Współczesne przemiany rzeźby Polski

Pod redakcją
Andrzeja Kostrzewskiego
Kazimierza Krzemienia
Piotra Migonia
Leszka Starkla
Marcina Winowskiego
Zbigniewa Zwolińskiego

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

Współczesne przemiany rzeźby Polski

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

Współczesne przemiany rzeźby Polski

Wydanie II rozszerzone

Pod redakcją
Andrzeja Kostrzewskiego
Kazimierza Krzemienia
Piotra Migonia
Leszka Starkla
Marcina Winowskiego
Zbigniewa Zwolińskiego

Bogucki Wydawnictwo Naukowe • Poznań 2021

Recenzenci:
Jarosław Balon
Radosław Dobrowolski
Wojciech Stankowski

Redaktor techniczny:
Grzegorz Bogucki

Fotografie na okładce:

okładka przednia (od góry):
Półwysep Helski (fot. M. Winowski), meandry Parsęty (fot. M. Winowski),
Geopark Łuk Mużakowa (fot. Z. Zwoliński), Morskie Oko (fot. Z. Rączkowska)

okładka tylna (od góry):
Klif orłowski (fot. Z. Zwoliński), Pojezierze Drawskie (fot. Z. Zwoliński),
Roztocze Szczebrzeszyńskie (fot. J. Rodzik), Karkonosze (fot. Z. Zwoliński)

Niniejsza monografia sfinansowana została ze środków Ministerstwa Edukacji i Nauki
oraz Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich

Copyright © by Authors, Poznań 2021

ISBN 978-83-7986-382-2

Bogucki Wydawnictwo Naukowe
ul. Górna Wilda 90, 61-576 Poznań
e-mail: biuro@bogucki.com.pl
www.bogucki.com.pl

Druk i oprawa: totem.com.pl

Spis treści

Autorzy **13**

Przedmowa **17**

Rozdział 1

Paleogeograficzne korzenie współczesnej rzeźby Polski **21**

Leszek Starkel

1.1. Założenia strefowości rzeźby Polski 23
1.2. Rzeźba odziedziczona z ostatniego glacjału 24
1.3. Holoceńska transformacja rzeźby odziedziczonej 27
1.4. Okres ingerencji człowieka 29
1.5. Uwagi końcowe 30

Rozdział 2

Klimatyczne tło współczesnych procesów morfogenetycznych na obszarze Polski **33**

Tadeusz Niedźwiedź, Leszek Starkel

2.1. Procesy sekularne i ekstremalne 35
2.2. Charakterystyka wybranych elementów klimatu z uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych 36
2.3. Tendencje zmian 49

Rozdział 3

Współczesna ewolucja rzeźby Tatr **59**

Zofia Rączkowska

3.1. Uwarunkowania współczesnej ewolucji rzeźby 61
3.2. Procesy kształtujące rzeźbę 67
3.3. Rola gwałtownych ruchów masowych 77
3.4. Wpływ działalności człowieka 80
3.5. Ewolucja stoków w profilu wysokościowym gór 83
3.6. Zmienność modelowania rzeźby den dolin w profilu podłużnym .. 85
3.7. Tendencje zmian rzeźby 87

Rozdział 4

Współczesna ewolucja rzeźby Karpat Zewnętrznych i Podhala 95

Jolanta Święchowicz, Włodzimierz Margielewski, Leszek Starkel, Adam Łajczak, Małgorzata Pietrzak, Kazimierz Krzemień, Elżbieta Gorczyca, Anna Bucała-Hrabia

4.1. Charakterystyka obszaru 97
4.1.1. Budowa geologiczna i rzeźba Karpat Zewnętrznych i Podhala 97
4.1.2. Klimat i stosunki wodne Karpat 102
4.1.3. Szata roślinna i zmiany użytkowania ziemi w Karpatach 105
4.2. Procesy geomorfologiczne współcześnie kształtujące rzeźbę stoków Karpat 112
4.2.1. Wpływ ruchów masowych na współczesną ewolucję rzeźby Karpat Zewnętrznych i Podhala 113
4.2.1.1. Wprowadzenie 113
4.2.1.2. Typy przemieszczeń grawitacyjnych 115
4.2.1.3. Wpływ budowy geologicznej i czynników zewnętrznych na przebieg ruchów masowych 120
4.2.1.4. Współczesne modelowanie rzeźby Karpat fliszowych przez ruchy masowe 126
4.2.2. Wpływ spłukiwania, sufozji i procesów eolicznych na współczesną ewolucję stoków Karpat fliszowych 130
4.2.2.1. Spłukiwanie 130
4.2.2.2. Sufozja 140
4.2.2.3. Procesy eoliczne 145
4.2.3. Wpływ zmian użytkowania ziemi na funkcjonowanie procesów przyrodniczych w polskich Karpatach fliszowych . 150
4.2.3.1. Zmiany użytkowania ziemi i ich wpływ na funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w środkowej części Karpat fliszowych 152
4.3. Kształtowanie rzeźby den dolin w Karpatach 156
4.3.1. Torfowiska 157
4.4. Kształtowanie koryt rzek karpackich 159
4.4.1. Reżim hydrologiczny 159
4.4.2. Transport materiału w rzekach i jego depozycja 161
4.4.3. Typy koryt 165
4.4.4. Rola regulacji koryt w zmianach ich morfologii i bilansie transportu rumowiska 173
4.4.5. Renaturyzacja koryt rzecznych 179
4.4.6. Działalność bobrów w rzekach i dnach dolin 182
4.5. Przekształcanie rzeźby związane z zabudową hydrotechniczną, wydobyciem surowców mineralnych, infrastrukturą drogową, osadnictwem 185
4.6. Podsumowanie 193

Rozdział 5

Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich Przedgórza **223**

Piotr Migoń, Marek Kasprzak, Agnieszka Latocha, Łukasz Pawlik

5.1. Obszar opracowania 226
5.2. Główne cechy budowy geologicznej i rzeźby Sudetów i Przedgórza Sudeckiego 228
5.3. Warunki klimatyczne 230
5.4. Współczesne procesy kształtujące stoki 232
5.4.1. Ruchy masowe 233
5.4.1.1. Spływy gruzowo-błotne 233
5.4.1.2. Osuwiska 239
5.4.1.3. Obrywy i odpadanie 241
5.4.1.4. Lawiny 243
5.4.2. Spłukiwanie i erozja linijna 244
5.4.3. Procesy biogeomorfologiczne 249
5.5. Procesy kształtujące dna dolinne 254
5.5.1. Procesy sekularne 254
5.5.2. Zdarzenia ekstremalne 257
5.6. Inne procesy morfogenetyczne 260
5.7. Formy antropogeniczne 261
5.7.1. Efekty działalności górniczej 264
5.7.2. Efekty działalności rolniczej 266
5.8. Kierunki przekształceń rzeźby 269
5.8.1. Stoki 269
5.8.2. Dna dolin 274
5.9. Przekształcenia rzeźby Sudetów – prognoza na przyszłość 277
5.9.1. Kierunki przekształceń 277
5.9.2. Zagrożenia geomorfologiczne w przyszłości 278
5.10. Podsumowanie i wnioski 279

Rozdział 6

Współczesna ewolucja rzeźby Kotlin Podkarpackich **293**

Piotr Gębica, Leszek Starkel, Agnieszka Czajka, Renata Dulias, Maria Fajer, Jan Maciej Waga

6.1. Kotlina Raciborsko-Oświęcimska 295
6.1.1. Położenie i podział 295
6.1.2. Charakterystyka środowiska przyrodniczego 296
6.1.3. Współczesne procesy geomorfologiczne – uwarunkowania i skutki 299
6.1.3.1. Procesy stokowe 299
6.1.3.2. Procesy fluwialne 301
6.1.3.3. Współczesne procesy eoliczne 306
6.1.3.4. Procesy i formy antropogeniczne 306

6.1.4. Denudacja antropogeniczna i tendencje zmian rzeźby 311
6.2. Kotlina Sandomierska 312
6.2.1. Położenie, granice i podział na jednostki geomorfologiczne . 312
6.2.2. Typy rzeźby i ich budowa geologiczna 313
6.2.3. Współczesne procesy geomorfologiczne – uwarunkowania i skutki 316
6.2.3.1. Procesy stokowe 316
6.2.3.2. Procesy fluwialne 318
6.2.3.3. Procesy eoliczne 322
6.2.3.4. Procesy i formy antropogeniczne 322
6.2.4. Przewidywane tendencje przekształceń rzeźby kotliny – wpływ czynników naturalnych i antropogenicznych 324
6.2.5. Podsumowanie i wnioski 324
Podziękowania 325

Rozdział 7

Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich 333

Jan Rodzik, Tadeusz Ciupa, Grzegorz Janicki, Waldemar Kociuba, Andrzej Tyc, Wojciech Zgłobicki

7.1. Środowiskowe tło współczesnych procesów rzeźbotwórczych 335
7.1.1. Warunki geologiczno-geomorfologiczne 336
7.1.2. Uwarunkowania klimatyczno-hydrologiczne 341
7.1.3. Uwarunkowania antropogeniczne 344
7.1.4. Ocena uwarunkowań współczesnych przemian rzeźby 348
7.2. Procesy geomorfologiczne i ich skutki 349
7.2.1. Procesy geochemiczne 349
7.2.2. Procesy stokowe 352
7.2.3. Procesy fluwialne 362
7.2.4. Ocena zróżnicowania procesów geomorfologicznych 366
7.3. Struktura czasowa współczesnych procesów geomorfologicznych . 368
7.3.1. Morfogenetyczne pory roku 368
7.3.2. Morfogenetyczna rola zdarzeń ekstremalnych i procesów epizodycznych 373
7.3.3. Ocena zmienności procesów geomorfologicznych 381
7.4. Kierunki rozwoju rzeźby Wyżyn Polskich w warunkach antropopresji 382
7.4.1. Ewolucja systemów stokowych pod wpływem denudacji antropogenicznej 384
7.4.2. Współczesna ewolucja den dolin rzecznych 390
7.4.3. Formy antropogeniczne i ich rozwój 394
7.5. Przewidywane tendencje rozwoju rzeźby Wyżyn Polskich 398

Rozdział 8

Współczesne przemiany rzeźby strefy staroglacjalnej Niżu Polskiego 415

Zbigniew Rdzany, Marek Kasprzak, Daniel Okupny, Aleksander Szmidt

8.1. Charakterystyka tła środowiskowego strefy staroglacjalnej 417
8.1.1. Zróżnicowanie regionalne rzeźby i jej paleogeograficzne uwarunkowania 417
8.1.2. Wybrane czynniki przyrodnicze procesów rzeźbotwórczych 424
8.2. Współczesne procesy morfogenetyczne 432
8.2.1. Współczesne procesy morfogenetyczne obszaru staroglacjalnego a działalność człowieka 432
8.2.2. Ewolucja stoków 444
8.2.3. Procesy fluwialne i ich skutki 449
8.2.4. Zbiorniki wodne i ich przekształcenia 456
8.2.5. Procesy eoliczne 461
8.2.6. Inne naturalne procesy rzeźbotwórcze ze szczególnym uwzględnieniem procesów biogenicznych 465
8.3. Podsumowanie 469

Rozdział 9

Współczesna ewolucja rzeźby młodoglacjalnej Niżu Polskiego 483

Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński, Leon Andrzejewski, Wacław Florek, Małgorzata Mazurek, Władysław Niewiarowski, Zbigniew Podgórski, Grzegorz Rachlewicz, Ewa Smolska, Alfred Stach, Jacek Szmańda, Józef Szpikowski, Wojciech Wysota

9.1. Tło geograficzne współczesnej ewolucji rzeźby młodoglacjalnej ... 485
9.2. Współczesne procesy i przekształcenia rzeźby obszarów wysoczyznowych i równin sandrowych strefy młodoglacjalnej 500
9.2.1. Typologia obszarów wysoczyznowych i sandrowych 501
9.2.2. Uwarunkowania i przebieg współczesnych procesów morfogenetycznych na obszarach wysoczyznowych i sandrowych 505
9.2.3. Zmiany morfologiczne w rzeźbie wysoczyzn i sandrów wywołane współczesnymi procesami morfogenetycznymi .. 509
9.2.4. Zróżnicowanie natężenia współczesnych procesów morfogenetycznych na młodoglacjalnym obszarze wysoczyzn i sandrów 511
9.3. Współczesne procesy kształtujące rzeźbę stoków 512
9.3.1. Uwarunkowania współczesnej ewolucji stoków młodoglacjalnych 514
9.3.2 Dynamika współczesnych przekształceń stoków 516
9.3.3. Udział denudacji chemicznej w ewolucji stoków młodoglacjalnych 520
9.3.4. Współczesna morfogeneza stoków młodoglacjalnych 521

9.4. Współczesne procesy kształtujące rzeźbę dolin rzecznych 524
9.4.1. Procesy fluwialne 526
9.4.1.1. Erozja 527
9.4.1.2. Transport rzeczny 531
9.4.1.3. Depozycja 535
9.4.2. Inne procesy wpływające na modelowanie dolin 539
9.4.3. Współczesna morfodynamika den dolin rzecznych 543
9.5. Wpływ człowieka na współczesny rozwój rzeźby młodoglacjalnej . 546
9.5.1. Powstanie i typologia antropogenicznych form rzeźby terenu 547
9.5.2. Wpływ działalności człowieka na morfologię terenu 550
9.6. Podsumowanie 555

Rozdział 10

Współczesna ewolucja rzeźby wybrzeża Bałtyku Południowego 573

Andrzej Kostrzewski, Stanisław Musielak, Kazimierz Furmańczyk, Joanna Dudzińska-Nowak, Krystyna Osadczuk, Marcin Winowski, Tomasz Wolski, Zbigniew Zwoliński

10.1. Morfosystem polskiego wybrzeża Bałtyku 575
10.1.1. Podział strefy brzegowej 576
10.1.2. Typy brzegów polskiego wybrzeża Bałtyku 578
10.1.2.1. Brzegi klifowe 578
10.1.2.2. Brzegi płaskie niskie 580
10.1.2.3. Brzegi wydmowe 581
10.2. Paleogeograficzne uwarunkowania rozwoju polskiego wybrzeża Bałtyku Południowego 586
10.3. Uwarunkowania geomorfologiczne i hydro-meteorologiczne kształtowania rzeźby wybrzeża Bałtyku Południowego 587
10.3.1. Rzeźba i budowa geologiczna brzegów 587
10.3.2. Wiatry i falowanie wiatrowe 587
10.3.3. Prądy przybrzeżne 590
10.3.4. Wahania poziomu morza 591
10.4. Procesy geomorfologiczne i formy rzeźby wybrzeża Bałtyku Południowego 594
10.4.1. Procesy morfogenetyczne na klifach, typy klifów 595
10.4.2. Poprzeczny i wzdłużbrzegowy transport osadów 601
10.4.3. Plaże 602
10.4.4. Rewy podwodne i kanały prądów rozrywających 602
10.4.5. Transport eoliczny 603
10.5. Wpływ działalności antropogenicznej na kształtowanie rzeźby morskiej strefy brzegowej 606
10.6. Aktualny stan morfodynamiczny i tendencje rozwoju polskiej strefy brzegowej Bałtyku 609

Rozdział 11

Współczesne przemiany rzeźby koryta i równiny zalewowej Wisły 621

Adam Łajczak, Zygmunt Babiński, Tomasz Falkowski, Piotr Gierszewski, Michał Habel, Joanna Plit, Roman Soja, Jacek Szmańda

11.1. Podział Wisły na odcinki i ich ogólna charakterystyka 623
11.2. Charakterystyka doliny, równiny zalewowej i koryta Wisły 628
11.2.1. Górna Wisła 628
11.2.2. Środkowa Wisła 632
11.2.3. Dolna Wisła 634
11.3. Charakterystyka hydrologiczna Wisły 636
11.3.1. Ogólne cechy hydrologii rzeki 636
11.3.2. Wezbrania w dolinie Wisły 637
11.4. Przebieg prac regulacyjnych na Wiśle – skutki hydrologiczne 640
11.4.1. Górna Wisła 640
11.4.2. Środkowa Wisła 644
11.4.3. Dolna Wisła 644
11.4.4. Funkcje urządzeń piętrzących Wisłę – zmiany w odpływie 646
11.5. Zmiany układu i kształtu koryta Wisły w ostatnich 250 latach ... 647
11.5.1. Górna Wisła 647
11.5.2. Środkowa Wisła 649
11.5.3. Dolna Wisła 652
11.5.4. Akumulacyjne i erozyjne efekty urządzeń piętrzących Wisłę 654
11.6. Transport i sedymentacja materiału w Wiśle 656
11.6.1. Relacje między rozmiarami transportu materiału wleczonego, unoszonego i rozpuszczonego 656
11.6.2. Transport materiału wleczonego 657
11.6.3. Transport materiału unoszonego na tle transportu w dorzeczu i dostawy przez dopływy 658
11.6.4. Bilans transportu materiału unoszonego w wyróżnionych odcinkach rzeki 661
11.6.5. Wieloletnie i sezonowe zmiany transportu materiału unoszonego 661
11.6.6. Bilans transportu materiału klastycznego w odcinkach rzeki objętych cofką urządzeń piętrzących 663
11.7. Geomorfologiczne efekty współczesnej akumulacji materiału w międzywalu i na zawalu Wisły 665
11.7.1. Skuteczność wałów przeciwpowodziowych i skutki geomorfologiczne ich funkcjonowania 665
11.7.2. Formowanie równiny zalewowej 666
11.7.3. Tempo przyrostu osadów a budowa równiny zalewowej .. 669
11.8. Dostawa materiału przez Wisłę do Morza Bałtyckiego a tempo rozwoju delty rzeki 670
11.9. Uwagi końcowe 671

Rozdział 12

Współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Odry 681

Dariusz Ciszewski, Agnieszka Czajka

12.1. Charakterystyka doliny rzeki Odry 683
12.1.1. Fizjografia doliny Odry 683
12.1.2. Hydrologia rzeki Odry 685
12.2. Historia regulacji Odry 686
12.3. Procesy i osady fluwialne Odry uregulowanej 689
12.4. Podsumowanie 699

Rozdział 13

Typy i kierunki współczesnych przekształceń rzeźby Polski 703

Leszek Starkel

13.1. Rola odziedziczonej rzeźby 706
13.2. Rola litologii podłoża 707
13.3. Klimatyczne uwarunkowania procesów 708
13.4. Rola typu i struktury przestrzennej użytkowania ziemi 710
13.5. Regionalne różnice w kierunkach przemian 711
13.6. Główne kierunki przekształceń stoków i den dolin 712
13.7. Współczesne tendencje zmian rzeźby w perspektywie zmian klimatu i zmian ekonomiczno-społecznych 713

Autorzy

Leon Andrzejewski
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Zygmunt Babiński
Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz

Anna Bucała-Hrabia
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego, Polska Akademia Nauk, Kraków

Dariusz Ciszewski
Katedra Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków

Tadeusz Ciupa
Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce

Agnieszka Czajka
Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Joanna Dudzińska-Nowak
Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

Renata Dulias
Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Maria Fajer
Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Tomasz Falkowski
Katedra Inżynierii Wodnej, Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Warszawa

Wacław Florek
Instytut Geografii, Akademia Pomorska, Słupsk

Kazimierz Furmańczyk
Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

Piotr Gębica
Instytut Archeologii, Uniwersytet Rzeszowski, Rzeszów

Piotr Gierszewski
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego, Polska Akademia Nauk, Toruń

Elżbieta Gorczyca
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Michał Habel
Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz

Grzegorz Janicki
Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Marek Kasprzak
Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

Waldemar Kociuba
Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Andrzej Kostrzewski
Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

Kazimierz Krzemień
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Agnieszka Latocha
Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

Adam Łajczak
Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. Komisji Edukacji Narodowej, Kraków

Włodzimierz Margielewski
Instytut Ochrony Przyrody, Polska Akademia Nauk, Kraków

Małgorzata Mazurek
Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Poznań

Piotr Migoń
Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

Stanisław Musielak
Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

Tadeusz Niedźwiedź
Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Władysław Niewiarowski
Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Daniel Okupny
Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

Krystyna Osadczuk
Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

Łukasz Pawlik
Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Małgorzata Pietrzak
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Joanna Plit
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego,
Polska Akademia Nauk, Warszawa

Zbigniew Podgórski
Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz

Grzegorz Rachlewicz
Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

Zofia Rączkowska
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego,
Polska Akademia Nauk, Kraków

Zbigniew Rdzany
Katedra Geografii Fizycznej, Uniwersytet Łódzki, Łódź

Jan Rodzik
Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Ewa Smolska
Katedra Geografii Fizycznej, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Roman Soja
Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. Komisji Edukacji Narodowej, Kraków

Alfred Stach
Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

Leszek Starkel
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego,
Polska Akademia Nauk, Kraków

Jacek Szmańda
Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. Komisji Edukacji Narodowej, Kraków

Aleksander Szmidt
Katedra Geografii Fizycznej, Uniwersytet Łódzki, Łódź

Józef Szpikowski
Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

Jolanta Święchowicz
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Andrzej Tyc
Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Jan Maciej Waga
Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Marcin Winowski
Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

Tomasz Wolski
Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

Wojciech Wysota
Katedra Geologii i Geomorfologii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Wojciech Zgłobicki
Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Zbigniew Zwoliński
Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-00

CC BY 4.0

Przedmowa

Rzeźba terenu jest ważnym zasobem przyrodniczym, który podlega zmianom w czasie i w przestrzeni. Zmiany te dokonują się zarówno pod wpływem procesów naturalnych, jak i antropogenicznych, obejmując wszystkie sfery środowiska geograficznego, wśród których morfosfera jest miejscem ich działania, a także relacji z innymi sferami, w tym z antroposferą. W oparciu o prowadzone szczegółowe obserwacje terenowe można stwierdzić, że przyczyną zmian rzeźby jest klimat i różne przejawy działalności człowieka. Zwiększający się wpływ człowieka na procesy morfogenetyczne i ich efekty zaznacza się w skali lokalnej, regionalnej i globalnej.

Z metodycznego punktu widzenia, sprawą pierwszorzędnej wagi jest oddzielenie w ocenie oddziaływania i efektów procesów naturalnych i antropogenicznych, a także rozpoznanie mechanizmów ich funkcjonowania. Dyskusja i oceny w tym zakresie są odmienne zarówno ze strony nauki, jak i praktyki, co doprowadza do swoistych konfliktów społecznych.

Temperatura powietrza w XX w. podniosła się o 0,6 ± 0,2°C, przewidywany jest dalszy jej wzrost w XXI w. w granicach 1,4–5,8°C[1]. Scenariusz taki doprowadzi do istotnych zmian w obiegu energii i przepływie materii, co będzie mieć zasadniczy wpływ na zachodzące przemiany krajobrazowe we wszystkich strefach morfoklimatycznych. Monitorowane zjawisko – wzrost częstotliwości procesów o charakterze katastrofalnym, takich jak: huragany, powodzie, susze itd. – jest niewątpliwie stymulowane procesami naturalnymi i antropogenicznymi.

Oceny jakościowej i ilościowej zmian poszczególnych sfer środowiska geograficznego dokonuje się w przyjętych skalach czasowych. Reakcją społeczności nauk o Ziemi na zachodzące zmiany jest propozycja dotycząca geochronologii Ziemi. Efektem prowadzonej dyskusji, m.in. w ramach Międzynarodowego Programu Badań Geosfery-Biosfery *Zmiany Globalne* (International Geosphere Biosphere Programme *Global Change*), było przedstawienie propozycji nowej jednostki w historii Ziemi – antropocenu, co ma podkreślać rolę człowieka w zmianach geosfery.

[1] IPCC [Intergovernmental Panel on Climate Change], 2021, *Climate Change 2021: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, B. Zhou (eds.), Cambridge University Press.

Termin ten do nauki wprowadzili Paul J. Crutzen i Eugene F. Stoermer[2] i proponuje się go przyjąć jako najmłodszą epokę w historii Ziemi[3]. Tak więc wprowadzenie antropocenu oznacza konieczność wyznaczenia granicy holocenu. Biorąc pod uwagę zachodzące zmiany temperatury powietrza, zmiany zasięgu i objętości lodu morskiego w Arktyce, zmiany poziomu oceanu światowego, z uwzględnieniem zwiększającej się liczby procesów katastrofalnych, można przyjąć 1950 r. jako wyznaczający koniec holocenu. Przy takim założeniu stwierdzamy, że czas trwania holocenu obejmuje 12 061 lat[4].

Ilościowe i jakościowe określenie współczesnych procesów przemian rzeźby na tle dobrze rozpoznanej paleogeografii obszaru, oparte na właściwych założeniach metodologicznych i metodycznych, jest przedmiotem badań geomorfologii dynamicznej. W badaniach tych celem jest przede wszystkim rozpoznanie aktualnego stanu rzeźby, jej rozwoju w ciągu ostatnich 100 lat oraz wskazanie scenariuszy krótko- i długoterminowych jej kształtowania. Kolejnym etapem postępowania badawczego jest wskazanie kierunków zagrożeń oraz typów rzeźby i wybranych form terenu o charakterze wyjątkowym i niepowtarzalnym, wartych ochrony i zachowania. Tak więc istotną sprawą w badaniach terenowych jest przedstawienie różnorodności rzeźby w różnych skalach przestrzennych. Indywidualnością polskich badań z zakresu geomorfologii dynamicznej są badania empiryczne prowadzone w stacjach terenowych. Wieloletnie serie obserwacyjne powstałe w oparciu o standaryzowane metody badań terenowych i laboratoryjnych oraz zebrane w tematycznych bazach danych mogą stanowić podstawę oceny przebiegu i natężenia procesów geomorfologicznych. Kolejnym ważnym zadaniem geomorfologii dynamicznej jest szersze zastosowanie metod geoinformacyjnych do kartowania geomorfologicznego współczesnego systemu morfogenetycznego w oparciu o przyjęte metody badań i wypracowane sygnatury.

Należy podkreślić, że pięć geograficznych stacji terenowych – cztery uniwersyteckie i jedna należąca do Polskiej Akademii Nauk – weszły do sieci Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w ramach Państwowego Monitoringu Środowiska oraz do sieci europejskiej Integrated Monitoring. Fakt ten podnosi rangę merytoryczną, a także aplikacyjną prowadzonego w stacjach terenowych monitoringu geomorfologicznego.

Komisja Współczesnych Procesów Geomorfologicznych Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich upowszechnia stosowane metody badań procesów geomorfologicznych w ramach warsztatów geomorfologicznych. W trakcie warsztatów geomorfologicznych zorganizowanych w 1995 r. w Grodnie na wyspie Wolin dyskutowano podstawy metodologiczne i metodyczne badań współczesnych procesów geomorfologicznych. Dyskusja prowadzona w kolejnych latach na

[2] Crutzen P.J., Stoermer E.F., 2000, *The "Anthropocene"*, Global Change Newsletter, 41, 17–18.

[3] Waters C.N., Zalasiewicz J., Summerhayes C., Barnosky D., Poirier C., Gałuszka A., Cearreta A., Edgeworth M., Ellis E.C., Ellis M., Jeandel C., Leinfelder R., McNeill J.R., Richter D. deB., Steffen W., Syvitski J., Vidas D., Wagreich M., Williams M., Zhisheng A., Grinevald J., Odada E., Oreskes N., Wolfe A.P., 2016, *The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene*, Science, 351, 6269, DOI: 10.1126/science.aad2622.

[4] Birkenmajer K., 2012, *Antropocen – nowa epoka geologiczna?*, Przegląd Geologiczny, 60(11), 587–588.

posiedzeniach Komisji Współczesnych Procesów Geomorfologicznych stanowiła podstawę opracowania koncepcji syntezy przemian i współczesnego rozwoju rzeźby Polski. Dalsze działania były koordynowane przez Zarząd Główny Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich. W efekcie zaangażowania wszystkich ośrodków geomorfologicznych w Polsce powstała synteza pt. *Współczesne przemiany rzeźby Polski* pod redakcją Leszka Starkla, Andrzeja Kostrzewskiego, Adama Kotarby i Kazimierza Krzemienia, natomiast sekretarzem wydawnictwa był Zbigniew Zwoliński[5].

Biorąc pod uwagę zmienność i dynamikę procesów geomorfologicznych, a także postęp w rozwoju metod badawczych, w ramach Komisji Współczesnych Procesów Geomorfologicznych SGP, 15 grudnia 2017 r. podjęto decyzję o przygotowaniu drugiego, rozszerzonego wydania syntezy z 2008 r. Jego zakres dyskutowano na licznych spotkaniach Komisji, natomiast na posiedzeniu 18 czerwca 2018 r. przedstawiono koncepcję opracowania, które byłoby koordynowane od strony redakcyjnej przez Andrzeja Kostrzewskiego, Kazimierza Krzemienia, Piotra Migonia, Leszka Starkla, Marcina Winowskiego i Zbigniewa Zwolińskiego. Propozycja została zaakceptowana przez Zarząd Główny Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich, a do prac ponownie włączyły się wszystkie ośrodki geomorfologiczne w Polsce.

Przekazujemy Państwu znacznie rozszerzoną w stosunku do pierwszego wydania syntezę *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Zawiera ona także nieobecny w pierwszym wydaniu rozdział dotyczący kotlin podkarpackich.

Serdecznie dziękujemy Zarządowi Głównemu Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich za umożliwienie realizacji drugiego, rozszerzonego wydania *Współczesnych przemian rzeźby Polski*, dziękujemy wszystkim autorom, recenzentom oraz firmie Bogucki Wydawnictwo Naukowe. Praca sfinansowana została ze środków Ministerstwa Edukacji i Nauki i Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich.

Wyrażamy przekonanie, że przekazane opracowanie wniesie nowe informacje na temat współczesnego rozwoju rzeźby i będzie przydatne dla celów praktycznych, m.in. zagospodarowania przestrzennego, komunikacji, rolnictwa, leśnictwa, gospodarki morskiej, monitoringu środowiska przyrodniczego, dydaktyki szkolnej i uniwersyteckiej, a także dla celów społecznych i obronnych.

Prezes
Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich
Małgorzata Mazurek

Redaktorzy opracowania
Andrzej Kostrzewski
Kazimierz Krzemień
Piotr Migoń
Leszek Starkel
Marcin Winowski
Zbigniew Zwoliński

[5] Starkel L., Kostrzewski A., Kotarba A., Krzemień K. (red.), 2008, *Współczesne przemiany rzeźby Polski, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk, Kraków.

Rozdział 1

Paleogeograficzne korzenie współczesnej rzeźby Polski

Polska (Google Earth)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-01

CC BY 4.0

Rozdział 1

Paleogeograficzne korzenie współczesnej rzeźby Polski

Leszek Starkel

1.1. Założenia strefowości rzeźby Polski

Cechą rzeźby erozyjno-denudacyjnej poza zasięgiem najmłodszych zlodowaceń plejstoceńskich jest zasadnicza różnica między wiekiem skał i wiekiem rzeźby. O ile dojrzała rzeźba denudacyjna może ścinać skały różnowiekowe od prekambru poczynając (jak widzimy to w Sudetach i Górach Świętokrzyskich), to współczesna rzeźba jest efektem procesów denudacji tektonicznie wyniesionych elementów trwającej nieprzerwanie niekiedy nawet od okresu paleogeńskiego (Klimaszewski 1980, Gilewska 1987). Orogeneza alpejska z rowem przedgórskim i wyniesieniem wału metakarpackiego oraz obniżeniem metakarpackim zadecydowały o pasmowym, w przybliżeniu równoleżnikowym, zróżnicowaniu rzeźby Polski. Stan ukształtowania rzeźby i jej budowy strukturalno-litologicznej na terenie Polski stanowi wypadkową długotrwałych procesów geologicznych, sięgających prekambru. Zaistniałe w przeszłości endogeniczne i egzogeniczne przemiany środowiska geologicznego doprowadziły do ukształtowania jednostek budowy geologicznej, które zyskały ostateczny wyraz w postaci struktur i złożoności litologicznej, podczas tektonicznych zdarzeń tzw. orogenezy alpejskiej, szczególnie jej końcowej fazy. Utworzona została wówczas skomplikowana budowa geologiczna, stanowiąca litologiczną treść młodej rzeźby o zróżnicowanych wiekowo górotworach (Zuchiewicz 1984, Alexandrowicz 1991, Stankowski 1996, Mojski 2005). W kontekście relacji utworzonych struktur podłoża i właściwości rzeźby jednostek geologicznych należy wskazywać na istnienie generalnej – pomijając lokalne, wtórne inwersyjne elementy – a) synchroniczności, np. Beskidy, strefa kielecka, Wyżyna Krakowsko-Częstochowska – spektakularna sytuacja materii paleozoicznego jądra obszaru z monoklinalnymi strukturami skał mezozoicznej osłony, warunkująca charakter ukształtowania terenu, b) asynchroniczności (np.

wydźwignięte niecki: Śródsudecka, Śląska, Nidziańska, Lubelska czy elewacje w obrębie strukturalnych wklęsłości – Wał Kujawsko-Pomorski, Antyklina Dolnego Sanu). Utworzona tektonicznie makro- i mezoorografia od schyłku neogenu poddana została intensywnym przemianom w zmieniających się uwarunkowaniach klimatycznych, rzutujących na rodzaje oraz intensywność dominujących wciąż aktywnych zjawisk egzogenicznych. Na wytworzony układ orograficzny w środkowym i górnym plejstocenie nałożyły się również podkreślające tę pasowość transgresje lądolodów skandynawskich i stref peryglacjalnych na ich przedpolu (ryc. 1.1).

Synchroniczny wiek skał i rzeźby, poza odniesieniami do makro- i mezoorografii, stwierdzamy tylko w rzeźbie akumulacyjnej pochodzenia glacjalnego, fluwialnego, eolicznego – rzeźbie wydmowej i lessowej, a także równin akumulacji jeziornej i bagiennej.

Na wyniesionych w czasie orogenezy alpejskiej zrębach i antyklinoriach pasa gór i wyżyn o starych górotworach – od Sudetów poprzez wyżyny środkowej Polski – znajdujemy ślady paleogeńsko-kredowej planacji, jak również neogeńskich faz zrównywania, na które nałożyły się fazy rozcinania erozyjnego, nasunięć lodowców i krioplanacji w czwartorzędzie (ryc. 1.2). Szczególnie złożone, po części epigenetyczne lub ekshumowane, są strefy brzeżne obszarów wyżynnych zarówno na przejściu do niżu, jak i do kotlin podkarpackich. Późno-neogeńskie i czwartorzędowe dźwiganie łuku Karpat doprowadziło do wypreparowania odpornych skał i powstania kilku stopni zrównań piedmontowych (Starkel 1987).

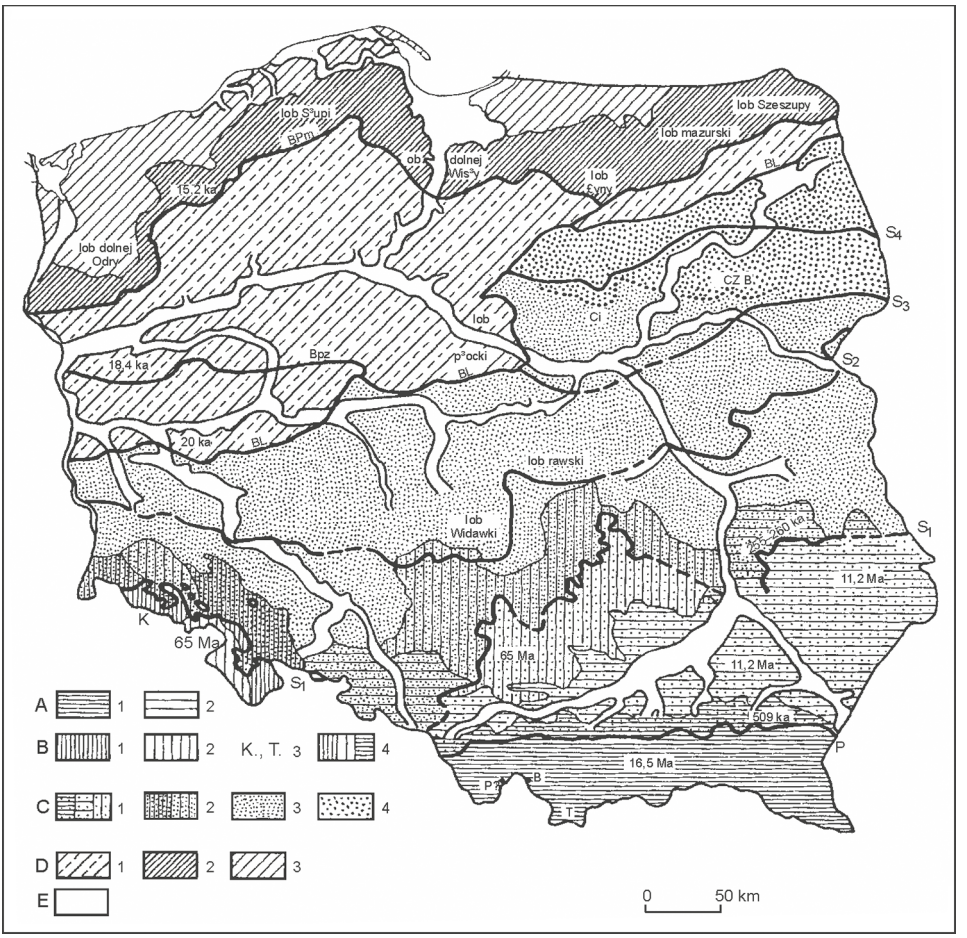
Coraz to mniejsze zasięgi ostatnich zlodowaceń skandynawskich zadecydowały o wykształceniu się również swoistej strefowości: od świeżej rzeźby polodowcowej na obszarze objętym zlodowaceniem wisły, poprzez zdegradowane krajobrazy polodowcowe zlodowacenia warty, aż po peryglacjalnie przekształcone pokrywy osadów glacjalnych i glacifluwialnych zlodowaceń odry i sanu. Obok impulsów naturalnych, zaznacza się od pewnego czasu także morfotwórczy wpływ człowieka.

Polichroniczny charakter ma rzeźba dzisiejszych dolin rzecznych. Nie tylko poszczególne odcinki, np. doliny Wisły, Odry czy Bugu, mają różną historię, rzeki zmieniały swój bieg, ale niemal każda większa dolina była w czwartorzędzie wielokrotnie pogłębiana i zasypywana, niekiedy nawet od nowa odgrzebywana (Starkel 2001; ryc. 1.2).

1.2. Rzeźba odziedziczona z ostatniego glacjału

Ostatnie piętro zimne było ostatnim okresem bezleśnym, intensywnej zarówno denudacji, jak i agradacji. Okres ten wycisnął istotne piętno na rzeźbie całego kraju i uwarunkował kierunki jej transformacji w holocenie (ryc. 1.3).

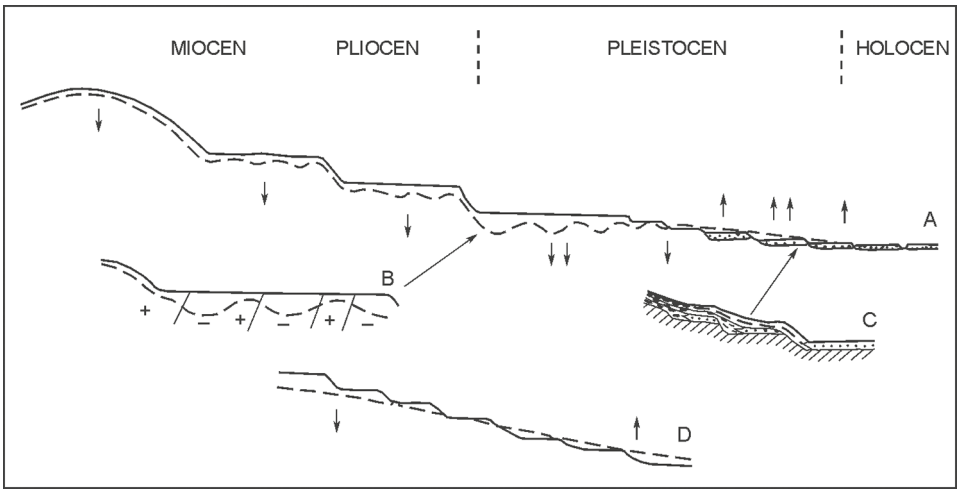
Utwory pokrywowe zarówno w strefie okrytej lądolodem, jak i w byłej strefie peryglacjalnej są dziedzictwem tego okresu (Starkel 2005).



Ryc. 1.1. Wiek bezwzględny rzeźby głównych stref morfogenetycznych (wg Gilewskiej 1991 – na podst. prac R. Galona, M. Klimaszewskiego)

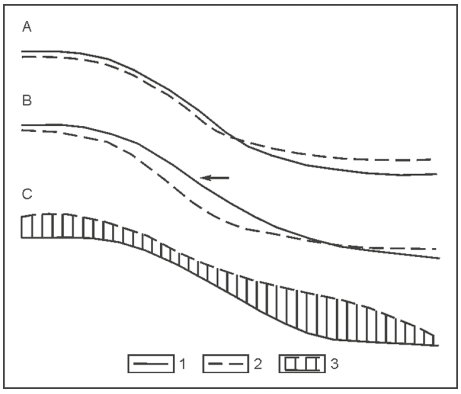
A – młode góry i przedgórskie kotliny kształtowane od: 1 – środkowego miocenu, 2 – górnego miocenu (tylko pod pokrywą osadów glacjalnych C1); B – stare góry i wyżyny kształtowane od: 1 – ery mezozoicznej, 2 – starszego trzeciorzędu, 3 – zlodowacone w plejstocenie (lokalnie w górach), 4 – góry i wyżyny nieobjęte zlodowaceniami skandynawskimi (typu A1, B1, B2); C – obszar staroglacjalny w zasięgu: 1 – zlodowacenia sanu, 2 – zlodowacenia odry, 3 – zlodowacenia warty, 4 – młodszych stadiałów warty (często nałożone na rzeźbę typu A1, A2, B1, B2); D – obszar młodoglacjalny: 1 – wysoczyzny jeziorne starsze, 2 – garb pojeziorny fazy pomorskiej, 3 – wysoczyzny i niziny nadmorskie; E – młodoczwartorzędowe dna dolin; linie oznaczają zasięgi głównych zlodowaceń i ich faz; wiek podany w milionach lat (Ma) lub tysiącach lat (Ka)

Rzeźba polodowcowa zlodowacenia wisły obejmuje zarówno formy akumulacji glacigenicznej i glacifluwialnej, formy erozji subglacjalnej i wytopiskowej, szlaki sandrowe i pradolinowe, jak też ku północy coraz słabszy ślad morfolologii peryglacjalnej w postaci m.in.: struktur mrozowych, pokryw soliflukcyjnych i eolicznych, dolinek korazyjnych (Kozarski 1995).



Ryc. 1.2. Długookresowe tendencje ewolucji rzeźby Karpat fliszowych i skala ich przekształceń w czwartorzędzie (wg Starkla 1987)
A – policykliczne generacje rzeźby związane z pogłębianiem dolin, obniżaniem wzniesień i nadbudową obniżeń, B – czwartorzędowa selektywna denudacja rzeźby poziomu 100-metrowego związana z naprzemianległym występowaniem skał bardziej (+) i mniej (–) odpornych, C – sekwencja skalno-osadowych plejstoceńskich teras rzecznych, fosylizowanych przez osady stokowe, D – generalny model obniżania wyżej wymienionych poziomów i nadbudowywania niższych stopni terasowych

Rzeźba polodowcowa zlodowacenia warty została przekształcona peryglacjalnie bardzo nierównomiernie. Pozostały czytelne w rzeźbie stoliwa kemowe, strefy marginalne, ale wiele form zależnie od litologii zostało przekształconych w ostańce denudacyjne i kriopedymenty. Dowodem skali przemian są dolinki korazyjne i bruki deflacyjne (Rotnicki 1966, Klatkowa1994). W strefie starszych zlodowaceń (odry, sanu) po rozczłonkowaniu pokryw glacigenicznych dolinami, w warunkach powtarzającego się cyklu peryglacjalno-umiarkowanego wykształciła się rzeźba równin denudacyjnych i rozległych obniżeń wypełnionych aluwiami, deluwiami i koluwiami. Na obrzeżeniu wyżyn doszło do ekshumacji wyniesień podłoża podczwartorzędowego spod pokryw glacigenicznych (Gilewska 1991) i częściowo wtórnego okrycia ich pokrywami peryglacjalnymi. W nałożonej po deglacjacji sieci



Ryc. 1.3. Kierunki przekształceń stoków w środowisku peryglacjalnym (wg Starkla 1986)
A – spłaszczanie i akumulacja w obniżeniach (rozwój akumulacyjnego glacis), B – cofanie stoków i rozwój kriopedymentów, C – fosylizacja starszej rzeźby przez przykrycie nierównej miąższości pokrywą lessową

dolinnej powstały odcinki epigenetyczne, a lokalnie zaistniały warunki dla rozwoju krasu zakrytego.

Rzeźba wyżyn, pogórzy i niskich gór modelowana była przez procesy zależne od litologii podłoża. Niekiedy wyniesienia zostały okryte gołoborzami, wypreparowywane były skałki. Na stokach utworzyły się miąższe niekiedy ponad 10 m pokrywy deluwialne i soliflukcyjne (Starkel 1986).

Procesy eoliczne doprowadziły do powstania różnej miąższości pokryw lessowych, nadbudowujących zarówno wierzchowiny, stoki, jak i równiny terasowe, maskujące starszą rzeźbę. W efekcie w strefie wyżyn i pogórzy często kontaktują ze sobą obszary o rzeźbie denudacyjnej pozbawione pokryw i miąższych pokryw peryglacjalnych (Maruszczak 1972).

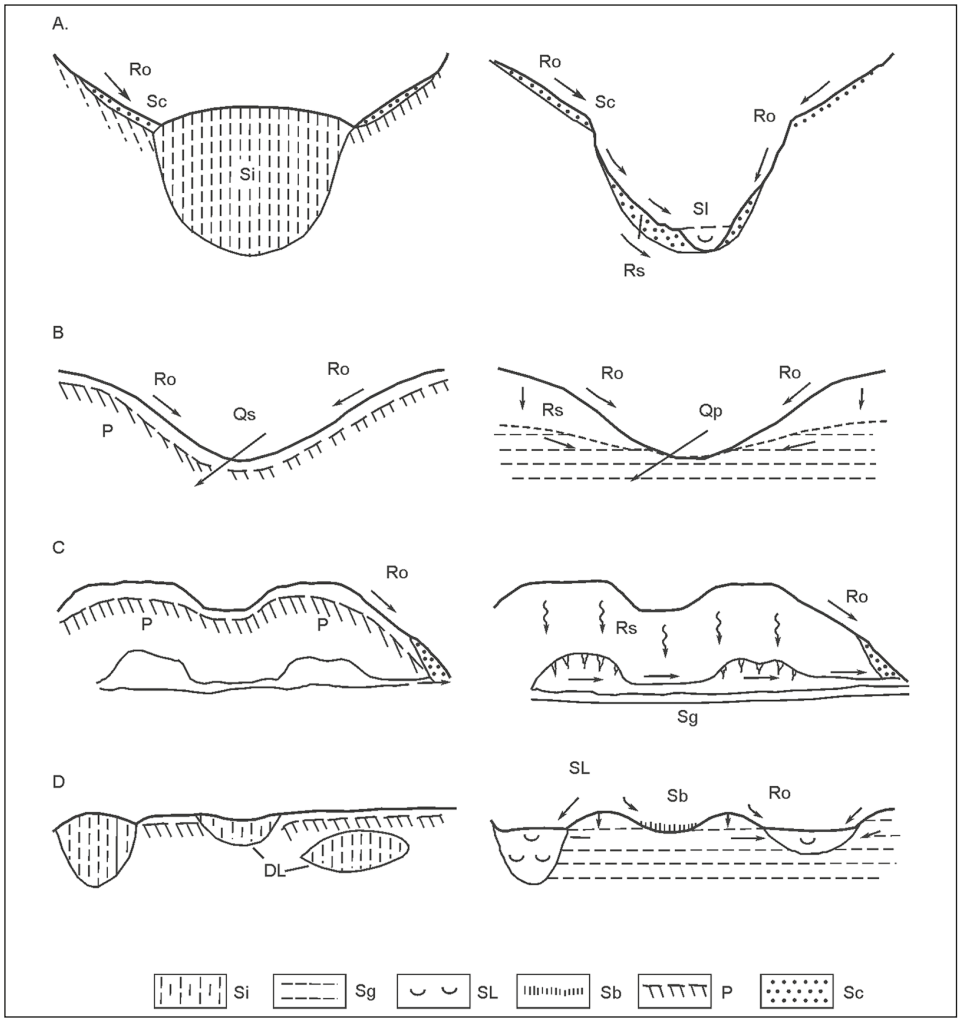
W dolinach rzecznych utworzyły się rozległe równiny teras akumulacyjnych, starsze z nich często przykryte lessem, młodsze – przeważnie z systemami wydm późnovistuliańskich (Nowaczyk 1986). Rozwinięte ekstensywne pola wydmowe i powierzchnie deflacyjne stanowią ważny element morfogenezy w obrębie terenów środkowej i północnej części kraju.

Góry średnie, leżące przez dłuższy okres w piętrze krioniwalnym (ok. 500–1500 m n.p.m.), noszą liczne ślady transformacji peryglacjalnej w postaci skałek, gołoborzy, teras krioplanacyjnych, a na mniej odpornych skałach kriopedymentów i równin akumulacji soliflukcyjno-deluwialnej. W wysokich partiach gór (Tatr) doszło do dalszego rozwoju odziedziczonych z wcześniejszych glacjałów cyrków lodowcowych i dzielących je grani (Klimaszewski 1987).

Skala transformacji peryglacjalnej w ostatnim glacjale zależała głównie od litologii i typu rzeźby odziedziczonej (Starkel 1986). Następowało wypreparowywanie ławic odpornych; na mniej odpornych ogniwach fliszu obniżanie sięgało 10 m. Utrwalane były cechy rzeźby zainicjowane w czasie wcześniejszych pięter zimnych. Równocześnie dolne partie stoków i den dolin zostały okryte utworami pokrywowymi różnej genezy, na których już od późnego glacjału rozwijały się holoceńskie gleby (Kowalkowski 1988).

1.3. Holoceńska transformacja rzeźby odziedziczonej

Postępujące ocieplenie w późnym vistulianie spowodowało zmianę obiegu wody i zespołu procesów rzeźbotwórczych. Recesja zmarzliny, głęboka infiltracja i wkraczanie roślinności leśnej zahamowały procesy spłukiwania i deflacji na korzyść powszechnego ługowania i lokalnie występujących procesów erozji linijnej, sufozji, krasowienia i ruchów masowych (ryc. 1.4). Nieprzeciążone rumowiskiem koryta rzeczne zmieniały swoje kształty z roztokowych na meandrowe. W obniżeniach rozpoczęła się akumulacja biogeniczna. Jedynie w czasie krótkich faz ochłodzeń ożywała akumulacja rzeczna, działalność eoliczna, powstawały rozległe pola wydmowe. W górach trwało przesuwanie ku górze pięter morfogenetycznych. Tatrzańskie piętro glacjalne znalazło się w piętrze krioniwalnym i leśnym. Piętro krioniwalne Beskidów, Sudetów i Łysogór zostało zajęte przez piętra leśne.



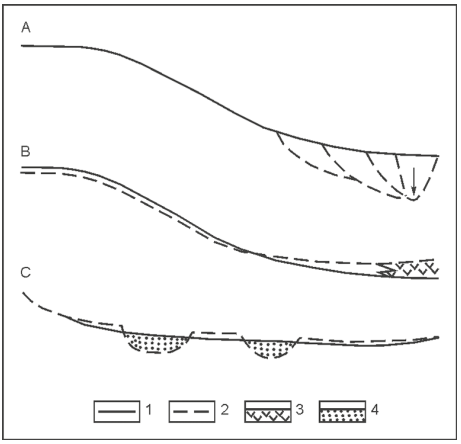
Ryc. 1.4. Zmiany obiegu wody w typowych krajobrazach na przejściu od plejstocenu do holocenu

A – dolina wysokogórska, B – dolina wyżynna, C – wyżyna krasowa, D – obszar polodowcowy z wytopiskami. Si – lód lodowcowy (retencja w lodzie), Sg – retencja gruntowa, Sl – retencja jeziorna, Sb – retencja torfowiskowa, P – poziom zmarzliny, Sc – retencja w pokrywach stokowych, Ro – spływ powierzchniowy, Rs – spływ śródpokrywowy

W holocenie generalnie zachowała się rzeźba ukształtowana w ostatnim glacjale (Starkel 1986, 2005). Kierunki przekształceń stoków i skala zmian zależały zarówno od litologii utworów pokrywowych, jak i reliefu stoków (ryc. 1.5). Zależnie od procesów przewodnich mówimy o modelowaniu stoków albo wyłącznie przez ługowanie, albo przez erozję linijną, sufozję lub procesy grawitacyjne (Starkel 1977). Na obszarach o małych deniwelacjach obok ługowania w obniżeniach

następuje akumulacja biogeniczna. O ile w warunkach naturalnych przekształcenia stoków miały zasięg lokalny, to zmieniający się zarówno sezonowo, jak i w wieloleciu reżim hydrologiczny rzek prowadził do stałej przebudowy koryt i równin zalewowych. Istotną rolę w przekształcaniu rzeźby odgrywały okresy wilgotniejsze o dużej częstotliwości zdarzeń ekstremalnych, trwające nawet 200–500 lat.

Młodoglacjalna rzeźba niżu również była modelowana przez procesy ługowania. Jedynie w obniżeniach, gdzie nadal organizowała się sieć dolinna (Koutaniemi, Rachocki 1981), odcinkami albo przeważała erozja wgłębna, powstawały nawet przełomy, albo akumulacja fluwialna w drenowanych obniżeniach. W obniżeniach wytopiskowych i opuszczonych pradolinach dominowała akumulacja biogeniczna lub jeziorna.



Ryc. 1.5. Kierunki przekształceń rzeźby w holocenie (wg Starkla 2005)
A – pogłębianie i poszerzanie dolin na obszarach wyżynnych, B – obniżanie wyniesień i agradacja w obniżeniach, C – tworzenie profilu podłużnego systemów dolinnych nałożonych na rzeźbę młodoglacjalną (agradacja w wytopiskach i rynnach, pogłębianie w odcinkach je dzielących): 1 – odziedziczony profil podłużny (wyjściowy), 2 – profil tworzony – efekt przekształceń, 3 – akumulacja organiczna, 4 – akumulacja mineralna

1.4. Okres ingerencji człowieka

Rozpoczęte w neolicie wylesianie i uprawa roli zmieniły obieg wody i materii w zlewniach rzecznych. Nastąpiło przyspieszenie powierzchniowego spływu wody, spłukiwania i erozji linijnej (Rotnicki, Starkel 1991). Sieć dróg na stokach doprowadziła do powiększania gęstości sieci wąwozów. Równocześnie wzrósł udział płytkich ruchów masowych. Pozbawiona trwałej pokrywy roślinnej gleba wystawiona została na działanie wiatru. Szczególnie na obszarach piaszczystych doprowadziło to do rozwiewania starych, a lokalnie do tworzenia nowych wydm. Wylesienie na terenach nizinnych doprowadziło do wtórnego podniesienia poziomu wód gruntowych i zabagnienia obniżeń. Efekty antropogenicznej erozji gleb zostały stwierdzone w skali lokalnej na obszarach lessowych już w okresie neolitu. W większych dolinach rzecznych agradacyjne efekty ingerencji człowieka są rejestrowane od okresu rzymskiego (I–III w.) lub od X–XI w. (Starkel 2004). Wiele profilów glebowych na stokach wykazuje symptomy ogłowienia, skala degradacji przekracza często 1 m (Kowalkowski 1988). Miąższość aluwiów i proluwiów w dolinach obszarów lessowych sięga często 5–10 m.

1.5. Uwagi końcowe

Analizując współczesne procesy rzeźbotwórcze i ich efekty, musimy pamiętać o korzeniach współczesnej rzeźby (Starkel 1999). Tkwią one w odległej często przeszłości, choć jednak areną współczesnych zmian są głównie formy i utwory pokrywowe odziedziczone z ostatniego piętra zimnego plejstocenu. Cechą holocenu o zwartej szacie roślinnej i głębokim krążeniu wody jest przewaga denudacji chemicznej nad mechaniczną, lokalne przekraczanie wartości progowych procesów stokowych w czasie zdarzeń ekstremalnych i kontrastujące z tym stałe dopasowywanie koryt i równin zalewowych do zmian reżimu hydrologicznego.

Przebiegający nierównoczasowo i zróżnicowany przestrzennie proces wylesiania i uprawy roli doprowadził do zwiększenia potencjalnej roli powierzchniowych procesów sekularnych, przy równoczesnym wzroście częstotliwości osiągania wartości progowych w czasie ekstremalnych zjawisk meteorologicznych. Natomiast złożony układ pól i użytkowania ziemi spowodował przerywanie ciągłości przestrzennej w rozwoju stoków i dolin. Jedynie w czasie zdarzeń ekstremalnych (powodzi, procesów osuwiskowych) odbudowywana bywa łączność całych systemów stokowych i korytowych, z czym wiążą się zwykle skutki bardzo niekorzystne dla gospodarki.

Literatura

Alexandrowicz S.W., 1991, *Przemiany środowiska w przeszłości*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 23–37.

Gilewska S., 1987, *The Tertiary environment of Poland*, Geogr. Polonica, 53, 48–61.

Gilewska S., 1991, *Rzeźba,* [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 248–296.

Klatkowa H., 1994, *Evaluation du role de l'agent periglaciaire en Pologne Centrale*, Biul. Peryglacjalny, 33, 79–100.

Klimaszewski M., 1980, *Bezwzględny wiek rzeźby terytorium Polski*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 14, 3–16.

Klimaszewski M., 1987, *The geomorphological evolution of the Tatra Mountains of Poland*, Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl. 65, 1–34.

Koutaniemi L., Rachocki A., 1981, *Paleohydrology and landscape development in the middle course of the Radunia basin, North Poland,* Fennia, 159, 2, 335–342.

Kowalkowski A., 1988, *Wiek i geneza gleb,* [w:] L. Starkel (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Wszechnica PAN, Ossolineum, Wrocław, s. 45–85.

Kozarski S., 1995, *The periglacial impact on the deglaciation area of northern Poland after 20 kyr BP*, Biul. Peryglacjalny, 34, 73–102.

Maruszczak H., 1972, *Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, t. I, PWN, Warszawa, s. 340–384.

Mojski J.E., 2005, *Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Nowaczyk B., 1986, *Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne, a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie*, Uniw. A. Mickiewicza w Poznaniu, ser. Geogr., 28.

Rotnicki K., 1966, *Rzeźba Wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju podczas würmu*, Prace Kom. Geogr.-Geol., PTPN, 5, 2, 1–124.
Rotnicki K., Starkel L., 1991, *Przekształcenie rzeźby w holocenie*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 137–159.
Stankowski W., 1996, *Wstęp do geologii kenozoiku, ze szczególnym odniesieniem do terytorium Polski*, Wyd. Nauk UAM, Poznań.
Starkel L., 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
Starkel L., 1986, *Role of the Vistulian and Holocene in the evolution of relief of the Poland's territory*, Biul. Peryglacjalny, 31, 261–273.
Starkel L., 1987, *The role of the inherited forms in the present-day relief of the Polish Carpathians*, [w:] V. Gardiner (red.), *International Geomorphology*, II, J. Wiley, London, s. 1033–1045.
Starkel L., 1999, *Przedmowa*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, wyd. 2, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 11–14.
Starkel L., 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Monografie IGiPZ PAN, 2, 2, 1–263.
Starkel L., 2004, *Klimatyczne czy antropogeniczne przyspieszenie obiegu wody i materii w ostatnich tysiącleciach na obszarze Polski*, [w:] Z. Śnieszko (red.), *Zmiany środowiska geograficznego w dobie gospodarki rolno-hodowlanej*, Studia z Obszaru Polski, Katowice, s. 29–36.
Starkel L., 2005, *Współczesna rzeźba Polski dziedziczy cechy peryglacjalne*, Przegl. Geogr., 77, 5–13.
Zuchiewicz W., 1984, *The Late Neogene-Quaternary tectonic mobility of the Polish West Carpatans. A case study of the Dunajec dranige basin*, Ann. Soc. Geol., 54, 1/2, 133–189.

Rozdział 2

Klimatyczne tło współczesnych procesów morfogenetycznych na obszarze Polski

Zamieć pyłowa w czasie suszy, 23 kwietnia 2019 (ESA/Copernicus)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-02

CC BY 4.0

Rozdział 2

Klimatyczne tło współczesnych procesów morfogenetycznych na obszarze Polski

Tadeusz Niedźwiedź, Leszek Starkel

2.1. Procesy sekularne i ekstremalne

Występowanie, przebieg i efekty procesów rzeźbotwórczych regulowane są przez czynniki klimatyczne, z których na czoło wysuwają się opad atmosferyczny i temperatura, a niekiedy prędkość wiatru. Procesy sekularne są procesami drugorzędnymi, o małym natężeniu, których efekty zależą od rozkładu opadów, typu obiegu wody, temperatur zmieniających się w cyklu rocznym. Należą do nich denudacja chemiczna i spełzywanie związane z infiltracją wody w glebę, jak też transport rumowiska w rzekach stale płynących oraz sedymentacja w zbiornikach jeziornych i narastanie materii organicznej w torfowiskach.

Procesy ekstremalne występują epizodycznie, gdy podczas przekroczenia wartości krytycznych opadu (wysokości, czasu trwania lub intensywności) albo określonych temperatur powietrza i gruntu dochodzi do takiego natężenia spłukiwania, erozji linijnej, różnych procesów grawitacyjnych, sufozji, odmarzania gruntu czy deflacji, że prowadzi to do przekształcenia rzeźby stoków, koryt rzecznych czy równin zalewowych (Starkel 1996). W każdym przypadku istotne są warunki pogodowe.

Wiele ze współczesnych procesów rzeźbotwórczych zyskało inną rangę oraz inne zróżnicowanie natężenia po wylesieniu przez człowieka, zwłaszcza poprzez przyspieszenie spływu wody. Szczególnie spłukiwanie powierzchniowe i transport zawiesiny wzrosły o 2–3 rzędy wielkości (Gerlach 1976, Gil 1976, 1999, Froehlich 1982, Józefaciuk A., Józefaciuk C. 1990, Szpikowski 1998). Podobnie nasiliły się płytkie ruchy grawitacyjne (spełzywanie, spływy błotne) i wzrosła gwałtowność wezbrań. Pojawiły się procesy niespotykane w warunkach pokrycia szatą roślinną, takie jak segregacja mrozowa, spływy po zamarzniętym podłożu (w czasie roztopów i odwilży) oraz deflacja.

Zjawiskom ekstremalnym generującym wiele procesów morfologicznych, ale i stanowiącym duże zagrożenie dla gospodarki poświęcono ostatnio wiele uwagi między innymi w atlasach dotyczących całego kraju (Koźmiński i in. 1990, Najgrakowski 1993–1997, Leszczycki 1994, Koźmiński, Michalska 2001, Lorenc 2005, Ustrnul, Czekierda 2009, Ustrnul i in. 2014) lub wybranych regionów (Koźmiński, Michalska 2004). Szczegółowe informacje o niebezpiecznych zjawiskach meteorologicznych w okresie 1966–2010 lub 1981–2010 dla celów meteorologicznej osłony kraju zostały opublikowane przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut badawczy (IMGW – PIB) dla jesieni i zimy (Bednarek i in. 2013) oraz wiosny i lata (Buchert i in. 2013). Natomiast regularny monitoring suszy rolniczej (Doroszewski i in. 2012) prowadzony jest w Instytucie Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa (IUNG) w Puławach.

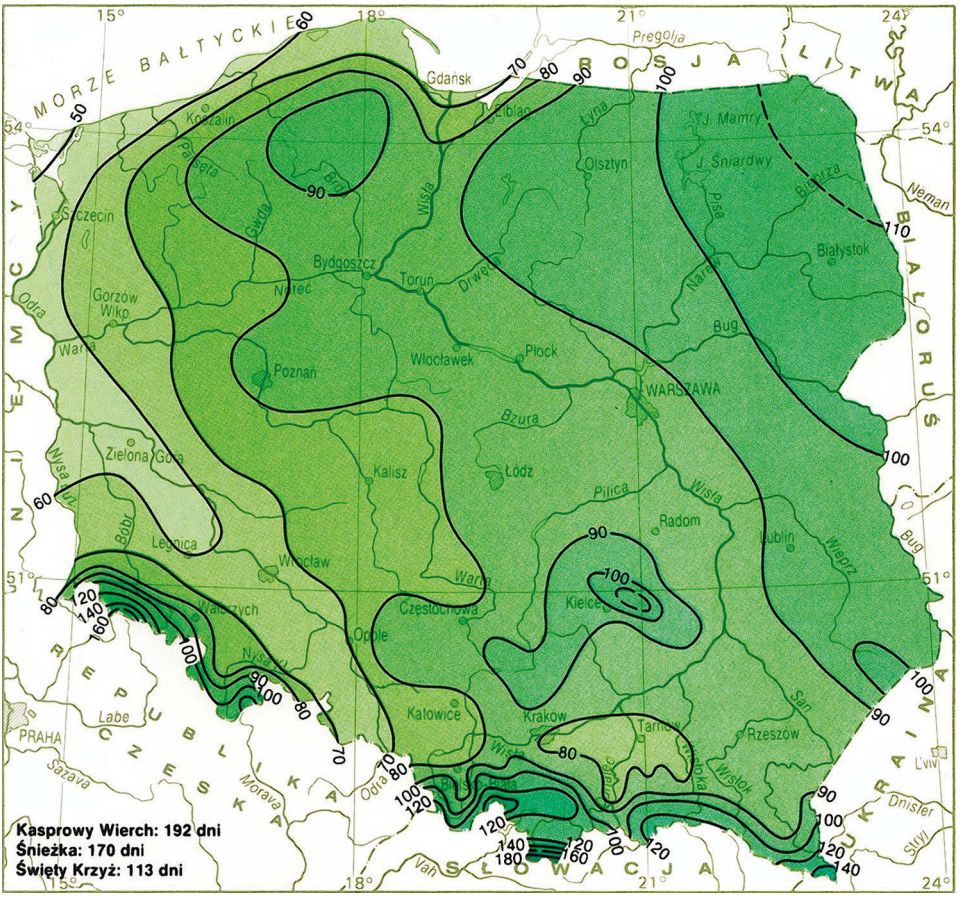
2.2. Charakterystyka wybranych elementów klimatu z uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych

O dużej zmienności klimatu Polski decyduje cyrkulacja atmosfery i związany z nią napływ różnych mas powietrza. W drugiej połowie XX w. nad Polskę południową niemal przez 71% dni w roku napływało powietrze polarne morskie, tj. prawie trzy razy częściej niż powietrze kontynentalne (24%) (Niedźwiedź 2003a). Powietrze polarne morskie pojawia się najczęściej w lipcu (74%), powodując koncentrację opadów w tym miesiącu, natomiast maksimum napływu powietrza kontynentalnego przypada na marzec (32%). Powietrze pochodzenia arktycznego napływa w ciągu prawie 9% dni w roku z maksimum na wiosnę (17,3% w kwietniu), decydując o niestabilności okresu roztopowego. Najrzadziej (3,5% dni) napływa powietrze zwrotnikowe, z maksimum również w kwietniu (6,3%).

W przebiegu wieloletnim zaznaczają się nieregularne fluktuacje częstości mas powietrznych. Masy powietrza polarnego, zarówno morskiego, jak i kontynentalnego, nie wykazują istotnego trendu w zmianach częstości. Natomiast w drugiej połowie XX w. dwukrotnie wzrosła częstość adwekcji powietrza arktycznego, zmniejszył się z kolei napływ powietrza zwrotnikowego. Jednak w ostatniej dekadzie ponownie zanotowano wzrost liczby dni z powietrzem zwrotnikowym. Miesiącami o największej liczbie dni z powietrzem arktycznym były: październik 1997 r. (15 dni), maj 1957 r. (14 dni) i wrzesień 1977 r. (14 dni).

Na terytorium Polski występują znaczące różnice w terminach pojawiania się i długości skrajnych termicznych pór roku: zimy i lata. Jedynie w zachodniej części kraju i w Kotlinie Sandomierskiej lato trwa dłużej niż zima. Na pozostałym obszarze, a zwłaszcza w górach, zima jest najbardziej długotrwałą porą roku (ryc. 2.1).

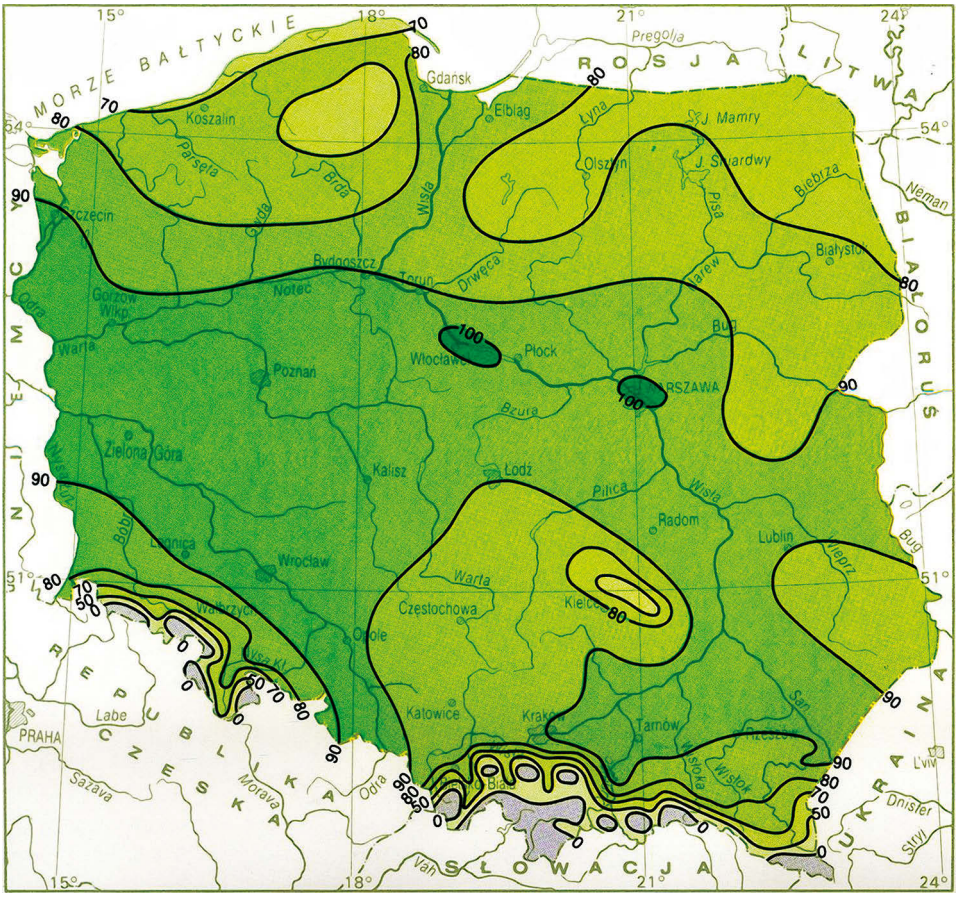
Ciągły spadek temperatury powietrza poniżej 0°C poza górami rozpoczyna się w końcu listopada na Pojezierzu Suwalskim. W pierwszej dekadzie grudnia zima występuje już w całej wschodniej części kraju. Dopiero w ostatnich dniach grudnia zima pojawia się na wybrzeżu. W Tatrach zaczyna się w połowie



Ryc. 2.1. Średni czas trwania zimy termicznej z temperaturą średnią dobową niższą od 0°C w latach 1951–1980 (wg Limanówki, Niedźwiedzia 1994a)

października, a kończy dopiero na początku maja. Najwcześniej, bo w drugiej dekadzie lutego zima kończy się nad dolną Odrą. Do końca lutego zima ustępuje już na całym wybrzeżu, w zachodniej części Pojezierza Pomorskiego, na Nizinie Wielkopolskiej i Dolnośląskiej. Do połowy marca kończy się w Polsce środkowej. Najdłużej poza górami, bo do końca marca, zima utrzymuje się na Pojezierzu Suwalskim. W ostatnich dziesięcioleciach wyraźnie skraca się zima termiczna w Polsce, często z przesunięciem początku na wcześniejszy termin (Lorenc 2005).

Lato termiczne (ryc. 2.2) nie występuje w górach powyżej 800 m n.p.m. (Hess 1965). W nizinnej części Polski lato trwa przez 90–100 dni. Na Pojezierzach i wybrzeżu ulega skróceniu poniżej 80 dni, a lokalnie nawet poniżej 70 dni. W ostatnim dziesięcioleciu obserwuje się tendencję do wydłużenia lata termicznego, a zwłaszcza do wcześniejszego jego rozpoczynania (Lorenc 2005).



Ryc. 2.2. Średni czas trwania lata termicznego z temperaturą średnią dobową wyższą od 15°C w latach 1951–1980 (wg Limanówki, Niedźwiedzia 1994b)

Opady atmosferyczne są najważniejszym czynnikiem morfogenetycznym, szczególnie na powierzchniach pozbawionych roślinności. Przy natężeniu ulewy 1,0 mm·min^{-1} w czasie 1 min na 1 m^2 może spaść ponad 5000 kropel deszczu, a ich energia kinetyczna sięga 45 J·m^{-2}. Część opadu infiltruje w głąb gruntu, zasilając wody podziemne, przyczynia się do uruchomienia procesów krasowych i sufozyjnych. Wartości graniczne natężenia opadu wywołującego spływ powierzchniowy zależą od wielu czynników, ale intensywne spłukiwanie obserwowane jest już przy natężeniu rzędu 1 mm·min^{-1}. Procesy morfogenetyczne zachodzące na stokach wskutek spływu powierzchniowego zależą zarówno od natężenia, jak i czasu trwania opadu. Zależą one także od litologii podłoża, zwłaszcza od podatności lub odporności gruntu na impulsy opadowe. Oprócz zmywu powierzchniowego intensywne opady powodują erozję wgłębną i prowadzą do rozwoju wąwozów. Długotrwałe opady bywają bezpośrednią przyczyną uruchomienia procesów

osuwiskowych i wezbrań rzek prowadzących do znaczących przekształceń koryt i zboczy.

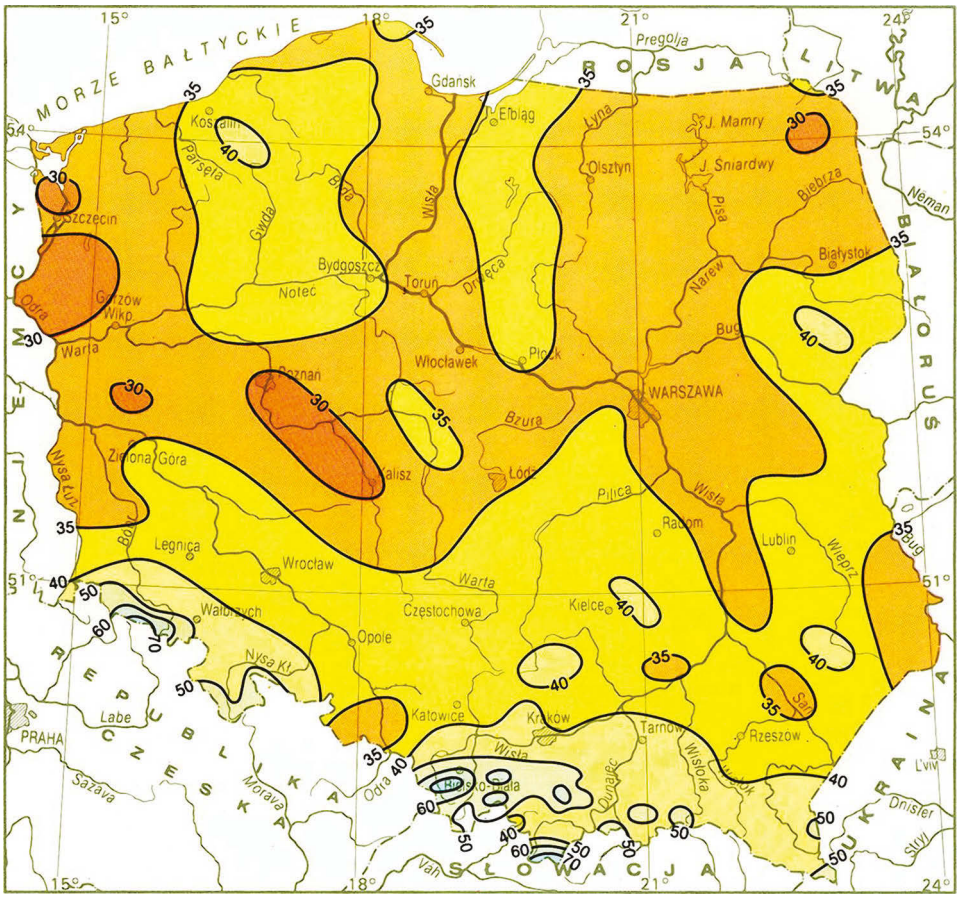
W ciągu roku na przeważającym obszarze Polski spada przeciętnie 500–700 mm opadu (Paszyński, Niedźwiedź 1999, Woś 1999, Stopa-Boryczka, Boryczka 2005, Woś 2010, Kożuchowski 2011). Najmniejsze notowane są w Wielkopolsce i na Kujawach, gdzie średni opad roczny w latach 1951–1970 lokalnie obniżał się do 460–470 mm (Chomicz 1977). W latach najwilgotniejszych suma roczna opadu sięga tam 650 mm, a w latach najsuchszych spada nawet poniżej 310 mm. Na Pojezierzu Pomorskim i Mazurskim oraz Pobrzeżu średnie roczne sumy opadu przekraczają 700 mm, dochodząc do 800 mm. W latach najbardziej mokrych w okolicach Słupska opady przekraczają 1100 mm.

Największym zróżnicowaniem opadowym odznaczają się obszary górskie i wyżynne. Na progu jurajskim Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej opady roczne dochodzą do 800 mm, a w Łysogórach przekraczają 900 mm. W osłoniętej Niecce Nidziańskiej obniżają się lokalnie poniżej 550 mm. Na Roztoczu miejscami przekraczają 700 mm. W górach na większości obszaru średnie sumy roczne opadu przekraczają 1000 mm. W Sudetach na Śnieżce opady sięgają 1500 mm, wahając się w granicach od 935 do 1828 mm w latach 1951–1970 (Chomicz 1977). W roku 1941 zanotowano nawet 2027 mm.

W Karpatach Zachodnich opady zmniejszają się z zachodu ku wschodowi, od 1435 mm w Beskidzie Śląskim (Przysłup) i 1475 mm w Beskidzie Żywieckim (Markowe Szczawiny), do 900 mm w Beskidzie Niskim. W Bieszczadach wzrastają do 1000–1300 mm. Na północnych stokach Tatr w przedziale wysokości 1500–2000 m n.p.m. notuje się średnio ponad 1800 mm opadu. Na Kasprowym Wierchu w okresie 1951–1970 średnia roczna suma opadu wynosiła 1721 mm, z wahaniami od 1344 do 2045 mm. Natomiast w roku 2001 spadło na tej stacji aż 2599 mm. Najwyższy opad roczny w Polsce zmierzono w Dolinie Pięciu Stawów (2770 mm za rok 2001). W cieniu opadowym położone są kotliny śródgórskie, np. Kotlina Orawsko-Nowotarska (Jabłonka 758 mm).

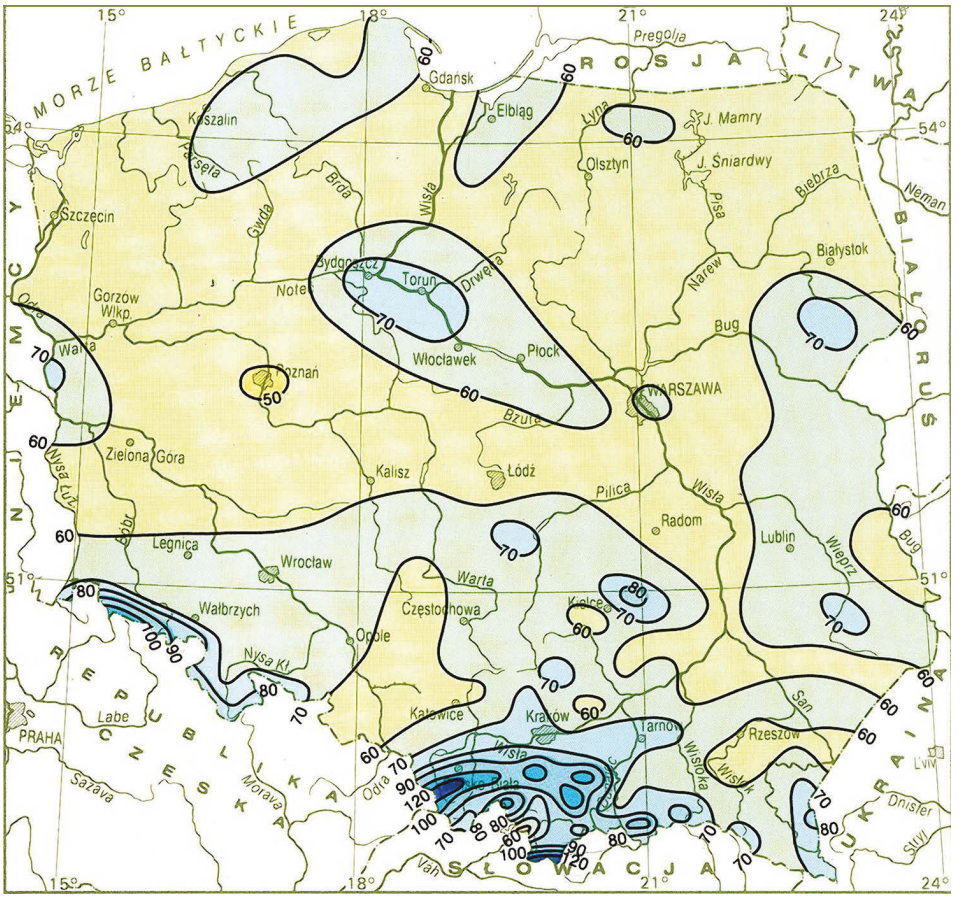
W półroczu letnim (maj–październik) na wybrzeżu i w Sudetach spada około 55% sumy rocznej opadu, a w południowo-wschodniej części Polski niemal 70%. Opady trzech miesięcy letnich stanowią około 40% sumy rocznej (Paszyński, Niedźwiedź 1999). W Polsce południowo-zachodniej opady jesieni są większe niż wiosenne, co uważane jest za cechę klimatu oceanicznego. W przebiegu rocznym maksimum opadu przypada zazwyczaj na lipiec, chociaż na wybrzeżu czasami bywa przesunięte na sierpień, a w Tatrach na czerwiec. Rekordową sumę miesięczną opadu 950 mm zmierzono w lipcu 1997 r. na Hali pod Śnieżnikiem w Sudetach. W lipcu 1980 r. 806 mm opadu spadło w Dolinie Pięciu Stawów w Tatrach. Minima opadowe przypadają na okres od stycznia do marca. Czasami drugorzędne minimum zaznacza się we wrześniu lub październiku. W październiku 1951 r. w wielu miejscowościach w Polsce przez cały miesiąc nie notowano opadu.

Dla procesów rzeźbotwórczych największe znaczenie mają opady ekstremalne. Genetycznie związane są one zarówno ze strefami frontów atmosferycznych



Ryc. 2.3. Maksymalne opady dobowe o prawdopodobieństwie wystąpienia 50% (wg Niedźwiedzia, Cebulak 1994b)

(Łupikasza 2013), jak też w jednorodnej masie powietrza odznaczającej się silną konwekcją termiczną lub na obszarach górskich wymuszoną orograficznie. Najwyższy opad dobowy w Polsce wynoszący 300 mm zanotowano 30 czerwca 1973 r. na Hali Gąsienicowej w Tatrach. Tak wysokie opady mogą zdarzać się także w Sudetach, np. w Górach Kaczawskich 29 lipca 1897 r. opad 345 mm wystąpił we wsi Mala Louka w Czechach. Te przykładowe sumy opadów pochodziły z jednostajnych deszczów tzw. rozlewnych, obejmujących większe obszary i trwających od dwóch do pięciu dni. Na pozostałym obszarze Polski większość intensywnych opadów towarzyszy burzom frontowym lub termicznym (Bielec-Bąkowska 2002, Kolendowicz 2005) i w tym przypadku ich zasięg bywa zazwyczaj lokalny. Zróżnicowanie przestrzenne maksymalnych opadów dobowych o różnym prawdopodobieństwie pojawiania się przedstawiono na rycinach 2.3 i 2.4.



Ryc. 2.4. Maksymalne opady dobowe o prawdopodobieństwie wystąpienia 10% (wg Niedźwiedzia, Cebulak 1994a)

Opady towarzyszące burzom mają niekiedy gwałtowny przebieg, a miarą ich natężenia jest wysokość opadu spadająca w jednostce czasu, wyrażana najczęściej w $mm \cdot min^{-1}$ lub w $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$ ($1\ mm \cdot min^{-1} = 166{,}67\ dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$). Według skali K. Chomicza (1951) za deszcz ulewny uważa się silny deszcz, o natężeniu przekraczającym wartość graniczną wyznaczaną zależnie od czasu trwania ulewy, np. opad powyżej 3,2 mm w ciągu 10 min lub powyżej 7,7 mm na godzinę. Deszcz przelotny o bardzo dużym natężeniu, według skali K. Chomicza (1951) co najmniej 4 – co oznacza opad powyżej 12,8 mm w ciągu 10 min lub powyżej 30,8 mm na godzinę – nosi nazwę deszczu nawalnego. Dokładne charakterystyki deszczów nawalnych i ulewnych w Polsce zostały zamieszczone w *Atlasie hydrologicznym Polski* (Cebulak i in. 1986, 1987). Najczęściej deszcze nawalne (oberwanie chmury) zdarzają się w godzinach popołudniowych lub wieczornych, kiedy w chmurze burzowej osłabną nagle prądy wstępujące i cała nagromadzona woda, a często nawet

grad, wypada w krótkim czasie. Tego typu lokalne ulewy powodują niezwykle intensywną erozję gleb i gwałtowne wezbrania w małych zlewniach (Parczewski 1960, Starkel 1998, Gębica i in. 2019). Intensywne spłukiwanie jest rejestrowane przy natężeniach przekraczających 1 $mm \cdot m^{-1}$ (Gil 1976, 1999, Kijowska-Strugała, Kiszka 2018). Na pojezierzach spływy jednostkowe w czasie deszczów nawalnych mogą przekraczać 500 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$ (Ciepielowski 1970, Kostrzewski i in. 1992). Według pomiarów na Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie takie sytuacje zdarzają się raz lub dwa razy w dziesięcioleciu (Kostrzewski i in. 1992, Zwoliński 2008).

W Polsce najbardziej znane przypadki oberwania chmury zanotowano m.in. 9 września 1963 r. (99 $mm \cdot h^{-1}$) w Krakowie, 16 czerwca 1977 r. (99 mm w ciągu 140 min) w Zakopanem (Niedźwiedź, Szpetman 1978), 15 września 1995 r. w dolinie Kalinki na Wyżynie Miechowskiej (Starkel 1998), 15 i 18 maja 1996 r. w dolinie Prądnika w Sułoszowej, gdzie natężenia opadu szacowano na 180 $mm \cdot h^{-1}$ (Cebulak, Niedźwiedź 1998), 10 lipca 2001 r. w Gdańsku (127,7 mm) i w nocy 31 sierpnia na 1 września 2002 r. w okolicach Wałbrzycha. Opady w tych przypadkach wynosiły 100–200 mm w ciągu 1–2 godzin. W Karpatach doprowadzają one do uruchomienia potoków błotno-gruzowych i płytkich osuwisk (Kotarba 1992, Starkel 1999, Ziętara 2002, Bucała 2009). Skutki hydrologiczne i geomorfologiczne opadu nawalnego 2. stopnia 26 lipca 2005 r. w okolicach Baligrodu (91,4 $mm \cdot h^{-1}$; suma dobowa 130,6 mm) przedstawiono szczegółowo na podstawie kartowania terenowego (Cebulak i in. 2008). Niezwykle intensywny deszcz nawalny 6. stopnia (51,6 mm w ciągu 30 min), jaki wystąpił 14 czerwca 2015 r. w dolinie Wisłoki w okolicy Krempnej miał bardzo lokalny zasięg (Cebulak i in. 2018). Wysokie opady o dużym natężeniu zdarzają się także w nizinnych częściach Polski: 193,4 mm w Podgórzu w dorzeczu Narwi 14 sierpnia 1977 r., 189,7 mm w Baniach Mazurskich (opad za 17 godzin) 17 sierpnia 1957 r., 141 mm w Łebie 24 lipca 1988 r., 132,5 mm w Słubicach 8 sierpnia 1978 r. czy 155,2 mm w Kielcach 24 lipca 2001 r. Opady o takiej wydajności zdarzają się jednak z prawdopodobieństwem 1–5% (Cebulak i in. 1986).

Drugim istotnym morfogenetycznie typem opadów są deszcze rozlewne, najbardziej charakterystyczne dla gór i ich przedpola, gdy w ciągu 2–5 dni w miesiącach letnich może spaść na dużym obszarze nawet 300–600 mm opadu, a natężenia nie przekraczają 5–15 $mm \cdot h^{-1}$. Powstają one w niżowych sytuacjach synoptycznych z adwekcją powietrza z sektora północnego, kiedy niż pochodzenia śródziemnomorskiego wędrujący tzw. szlakiem Vb van Bebbera przekracza łańcuch Karpat i stagnuje przez kilka dni na wschód od Polski (Niedźwiedź 1999, Degirmendžić, Kożuchowski 2015, 2016, Wypych i in. 2018). Na rozmieszczenie przestrzenne tych opadów wpływa orografia, a zwłaszcza istnienie barier górskich (Wrona 2008, Cebulak i in. 2018). Opady te ułatwiają głęboką infiltrację wody, która jest oddawana przez spływ śródpokrywowy, i wraz z padającym dalej deszczem powodują wezbrania w zlewniach górskich, które prowadzą do przemieszczania się dużych ilości rumowiska wleczonego, zmian koryt, akumulacji na równinach zalewowych i podcinania zboczy (Ziętara 1968, Starkel 2006). Do

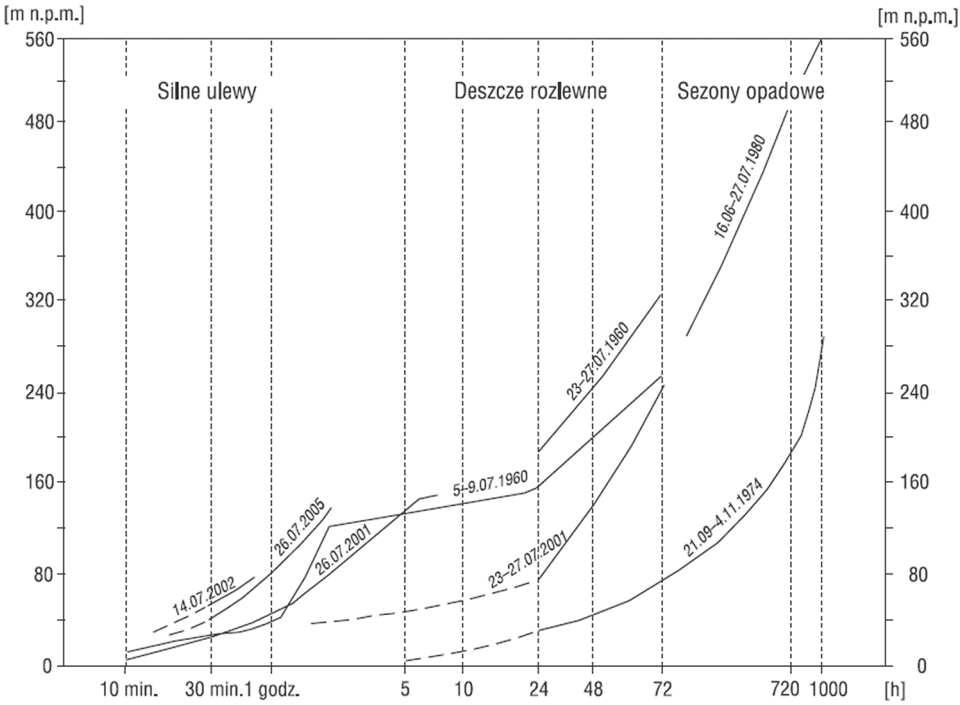
wyjątkowych należał rozlewny deszcz zimowy, jaki wystąpił 19 stycznia 1974 r. w Wiśle Malince, dając 104,3 mm opadu w ciągu doby!

W Polsce katastrofalna powódź opadowa objęła dorzecze Odry i Wisły w lipcu 1997 r. (Niedźwiedź, Czekierda 1998, Dubicki i in. 1999, Grela i in. 1999, Niedźwiedź 1999), gdy w ciągu 4–5 dni w górnej części dorzecza Odry spadło 400–800 mm deszczu. Na Wiśle do najgroźniejszych powodzi opadowych w XX w. zalicza się wezbranie z lipca 1934 r. (Cebulak 1992a, b, Cebulak, Niedźwiedź 1998), gdy w ciągu trzech dni w dorzeczach karpackich dopływów Wisły spadło 350–400 mm. Ostatnio obserwuje się występowanie dużych opadów wywołujących powodzie w miesiącach wiosennych i czerwcu, przy jednoczesnym niedoborze opadów w lipcu i sierpniu. Przykładem może być powódź w maju i czerwcu 2010 r. w dorzeczu górnej Wisły (Maciejewski i in. 2011b, Kundzewicz i in. 2016) oraz w maju 2019 r., a także w maju 2010 r. w dorzeczu Odry (Maciejewski i in. 2011a). Intensywne opady w maju i czerwcu 2010 r. przekraczające 430 mm w środkowej części dorzecza Ropy w Karpatach doprowadziły do przekształcenia koryt rzecznych (Kijowska-Strugała i in. 2017). Równolegle z powodziami bywają uruchamiane stoki osuwiskowe w Karpatach (Rączkowski, Mrozek 2002), a na wyżynach lessowych kanały sufozyjne i wąwozy.

Innym ekstremum opadowym są okresy opadowe, gdy całymi tygodniami (a niekiedy miesiącami) z małymi przerwami padają deszcze o małym natężeniu, prowadzące do podniesienia poziomu wód gruntowych, utrzymywania się podwyższonego stanu wód w rzekach i aktywizacji głębokich osuwisk skalnych (w Karpatach). Taka była np. jesień 1974 r., gdy tylko w październiku spadło około 200 mm opadu w Szymbarku (Gil, Starkel 1979). Zjawiskiem rzadkim, ale spotykanym na obrzeżeniu stref opadów rozlewnych jest nałożenie się na opad ciągły o małym natężeniu jednej lub kilku lokalnych ulew typu konwekcyjnego. Zostały one zarejestrowane np. w lipcu 1997 r. w dorzeczu Dunajca (o wysokości 50–100 mm w ciągu 2–3 godzin), prowadząc do wystąpienia sekwencji 2–4 fal wezbraniowych (Froehlich 1998, Niedźwiedź, Czekierda 1998, Grela i in. 1999). W ostatniej dekadzie (1995–1996) zaobserwowano powtarzanie się na tym samym obszarze ekstremalnych opadów, co prowadzi do zaburzenia równowagi systemów stokowych i korytowych (ryc. 2.5).

Niskie temperatury zimy prowadzą do głębokiego przemarznięcia gruntu. Najniżej spadła temperatura do –40,6°C w Żywcu 10 lutego 1929 r. Zima 1928/1929 była najsurowszą zimą XX stulecia w Polsce i wielu innych krajach Europy. Raz na 10 lat można spodziewać się spadku temperatury poniżej –30°C na Pojezierzu Suwalskim oraz w kotlinach śródgórskich. W okresie powojennym najniższą temperaturę –38,4°C zanotowano 12 stycznia 1950 r. w Białymstoku. W lutym 1956 r. w Jeleniej Górze odnotowano –36,9°C, a w Jabłonce na Orawie –34,1°C. Często w zimie dochodzi do odwilży, a nawet niezwykle wysokich wzrostów temperatury. W Tarnowie 22 lutego 1966 r. temperatura powietrza podniosła się do 19,6°C, a 25 lutego 1990 r. w Krakowie zanotowano aż 21,1°C.

Przemarzanie gruntu utrudnia infiltrację wody i warunkuje spływ powierzchniowy w czasie roztopów i odwilży. Na podstawie pomiarów w Brwinowie

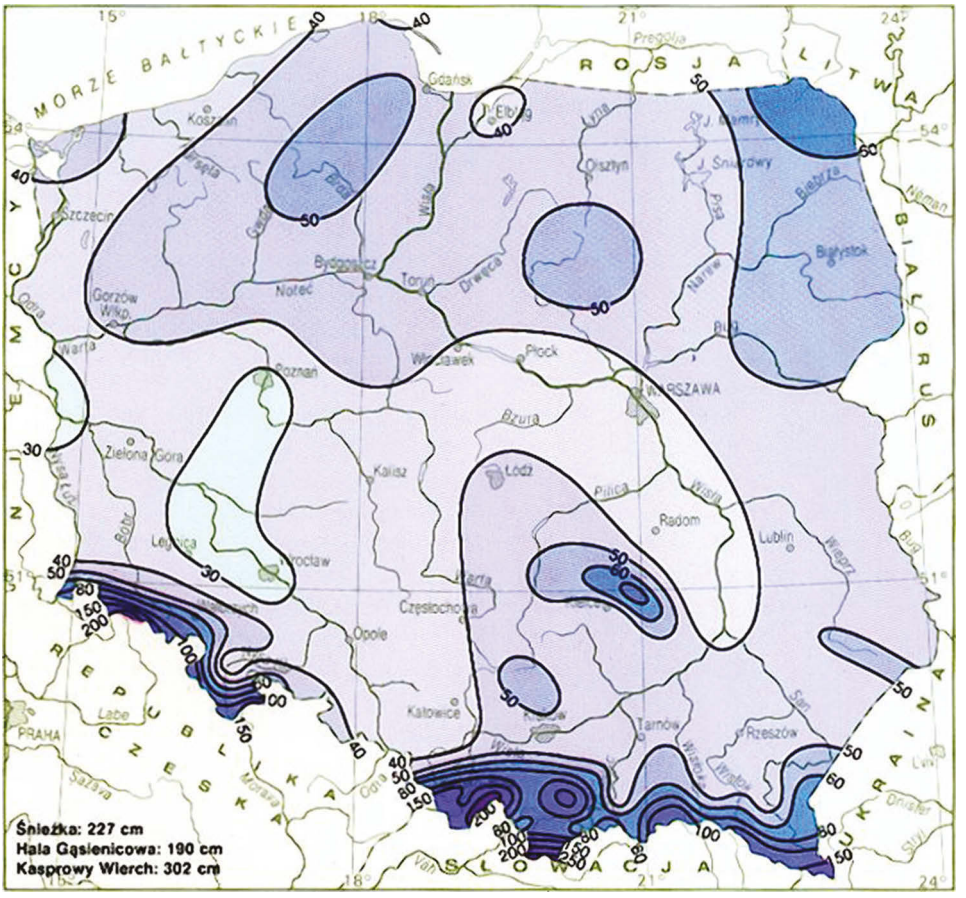


Ryc. 2.5. Wysokości, czasy trwania i natężenia różnych typów opadów ekstremalnych: krótkotrwałych ulew, opadów rozlewnych i długotrwałych sezonów opadowych oraz przykłady nakładania się różnych typów opadów w Karpatach (wg Starkla 2006)

k. Warszawy (Chomicz 1977) prowadzonych do głębokości 100 cm stwierdzono, że średnia głębokość przemarznięcia gruntu w lutym dochodzi do około 40 cm. Maksymalne głębokości przemarznięcia gruntu w latach 1946–1970 (Wierzbicki 1978) sięgały 60–80 cm w Polsce zachodniej, w centrum kraju dochodziły do 85–120 cm, natomiast w części północno-wschodniej przekraczały 120 cm, sięgając do 180 cm w Suwałkach. Terminy zamarzania i rozmarzania gruntu zmieniają się w bardzo szerokich granicach. W Puławach na głębokości 5 cm gleba najwcześniej zamarzła 23 października 1959 r., a najpóźniej 28 grudnia 1960 r. Daty rozmarzania są jeszcze bardziej zróżnicowane, od 28 stycznia 1957 r. do 9 kwietnia 1964 r. Najdłużej, bo przez pięć miesięcy, gleba była zamarznięta na omawianej głębokości w czasie surowej zimy 1947/1948, natomiast zimą 1960/1961 zaledwie przez 44 dni. Na głębokościach 10–20 cm maksymalny czas zamarznięcia gruntu wynosi 118–120 dni, ale w czasie najbardziej łagodnych zim gleba na tym poziomie może pozostać niezamarznięta (na przykład w zimie 1958/1959). Na głębokości 50 cm gleba zamarza w 46% sezonów zimowych.

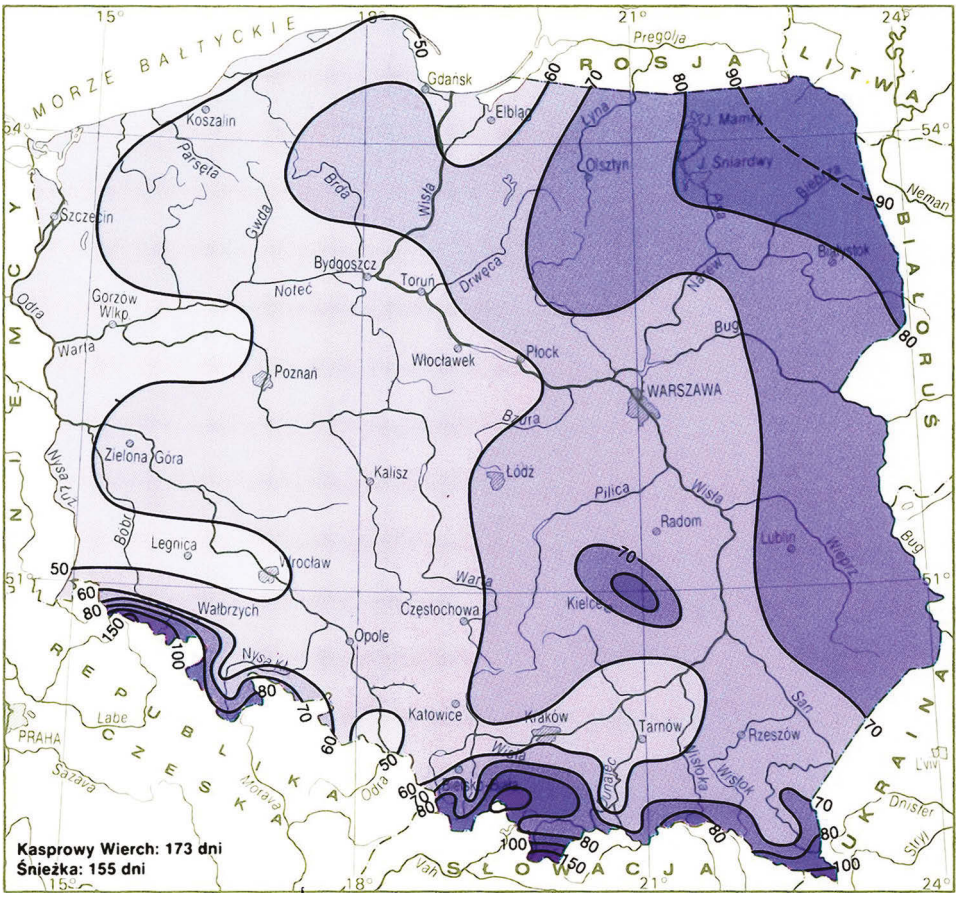
Część opadów występuje w postaci śniegu, tworząc pokrywę śnieżną, która często topnieje zimą w czasie odwilży, a jej topnienie wiosenne przyczynia się do wezbrań roztopowych. Poza górami średnia liczba dni z pokrywą śnieżną zmienia

się od 40 dni w Polsce zachodniej do ponad 100 dni na Pojezierzu Suwalskim. W górach liczba dni z pokrywą śnieżną przyrasta o 9 na 100 m wysokości. W Tatrach na wysokości około 2300 m n.p.m. przebiega klimatyczna granica wieloletniego śniegu. Maksymalna grubość pokrywy śnieżnej o prawdopodobieństwie 10% (ryc. 2.6) jest zróżnicowana od około 30 cm w dolinie Odry do około 60 cm w Polsce północno-wschodniej. Wysoka pokrywa śnieżna utrudnia przemarzanie gruntu, stąd efekty morfologiczne roztopów zależą od tych dwóch czynników. Maksymalny zapas wody w pokrywie śnieżnej o prawdopodobieństwie 10% zmienia się od poniżej 60 mm na Nizinie Śląskiej do ponad 150 mm na Pojezierzu Suwalskim (Sadowski 1980). W Karpatach przekracza 300 mm. W związku z kierunkiem płynięcia dużych rzek ku północy i topnieniem postępującym od zachodu i południa po zimach śnieżnych i mroźnych dochodzi do powodzi zatorowych rejestrowanych ostatnio coraz rzadziej (Grześ 1985).



Ryc. 2.6. Maksymalna grubość pokrywy śnieżnej o prawdopodobieństwie wystąpienia 10% (wg Niedźwiedzia i in. 1994)

W okresie zimy i pór przejściowych istotną rolę przy braku pokrywy śnieżnej odgrywają przymrozki, 0°C (T_{min}≤0°C i T_{max}≤0°C), czyli przejścia temperatury przez które prowadzą do rozkruszania powierzchni gleby, tworzenia lodu włóknistego, wysuszania gleby (co ułatwia deflację), a w czasie roztopów typu insolacyjnego hamują spływ wody (Starkel 1960, Bogacki, Starkel 1999). Średnia liczba dni z przejściem temperatury przez 0°C w latach 1951–1965 na obszarze Polski wahała się między 60 a 90, w wysokich górach i kotlinach śródgórskich dochodząc do 110 dni (Chomicz 1977, Woś 1999, 2010). Natomiast liczba dni mroźnych, kiedy temperatura ujemna utrzymuje się przez całą dobę (T_{max}<0°C), zmienia się w Polsce nizinnej od poniżej 50 dni w zachodniej części kraju i na wybrzeżu do ponad 90 dni na Pojezierzu Suwalskim (ryc. 2.7). W górach szybko rośnie z wysokością, sięgając 155 dni na Śnieżce i aż 173 dni na Kasprowym Wierchu.

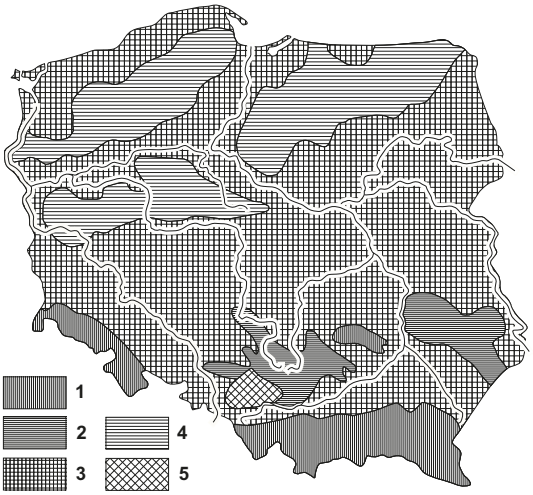


Ryc. 2.7. Liczba dni mroźnych (T_{max}<0°C) w roku o prawdopodobieństwie wystąpienia 10% (wg Niedźwiedzia, Ustrnula 1994)

Przestrzenna i czasowa złożoność opadów atmosferycznych i temperatury ma istotny wpływ na zróżnicowanie obiegu wody na obszarze Polski, który jest modyfikowany przez rzeźbę terenu, litologię podłoża i gospodarkę ludzką, co określa warunki infiltracji i spływu. Współczynniki odpływu wahają się na terytorium Polski od poniżej 2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ na niżu do 10–50 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ w Karpatach. I. Dynowska (1991) wyróżnia na obszarze Polski pięć typów krążenia wody (ryc. 2.8): 1) szybki – w Karpatach, Sudetach i części Gór Świętokrzyskich (o współczynnikach odpływu 30–50%), 2) powolny – w obrębie wyżyn, szczególnie krasowych (o współczynniku odpływu 20–30%), 3) zróżnicowany – na Nizinach Środkowopolskich, 4) bardzo powolny – na pojezierzach z retencją na obszarach bezodpływowych i w przepływowych jeziorach (współczynnik 0,30–0,45) i 5) zmieniony przez gospodarkę człowieka – region górnośląski.

Litologia, rzeźba i rozkład opadu decydują o wielkości ekstremalnych przepływów, których wskaźnikiem jest współczynnik nieregularności (Q_{max}/Q_{min}) (Dynowska 1991). W Karpatach waha się on od 500 do 3000, w Sudetach od 300 do 1200, na wyżynach węglanowych spada poniżej 100, na nizinach Środkowej Polski waha się między 70 a 400, a na obszarach młodoglacjalnych regulowanych przez jeziora przepływowe wynosi jedynie 5–50. Maksymalne przepływy roczne zgrupowane są w dwóch okresach powodziowych (Fal i in. 2000): w dorzeczach górskich w lipcu i czerwcu (>50%) albo w marcu–kwietniu w dorzeczach nizinnych (nawet powyżej 70%).

Silne i bardzo silne wiatry wywoływane są dużymi gradientami ciśnienia w niżach barycznych, zwłaszcza w strefach frontów atmosferycznych. Za wiatr silny uważa się taki, kiedy średnia prędkość w czasie 10 min osiąga lub przekracza



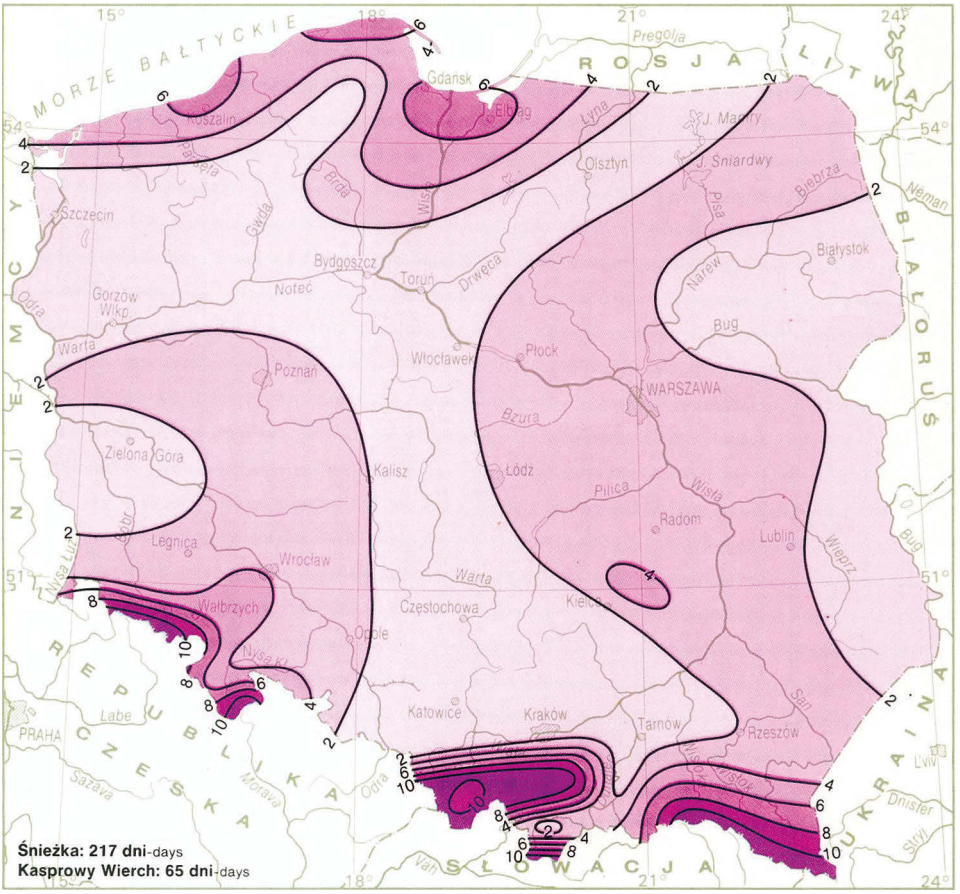
Ryc. 2.8. Obszary o różnych typach krążenia wody (wg Dynowskiej 1991)
1 – szybkiego, 2 – powolnego, 3 – zróżnicowanego, 4 – bardzo powolnego, 5 – całkowicie zmienionego wskutek gospodarczej działalności człowieka

wartość 10 $m \cdot s^{-1}$, a przy przekroczeniu prędkości 15 $m \cdot s^{-1}$ wiatr określany jest jako bardzo silny. W Polsce wiatry silne zdarzają się przeciętnie przez 35 dni w roku (Lorenc 1996, Paszyński, Niedźwiedź 1999). Na wybrzeżu ich liczba dochodzi do 70 dni. Najbardziej wietrznym miejscem w naszym kraju jest Śnieżka, gdzie przez ponad 200 dni wieją wiatry bardzo silne. W nizinnej części Polski wiatry bardzo silne zdarzają się przeciętnie 2–4 dni w roku (ryc. 2.9). Wiatr huraganowy albo huragan, określany jako 12 stopień w skali Beauforta, odznacza się prędkością przekraczającą 32 $m \cdot s^{-1}$ (115 $km \cdot h^{-1}$) i powoduje dzięki porywom rozległe zniszczenia i deflację. W latach 1971–2000 maksymalne porywy wiatru w Polsce poza górami dochodziły do 31–48 $m \cdot s^{-1}$ (Lorenc 2005).

Na morzu silne wiatry powodują sztormy, które warunkują abrazję wybrzeży klifowych sięgającą kilku metrów w roku (Subotowicz 1982, Kostrzewski, Zwoliński 1988), jak też przekształcanie płaskich wybrzeży piaszczystych (Łabuz 2005). Dla gór charakterystyczne są także wiatry fenowe, znane w Tatrach pod nazwą wiatru halnego. Przy najsilniejszym halnym w polskich Tatrach 6 maja 1968 r. maksymalne porywy wiatru w Zakopanem przekraczały 40 $m \cdot s^{-1}$, a na Kasprowym Wierchu nawet 80 $m \cdot s^{-1}$ (Niedźwiedź i in. 1985). Wykroty drzew doprowadziły do przemieszczeń gleb na stokach (Kotarba 1970).

Przy prędkościach wiatru przekraczających 5–7 $m \cdot s^{-1}$ może w sprzyjających warunkach odbywać się proces deflacji drobnych cząstek przesuszonej gleby i uruchamianie piasku na wydmach nadmorskich (Wojtanowicz 1999, Łabuz 2005). Największe nasilenie rejestruje się na obszarach pozbawionych roślinności: wysokich górach, na wydmach i gruntach ornych gdzie ma on cechy procesu niweo-eolicznego i przekracza wartość przemieszczeń 5000–10 000 $t \cdot km^{-2}$ (Gerlach, Koszarski 1968, Kostrzewski, Zwoliński 1992, Kostrzewski i in. 1994, Wojtanowicz 1999, Kostrzewski, Szpikowski 2006).

Do najgroźniejszych zjawisk należą trąby powietrzne. Jest to wiatr wirowy wokół osi pionowej, o średnicy kilkudziesięciu metrów, w postaci wirującego słupa zwisającego z rozbudowanej chmury burzowej *cumulonimbus* do powierzchni Ziemi; prędkość wiatru wewnątrz trąby może przekraczać 100 $m \cdot s^{-1}$. Trąby powietrzne powstają, gdy dochodzi do kontaktu powietrza podzwrotnikowego z chłodniejszym powietrzem polarnym. Trąby powietrzne w Polsce są zjawiskiem rzadkim, o zasięgu lokalnym. Ale od kilkunastu lat co roku notuje się kilka przypadków wystąpienia tych zjawisk (Niedźwiedź i in. 2003, Taszarek, Brooks 2015). Na przykład 20 lipca 2007 r. trąba powietrzna poczyniła znaczne szkody w gminach Kłomnice, Mstów i Rędziny na NE od Częstochowy. Zjawisko to 22 lipca 2007 r. oraz 21 maja 2019 r. zanotowano także na Lubelszczyźnie. Najlepiej udokumentowana zdjęciami i filmami była trąba powietrzna, jaka przeszła w godzinach popołudniowych 14 lipca 2012 r. na odcinku około 300 km, m.in. przez Bory Tucholskie. Na odcinku 8–9 km między miejscowościami Zacisze i Pohulanka widoczny na zdjęciach satelitarnych jest pas zniszczonego lasu o szerokości 300–400 m. Także trąba powietrzna bądź, co jest bardziej prawdopodobne, niezwykle silny wiatr szkwałowy o charakterze wału rotorowego z dnia 4 lipca 2002 r. powalił ogromne obszary Puszczy Piskiej.



Ryc. 2.9. Średnia liczba dni z wiatrem bardzo silnym o prędkości powyżej 15 $m \cdot s^{-1}$ w latach 1951–1985 (wg Niedźwiedzia i in. 1994)

Wiatr taki przekraczający w porywach 30 $m \cdot s^{-1}$ wystąpił na czole burzy przemieszczającej się 21 sierpnia 2007 r. przez Wielkie Jeziora Mazurskie. Zginęło przy tym aż 8 osób. Podobna burza szkwałowa z wałem rotorowym w nocy z 23 na 24 sierpnia 2007 r. spowodowała ogromne szkody w Krakowie i okolicy. Jednak największe rozmiary szkód (śmierć 6 osób oraz powalenie ponad 100 ha lasu) wywołała nawałnica o tej samej genezie w nocy 11/12 sierpnia 2017 r. na Pomorzu i w Wielkopolsce.

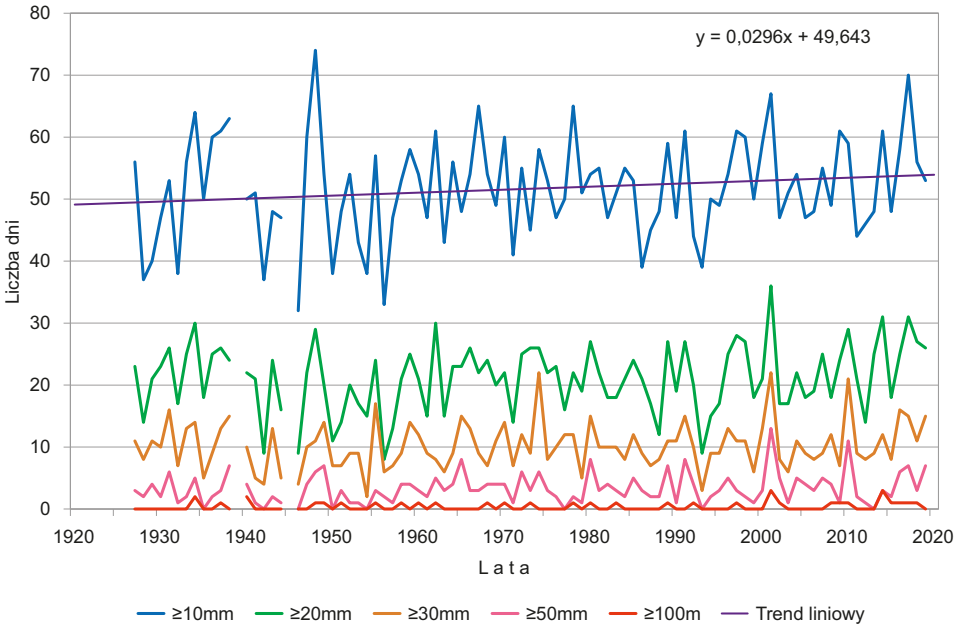
2.3. Tendencje zmian

Warunki klimatyczne Polski podlegają ciągłym fluktuacjom, a nawet zmianom. Część tych zmian ma przyczyny cyrkulacyjne i uważana jest za naturalną,

natomiast nasilenie niektórych zjawisk, zwłaszcza ekstremalnych, może mieć w opinii wielu autorów przyczyny antropogeniczne i jest związane z ociepleniem globalnym (Obrębska-Starkel, Starkel 1991, Kożuchowski 2004, Kundzewicz 2013). Od roku 1988 zaobserwowano znaczne ocieplenie zim (Trepińska 1997, Lorenc 2000, Wibig, Głowicki 2002, Piotrowicz 2004), a zima 1989/1990 była najcieplejszą zimą XX stulecia. Jeszcze cieplejsze zimy wystąpiły w XXI w. Na przykład w Katowicach temperatura średnia zim 2006/2007 (3,0°C) i 2019/2020 (2,8°C) była o około 4°C wyższa od średniej wieloletniej za okres 1951–2020 (–1,0°C). Nastąpiło też skrócenie czasu trwania sezonu zimowego (Kożuchowski 2000, 2004) oraz zmniejszenie liczby dni mroźnych i przymrozkowych. Pod koniec XX w. wystąpiły także dwa bardzo gorące lata 1992 i 1994. Zaobserwowano ponadto przyspieszenie początku lata. Zdecydowany wzrost absolutnych minimów temperatury rozpoczął się po roku 1972, natomiast absolutnych maksimów dopiero po roku 1981 (Niedźwiedź 2000). Nastąpiło zmniejszenie liczby dni z pokrywą śnieżną (Bednorz 2002, Falarz 2004), ale nie było ono tak znaczące jak zmiany temperatury zimy.

Dla procesów geomorfologicznych najistotniejsze są zmiany, jakie zachodzą w występowaniu opadów. Wahania te często nawiązują do zmian w cyrkulacji atmosfery (Kożuchowski 1985). Zwłaszcza wyraźnie zaznaczają się fluktuacje częstości silnych opadów letnich (Cebulak 1994, 1997, Cebulak, Niedźwiedź 2000, Niedźwiedź, Twardosz 2001). Biorąc pod uwagę tylko drugą połowę XX w., można zauważyć wyraźny suchy początek w latach 50. Po nim nastąpił niezwykle wilgotny okres obejmujący lata 1958–1980, obfitujący w częste i gwałtowne opady, wywołujące duże powodzie, szczególnie na obszarach górskich. W latach 1981–1995 nastąpiła faza sucha z najsuchszym rokiem 1993 i powodzie nawet w Karpatach zdarzały się niezwykle rzadko. Od roku 1996 nastąpił ponownie znaczący wzrost ekstremalnych zjawisk opadowych, do jakich należały wielkie opady, które wywołały powódź w lipcu 1997 r., niezwykle mokry rok 2001, wezbrania roku 2002, 2005 oraz 2010. Zdarzył się w tym okresie również bardzo suchy rok 2003 oraz suche lata 2006, 2012 i 2015. Ilustracją tych zmian jest wykres częstości opadów dobowych o różnej wysokości na Hali Gąsienicowej w okresie 1927–2019 (ryc. 2.10).

Tak więc wiek XXI rozpoczął się w Polsce w stosunkowo ciepłej i wilgotnej fazie klimatu, z dużą liczbą zjawisk ekstremalnych. W związku z nasilającym się ociepleniem zwiększa się dynamika atmosfery i pogłębiają się na terenie Polski kontrasty ekstremalnych zjawisk opadowych (wzrost częstości występowania zarówno susz, jak i gwałtownych ulew i deszczów nawalnych). Przyczyną tego jest osłabienie nad Europą Środkową cyrkulacji strefowej atmosfery na rzecz częściej pojawiającej się cyrkulacji południkowej. Wynikiem tego jest ograniczenie napływu wilgotnych mas powietrza bezpośrednio znad Atlantyku oraz znad kontynentu Eurazji. Wzrosła natomiast częstość adwekcji gorących i suchych mas powietrza znad Afryki Północnej oraz Bliskiego Wschodu, przegradzanych okresami napływu chłodniejszego i wilgotnego powietrza znad Morza Norweskiego, Skandynawii lub północno-zachodniej Rosji.



Ryc. 2.10. Zmienność wieloletnia (1927–2019) częstości występowania liczby dni z opadami dobowymi przekraczającymi określone wartości progowe na Hali Gąsienicowej (wg Niedźwiedzia 2003b, uzupełnione do roku 2019)

Przykładem mogą być intensywne opady wywołujące powodzie w 2010 r. (aż cztery fale powodziowe od połowy maja, początek czerwca, druga połowa lipca i początek września) oraz w maju 2019 r. Częste były też susze, które występowały w lipcu 2006 r., kwietniu 2007 i 2009 r. czy w maju 2008 r. Po mokrym maju w czerwcu (opad miesięczny w Katowicach wynosił zaledwie 3 mm) i lipcu 2019 r. na znacznym obszarze Polski wystąpił okres suchy, w którym lokalnie zdarzały się intensywne opady burzowe (na przykład 27 lipca w Katowicach spadło 78,8 mm deszczu, przy czym opad miał charakter nawalny 2. stopnia, gdyż w ciągu godziny spadły 74 mm). Natomiast dotkliwa susza utrzymywała się na wiosnę 2020 r. po wyjątkowo ciepłej i bezśnieżnej zimie 2019/2020.

Zarówno opadom burzowym, jak i suszom towarzyszą silne wiatry niekiedy o charakterze trąb powietrznych lub wałów rotorowych. Zjawiska te powodują duże zniszczenia na obszarach rolniczych i leśnych (zniszczenia upraw, powalenie drzew w lasach, zalanie terenu, pożary) oraz znaczne przekształcenia środowiska zarówno przez erozję rzeczną i spłukiwanie, jak i deflację w okresach susz. Dotyczy to nie tylko obszarów nizinnych, wyżynnych i górskich Polski. Wzrosło również natężenie procesów prowadzących do przekształcenia wybrzeża Bałtyku.

Przewidywane tendencje zmian rodzaju i natężenia zjawisk klimatycznych warunkujących fluktuacje procesów morfogenetycznych w następnych

dziesięcioleciach XXI w. są obarczone pewną dozą niepewności. Na zmiany naturalne nakłada się wpływ antropopresji przyczyniający się do postępującego wzrostu stężenia gazów cieplarnianych w atmosferze. Większość modeli klimatycznych przewiduje dalszy wzrost temperatury globalnej (IPCC 2013, IPCC 2014). Wiąże się z tym degradacja obszarów lądowych i znaczne zmiany w ekosystemach (IPCC 2019). Konsekwencje zmian globalnych klimatu i rolę zjawisk ekstremalnych w kształtowaniu rzeźby terenu Polski przedstawił Z. Zwoliński (2011).

Najbardziej prawdopodobne zmiany klimatu dla Polski omówili w swych publikacjach Z.W. Kundzewicz (2013, s. 103–106) oraz M. Popkiewicz i in. (2019, s. 347–350). Wzrost średniej rocznej temperatury do końca XXI w. może dochodzić do 2–3°C. Biorąc pod uwagę zmiany, jakie zaszły w pierwszym dwudziestoleciu, oraz analizując dane modeli klimatycznych, należy liczyć się z częstszym występowaniem łagodnych zim, zmniejszeniem liczby dni mroźnych oraz skróceniem okresu bezprzymrozkowego. W lecie znacząco wzrośnie liczba dni upalnych. W cieplejszych zimach spodziewany jest wzrost ilości opadów deszczu przy jednoczesnym zmniejszeniu częstości opadów śnieżnych i znacznym zmniejszeniu liczby dni z pokrywą śnieżną, czego przykładem była już ostatnia zima 2019/2020 r. W ciepłej połowie roku oczekiwany jest wzrost częstości i dynamiki zjawisk ekstremalnych istotnych dla procesów morfogenetycznych i stanowiących zagrożenie dla gospodarki i człowieka. Gwałtowne burze z ulewami i silnym wiatrem oraz okresy intensywnych opadów generujących powodzie będą występować na zmianę z okresami susz powodujących duże szkody w rolnictwie oraz zagrożenie pożarowe. Wzrost poziomu morza szacowany na 0,3–0,6 m do roku 2100 może przyczynić się do intensyfikacji procesów geomorfologicznych wybrzeża Bałtyku.

Literatura

Bednarek K., Cebulak E., Drwal-Tylmann A., Kilar P., Wojtczak-Gaglik E., Kilar P., Krywoszejew T., Limanówka D., Kurowska-Łazarz R., Mizera M., Pyrc R., Socha E., Solarz M., Wałach P., Winnicki W., Wrzesińska B., Zawiślak T., 2013, *Niebezpieczne zjawiska meteorologiczne. Geneza, skutki, częstość występowania*, cz. 2, *Jesień, zima*, [w:] *Meteorologiczna Osłona Kraju. Vademecum*, IMGW PIB, Warszawa (http://www.imgw.pl/wp-content/uploads/2017/03/1605_vademecum_jesien_zima_cmok.pdf).

Bednorz E., 2002, *Snow cover in western Poland and macro-scale circulation conditions*, Internat. Journal of Climatology, 22, 533–541.

Bielec-Bąkowska Z., 2002, *Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność wieloletnia występowania burz w Polsce (1949–1998)*, Wyd. UŚ, Katowice.

Bogacki M., Starkel L., 1999, *Typologia i regionalizacja współczesnych procesów rzeźbotwórczych*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 422–427.

Bucała A., 2009, *Rola opadów nawalnych w kształtowaniu stoków i koryt w Gorcach na przykładzie zlewni potoków Jaszcze i Jamne*, Przegląd Geograficzny, 81, 3, 399–418.

Buchert L., Cebulak E., Drwal-Tylmann A., Wojtczak-Gaglik E., Kilar P., Limanówka D., Łapińska E., Mizera M., Ogórek S., Pyrc R., Winnicki W., Zawiślak T., 2013, *Niebezpieczne zjawiska meteorologiczne. Geneza, skutki, częstość występowania*, cz. 1, *Wiosna, lato*, [w:]

Meteorologiczna Osłona Kraju. Vademecum, IMGW PIB, Warszawa (http://www.imgw.pl/wp-content/uploads/2017/03/1605_vademecum_wiosna_lato_cmok.pdf).
Cebulak E., 1992a, *Maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły,* Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 90, 79–96.
Cebulak E., 1992b, *Wpływ sytuacji synoptycznej na maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły,* Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 23, 81–95.
Cebulak E., 1994, *Zmienność maksymalnych opadów dobowych w dorzeczu górnej Wisły,* Wiad. IMGW, 17(38), 1, 83–91.
Cebulak E., 1997, *Variability of Precipitation in Selected Regions of the Carpathians in the Years 1951–1995,* Geogr. Polonica, 70, 65–76.
Cebulak E., Farat R., Koczorowska R., Niedźwiedź T., Plenzler W., 1986, *Opady atmosferyczne. Deszcze ulewne,* [w:] J. Stachy (red.), *Atlas hydrologiczny Polski. Metoda opracowania i zestawienia liczbowe,* t. II, 1, IMGW, Wyd. Geol., Warszawa, s. 31–34.
Cebulak E., Farat R., Koczorowska R., Niedźwiedź T., Plenzler W., 1987, *Deszcze ulewne. Mapy,* [w:] J. Stachy (red.), *Atlas hydrologiczny Polski,* t. I, IMGW, Wyd. Geol., Warszawa, s. 15–17.
Cebulak E., Niedźwiedź T., 1998, *Ekstremalne zjawiska opadowe w dorzeczu górnej Wisły w latach 1995 i 1996,* [w:] L. Starkel (red.), *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew,* Dokumentacja Geogr., PAN IGiPZ, 11, 11–30.
Cebulak E., Niedźwiedź T., 2000, *Zagrożenie powodziowe dorzecza górnej Wisły przez wysokie opady atmosferyczne,* Monografie Komitetu Gosp. Wodnej PAN, 17, 55–70.
Cebulak E., Limanówka D., Malota A., Niedbała J., Pyrc R., Starkel L., 2008, *Przebieg i skutki ulewy w dorzeczu górnego Sanu w dniu 26 lipca 2005 roku,* Mat. Badawcze IMGW, ser. Meteorologia, 40, 1–56.
Cebulak E., Limanówka D., Pyrc R., Gębica P., Starkel L., 2018, *Wpływ wybranych barier górskich na rozkład opadów w polskich Karpatach,* Przegl. Geofiz., 68(1–2), 123–133.
Ciepielowski A., 1970, *Maksymalne wielkości spływów jednostkowych z deszczów nawalnych,* Przegląd Geofizyczny, 15(23), 2, 179–193.
Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce,* Wiad. Służby Hydrol.-Meteorol., 2, 3, 31–42.
Chomicz K., 1977, *Materiały do poznania agroklimatu Polski,* PWN, Warszawa.
Degirmendžić J., Kożuchowski K., 2015, *Precipitation of the Mediterrenean origin in Poland – its seasonal and long-term variability,* Questiones Geographicae, 34(1), 37–53.
Degirmendžić J., Kożuchowski K., 2016, *Niże śródziemnomorskie jako czynnik klimatu Polski,* Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
Doroszewski A., Jadczyszyn J., Kozyra J., Pudełko R., Stuczyński T., Mizak K., Łopatka A., Koza P., Górski T., Wróblewska E., 2012, *Podstawy monitoringu suszy rolniczej,* Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie, 12(2), 77–91 (pdf.www.itep.edu.pl/wydawnictwo).
Dubicki A., Słota H., Zieliński J. (red.), 1999, *Monografia powodzi lipiec 1997 – dorzecze Odry,* IMGW, Warszawa.
Dynowska I., 1991, *Obieg wody,* [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze,* Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 343–373.
Fal B., Bogdanowicz E., Czernuszenko W., Dobrzyńska I., Koczyńska A., 2000, *Przepływy charakterystyczne głównych rzek polskich w latach 1951–1995,* Mat. Badawcze IMGW, ser. Hydrologia i Meteorologia, 26, 1–137.
Falarz M., 2004, *Variability and trends in the duration and depth of snow cover in Poland in the 20th century,* Intern. Journal of Climatology, 24(13), 1713–1727.
Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej,* Prace IGiPZ PAN.

Froehlich W., 1998, *Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 r.*, Konf. Nauk., Oddz. PAN Kraków, s. 133–144.

Gerlach T., 1976, *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych*, Prace Geogr. IGPAN, 122, 1–116.

Gerlach T., Koszarski L., 1968, *Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpolu Beskidu Niskiego*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 2, 85–114.

Gębica P., Starkel L., Cebulak E., Limanówka D., Pyrc R., Hajder M., Kolbusz J., 2019, *Ulewy i powodzie opadowe w województwie podkarpackim. Studium przebiegu, skutków i przeciwdziałania*, Wydawnictwo Uniwersytetu Rzeszowskiego, Rzeszów.

Gil E., 1976, *Spłukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, Dokumentacja Geogr., IG PAN, 2, 1–65.

Gil E., 1999, *Obieg wody i spłukiwanie na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo w latach 1980–1990*, Zesz. IGiPZ PAN, 60, 1–78.

Gil E., Starkel L., 1979, *Long-term extreme rainfalls and their role in the modelling of flysh slopes*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 13, 207–220.

Grela J., Słota H., Zieliński J. (red.), 1999, *Monografia powodzi lipiec 1997 – dorzecze Wisły*, IMGW, Warszawa.

Grześ M., 1985, *Problem zatorów i powodzi zatorowych na dolnej Wiśle*, Przegl. Geogr., 57, 4, 499–525.

Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 11, 1–267.

IPCC, 2013, *Podsumowanie dla decydentów: przyczynek I Grupy Roboczej do piątego raportu oceny zmiany klimatu Międzyrządowego Zespołu ds. Zmiany Klimatu 2013: fizyczne podstawy naukowe*, Cambridge University Press, Cambridge, GB, New York, USA (https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/03/ar5-wg1-spm-3polish.pdf).

IPCC, 2014, Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, Geneva, Switzerland.

IPCC, 2019, *Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems*. In press (https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/4/2020/02/SRCCL-Complete-BOOK-LRES.pdf).

Józefaciuk A., Józefaciuk C., 1990, *Procesy spłukiwania powierzchniowego i erozji wąwozowej*, Prace Geogr., IGiPZ PAN, 153, 59–84.

Kijowska-Strugała M., Kiszka K., 2018, *Environmental factors affecting splash erosion in the mountain area (the Western Polish Carpathians)*, Landform Analysis, 36, 97–111.

Kijowska-Strugała M., Wiejaczka Ł., Gil E., Bochenek W., Kiszka K., 2017, *The impact of extreme hydro-meteorological events on the transformation of mountain river channels (Polish Flysch Carpathians)*, Zeitschrift für Geomorphologie, 61(1), 75–89.

Kolendowicz L., 2005, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej oraz temperatury i wilgotności powietrza na występowanie dni z burzą na obszarze Polski*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Seria Geograficzna, 72, Poznań.

Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1992, *Extreme rainfalls and their influence on functioning of the present-day denudative system in a young glacial region, West Pomerania*, Quaestiones Geographicae, Spec. Iss. 3, 97–113.

Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994, *Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemów zlewni*, Wyd. AGP, Poznań.

Kostrzewski A., Szpikowski J. (red.), 2006, *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, 4, Uniw. im. A. Mickiewicza w Poznaniu, Poznań–Storkowo.
Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1988, *Morphodynamic of the cliffed coast, Wolin Island*, Geogr. Polonica, 55, 69–81.
Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1992, *Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczesnym systemie geomorfologicznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie)*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 1–155.
Kotarba A., 1970, *The geomorphic role of foehn wind In Tatra Mts.*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 4, 171–188.
Kotarba A., 1992, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 191–208.
Koźmiński C., Górski T., Michalska B., 1990, *Atlas klimatyczny elementów i zjawisk szkodliwych dla rolnictwa w Polsce*, Wyd. AR Szczecin, IUNG Puławy.
Koźmiński C., Michalska B. (red.), 2001, *Atlas klimatycznego ryzyka uprawy roślin w Polsce*, Wyd. AR Szczecin, Uniw. Szczeciński.
Koźmiński C., Michalska B. (red.), 2004, *Atlas zasobów i zagrożeń klimatycznych Pomorza*, Wyd. Akad. Roln., Szczecin.
Kożuchowski K., 1985, *Zmienność opadów atmosferycznych w Polsce w stuleciu 1881–1980*, Acta Geogr. Łódź, 48, 1–158.
Kożuchowski K. (red.), 2000, *Pory roku w Polsce: sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne*, Uniw. Łódzki, Łódź.
Kożuchowski K., 2004, *Ocieplenie klimatu – mit czy rzeczywistość?*, [w:] *Klimat – środowisko – człowiek*, Pol. Klub Ekolog. Okręg Dolnośląski, Wrocław, s. 11–21.
Kożuchowski K., 2011, *Klimat Polski: nowe spojrzenie*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
Kundzewicz Z.W., 2013, *Cieplejszy świat. Rzecz o zmianach klimatu*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
Kundzewicz Z.W., Stoffel M., Niedźwiedź T., Wyżga B. (red.), 2016, *Flood Risk in the Upper Vistula Basin*, Springer Int. Publishing, Switzerland.
Leszczycki S. (red.), 1994, *Atlas zasobów, walorów i zagrożeń środowiska geograficznego Polski*, PAN IGiPZ, Warszawa.
Limanówka D., Niedźwiedź T., 1994a, *Średni czas trwania zimy termicznej z temperaturą średnią dobową niższą od 0°C w latach 1951–1980*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.3, *Charakterystyki termiczne*, mapa 31.3.1.
Limanówka D., Niedźwiedź T., 1994b, *Średni czas trwania lata termicznego z temperaturą średnią dobową wyższą od 15°C w latach 1951–1980*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.3, *Charakterystyki termiczne*, mapa 31.3.6.
Lorenc H., 1996, *Struktura i zasoby energetyczne wiatru w Polsce*, Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia, 25.
Lorenc H., 2000, *Studia nad 220-letnią (1779–1998) serią temperatury powietrza w Warszawie oraz ocena jej wiekowych tendencji*, Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia, 31, 1–104.
Lorenc H., 2005, *Atlas klimatu Polski*, IMGW, Warszawa.
Łabuz T.A., 2005, *Present-day dune environment dynamics on coast of Swina Gate Barrier (West Polish Coast)*, Estuarine Coastal and Shelf Science, 62, 3, 507–520.
Łupikasza E., 2013, *Typy genetyczne opadów ekstremalnych w Europie oraz ich uwarunkowania synoptyczne (1950–2008)*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 81, 1–289.

Maciejewski M., Ostojski M.S., Tokarczyk T., 2011a, *Monografia powodzi 2010. Dorzecze Odry (ebook)*, IMGW PIB, Warszawa (https://www.epnp.pl/ebook/monografia_powodzi2010_odra).

Maciejewski M., Ostojski M.S., Walczykiewicz T., 2011b, *Monografia powodzi maj–czerwiec 2010. Dorzecze Wisły (ebook)*, IMGW PIB, Warszawa (https://www.epnp.pl/ebook/monografia_powodzi2010_wisla).

Najgrakowski M. (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, 1994, plansze 31.1–31.7, *Klimat*, Główny Geodeta Kraju, PAN IG i PZ, PPWK, Warszawa.

Niedźwiedź T., 1999, *Rainfall characteristics in southern Poland during the severe flooding event of July 1997*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 33, 5–25.

Niedźwiedź T., 2000, *The dynamics to selected extreme climatic events in Poland*, Geogr. Polonica, 73, 2, 25–39.

Niedźwiedź T., 2003a, *Częstość występowania mas powietrznych w Polsce południowej w drugiej połowie XX wieku. Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 188, 65–74.

Niedźwiedź T., 2003b, *Extreme precipitation events on the northern side of the Tatra Mountains*, Geogr. Polonica, 76, 2, 15–23.

Niedźwiedź T., Cebulak E., 1994a, *Maksymalne opady dobowe o prawdopodobieństwie wystąpienia 10%*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.4, *Przymrozki, pokrywa śnieżna, opady dobowe*, mapa 31.4.14.

Niedźwiedź T., Cebulak E., 1994b, *Maksymalne opady dobowe o prawdopodobieństwie wystąpienia 50%*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.4, *Przymrozki, pokrywa śnieżna, opady dobowe*, mapa 31.4.15.

Niedźwiedź T., Czekierda D., 1998, *Cyrkulacyjne uwarunkowania katastrofalnej powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Konf. Nauk., Kraków, 7–9 maja 1998 r., Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 53–66.

Niedźwiedź T., Czekierda D., Limanówka D., 1994, *Maksymalna grubość pokrywy śnieżnej o prawdopodobieństwie wystąpienia 10%*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.4, *Przymrozki, pokrywa śnieżna, opady dobowe*, mapa 31.4.11.

Niedźwiedź T., German K., Sadowski P., 2003, *Synoptic conditions of the tornado occurrence in the Podhale region on 29 May 2001 and its natural and economic impacts*, [w:] Z. Górka (red.), *Changes of Geographical Environment and those of the socio-economic Phenomena*, Prace Geogr. IGiGP UJ, 112, 55–67.

Niedźwiedź T., Orlicz M., Orliczowa J., 1985, *Wiatr w Karpatach Polskich*, Dokumentacja Geogr., IGiPZ PAN, 6, 1–90.

Niedźwiedź T., Paszyński J., Czekierda D., 1994, *Średnia liczba dni z wiatrem bardzo silnym o prędkości powyżej 15 m/s w latach 1951–1985*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.6, *Wiatry*, mapa 31.6.13.

Niedźwiedź T., Szpetman Z., 1978, *Charakterystyka katastrofalnej ulewy w Zakopanem w dniu 16.VI.1977 r.*, Wiad. IMGW, 4(25), 4, 103–108.

Niedźwiedź T., Twardosz R., 2001, *Wpływ cyrkulacji atmosfery na występowanie opadów dobowych wyższych lub równych 10 mm w Krakowie*, [w:] M. Horawska, T. Niedźwiedź (red.), *Wybrane zagadnienia klimatologii Polski południowej*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 31–32, 5–16.

Niedźwiedź T., Ustrnul Z., 1994, *Liczba dni mroźnych (T_{max}<0°C) w roku o prawdopodobieństwie wystąpienia 10%*, [w:] M. Najgrakowski (red.), 1993–1997, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, plansza 31.3, *Charakterystyki termiczne*, mapa 31.3.4.

Obrębska-Starkel B., Starkel L., 1991, *Efekt cieplarniany a globalne zmiany środowiska przyrodniczego*, Zesz. IGiPZ PAN, 4, 1–72.
Parczewski W., 1960, *Warunki występowania nagłych wezbrań na małych ciekach*, Wiad. Służby Hydrol.-Meteorol., PIHM, 8, 3, 85–138.
Paszyński J., Niedźwiedź T., 1999, *Klimat*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 288–343.
Piotrowicz K., 2004, *Temperatura okresu zimowego jako wskaźnik zmian klimatu*, [w:] *Klimat – środowisko – człowiek*, Pol. Klub Ekolog. Okręg Dolnośląski, Wrocław, s. 23–31.
Popkiewicz M., Kardaś A., Malinowski S., 2019, *Nauka o klimacie*, Wydawnictwo Sonia Draga and GAB Media, Katowice.
Rączkowski W., Mrozek T., 2002, *Activating of landsliding in the Polish Flysh Carpathians by the end of 20-th century*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 36, 91–101.
Sadowski M., 1980, *Rozkład przestrzenny zapasu wody w pokrywie śnieżnej w Polsce*, Mat. Bad. IMGW, ser. Hydrologia i Oceanologia, 3, 1–123.
Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Polskich Karpat Fliszowych w holocenie*, Prace Geogr., Inst. Geogr. PAN, 22, 1–239.
Starkel L., 1996, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 30, 21–38.
Starkel L. (red.), 1998, *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, Dokumentacja Geogr., IGiPZ PAN, 11, 1–107.
Starkel L., 1999, *Ulewy, powodzie i inne zdarzenia ekstremalne*, [w:] M. Michalewicz (red.), *Zagrożenia cywilizacyjne*, Prace Kom. Zagrożeń Cywilizac., PAU, 2, 81–96.
Starkel L., 2006, *Geomorphic hazards in the Polish Flysh Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 40, 7–19.
Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 2005, *Klimat*, [w:] A. Richling, K. Ostaszewska (red.), *Geografia fizyczna Polski*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 84–127.
Subotowicz W., 1982, *Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski*, Ossolineum, Wrocław–Gdańsk.
Szpikowski J., 1998, *Wielkość i mechanizm erozji wodnej gleb na stokach użytkowanych rolniczo w zlewni młodoglacjalnej (Górna Parsęta, Chwalimski Potok)*, Bibl. Fragmenta Agronomica, 4B/98, 113–124.
Taszarek M., Brooks H.E., 2015, *Tornado climatology in Poland*, Monthly Weather Review, 143, 702–717.
Trepińska J. (red.), 1997, *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995). Wiekowe zmiany klimatu na podstawie krakowskiej serii meteorologicznej (1792–1995) ze szczególnym uwzględnieniem schyłku małego glacjału*, IGUJ, Kraków.
Ustrnul Z., Czekierda D., 2009, *Atlas ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz sytuacji synoptycznych w Polsce*, IMGW, Warszawa.
Ustrnul Z., Wypych A., Henek E., Czekierda D., Walawender J., Kubacka D., Pyrc R., Czernecki B., 2014, *Atlas zagrożeń meteorologicznych Polski*, IMGW PIB, Attyka, Kraków.
Wibig J., Głowicki B., 2002, *Trends of minimum and maximum temperature in Poland*, Climate Research, 20, 123–133.
Wierzbicki Z., 1978, *O głębokości przemarzania gruntu i czasie jego trwania w Polsce*, Mat. Badaw. IMGW, ser. Meteorologia, Warszawa.
Wojtanowicz J., 1999, *Procesy eoliczne*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 410–413.
Woś A., 1999, *Klimat Polski*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
Woś A., 2010, *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*, Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

Wrona B., 2008, *Meteorologiczne i morfologiczne uwarunkowania opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej i środkowej Odry*, Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia, 41, 1–120.
Wypych A., Ustrnul Z., Czekierda D., Palarz A., Sulikowska A., 2018, *Extreme precipitation events in the Polish Carpathians and their synoptic determinants*, Idöjárás, 122(2), 145–158.
Ziętara T., 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów,* Prace Geogr. IG PAN, 60, 1–116.
Ziętara T., 2002, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby terenu oraz niszczeniu infrastruktury osadniczej w górnej części dorzecza Wisły*, [w:] Z. Górka, A. Jelonek (red.), *Geograficzne uwarunkowania rozwoju Małopolski,* Oddział Krakowski PTG, IG i GP UJ, Kraków, s. 37–54.
Zwoliński Z., 2008, *Wybrane zjawiska ekstremalne pojezierzy polskich*, Landform Analysis, 8, 98–106.
Zwoliński Z., 2011, *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, Landform Analysis, 15, 5–15.

Rozdział 3

Współczesna ewolucja rzeźby Tatr

Tatry od zachodu (ESA/Copernicus)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-03

CC BY 4.0

Rozdział 3

Współczesna ewolucja rzeźby Tatr

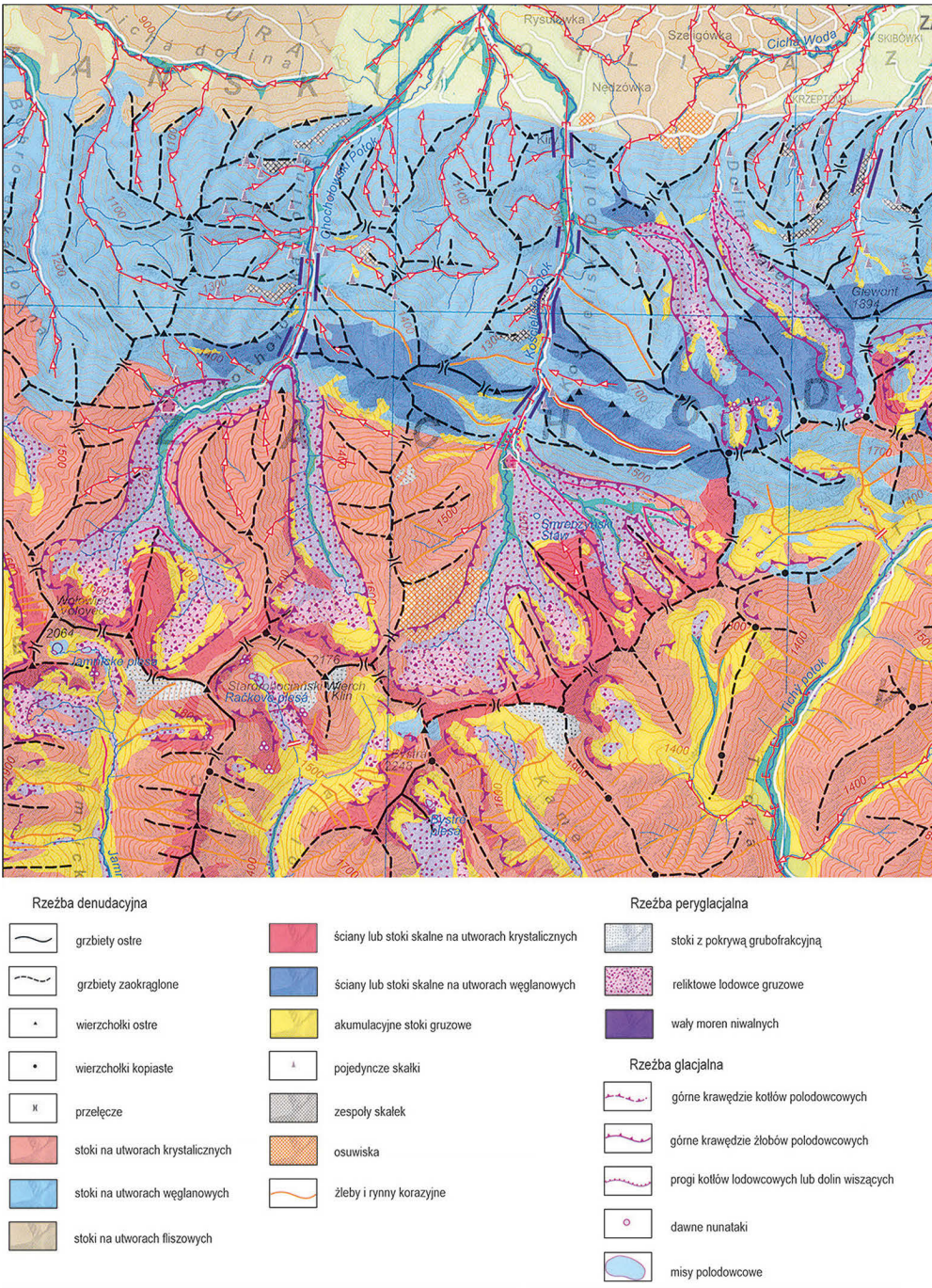
Zofia Rączkowska

3.1. Uwarunkowania współczesnej ewolucji rzeźby

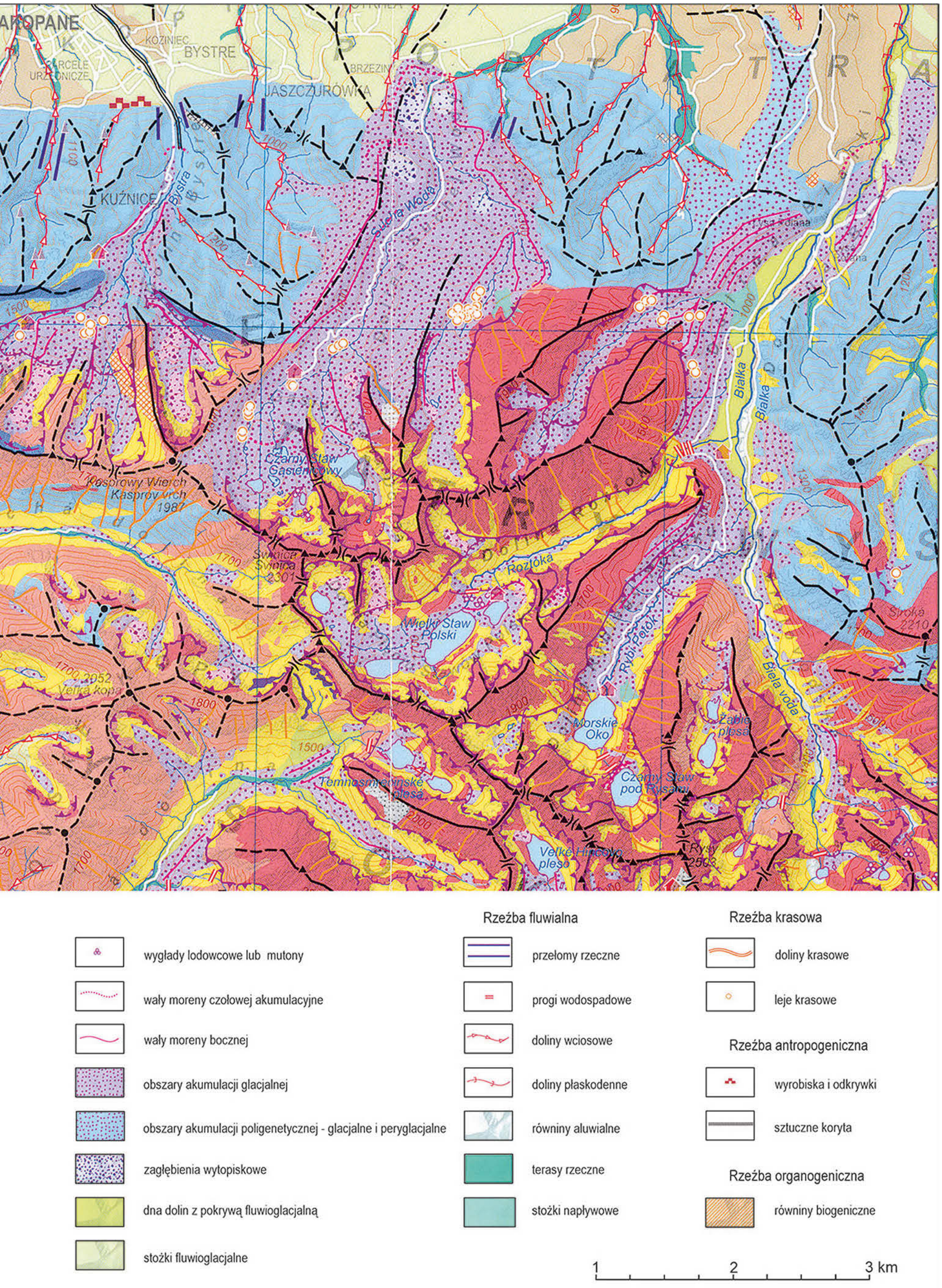
We współczesnej ewolucji rzeźby Tatr widoczne są dwie sprzeczne tendencje – do stabilizacji zmian rzeźby po zakończeniu małej epoki lodowej oraz ograniczeniu działalności człowieka i naturalna tendencja do jej degradacji.

Rozwój rzeźby uzależniony jest od budowy geologicznej i od wysokości bezwzględnej obszaru, będącej wynikiem tektonicznego podnoszenia, aż od młodszego neogenu (Klimaszewski 1988). Tatry zbudowane są z trzonu krystalicznego wraz z jego permsko-mezozoiczną osłoną oraz ze sfałdowanych i nasuniętych w górnej kredzie płaszczowin wierchowych (Giewontu, Czerwonych Wierchów) i płaszczowin reglowych – dolnej (križniańskiej), środkowej (choczańskiej) i górnej (strażowskiej). Tatry Wysokie utworzone są głównie z odpornych karbońskich intruzywnych granitoidów (granodiorytów, tonalitów) trzonu krystalicznego, Tatry Zachodnie z metamorficznych skał krystalicznych (gnejsów, migmatytów, amfibolitów, łupków metamorficznych, prawdopodobnie staropaleozoicznych), a Tatry Reglowe z naprzemianległych serii mezozoicznych wapieni i dolomitów oraz łupków i margli, należących do serii reglowych (Książkiewicz 1972, Bac-Moszaszwili i in. 1979, Oszczypko 1995, Piotrowska i in. 2015).

Współczesna ewolucja rzeźby Tatr to ciągłe przekształcanie rzeźby plejstoceńskiej, która na obszarze 68% powierzchni Tatr polskich była formowana przez procesy peryglacjalne, a jedynie na 32% przez procesy glacjalne (ryc. 3.1). Powstała wtedy wyjątkowa w skali polskich gór rzeźba typu alpejskiego. Procesy glacjalne, przekształcając odziedziczony piętrowy układ dolin, uformowały system lodowcowych cyrków i żłobów, a dna dolin zostały wypełnione materiałem morenowym, w niższej części fluwioglacjalnym (Lukniš 1973, Klimaszewski 1985, 1988, Rączkowski i in. 2015). Efektem działania procesów peryglacjalnych



Ryc. 3.1. Mapa geomorfologiczna Tatr polskich (wg Rączkowskiego i in. 2015)



BYSTRE
JASZCZURÓWKA
KUŹNICE
Kasprowy Wierch
Kasprov vrch
1987
Czarny Staw Gąsienicowy
Wielki Staw Polski
Roztoka
Morskie Oko
Czarny Staw pod Rysami
Białka
Biela voda
Velké Hincovo pleso
wygłady lodowcowe lub mutony
wały moreny czołowej akumulacyjne
wały moreny bocznej
obszary akumulacji glacjalnej
obszary akumulacji poligenetycznej - glacjalne i peryglacjalne
zagłębienia wytopiskowe
dna dolin z pokrywą fluwioglacjalną
stożki fluwioglacjalne
Rzeźba fluwialna
przełomy rzeczne
progi wodospadowe
doliny wciosowe
doliny płaskodenne
równiny aluwialne
terasy rzeczne
stożki napływowe
Rzeźba krasowa
doliny krasowe
leje krasowe
Rzeźba antropogeniczna
wyrobiska i odkrywki
sztuczne koryta
Rzeźba organogeniczna
równiny biogeniczne
1 2 3 km

w Tatrach Wysokich są poszarpane, skaliste granie i stoki porozcinane żlebami, u wylotu których znajdują się stożki gruzowe. W Tatrach Zachodnich wskutek ich działania powstały gładkie soliflukcyjne stoki, rozczłonkowane płytkimi rynnami, oraz zaokrąglone, a nawet spłaszczone grzbiety. W Tatrach Reglowych, nieobjętych zlodowaceniem, wykształciła się rzeźba typu średniogórskiego, z wąskimi grzbietami, stromymi stokami i V-kształtnymi dolinami. Szczegółowo i systematycznie scharakteryzował rzeźbę Tatr Polskich M. Klimaszewski (1985, 1988).

Plejstoceńska rzeźba glacjalna jest przekształcana przez nieglacjalne procesy geomorfologiczne od najstarszego dryasu (12 500 lat BP, 16 068–13 601 lat kalibrowanych BP), kiedy, jak dowodzą najstarsze daty ^{14}C z osadów jeziornych, lodowce w dolinach występowały powyżej 1400–1700 m n.p.m. (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993, Kłapyta i in. 2016). Postglacjalne zmiany rzeźby Tatr są niewielkie (Lukniš 1968, Klimaszewski 1988).

Wyniki badań osadów jeziornych wskazują, że okresem bardzo intensywnych przemian rzeźby w holocenie była mała epoka lodowa (ryc. 3.2), obejmująca okres 1220–1925 A.D. (Kłapyta i in. 2016). Średnie tempo sedymentacji osadów jeziornych w Zielonym Stawie Gąsienicowym dla holocenu wynosi 0,21 mm·a^{-1}, podczas gdy dla okresu małej epoki lodowej 0,36–0,37 mm·a^{-1} (Kotarba 1996a).

Ryc. 3.2. Stoki gruzowe nad Morskim Okiem w okresie końcowym małej epoki lodowej przekształcane przez spływy gruzowe i obrywy; na pierwszym planie – na wale moreny – pnie ściętych drzew (fot. W. Eliasz 1885, archiw. TPN, ze zbiorów W. i Z. Paryskich)

Zmiany klimatu w tym czasie spowodowały w Tatrach głównie zwiększenie intensywności spływów gruzowych (Libelt 1988, Kaszowski i in. 1988, Kotarba 1993–1994, 1996a, 2004, 2006, Kłapyta i in. 2016, Kędzia, Kotarba 2018), ale także wietrzenia i odpadania (Kotarba, Pech 2002). Natomiast nie wywołały one aktywności lodowców gruzowych (Kędzia 2014, Zasadni i in. 2018).

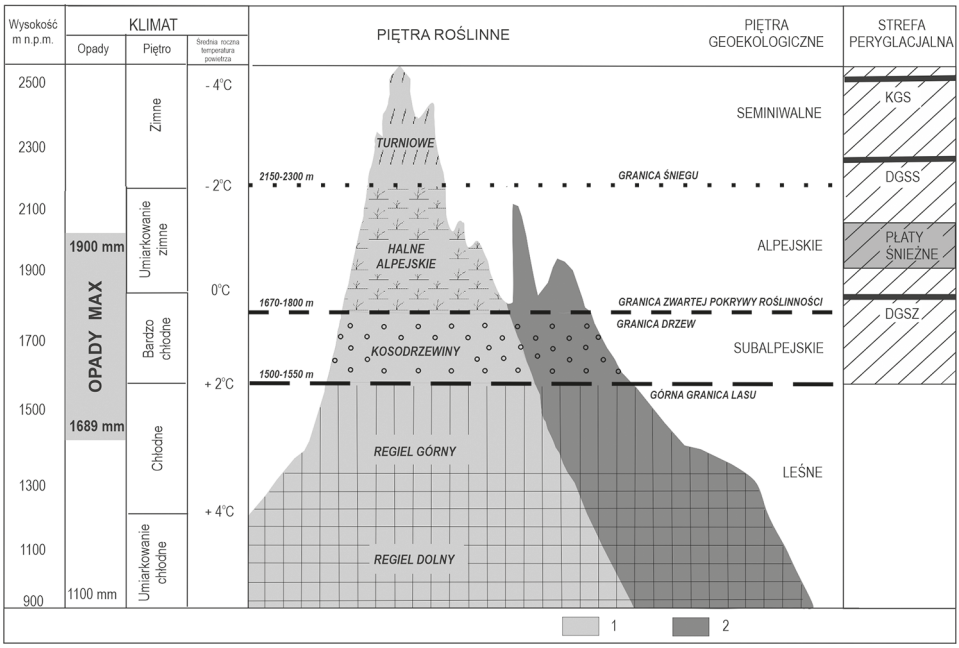
Okres małej epoki lodowej to równocześnie czas ingerencji człowieka w środowisko naturalne Tatr (ryc. 3.2), która najintensywniej wystąpiła w końcu XIX w. i w pierwszej połowie XX w. (Jahn 1979, Midriak 1983, Libelt 1988, Kotarba 2004, 2005, Rączkowska 2019). Człowiek ingerował w środowisko przyrodnicze poprzez działalność górniczą, hutniczą i intensywny wypas owiec, który trwał aż do lat 60. XX w. Głównym skutkiem jego działań było wycięcie dużych obszarów lasu i zniszczenie lub uszkodzenie zwartej pokrywy roślinnej powyżej górnej granicy lasu, co spowodowało nasilenie erozji.

Stosunki wysokościowe Tatr skutkują dużą energią rzeźby, gdyż deniwelacje między obszarem źródłowym (Gerlach 2654,5 m n.p.m.) a bazą erozyjną (Podhale 600 m n.p.m.) są rzędu 1700–2000 m, zaś bezpośrednio między grzbietem a dnem doliny wynoszą nawet 1000 m (np. Mięguszowieckie Szczyty). Związane są z tym duże spadki, długość i rozczłonkowanie stoków.

Od wysokości bezwzględnej zależy piętrowe zróżnicowanie klimatu i szaty roślinnej, do którego nawiązują procesy morfogenetyczne (ryc. 3.3). Wzniesienie obszaru decyduje o obecności geoekologicznego piętra seminiwalnego, które poza Tatrami w polskich Karpatach nie występuje. Również zespół form rzeźby starszej, podlegającej współczesnej ewolucji, jest inny w poszczególnych piętrach (Kotarba i in. 1987).

Piętro od 1400 do 2000 m n.p.m. na północnych stokach Tatr otrzymuje, głównie latem, największą ilość opadów, w tym opadów o dużej intensywności (Hess 1974, Cebulak 1983, Niedźwiedź 2003), które odgrywają największą rolę morfogenetyczną (Kłapa 1980). Maksymalny opad dobowy o wysokości 300 mm zanotowano 30 lipca 1973 r. na Hali Gąsienicowej, a najwyższe sumy opadów kilkudniowych w lipcu 1934 r. (422 mm w ciągu 3 dni) i w lipcu 2001 r. (500 mm w ciągu 11 dni) (Niedźwiedź 2003). Pokrywa śnieżna zalega od 100 dni u podnóży do 290 dni w partiach szczytowych (Hess 1965, Gądek, Szypuła 2015, Ustrnul i in. 2015). Płaty śnieżne utrzymują się najdłużej na wysokości 1900–2050 m n.p.m., na zacienionych przez ściany skalne stokach gruzowych (Kłapa 1970, Rączkowska 1993, Wiśliński 1996, Gądek, Szypuła 2015).

Średnia roczna temperatura powietrza obniża się od 4,0°C w piętrze leśnym do 4,0°C na szczytach (ryc. 3.3). Piętrową zmienność warunków termicznych zaburza rzeźba terenu, która wpływa na duże zróżnicowanie radiacji słonecznej (Niedźwiedź 1992, Baranowski 2002). Ponad górną granicą lasu występuje około 90 dni z tzw. przejściami przez zero temperatury powietrza. Grunt jest zamarznięty od grudnia do maja, w piętrze alpejskim do głębokości 0,5 m (Baranowski i in. 2004). Liczba oscylacji temperatury gruntu wokół zera w warstwie powierzchniowej (do 5 cm) waha się w poszczególnych latach od 1 do 34 w okresie jednego sezonu jesiennego lub wiosennego (Rączkowska 2007).



Ryc. 3.3. Piętrowe zróżnicowanie środowiska przyrodniczego Tatr (wg Kotarby 1976, Gerlacha 1970, zm.).

Kolory na profilu Tatr: jasnoszary – trzon krystaliczny, ciemnoszary – mezozoiczne wapienie i dolomity, przedzielone strefami łupków i margli, KGS – granica śniegu, DGSS – dolna granica soliflukcji swobodnej, DGSZ – dolna granica soliflukcji związanej (wg Karrasch 1977). Opady wg Cebulak (1983) i Niedźwiedzia (2003)

Globalne zmiany klimatu (Beniston 2003) przejawiają się w Tatrach wzrostem w XX w. średniej rocznej temperatury powietrza o około 1°C (Żmudzka i in. 2015) oraz opadów ekstremalnych o sumach >50 mm·dobę$^{-1}$ (Niedźwiedź 2003, Niedźwiedź i in. 2015, Górniak i in. 2017), szczególnie w ostatnich 30 latach (Górniak i in. 2017), a także spadkiem liczby dni z pokrywą śnieżną i jej maksymalnej grubości (Falarz 2007, Gądek 2014, Gądek i in. 2016b).

Występowanie płatów wieloletniej zmarzliny stwierdzono powyżej 2300 m n.p.m. na stokach południowych i powyżej 1930 m n.p.m. na stokach północnych (Dobiński 1997, 2004, Mościcki, Kędzia 2001, Gądek i in. 2009, Gądek, Szypuła 2015, Kędzia 2015). Miąższość wieloletniej zmarzliny wynosi 0,5–25,0 m, a warstwy czynnej 0,5–6,0 m (Kędzia 2015).

Procesy geomorfologiczne, odpowiadające za współczesne przemiany rzeźby, były przedmiotem licznych badań, w tym stacjonarnych i patrolowych badań ilościowych, prowadzonych od końca lat 50. XX w., które objęły swoim zasięgiem cały obszar Tatr (m.in. Gerlach 1959, Kotarba 1972, 1976, 1992, Kaszowski 1973, Kłapa 1980, Kotarba i in. 1983, Izmaiłow 1984a, b, Krzemień 1984, 1991, Rączkowska 1992, 1993, 1995, 2007, Gądek i in. 2009, Lubera 2014, 2016, Rojan

2015, Fidelus 2016, Rączkowska i in. 2016b, 2017–2018, Płaczkowska, Krzemień 2018), chociaż ich rozmieszczenie nie było równomierne (Krzemień, Kłapyta 2017–2018).

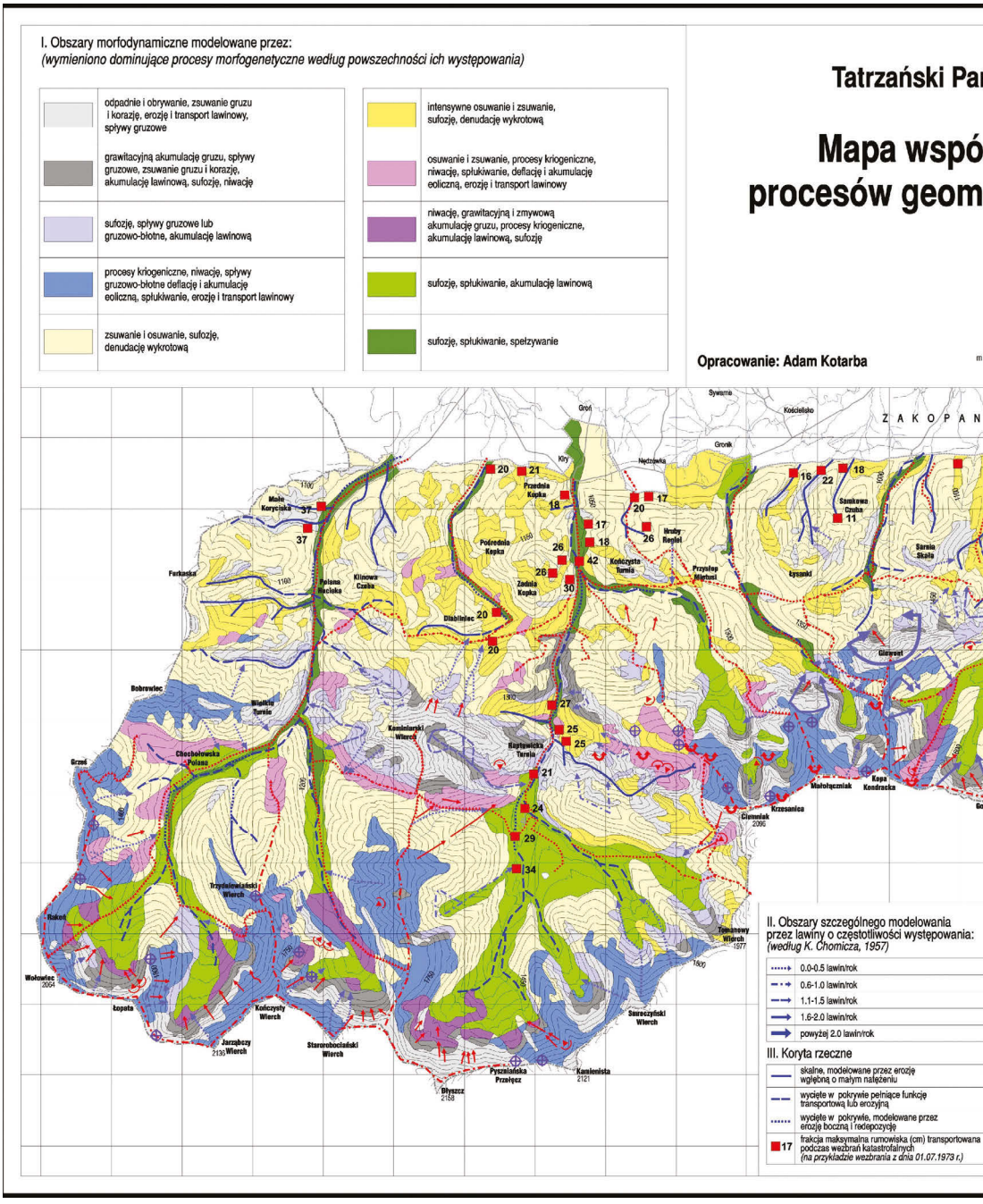
3.2. Procesy kształtujące rzeźbę

Współczesne przemiany rzeźby Tatr są wynikiem współdziałania długotrwałych procesów o umiarkowanym natężeniu, zwanych sekularnymi, i procesów ekstremalnych – wysokoenergetycznych (Kotarba 1996b, 2002). Procesy te kształtują wysokogórski system denudacyjny Tatr (Kotarba i in. 1987).

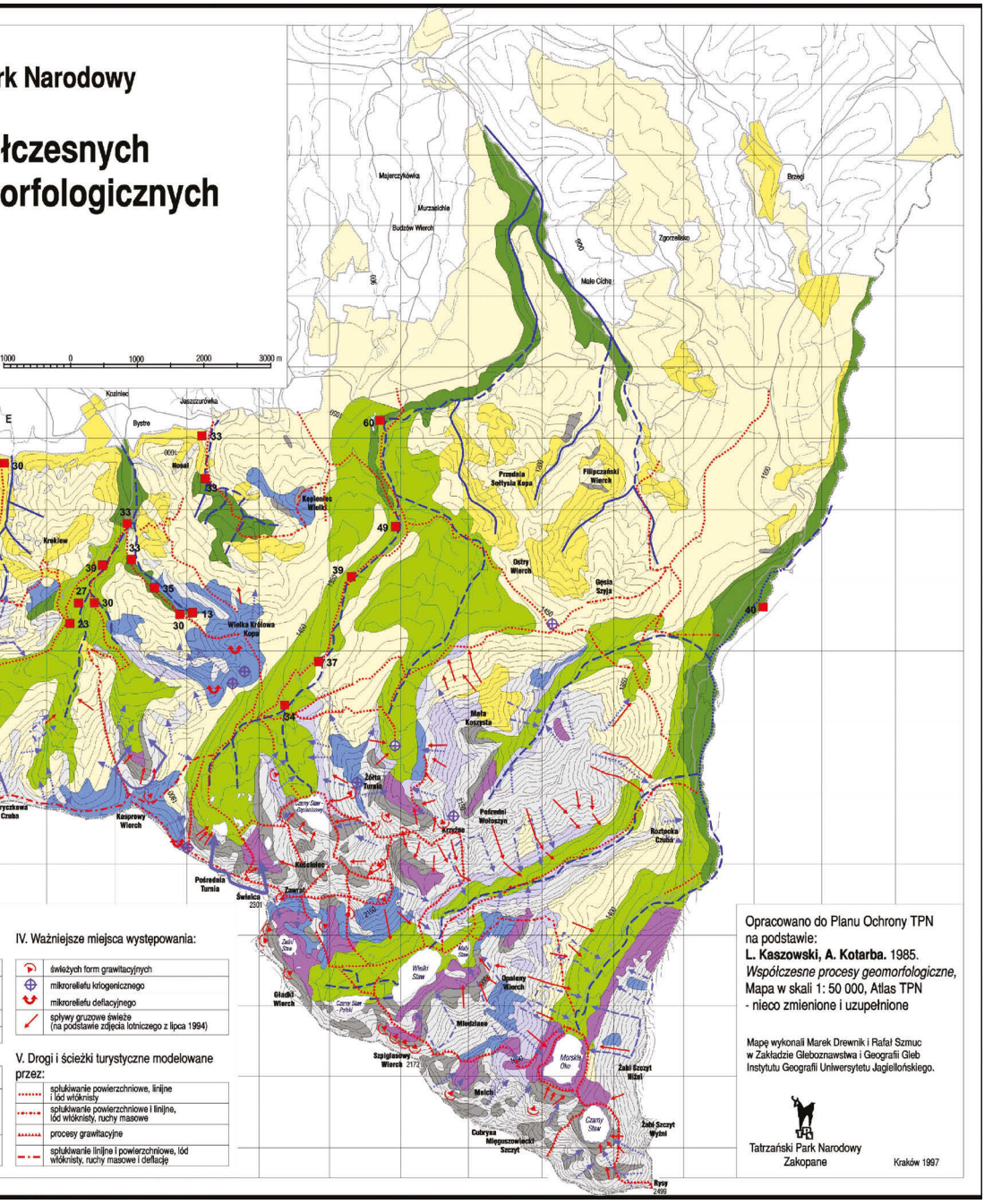
Przebieg, intensywność i rodzaj procesów zmienia się w zależności od piętra geoekologicznego oraz podłoża, przy czym szczególnie widoczne są dwie granice – górna granica lasu (ok. 1500 m n.p.m.) i pas wysokościowy izotermy rocznej 0°C (Kotarba 1976), odpowiadający dolnej granicy geliflukcji (Karrasch 1977). Powyżej górnej granicy lasu przeważają procesy związane z klimatem peryglacjalnym (Jahn 1958, Rączkowska 1995, 2007) oraz aluwiacja stoków (Kotarba 1976, 1992, 1996a, Midriak 1984, Rączkowska 1999b). W piętrze leśnym, charakteryzującym się reżimem deszczowo-śnieżnym, dominuje erozja.

Przestrzenne zróżnicowanie współczesnego modelowania rzeźby Tatr przedstawia mapa współczesnych procesów geomorfologicznych (ryc. 3.4). W zależności od litologii, typu stoku (np. stok skalny, stok z pokrywą zwietrzelinową) oraz piętra geoekologicznego zmienia się skład zespołu procesów morfogenetycznych lub hierarchia procesów w zespole. Struktura przestrzenna zespołów procesów modelujących rzeźbę wysokogórską Tatr Wysokich i Zachodnich jest podobna, zarówno w obrębie stoków, jak i den dolin. Różni się ona od struktury zespołów procesów modelujących średniogórską rzeźbę Tatr Reglowych.

Zespół procesów modelujących rzeźbę zmienia się także w czasie. M. Kłapa (1980) wyróżnił w ciągu roku 4 pory morfogenetyczne – niwalną, niweopluwialną, pluwialną i pluwioniwalną, charakteryzujące się odrębnym zespołem procesów oraz różną długością. Z kolei w ostatnich 20–30 latach stwierdzono nasilenie opadów i procesów morfogenetycznych o charakterze ekstremalnym (Kotarba 1997, 2002, 2004, Kotarba, Pech 2002, Niedźwiedź 2003, Kotarba i in. 2013, Górnik i in. 2017, Kłapyta i in. 2016, Zielonka, Wrońska-Wałach 2019). Charakterystyka ilościowa procesów sekularnych przedstawiona jest w tabeli 1. Wartości wskaźników tempa poszczególnych procesów są relatywnie niskie. Wyraźnie widoczna jest zależność intensywności procesów od litologii skał podłoża (np. tempa cofania ścian skalnych) oraz piętra geoekologicznego (np. wartości denudacji chemicznej i mechanicznej na podłożu węglanowym). Denudacja chemiczna, chociaż jest procesem najbardziej powszechnym, to ze względu na swą małą intensywność w obecnych warunkach klimatycznych nie odgrywa znaczącej roli morfogenetycznej, natomiast jest procesem łączącym zasadniczo niezależne od siebie systemy stokowe i korytowe. Najszybsze tempo denudacji chemicznej stwierdzono na podłożu węglanowym w piętrze leśnym (Kotarba 1972, 1996b),

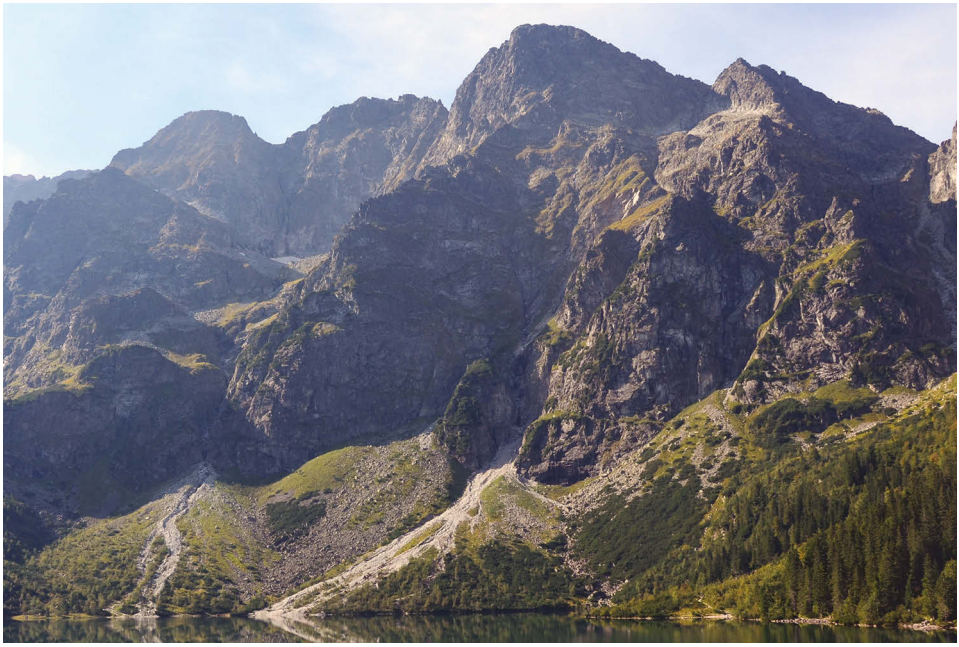


Ryc. 3.4. Mapa współczesnych procesów geomorfologicznych Tatrzańskiego Parku Narodowego (wg Kotarby 2002)


rk Narodowy
łczesnych
orfologicznych
1000 0 1000 2000 3000 m
Majerczykówka
Murzasichle
Budzów Wierch
Brzegi
Zgorzelisko
Małe Ciche
Kozińiec
Jaszczurówka
Bystre
Nosal
Kopieniec Wielki
Przednia Sołtysia Kopa
Filipczański Wierch
Ostry Wierch
Gęsia Szyja
Wielka Królowa Kopa
Mała Koszysta
Żółta Turnia
Pośredni Wołoszyn
Krzyżne
Roztocka Czuba
Kasprowy Wierch
Kościelec
Pośrednia Turnia
Świnica 2301
Zawrat
Wielki Staw
Opalony Wierch
Gładki Wierch
Mlodziane
Szpiglasowy Wierch 2172
Morskie Oko
Żabi Szczyt Niżni
Mnich
Czarny Staw
Żabi Szczyt Wyżni
Cubryna
Mięguszowiecki Szczyt
Rysy 2499
IV. Ważniejsze miejsca występowania:
świeżych form grawitacyjnych
mikrorelieflu kriogenicznego
mikrorelieflu deflacyjnego
spływy gruzowe świeże (na podstawie zdjęcia lotniczego z lipca 1994)
V. Drogi i ścieżki turystyczne modelowane przez:
spłukiwanie powierzchniowe, linijne i lód włóknisty
spłukiwanie powierzchniowe i linijne, lód włóknisty, ruchy masowe
procesy grawitacyjne
spłukiwanie linijne i powierzchniowe, lód włóknisty, ruchy masowe i deflację
Opracowano do Planu Ochrony TPN na podstawie:
L. Kaszowski, A. Kotarba. 1985.
Współczesne procesy geomorfologiczne,
Mapa w skali 1: 50 000, Atlas TPN
- nieco zmienione i uzupełnione
Mapę wykonali Marek Drewnik i Rafał Szmuc w Zakładzie Gleboznawstwa i Geografii Gleb Instytutu Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego.
Tatrzański Park Narodowy
Zakopane
Kraków 1997

kilkakrotnie wyższe niż na obszarach o podłożu krystalicznym (Krzemień 1984, 1985, Kot 1996). Geomorfologicznym skutkiem denudacji chemicznej są wysokogórskie formy krasowe, występujące na obszarach zbudowanych z wapieni i dolomitów. Powierzchniowa denudacja chemiczna przyczynia się do powstawania różnego typu żłobków krasowych (Wrzosek 1933, Głazek, Wójcik 1963, Kotarba 1967, 1972), spotykanych na północnym skłonie Tatr, najpowszechniej na wysokości 1400–1900 m n.p.m. Oprócz nich, najczęściej w piętrze leśnym, występują leje krasowe, często reprodukowane w osadach polodowcowych (Głazek 1964). W głębi masywów denudacja chemiczna powoduje rozwój form krasu podziemnego, przede wszystkim jaskiń typu zapadliskowego i jaskiń pionowych bez bogatej szaty naciekowej (Kotarba 1972, Głazek, Grodzicki 1996).

Ściany i stoki skalne rozwijają się głównie wskutek procesów wietrzenia mechanicznego i odpadania (ryc. 3.5, 3.6). Najlepsze warunki dla intensywnego wietrzenia mrozowego i odpadania w Tatrach Wysokich występują w wysokości 1700–2050 m n.p.m. (Klimaszewski 1971), w piętrze alpejskim na ścianach o ekspozycji zachodniej (Kotarba 1976), co potwierdzają pomiary cofania ścian skalnych i akumulacji gruzu na stokach usypiskowych (Kotarba 1984). Natomiast w piętrze subalpejskim Tatr Zachodnich lepsze warunki wietrzenia mrozowego występują na ścianach o ekspozycji południowej, ale większe tempo odpadania związanego z wietrzeniem mrozowym stwierdzono na ekspozycji północnej



Ryc. 3.5. Stoki nad Morskim Okiem z widocznymi na ścianach niszami obrywów, w tym świeżą z 2012 r. Stoki piargowe rozcięte są rynnami spływów, a świeży gruz (jasny kolor) pokrywa fragmenty stoku na całej jego długości (fot. Z. Rączkowska 2018)

Ryc. 3.6. Widok na stoki Dudowych Turni w Tatrach Zachodnich. Na ścianie widoczna nisza obrywu z 1976 r. Materiał z obrywu na stożku poniżej. Sąsiedni stok piargowy przekształcany jest przez spływy gruzowe (rynna w górnej części stoku) i lawiny (tor lawinowy w obrębie kosodrzewiny) (fot. K. Krzemień 1976)

(Lubera 2016). Tempo wietrzenia i odpadania zmniejsza się poniżej górnej granicy lasu (Kotarba 1976). Najbardziej podatne na wietrzenie są skały dolomitowe, a najmniej piaskowce kwarcytyczne (Lubera 2014, 2016).

Wielkość nadbudowywania stoków usypiskowych oraz cofania ścian skalnych pośrednio wskazuje na małą intensywność wietrzenia fizycznego. Wskaźniki tempa akumulacji gruzu na stokach usypiskowych wynoszą maksymalnie od 0,1 do 10 $cm \cdot a^{-1}$ (tab. 3.1) i w tym samym piętrze są kilkakrotnie wyższe na obszarach o podłożu węglanowym niż granitowym. Depozycja gruzu koncentruje się w najwyższych partiach stoków usypiskowych i środkowej, wypukłej części stożków (Kotarba i in. 1983). Rycina 3.7 przedstawia 12 modeli formowania stoków usypiskowych, uwzględniających morfometrię, położonych powyżej, ścian i stoków skalnych oraz rodzaj procesu przemieszczającego gruz (Kotarba i in. 1987).

Pokrywy zwietrzelinowe na stokach skalno-pokrywowych i pokrywowych są przemieszczane przez powolne ruchy masowe, w tym przez procesy soliflukcji i spełzywania, działające głównie w piętrach alpejskim i subalpejskim oraz proces spełzywania, występujący powszechnie. Tempo procesów kriogenicznych jest większe w piętrze alpejskim niż subalpejskim (ryc. 3.3, tab. 3.1). Najwyższe wskaźniki tempa przemieszczania pokryw wynoszące 1,7–2,7 $cm \cdot a^{-1}$ stwierdzono

Tabela 3.1. Dynamika współczesnych procesów morfogenetycznych w Tatrach

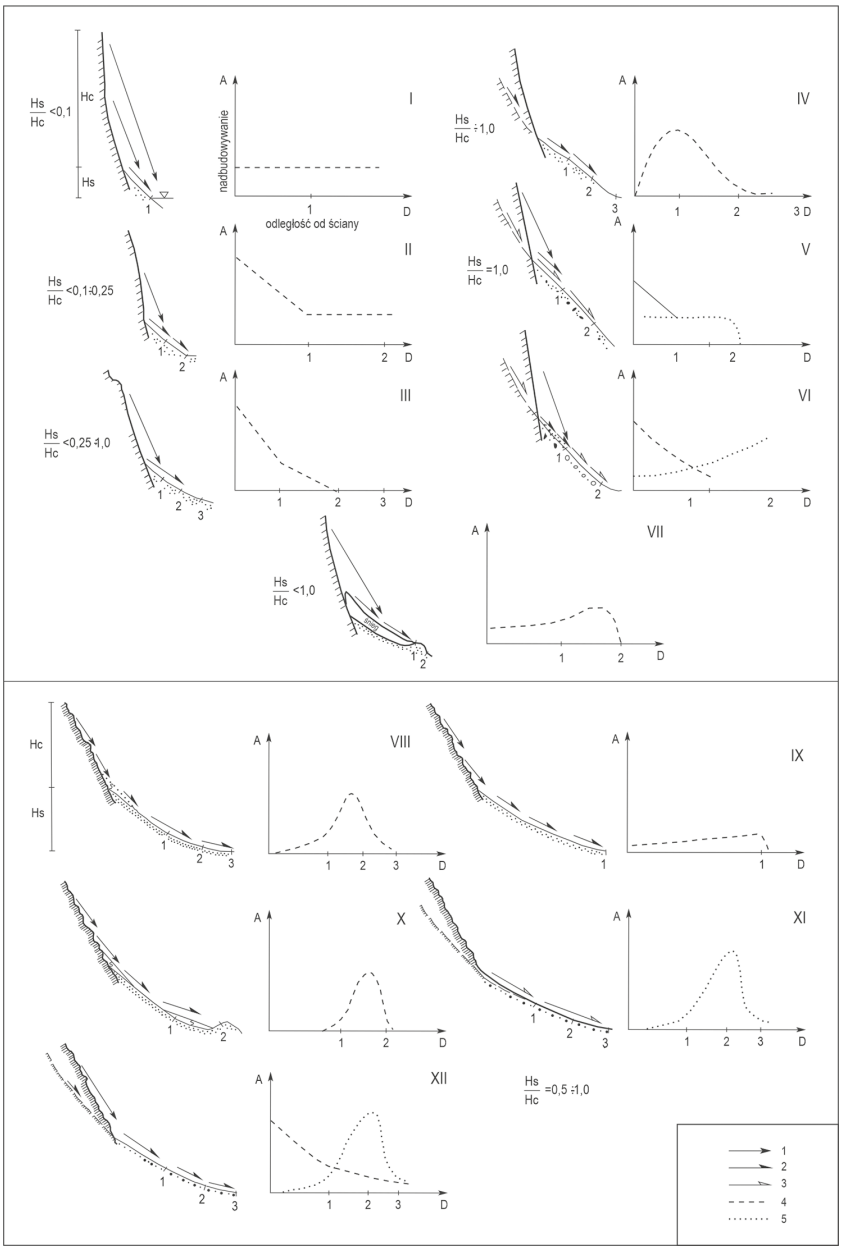
Proces	Wskaźniki tempa procesów w piętrach					Miejsce badań	Autor
	D	G	K	H	T		
Denudacja chemiczna [$m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$]	85,6	95,1	37,7	35,8		wapienie i dolomity, Dolina Małej Łąki	Kotarba (1971)
Odprowadzanie materiału mineralnego [$m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$]			12			skały metamorficzne i granity, Potok Staroroboci ański	Krzemień (1985)
Denudacja chemiczna [$t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$]			10,3–10,9	10,2–10,4		granity, górna część Doliny Suchej Wody	Kot (1996)
Denudacja chemiczna [$m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$]			14			skały metamorficzne i granity, Potok Staroroboci ański	Krzemień (1984)
Cofanie ścian skalnych [$mm \cdot a^{-1}$]			0,028–0,26			granity, Dolina Pięciu Stawów Polskich	Rączkowski (1981)
			0,0004–0,26 średnio 0,04			skały metamorficzne i granity, Dolina Staroroboci ańska	Koszyk (1977)
			0,7			skały metamorficzne i granity, Dolina Staroroboci ańska	Kotarba i in. (1987)
				0,4		granity, Dolina Wyżnia Chochołowska	Mamica (1984)
			0,003			granit, Dolina Staroroboci ańska	Lubera (2016)
			0,002			dolomity, Dolina Chochołowska	Lubera (2016)
		0,007				dolomity, Dolina Głębowiec, N ściana	Lubera (2016)
		0,012				dolomity, Dolina Głębowiec, S ściana	Lubera (2016)

Proces	Wskaźniki tempa procesów w piętrach					Miejsce badań	Autor
	D	G	K	H	T		
Cofanie ścian skalnych [mm·a^{-1}]			0,1–3,0; średnio 0,84			wapienie i dolomity, Dolina Małej Łąki	Kotarba (1972)
			0,0004	2,5			Kotarba i in. (1987)
		0,01–0,43		0,003–0,019		dolomity i wapienie, Tatry Bielskie	Midriak (1983)
		0,1–0,95				Tatry Zachodnie	Midriak (1983)
Spełzywanie mrozowe [cm·a^{-1}]		0,4––0,5	0,6––0,7	1,7		Dolina Małej Łąki, N stoki Czerwonych Wierchów	Kotarba (1976)
Spełzywanie i soliflukcja [cm·a^{-1}]			0,1––0,3	0,3––2,0		skały metamorficzne, Dolina Goryczkowa Świńska	Baranowski i in. (2004)
Orające głazy [cm·a^{-1}]			0,14–3,25 średnio 1,3			wapienie i dolomity, Dolina Małej Łąki, N stoki Czerwonych Wierchów	Kotarba (1976)
			2,7			granity, Dolina Suchej Wody	Kotarba i in. (1983)
Lód włóknisty [cm·a^{-1}]			38			granity, Dolina Suchej Wody	Gerlach (1959)
Deflacja [g·m^{-2}·a^{-1}]			87,9; maks. 163,7				Izmaiłow (1984a)
Depozycja eoliczna [g·m^{-2}·a^{-1}]			70,5				Izmaiłow (1984b)
Denudacja wykrotowa [m^3·ha^{-1}]	517					Dolina Małej Łąki	Kotarba (1970)
	172,4					Dolina Kościeliska	Strzyżowski i in. (2016)

Tabela 3.1. cd.

Proces	Wskaźniki tempa procesów w piętrach					Miejsce badań	Autor
	D	G	K	H	T		
Transport materiału na wykrotach [$m^3 \cdot m^{-1} \cdot a^{-1}$]	$3{,}55 \times 10^{-4}$					Dolina Kościeliska	Strzyżowski i in. (2018)
Maks. nadbudowywanie stoków piargowych [$cm \cdot a^{-1}$]		2–6	6–8	8–10	2–8	Dolina Małej Łąki, N stoki Czerwonych Wierchów	Kotarba (1976)
Akumulacja na stokach usypiskowych przy płatach [$cm \cdot a^{-1}$]				0,03–0,06		Tatry Wysokie	Rączkowska (1993)
Erozja turystyczna [$cm \cdot a^{-1}$]				0,3–1,3		Kasprowy Wierch–Beskid	Rączkowska, Kozłowska (2010)
			0,89–1,0			Tatry Zachodnie	Fidelus (2016)
Erozja niwalna [$cm \cdot a^{-1}$]			0–5	0,05–4,2		Dolina Suchej Wody	Rączkowska (1993)
						Tatry Bielskie, Kopske Sedlo	Midriak (1996)
Erozja wodna [$kg \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$]	9–33	12–253					Kotarba (1976)
Długość transportu materiału wleczonego – [m na wezbranie]		kilka	kilkanaście			Dolina Chochołowska, początki koryt	Płaczkowska, Krzemień (2018)
	100–120		> 20			Potok Chochołowski	Krzemień (1991)
	160 do kilkuset					Potok Biały, reglowe dopływy Potoku Chochołowskiego	Kaszowski (1973), Krzemień (1991)

Objaśnienia – piętra: D – umiarkowanie chłodne (leśne), 900–1110 m n.p.m.; G – chłodne (leśne), 1100–1450 m n.p.m.; K – bardzo chłodne (subalpejskie), 1450–1850 m n.p.m.; H – umiarkowanie zimne (alpejskie), 1850–2200 m n.p.m.; T – zimne (seminiwalne), >2200 m n.p.m.



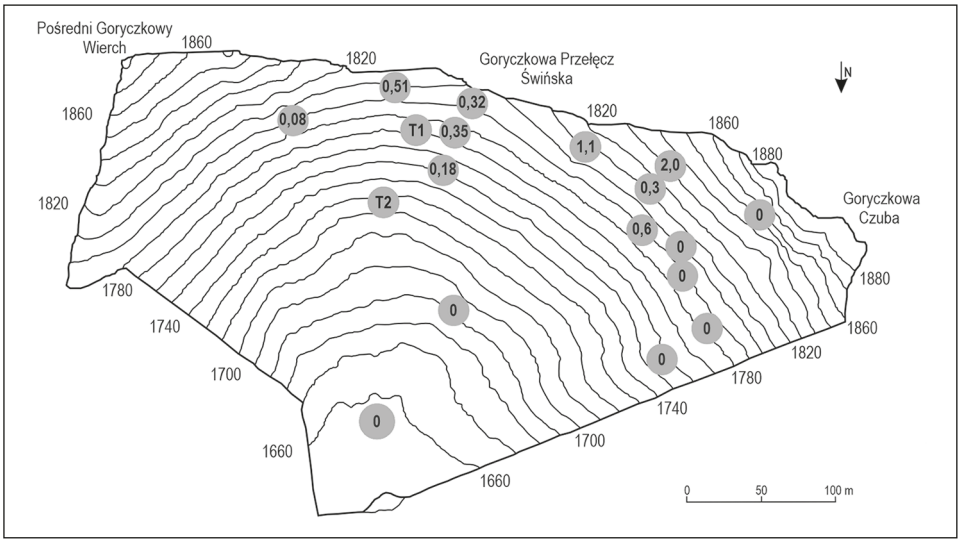
Ryc. 3.7. Dynamika stoków gruzowych w relacji do wysokości ścian skalnych (wg Kotarby i in. 1987)

Modele: I–VII – Tatry Wysokie, VIII–XII – Tatry Zachodnie; Hc – wysokość ściany skalnej, Hs – wysokość stoku usypiskowego; główne procesy przemieszczające gruz: 1 – odpadanie, 2 – toczenie i ślizganie, 3 – spływy gruzowe, lawiny śniegowo-gruzowe, 4 – depozycja materiału z odpadania i obrywów, depozycja przez spływy gruzowe

w piętrze alpejskim (Kotarba 1976, Rączkowska 2007). W piętrze leśnym ulega ono spowolnieniu i wynosi 0,5 cm·a^{-1} (Kotarba 1976). Zarówno proces soliflukcji, jak i spełzywania cechuje się dużą zmiennością przestrzenną (ryc. 3.8) i czasową (Rączkowska 1999b, 2007, Baranowski i in. 2004). Efektem ich działania jest mikrorelief powierzchni stoku w postaci nabrzmień lub terasetek soliflukcyjnych. Zdecydowanie rzadziej rozwijają się loby soliflukcji związanej.

Procesy erozyjne, związane z wodą opadową lub z obecnością długo zalegających płatów śnieżnych, prowadzą do fragmentacji stoków. W miejscach zalegania płatów śnieżnych rozwijają się nisze, których krawędzie cofają się w tempie 1–5 cm·a^{-1}, a woda roztopowa żłobi, w obrębie dna lub na stoku poniżej, rynny o głębokości do 20 cm (Rączkowska 1993, 1995, 1999b). Rola wody opadowej jest zależna od wysokości i intensywności opadów oraz podatności podłoża na erozję.

Na szerokich grzbietach, szczególnie w pobliżu przełęczy, gdzie wiatry o sile >6,4 m·s^{-1} mogą wywiewać do 163 g·m^{2}·a^{-1} drobnego materiału zwietrzelinowego (Izmaiłow 1984a), rozwijają się nisze deflacyjne (Kotarba 1983) lub terasetki. W piętrze leśnym główną rolę odgrywa wiatr halny. Wskutek jednego zdarzenia na korzeniach powalonych lub wyrwanych drzew może być podniesione kilkaset m^{3}·ha^{-1} materiału zwietrzelinowego łącznie z frakcją blokową (Kotarba 1970, Strzyżowski i in. 2016), które następnie są przemieszczane w tempie 3,55×10^{-4} m^{3}·m^{-1}·a^{-1} (Strzyżowski i in. 2018). W efekcie wiatrowału powstaje specyficzna, stosunkowo trwała, mikromorfologia stoku złożona z kopczyków i zagłębień (Kotarba 1970, Rojan 2010, Strzyżowski i in. 2016, 2018).



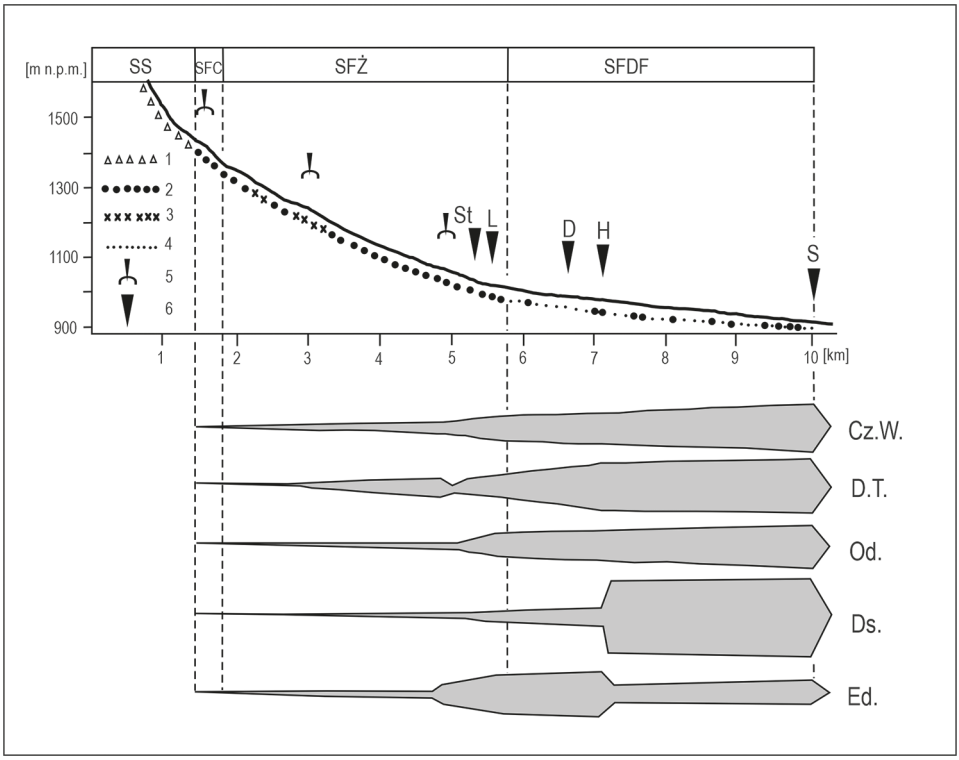
Ryc. 3.8. Przemieszczanie pokryw na stokach dojrzałych. Wartości średnie z wielolecia w cm·a^{-1} (wg Rączkowskiej 2007, zmienione)

Wśród procesów fluwialnych, w okresie przeciętnych warunków hydrometeorologicznych, najważniejszy jest transport materiału wymytego z pokryw budujących koryta i odprowadzanie go etapami na przedpole gór. W strukturze jakościowej wynoszonego materiału dominuje transport materiału rozpuszczonego (Krzemień 1985, 1991, 1992). Największą rolę morfotwórczą odgrywa transport materiału wleczonego, który jednak nie zachodzi powszechnie, nawet podczas wezbrań katastrofalnych (Kaszowski, Kotarba 1985, Krzemień 1991, Kotarba 1998, 1999, Płaczkowska, Krzemień 2018). Podczas średnich wezbrań w korytach potoków wyciętych w pokrywach fluwioglacjalnych w dolinach niezlodowaconych transport materiału wleczonego jest 4–6 razy dłuższy niż w korytach w żłobach glacjalnych, gdzie wynosi do dwudziestu kilku metrów. W korytach potoków reglowych jest najdłuższy i wynosi do 160 m w czasie wezbrań średnich i do 400 m w czasie wezbrań katastrofalnych. Najczęściej transportowana jest frakcja do 20 cm (Kaszowski 1973, Krzemień 1984, 1985, 1991, 1992), natomiast w okresie opadów ekstremalnych frakcja do 80 cm (Gorczyca i in. 2014). W początkowych odcinkach koryt transport denny jest rzadki. Materiał jest przemieszczany na odległość kilku metrów w korytach w części wysokogórskiej i kilkunastu metrów w części średniogórskiej Tatr (Płaczkowska, Krzemień 2018). Według Krzemienia (1991, 1992) intensywność modelowania koryt jest największa w dolnych odcinkach potoków (ryc. 3.9), gdzie zachodzi ono 1–8 razy w roku, podczas gdy cały system korytowy modelowany jest przeciętnie raz na 3 lata. Przeciętne wezbrania, wywołane przez opady letnie lub wiosenne roztopy, modelują dna dolin i koryta rzeczne w bardzo ograniczonym zakresie (Krzemień 1985, 1991, 1992), gdyż w dolinach reglowych przeważają koryta skalne, w dolinach walnych materiał morenowy lub fluwioglacjalny jest zbyt duży i jest uruchamiany jedynie podczas ekstremalnie dużych wezbrań (Kaszowski 1973, Kaszowski, Krzemień 1979, Baumgart-Kotarba, Kotarba 1979, Krzemień 1991, 1992, Kotarba 1998, 2002, German i in. 2002, Gorczyca i in. 2014). Największe powodzie w XX w. wystąpiły w Tatrach w latach 1934, 1973, 1997. Natomiast lata 1946–1949, 1955–1963 i 1979–1987 to okresy częstych powodzi błyskawicznych, wywołanych długotrwałymi opadami (Ballesteros-Cánovas i in. 2015), rzadziej roztopami (Zielonka i in. 2008).

3.3. Rola gwałtownych ruchów masowych

Najbardziej znaczącą rolę we współczesnych przemianach rzeźby Tatr odgrywają gwałtowne ruchy masowe, uruchamiające i transportujące znaczne ilości materiału (Kotarba 1998, 2002, Rączkowska 2006, Krzemień, Kłapyta 2017–2018). Są to wysokoenergetyczne, krótkotrwałe procesy, takie jak spływy gruzowo-błotne, lawiny czy obrywy (ryc. 3.5, 3.6, 3.10; Kotarba 1996b, Rączkowska 2006).

Spływy gruzowe i lawiny są procesami apiętrowymi (Kotarba 2002). W wyniku tych procesów dochodzi do przemieszczania materiału zwietrzelinowego od grzbietu do dna doliny i łączenia systemów stokowego i korytowego (Kotarba



Ryc. 3.9. Morfodynamiczna struktura systemu korytowego potoków: Staroroboci ańskiego i Chochołowskiego (wg Krzemienia 1991)

SS – system stokowy, SFC – system fluwialny cyrku glacjalnego, SFŻ – system fluwialny żłobu glacjalnego, SFDF – system fluwialny doliny fluwialnej; 1 – pokrywy stokowe, 2 – pokrywy morenowe, 3 – wychodnie skalne, 4 – pokrywy glacifluwialne, 5 – wały moren czołowych i czołowo-bocznych, 6 – wodowskazy, St – potok Staroroboci ański – ujście, L, D, H, S – Potok Chochołowski: L – leśniczówka, D – wylot doliny Dudowej, H – Polana Huciska, S – Siwa Polana; Cz.W. – częstotliwość występowania wezbrań morfologicznie aktywnych, D.T. – średnia maksymalna droga transportu materiału wleczonego, Od. – odprowadzanie rumowiska wleczonego, Ds. – dostawa materiału wleczonego z dopływów oraz z dna i brzegów koryta głównego, Ed – erozja dna – wyrównywanie wsteczne

i in. 1987, Krzemień i in. 1995, Gądek i in. 2017). W efekcie ich działania powstają nowe formy rzeźby (np. rynny spływów o głębokości do kilku metrów i długości kilkuset metrów oraz wały spływów o wysokości >1m) lub zmienia się znacząco morfometria już istniejących form. Przekształcenia rzeźby są typu linijnego (spływy gruzowe, lawiny) lub punktowego (obrywy).

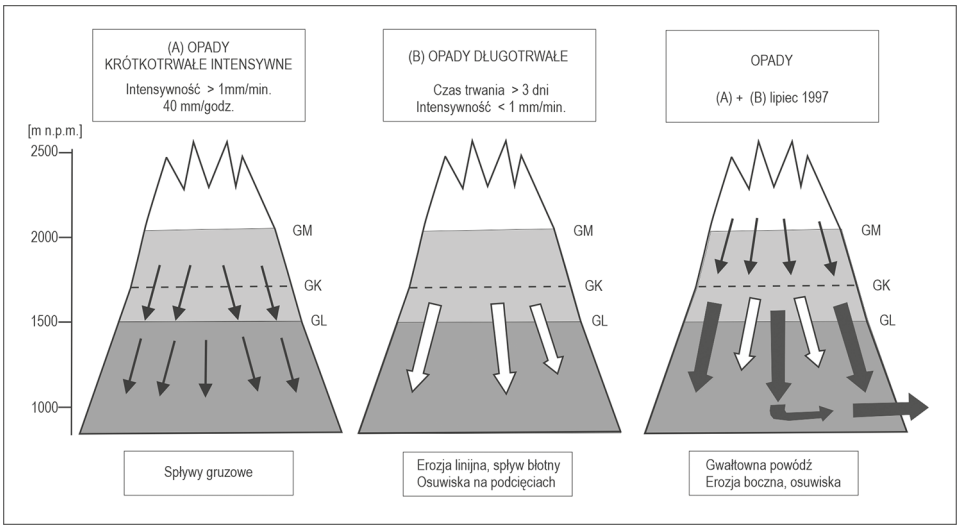
Wśród gwałtownych ruchów masowych największą rolę w przemianach rzeźby odgrywają spływy gruzowe, które występują powszechniej i częściej niż obrywy i lawiny gruntowe (Kotarba i in. 1987, Krzemień 1988, Kotarba 1992, 1995, Rączkowska 2006). Na obszarze Tatr występuje 3580 szlaków spływów gruzowych (Kotarba i in. 2013, Długosz 2015), często pokrywających się ze szlakami lawinowymi (Žiak, Długosz 2015, Rączkowska i in. 2016a). W pojedynczym

Ryc. 3.10. Szlak lawinowy w Tatrach Zachodnich (fot. Z. Rączkowska 2013)
Na pierwszym planie akumulacja złożona przez lawinę gruntową

spływie przemieszczane jest od kilku do kilkudziesięciu tysięcy metrów sześciennych materiału (Midriak 1984, Kotarba i in. 1987, Krzemień 1988, 1991, Kotarba 1994, Krzemień i in. 1995, Rączkowska i in. 2017–2018), który często dociera do den cyrków i dolin lodowcowych, fosylizując ich glacjalną rzeźbę przez pokryw kilkumetrowej grubości i wydłużając stoki gruzowe (Krzemień 1988, Libelt 1988, Kotarba 1994, Rączkowska 1999b, Kłapyta 2012, Kotarba i in. 2013, Gądek i in. 2016a, Rączkowska i in. 2017–2018).

Spływy gruzowe są wywołane przez krótkotrwałe, wysokie opady o dużej intensywności. Opady o sumie co najmniej 25 mm uruchamiają spływy gruzowe, które obejmują swoim zasięgiem tylko górną część stoku usypiskowego (Kotarba 1992). Spływy gruzowe tego typu zdarzają się najczęściej (Krzemień 1988). Opady o intensywności ≥1mm·min^{-1}, osiągające 35–40 mm·h^{-1}, wywołują spływy obejmujące już całą długość stoków usypiskowych (Kotarba 1994). Relacje rodzaju opadu i zmian w rzeźbie Tatr przedstawione są na rycinie 3.11. Zwiększoną aktywność spływów gruzowych w Tatrach stwierdzono w latach 1934, 1973, 1997 (Kotarba 2004, 2006).

Największe zmiany rzeźby powoduje wystąpienie ulew w czasie opadów rozlewnych. Wtedy oprócz spływów gruzowych na stokach zmiany widoczne są również w dnach dolin walnych, gdzie powstają nowe koryta, niszczone są terasy



Ryc. 3.11. Relacje pomiędzy opadem a współczesnymi procesami morfogenetycznymi (wg Kotarby 2002)

fluwioglacjalne, podcinane zbocza wysoczyzn morenowych i uruchamiany jest materiał o frakcji do 2 m średnicy, a w dolinach reglowych materiał wyprzątnięty w całości z koryt skalnych formuje stożki gruzowo-drzewne u ich wylotu. W tym czasie także na zboczach dolin w piętrze leśnym uruchamiane są spływy ziemne i płytkie osuwiska, obejmujące całą długość stoku i usuwające zwietrzelinę do litej skały (Kotarba 1998, 1999).

Wyniki badań lichenometrycznych wskazują, że aktywność, głównie spływów i obrywów, była dużo większa niż obecnie w małej epoce lodowej (ryc. 3.2). Stwierdzono, że spływy gruzowe występowały częściej i miały większe rozmiary. Zasadniczo największą aktywność spływów gruzowych i obrywów udokumentowano w XIX w. Ponadto w tym czasie większa była intensywność wietrzenia i odpadania (Kotarba 1993–1994, 1995, 2004, 2005, Ferber 2002, Kotarba, Pech 2002). Natomiast okresy zwiększonej aktywności spływów gruzowych, wyróżnione na podstawie zapisu w osadach jeziornych, obejmują lata 1850–1900, 1905–1925, 1970–2000 (Kłapyta i in. 2016). Z kolei na podstawie źródeł historycznych stwierdzono występowanie w małej epoce lodowej katastrofalnych powodzi, szczególnie częstych w latach 1700–1750 (Kotarba 2004). Również aktywność lawin śnieżnych była wtedy większa, a wyraźnie zmniejszyła się od połowy XX w. (Kaczka i in. 2015, Lempa i in. 2015, Rączkowska i in. 2016b, Gądek i in. 2017).

3.4. Wpływ działalności człowieka

Na ingerencję człowieka w środowisko geograficzne Tatr, głównie w ostatnich 300–500 latach, wskazują osady w cyrkach glacjalnych i dolinach Tatr Zachodnich

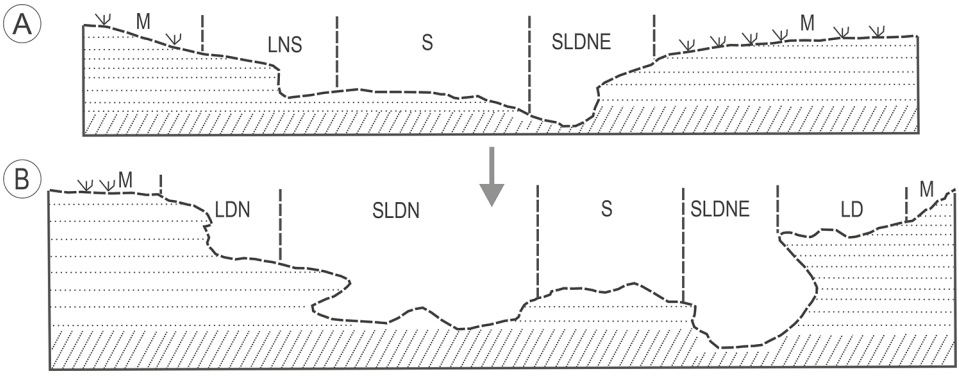
(Kaszowski i in. 1988, Libelt 1988, Kłapyta i in. 2016). Aktywność człowieka, poprzez zniszczenie lub uszkodzenie pokrywy roślinnej, spowodowała nasilenie erozji i powstanie nowych, licznych form rzeźby antropogenicznej. Tempo procesów stokowych w okresie intensywnej działalności człowieka (pasterstwa, górnictwa, hutnictwa, pozyskiwania drewna dla budownictwa, wyrobu olejków eterycznych) od XVI do XX w. było 7–10 razy większe niż w holocenie (Kłapyta i in. 2016). Wzrost erozji zaznaczał się większymi niż dzisiaj rozmiarami spływów gruzowych (Kotarba 2004) lub erozją powierzchniowych warstw pokryw i zmianą geliflukcyjnych teras darniowych na terasy kamieniste (Jahn 1979). Około 20 lat po zaprzestaniu intensywnego wypasu owiec, w latach 70. XX w., nastąpiła agradacja biologiczna i znaczne zahamowanie erozji (Jahn 1979, Rączkowska, Kozłowska 2002). Jednak na terenach użytkowanych przez narciarstwo proces ten przebiegał wolniej (Kozłowska, Rączkowska 1999). Z kolei wprowadzone w miejsce wyciętych lasów naturalnych lasy monokulturowe nadal sprzyjają procesom erozji wykrotowej związanej z wiatrem halnym lub wiatrem typu bora (Kotarba 1970, Koreň 2006, Strzyżowski i in. 2016, 2018). Poza tym działalność gospodarcza człowieka spowodowała powstanie form antropogenicznych, np. sztolni, dróg, kamieniołomów, szczególnie licznych w Tatrach Zachodnich i Reglowych (Rączkowska 2019).

Obecnie wpływ człowieka związany jest głównie z ruchem turystycznym w lecie (Gorczyca, Krzemień 2002, Zwoliński, Stachowiak 2012, Fidelus-Orzechowska i in. 2017, Rączkowska 2019) i ograniczony do różnej szerokości strefy wzdłuż szlaków turystycznych, w której stwierdzono zwiększoną aktywność procesów morfogenetycznych (Gerlach 1959, Kotarba 1976, Krusiec 1996, Czochański 2000, Gorczyca 2000, Balon 2002, Gorczyca, Krzemień 2002, Rączkowska, Kozłowska 2010, Fidelus 2016, Fidelus-Orzechowska i in. 2017, Rączkowska 2019). Naturalne procesy geomorfologiczne są uruchamiane lub intensyfikowane po zniszczeniu roślinności i obudowy szlaków, najbardziej wiosną w czasie roztopów i latem w czasie gwałtownych ulew (ryc. 3.12). Intensywność erozji turystycznej zależy od litologii, nachylenia i ekspozycji stoku, struktury gleb, pokrywy roślinnej, pory roku i liczby turystów (Rączkowska, Kozłowska 2010, Fidelus 2016, Fidelus-Orzechowska i in. 2017).

Efektem erozji turystycznej jest poszerzanie ścieżek turystycznych, obniżanie ich powierzchni i powstawanie mikroform rzeźby o różnej genezie, między innymi rozcięć erozyjnych, nisz niwalnych, stopni gelideflacyjnych (ryc. 3.13; Fidelus-Orzechowska i in. 2017). Intensywność obniżania powierzchni ścieżek wskutek erozji turystycznej wynosi do 1,3 $cm \cdot a^{-1}$ (Rączkowska, Kozłowska, 2010, Fidelus 2016), a poszerzanie ścieżek turystycznych na stokach z pokrywą zwietrzelinową średnio kilka metrów, a maksymalnie ponad 20 m (Fidelus-Orzechowska i in. 2017).

Oddziaływanie turystyki jest nierównomierne. W ciągu roku w polskiej części Tatr przebywa około 3 mln turystów. 68% ruchu turystycznego koncentruje się w okresie czerwiec–wrzesień. Miejsca najczęściej odwiedzane to Dolina Rybiego Potoku i Morskie Oko (>5000 $osób \cdot dzień^{-1}$), Dolina Kościeliska (>2000 $osób \cdot dzień^{-1}$), Dolina Białego, Dolina Chochołowska, Dolina Jaworzynka i Giewont

Ryc. 3.12. Ścieżka turystyczna w Tatrach Zachodnich (fot. Z. Rączkowska 2005)
Stok w jej obrębie i najbliższym sąsiedztwie przekształcany przez erozję turystyczną i naturalne procesy morfogenetyczne



Ryc. 3.13. Schemat długoterminowych zmian profilu poprzecznego ścieżek turystycznych (wg Fidelus-Orzechowskiej i in. 2017)
A – początkowy etap, B – etap zaawansowanych zmian, S – spłukiwanie, E – erozja linijna, L – działalność lodu włóknistego, D – deflacja, N – niwacja, M – stok ustabilizowany przez murawy alpejskie

(>1000 osób·dzień$^{-1}$) i Kasprowy Wierch (kolejka wwozi >500 000 osób·a^{-1}) (Fidelus-Orzechowska i in. 2017, Rączkowska 2019). Najwięcej szlaków biegnie stokami (41%) oraz dnami dolin (39%) i znajduje się w piętrze leśnym (62%) (Gorczyca, Krzemień 2002). W piętrze subniwalnym i alpejskim oprócz turystyki niewielki wpływ na rzeźbę ma taternictwo. Największe zagrożenie powoduje wspinanie się zimą na skałach węglanowych (Jodłowski 2015). W obrębie dróg taternickich degradacja ścian skalnych wynosi średnio 0,64, a maksymalnie 5,3 mm·a^{-1} (Balon 1989).

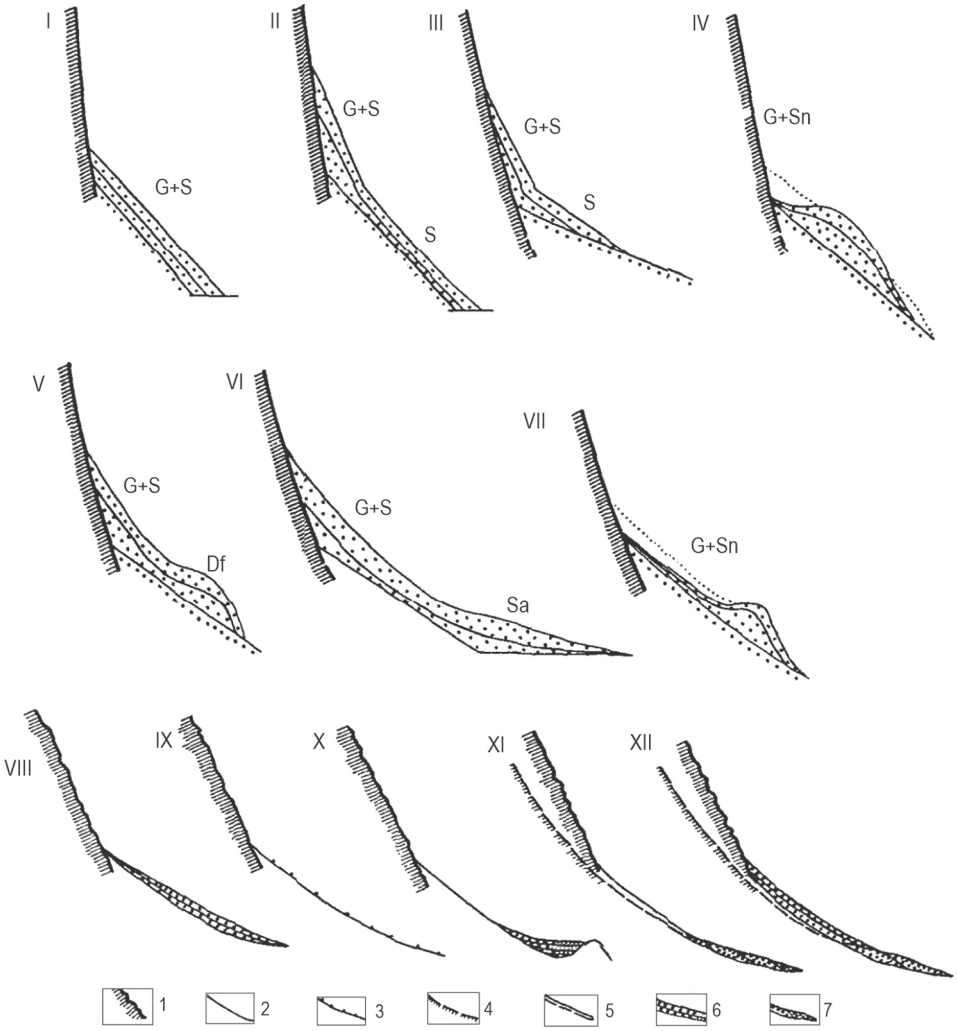
Wpływ człowieka obecnie, oprócz turystyki, związany jest z transportem drewna z obszarów wiatrołomu, szczególnie w Tatrach Zachodnich, w części należącej do Wspólnoty Witowskiej. Przejawia się powstawaniem nowych dróg, które są intensywnie przekształcane przez erozję wodną (rozcięcia linijne o głębokości do 1,9 m, średnio pogłębiane 4,5 cm·a^{-1}) (Fidelus-Orzechowska i in. 2017). W istniejących drogach zmiany erozyjne są największe w czasie usuwania drewna po wiatrołomie, wynoszą do 50 cm·a^{-1}, podczas gdy w okresie następnych 10 lat zmiany dróg wskutek erozji lub akumulacji wynoszą od kilku do kilkunastu centymetrów na drogach użytkowanych, a nieużytkowane ulegają stabilizacji przez zarastanie (Rojan 2015). Ponadto na obszarze wiatrołomu oraz poza nim w piętrze leśnym rozwijają się rynny stokowe wskutek wielokrotnego wleczenia ściętych pni. Po zaniechaniu ich użytkowania są stopniowo likwidowane przez procesy naturalne (Dudziak 1974).

3.5. Ewolucja stoków w profilu wysokościowym gór

Stoki górskie należą do najbardziej aktywnych części rzeźby, gdzie procesy w sposób naturalny pojawiają się jako konsekwencja rozpadu skał podłoża i następnie związanego z grawitacją transportu osadów (Selby 1982). Powolne i bardziej spektakularne działania procesów morfogenetycznych prowadzą do zróżnicowanych zmian rzeźby w obrębie grzbietów, stoków czy den dolin. Skalne grzbiety i granie Tatr Wysokich są zwężane i obniżane wskutek działania wietrzenia i odpadania (ryc. 3.5). Natomiast w strefie przełęczy, najczęściej założonych na mniej odpornych mylonitach, podobnie jak na szerokich grzbietach Tatr Zachodnich i Reglowych zachodzi obniżanie wskutek procesów denudacji chemicznej i mechanicznej. W tej ostatniej biorą udział procesy eoliczne oraz erozja turystyczna, a w piętrze alpejskim i subniwalnym procesy kriogeniczne. Zmiany na stokach zależne są od rodzaju stoku i położenia w piętrze wysokościowym.

Ściany i stoki skalne w piętrze alpejskim oraz subniwalnym pod wpływem wietrzenia mrozowego, odpadania oraz obrywów cofają się i są rozcinane oraz skracane, a stoki skalne głównie rozcinane i obniżane (ryc. 3.5, 3.6). Ich rozwój jest wzajemnie powiązany z rozwojem stoków gruzowych u ich podnóży (ryc. 3.13; Kotarba i in. 1987). Rozcinające je żleby są pogłębiane i poszerzane poprzez korazję, działalność lawin i spływów gruzowych (Kotarba 2002).

Stoki gruzowe (piargowe) to najbardziej dynamiczny i zmieniający się fragment stoku w profilu podłużnym od wierzchowiny do dna doliny (ryc. 3.5, 3.6). Stoki te są stale nadbudowywane (ryc. 3.14), nawet te w niższych położeniach, częściowo utrwalone przez roślinność lub znajdujące się u podnóży ścianek



Ryc. 3.14. Modele nadbudowywania stoków gruzowych (wg Kotarby i in. 1987)
Tatry Wysokie – I–VII, Tatry Zachodnie – VIII–XII, G – dostawa materiału przez procesy grawitacyjne, S – zsuwanie gruzu po stoku gruzowym, Sn – zsuwanie gruzu po śniegu, Df – transport i akumulacja w efekcie spływów gruzowych, Sa – transport i akumulacja przez lawiny, 1 – stok skalny, 2 – stok gruzowy ustabilizowany przez roślinność, 3 – zsuwanie pojedynczych okruchów, 4 – żleb skalny, 5 – rynna spływu gruzowego, 6 – depozycja gruzu z odpadania i obrywów, 7 – depozycja gruzu przez spływy gruzowe

w piętrze leśnym. Równocześnie są one rozczłonkowywane przez spływy gruzowe formujące rynny i wały, a także obecność płatów śnieżnych powodujących rozwój nisz niwalnych. Stoki gruzowe w piętrze alpejskim, szczególnie w przedziale wysokości 1900–2100 m n.p.m., cechuje największy potencjał energii uruchamiającej procesy. Najdłużej zalegają na nich płaty śnieżne (Rączkowska 1992, Wiśliński 1996) i występują płaty wieloletniej zmarzliny (Dobiński 1997, Mościcki, Kędzia 2001, Gądek i in. 2009). Stoki te otrzymują także najwyższe opady deszczu (Cebulak 1983, Kotarba 2002, Niedźwiedź 2003). Rozwój stoków gruzowych w piętrze leśnym, a więc głównie w Tatrach Reglowych, jest ograniczony przez obecność roślinności, której sprzyja węglanowe podłoże, oraz małą intensywność procesów wietrzenia i odpadania (Kotarba 1976, Lubera 2016).

Rozwój stoków dojrzałych, z pokrywą zwietrzelinową odbywa się wskutek procesów krioniwalnych, erozyjnych oraz grawitacyjnych, powodujących powolne i dość równomierne przemieszczanie się pokryw stokowych na całej powierzchni stoku i prowadzących do ich powolnej degradacji. Skutki erozyjne spływów gruzowych oraz lawin są ograniczane przez obecność roślinności, stąd rzadko widoczne są świeże rynny czy nisze. Niewielkich rozmiarów rynny erozyjne, stożki albo języki akumulacyjne, powstające w czasie ekstremalnych opadów, są po kilku latach stabilizowane przez roślinność. Rozwój nisz erozyjnych, różnej wielkości, związany jest z procesami niwacji, erozji eolicznej lub wodnej. Często są to formy poligenetyczne. Duże fragmenty ich dna są utrwalone przez roślinność, co wskazuje na tendencję do stabilizacji (Rączkowska 1999a). O małej aktywności procesów świadczy także obecność płatów plejstoceńskich pokryw blokowych. Stoki dojrzałe występują głównie w Tatrach Zachodnich, obejmując całe zbocza dolin, w Tatrach Wysokich zajmują jedynie ich niewielkie fragmenty. W piętrze leśnym, a więc głównie w Tatrach Reglowych, w czasie spokojnym dominuje denudacyjne obniżanie i powolne przemieszczanie się pokryw stokowych przez procesy grawitacyjne, głównie spełzywanie i osuwanie. Wyraźne, ale lokalne, zmiany rzeźby są związane z katastrofalnymi opadami, np. latem 1997, 2001 r. (Kotarba 1999, Gorczyca i in. 2014) lub z wiatrem halnym (Kotarba 1970, Rojan 2010, Strzyżowski i in. 2016, 2018).

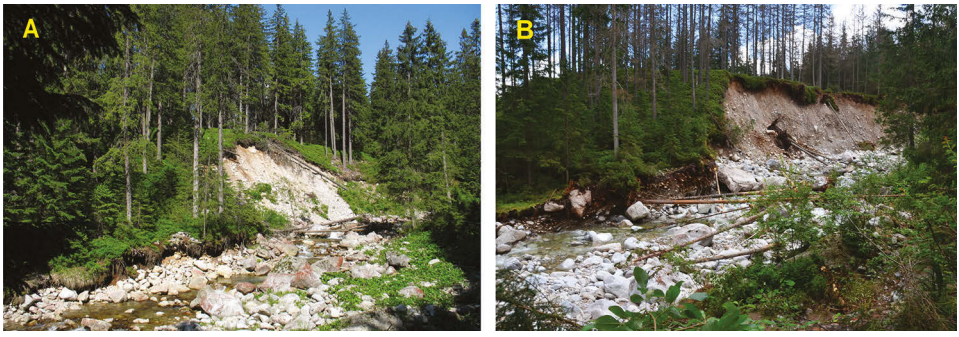
3.6. Zmienność modelowania rzeźby den dolin w profilu podłużnym

Zmiany w rzeźbie den dolin są zróżnicowane w ich profilu podłużnym, co jest uwarunkowane odziedziczoną rzeźbą. Doliny zlodowacone poniżej cyrków lodowcowych, a także doliny niezlodowacone są systemami otwartymi, w których następuje przepływ i odprowadzanie materii. Z kolei cyrki glacjalne o przegłębionych dnach, występujące głównie w Tatrach Wysokich, stanowią system zamknięty.

Zasadniczo w czasie z przeciętnymi warunkami meteorologicznymi zmiany rzeźby den dolin są niewielkie i ograniczone do koryt potoków (Kaszowski 1973, Baumgart-Kotarba, Kotarba 1979, Krzemień 1985, 1991, Kotarba 2002).

Dna cyrków glacjalnych są zasypywane materiałem dostarczanym przez spływy gruzowe lub lawiny, który wypełnia przestrzenie pomiędzy blokami morenowymi (Krzemień 1988, Kotarba 1994, Rączkowska 1999b, Gądek i in. 2016a, Rączkowska i in. 2017–2018). W miejscu zalegania płatów śniegu w dnach cyrków rozwijają się nisze niwalne. Stosunkowo rzadko, głównie w cyrkach Tatr Wysokich, występują formy gruntów strukturalnych (Rączkowska 2007). W inicjalnych korytach wyciętych w materiale morenowym, najczęściej w Tatrach Zachodnich, następuje transport materiału rozpuszczonego, co prowadzi do hibernacji tych form (Krzemień 1985, 1991).

Dna dolin zlodowaconych (walnych) powyżej górnej granicy lasu jedynie wyjątkowo zasypywane są osadami spływów gruzowych (Krzemień 1991, Kotarba 1992). Znacznie częściej materiał transportowany przez spływy gruzowe i lawiny jest składany w części przystokowej, w formie akumulacji rozproszonej lub słabo wykształconych stożków czy języków, a na całym dnie doliny zachodzi akumulacja eoliczna i denudacja chemiczna, ale bez widocznych skutków w morfologii. Koryta potoków są mało zmienne (Krzemień 1985, 1991). Podobnie w piętrze leśnym rzeźba dna tych dolin nie ulega widocznym zmianom, z wyjątkiem ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych, w wyniku których gruz skalny i drzewny ze żlebów jest akumulowany w dnie doliny przez procesy torencjalne (Gorczyca i in. 2014). Niewielkie zmiany zachodzą w morfologii koryt potoków (Krzemień 1985, 1991), chociaż w okresie spokoju wynoszenie drobnej frakcji i transport materiału rozpuszczonego sprzyjają zwiększeniu ich stabilności (Krzemień 1984, 1985). Transformacja koryt, głównie wskutek erozji bocznej, zachodzi w okresie wezbrań (Krzemień 1985), przy czym w czasie zdarzeń ekstremalnych, takich jak wezbrania w 1997 czy 2001 r., boczne poszerzanie koryta odbywa się przez podcinanie i cofanie o kilka metrów teras fluwioglacjalnych i wysoczyzn morenowych. W korytach powstają wtedy imbrykowane odsypy



Ryc. 3.15. Koryto Potoku Suchej Wody wycięte w materiale morenowym i fluwioglacjalnym; transformacja koryta zachodzi głównie w czasie wezbrań ekstremalnych (fot. Z. Rączkowska 2007, 2018)

A – akumulacja materiału głazowego podczas wezbrania w 1997 r. – po 10 latach widoczna stabilizacja przez roślinność, B – zmiany morfologii tego samego odcinka koryta i akumulacja materiału głazowego i drzewnego w wyniku wezbrania w lipcu 2018 r.

typu levée. Zasięg przestrzenny tych zmian jest jednak ograniczony do odcinków pojedynczych dolin, np. w 1997 r. – Sucha Woda (Kotarba 1999), natomiast ich skutki pozostają niezmienione przez długi czas (ryc. 3.15a). W dolinie Suchej Wody okres ten trwał 20 lat, do powodzi ekstremalnej w lipcu 2018 r. (ryc. 3.15b).

Dna dolin niezlodowaconych w większości zajęte są przez koryta potoków. Ich rzeźba w okresie bez opadów ekstremalnych nie ulega wyraźnym zmianom, pomimo stosunkowo dużej intensywności procesów fluwialnych, np. transportu materiału wleczonego (Kaszowski 1973, Krzemień 1991, Płaczkowska, Krzemień 2018). Koryta potoków w tego typu dolinach na ogół wycięte są w litej skale (Kaszowski, Krzemień 1979), co ogranicza efektywność erozji, chociaż jej działanie prowadzi do lokalnego pogłębiania koryt (kociołki eworsyjne). Zasadniczo w korytach widoczna jest tendencja do ścinania progów skalnych i wyrównywania profilu podłużnego koryta postępującego sukcesywnie w górę potoku (Kaszowski 1973). Istotne zmiany w korycie powodują ekstremalne zdarzenia hydrometeorologiczne, kiedy materiał akumulacyjny może zostać w całości wyprzątnięty z koryt, zwłaszcza bocznych dopływów, a uformowane z niego stożki zmieniają warunki funkcjonowania koryt i dolin głównych (Kaszowski 1973, Kotarba 1999, Gorczyca i in. 2014).

3.7. Tendencje zmian rzeźby

Pomimo dużej energii rzeźby Tatr współczesne zmiany są powolne. Spektakularne, nowe formy rzeźby tworzone są wskutek procesów wywołanych przez ekstremalne warunki hydrometeorologiczne. Utworzone w ten sposób formy są najczęściej trwałym elementem rzeźby.

Najwięcej widocznych zmian rzeźby ma charakter linijnej lub punktowej degradacji i wiąże się zarówno z czynnikami naturalnymi (spływy gruzowe, obrywy), jak i działalnością człowieka (turystyka, zwózka drewna).

Współczesne modelowanie rzeźby nawiązuje do piętrowości środowiska wysokogórskiego poprzez zróżnicowanie natężenia i rozmieszczenia procesów w poszczególnych piętrach.

Wśród procesów sekularnych powyżej górnej granicy lasu najważniejsze są procesy grawitacyjne i procesy peryglacjalne, w piętrach leśnych powolne ruchy masowe i procesy fluwialne.

W dzisiejszej ewolucji rzeźby widoczna jest tendencja do stabilizacji po małej epoce lodowej, kiedy intensywność procesów była większa, a także na skutek porośnięcia stoków przez zwarte murawy i las. Jednak stwierdzane w ostatnich kilkudziesięciu latach nasilenie ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych może spowodować zmianę tych tendencji.

Literatura

Bac-Moszaszwili M., Burchart J., Głazek J., Iwanow I., Jaroszewski W., Kotański Z., Lefeld J., Mastella L., Ozimkowski W., Roniewicz P., Skupiński A., Westwalewicz-Mogilska E., 1979, *Mapa geologiczna Tatr, skala 1:30000*, Wyd. Geol., Warszawa.

Ballesteros-Cánovas J.A., Czajka B., Janecka K., Lempa M., Kaczka R.J., Stoffel M., 2015, *Flash floods in the Tatra Mountain streams: Frequency and triggers*, Science of the Total Environment, 511, 639–648.

Balon J., 1989, *Wpływ taternictwa na morfologie ścian w dolinie Gąsienicowej*, Czas. Geogr., 40, 1, 17–30.

Balon J., 2002, *Antropogeniczne przemiany środowiska w Tatrach na przykładzie zlewni Białki*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 341–347.

Baranowski J., 2002, *Zróżnicowanie ekstremalnych temperatur na Hali Gąsienicowej*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 125–130.

Baranowski J., Rączkowska Z., Kędzia S., 2004, *Soil freezing and its relation to slow movements on alpine slopes (of the Tatra Mountains, Poland)*, Analele Universitatii de Vest din Timisoara, Geografie, 19, 169–179.

Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1979, *Wpływ rzeźby dna doliny i litologii utworów czwartorzędowych na wykształcenie koryta Białej Wody w Tatrach*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 12, 49–65.

Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993, *Późnoglacjalne i holoceńskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN, 4–5, 9–30.

Beniston M., 2003, *Climatic Change in Mountain Regions: A Review of Possible Impacts*, [w:] H.F. Diaz (red.), *Climate Variability and Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future*, Advances in Global Change Research, 15, 5–31.

Cebulak E., 1983, *Maximum daily rainfalls in the Tatra Mountains and Podhale Basin*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 57, 337–343.

Czochański J.T., 2000, *Wpływ użytkowania turystycznego na rozwój procesów i form erozyjno-denudacyjnych w otoczeniu szlaków*, [w:] D. Borowiak, J.T. Czochański (red.), *Z badań geograficznych w Tatrach Polskich*, Wyd. UG, Gdańsk, s. 331–348.

Długosz M., 2015, *Spływy gruzowe*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza V.2, Zakopane, Tatrzański Park Narodowy.

Dobiński W., 1997, *Distribution of mountain permafrost in the High Tatras based on freezing and thawing indices*, Biul. Peryglacjalny, 36, 29–37.

Dobiński W., 2004, *Wieloletnia zmarzlina w Tatrach: geneza, cechy, ewolucja*, Przegl. Geogr., 76, 3, 327–343.

Dudziak J., 1974, *Obserwacje nad rozwojem rynien stokowych na polanach tatrzańskich*, Czasop. Geogr., 45, 1, 31–45.

Falarz M., 2007, *Snow cover variability in Poland in relation to the macro- and mesoscale atmospheric circulation in the twentieth century*, Intern. Journ. of Climatology, 27, 2069–2081.

Ferber T., 2002, *The age and origin of talus cones in the light of lichenometric research. The Skalnisty and Zielony talus cones, High Tatra Mountains, Poland*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 36, 77–89.

Fidelus J., 2016, *Slope transformations within tourist footpaths in the northern and southern parts of the Western Tatra Mountains (Poland, Slovakia)*, Zeit. für Geomorph., 60, 3, 139–162.

Fidelus-Orzechowska J., Gorczyca E., Krzemień K., 2017, *Geomorfologiczne skutki gospodarki turystycznej w Tatrach*, Tatrzański Park Narodowy, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.

Gądek B., 2014, *Climatic sensitivity of the non-glaciated mountains cryosphere (Tatra Mts., Poland and Slovakia)*, Global and Planetary Change, 121, 1–8.

Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., Rączkowska Z., 2016a, *Reflection of climate changes in the structure and morphodynamics of talus slopes (the Tatra Mountains, Poland)*, Geomorphology, 263, 39–49.

Gądek B., Grabiec M., Rączkowska Z., Maciata A., 2016b, *Variability of the snow avalanche danger in the Tatra Mountains during the past nine decades*, Geographia Polonica 89, 1, 65–77.

Gądek B., Kaczka R.J., Rączkowska Z., Rojan E., Casteller A., Bebi P., 2017, *Snow avalanche activity in Żleb Żandarmerii in a time of climate change (Tatra Mts., Poland)*, Catena, 158, 201–212.

Gądek B., Rączkowska Z., Żogała B., 2009, *Debris slope morphodynamics as a permafrost indicator in zone of sporadic permafrost, High-Tatras, Slovakia*, Zeit. für Geomorph., 53, Suppl. 2, 79–100.

Gądek B., Szypuła B., 2015, *Współczesna kriosfera. Mapa 1:250 000*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza V.1, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Gerlach T., 1959, *Needle ice and its role in the displacement of the cover of waste material in the Tatra Mts*., Przegl. Geogr., 31, 590–605.

Gerlach T., 1970, *Etat actuel et méthodes de recherches sur les processus morphogénétiques actuels sur le fond des étages climatiques et végétaux dans les Carpates Polonaises,* Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 4, 47–63.

German K., Kosiński M., Orawiec P., 2002, *Porównanie funkcjonowania i rozwoju geokompleksów utworzonych w Tatrach i na Podhalu, podczas opadów i powodzi w 1997 roku*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 139–145.

Głazek J., 1964, *Kras podmorenowy Doliny Pańszczycy w Tatrach*, Kwart. Geol., 8, 1, 161–170.

Głazek J., Grodzicki J., 1996, *Kras i jaskinie*, [w:] Z. Mirek (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, Kraków–Zakopane, s. 139–168.

Głazek J., Wójcik Z., 1963, *Zjawiska krasowe wschodniej części Tatr Polskich,* Acta Geol. Pol. 13, 1, 91–124.

Gorczyca E., 2000, *Wpływ ruchu turystycznego na przekształcenie rzeźby wysokogórskiej na przykładzie Masywu Czerwonych Wierchów i Regli Zakopiańskich (Tatry Zachodnie)*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 105, 369–389

Gorczyca E., Krzemień K., 2002, *Wpływ ruchu turytycznego na rzeźbę Tatrzańskiego Parku Narodowego*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 389–393.

Gorczyca E., Krzemień K., Wrońska-Wałach D., Boniecki M., 2014, *Significance of extreme hydro-geomorphological events in the transformation of mountain valleys (Northern Slopes of the Western Tatra Range, Carpathian Mountains, Poland)*, Catena, 121, 127–141.

Górnik M., Holko L., Pociask-Karteczka J., Bičárová S., 2017, *Variability of precipitation and runoff in the entire High Tatra Mountains in the period 1961–2010*, Prace Geogr., 151, 53–74.

Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 11, 1–267.

Hess M., 1974, *Piętra klimatyczne Tatr*, Czasop. Geogr., 45, 1, 75–94.

Izmaiłow B., 1984a, *Eolian process in alpine belt of the High Tatra Mts., Poland*, Earth Surface Processes and Landforms, 9, 2, 143–151.
Izmaiłow B., 1984b, *Eolian deposition above the upper timber line in the Gąsienicowa valley in the Tatra Mts.*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 61, 43–59.
Jahn A., 1958, *Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry*, Biul. Peryglacjalny, 4, 227–249.
Jahn A., 1979, *On Holocene and present-day morphogenetic processes in the Tatra Mountains*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 13, 111–129.
Jodłowski M., 2015, *Nowa koncepcja zarządzania ruchem wspinaczkowym w Tatrzańskim Parku Narodowym jako forma ograniczenia wpływu taternictwa na środowisko,* [w:] A. Chrobak, T. Zwijacz-Kozica (red.), *Człowiek i środowisko. Nauka Tatrom*, t. 3, Tatrzański Park Narodowy, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddział Krakowski, Zakopane, s. 63–72.
Kaczka R.J., Lempa M., Czajka B., Janecka K., Rączkowska Z., Hreško J., Bugar G., 2015, *The recent changes of timberline in the Tatra Mountains. A case study of the Rybi Potok (Poland) and the Mengusovska Valley (Slovakia)*, Geogr. Pol., 88, 2, 71–88.
Karrasch H., 1977, *Die klimatischen und aklimatischen Varianzfaktoren der periglazialen Höhenstufee in den Gebirgen West-und Mitteleuropas*, Abhandl. Der Akad. Wiss. In Gottingen, Math. Physik. Klasse, 31, 157–177.
Kaszowski L., 1973, *Morphological activity of the mountain streams,* Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 31, 1–100.
Kaszowski L., Kotarba A., 1985, *Mapa współczesnych procesów morfogenetycznych*, [w:] K. Trafas (red.), *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Zakopane–Kraków, s. 10.
Kaszowski L., Krzemień K., 1979, *Channel subsystems in the Polish Tatra Mts.*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 13, 149–161.
Kaszowski L., Krzemień K., Libelt P., 1988, *Postglacial modelling of glacial cirques in the Western Tatras*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 71, 121–141.
Kędzia S., 2014, *Are there any active rock glaciers in the Tatra Mountains?* Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 48, 5–16.
Kędzia S., 2015, *Zarys historii badań przemarzania gruntu i wieloletniej zmarzliny w polskiej części Tatr*, Przegląd Geogr., 87, 1, 53–69.
Kędzia S., Kotarba A., 2018, *The Little Ice Age in the Tatra Mountains*, Cuadernos de Investigación Geográfica, 44, 1, 47–67.
Klimaszewski M., 1971, *A contribution to the theory of rockface development,* Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 5, 139–151.
Klimaszewski M., 1985, *Geomorfologia*, [w:] K. Trafas (red.), *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Zakopane–Kraków, s. 9.
Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
Kłapa M., 1970, *Problématique et méthodes de rechereches de la station scientifique de l'Institut de Géographie de l'Academie Polonaise des Sciences à Hala Gąsienicowa dans les Tatras*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 4, 205–217.
Kłapa M., 1980, *Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach*, Dokumentacja Geogr. IGIPZ PAN, 4, 1–55.
Kłapyta P., 2012, *Ewolucja rzeźby wysokogórskiej Tatr Zachodnich w późnym glacjale i holocenie*, Uniwersytet Jagielloński, Kraków.
Kłapyta P., Zasadni J., Pociask-Karteczka J., Gajda A., Franczak P., 2016, *Late Glacial and Holocene paleoenvironmental records in the Tatra Mountains, East-Central Europe, based on lake, peat bog and colluvial sedimentary data: A summary review*, Quaternary International, 415, 126–144.

Koreň M., 2006, *Vetrová kalamita 19. novembra 2004: nové pohl'ady a konsekvencie*, Tatry, 44, 7–28.
Koszyk H., 1977, *Zróżnicowanie procesów grawitacyjnych we współczesnym modelowaniu rzeźby krystalicznej części Tatr Zachodnich na przykładzie Doliny Staroroboci*ańskiej, Praca magisterska, Archiwum IGiGP, UJ.
Kot M., 1996, *Denudacja chemiczna Tatr Wysokich*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, t. 1, *Nauki o Ziemi*, TPN-PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 117–119.
Kotarba A., 1967, *Żłobki krasowe w Tatrach*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 16, 25–42.
Kotarba A., 1970, *The morphogenetic role of the foehn wind in the Tatra Mts.*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 4, 171–187.
Kotarba A., 1971, *Coarse and intensity of present-day superficial chemical denudation in the Western Tatra Mts.*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 5, 111–127.
Kotarba A., 1972, *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 96, 1–116.
Kotarba A., 1976, *Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich na przykładzie Czerwonych Wierchów w Tatrach Zachodnich*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 120, 1–128.
Kotarba A., 1983, *Współczesne procesy eoliczne i stabilizacja zdegradowanych wierzchowin grzbietowych w piętrze halnym Tatr Polskich*, Przegl. Geogr., 55, 1, 171–182.
Kotarba A., 1984, *Elevational differentiation of slope geomorphic processes in the Polish Tatra Mts.*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 18, 117–133.
Kotarba A., 1992, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 191–208.
Kotarba A., 1993–1994, *Zapis małej epoki lodowej w osadach jeziornych Morskiego Oka w Tatrach Wysokich*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 27–28, 61–69.
Kotarba A., 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych ulew w Tatrach Wysokich*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, 27, 92, 21–34.
Kotarba A., 1995, *Rapid mass wasting over the last 500 years in the High Tatra Mountains*, Questiones Geographicae, Spec. Issue, 4, 177–183.
Kotarba A., 1996a, *Sedimentation rates in the High Tatra lakes during the Holocene – geomorphic interpretation*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 30, 51–61.
Kotarba A., 1996b, *Współczesne procesy rzeźbotwórcze*, [w:] Z. Mirek (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, Inst. Botan., Inst. Ochr. Przyr. PAN, Kraków–Zakopane, s. 125–138.
Kotarba A., 1997, *Formation of High-Mountain Talus Slopes Related to Debris-Flow Activity in the High Tatra Mountains*, Permafrost and Periglacial Processes, 8, 191–204.
Kotarba A., 1998, *Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1997*, Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN, 12, 7–23.
Kotarba A., 1999, *Geomorphic effect of catastrophic summer flood of 1997 in the Polish Tatra* Mountains, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 33, 101–115.
Kotarba A., 2002, *Współczesne przemiany przyrody nieożywionej w Tatrzańskim Parku Narodowym*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 13–19.
Kotarba A., 2004, *Zdarzenia geomorfologiczne w Tatrach Wysokich podczas małej epoki lodowej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 197, 9–55.
Kotarba A., 2005, *Geomorphic processes and vegetation pattern changes. Case study in the Zelene Pleso Valley, High Tatra, Slovakia*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 39, 39–48.
Kotarba A., 2006, *The Little Ice Age in the high Tatra mountains*, Studia Quaternaria, 23, 47–53.

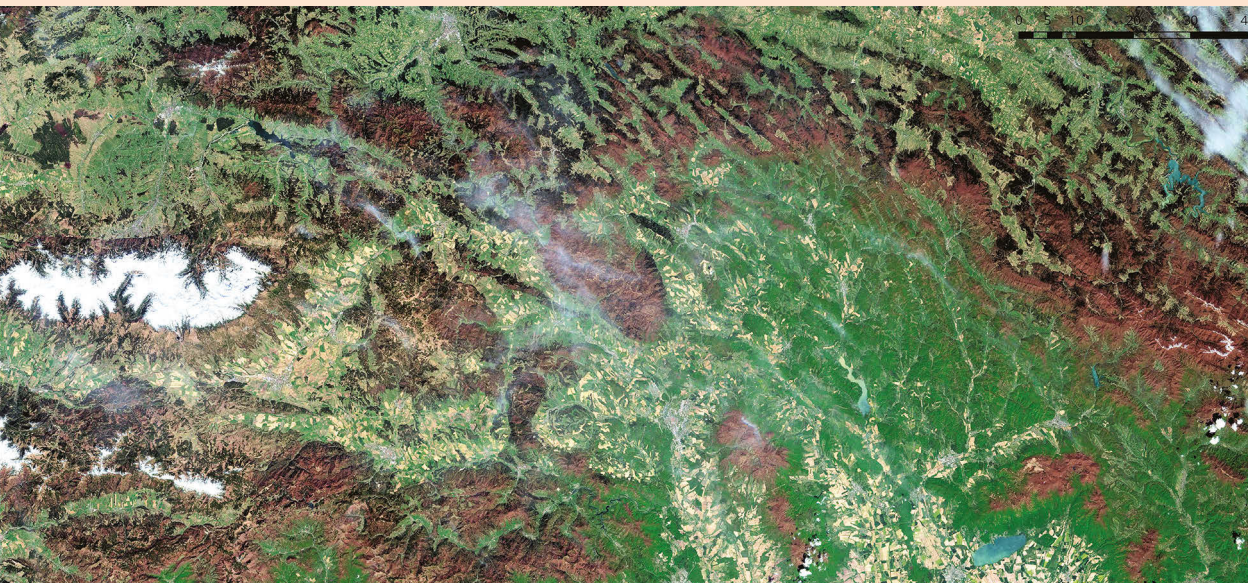
Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system in the Polish Tatra Mountains*, Geogr. Studies IGiPZ PAN, Spec. Issue, 3, 1–106.
Kotarba A., Kłapa M., Rączkowska Z., 1983, *Procesy morfogenetyczne kształtujące stoki Tatr Wysokich*, Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN, 1, 1–82.
Kotarba A., Pech P., 2002, *The recent evolution of talus slopes in the High Tatra Mountains (with the Pańszczyca valley as example)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 36, 69–76.
Kotarba A., Rączkowska Z., Długosz M., Boltižiar M., 2013, *Recent debris flow in the Tatra Mountains*, [w:] D. Loczy (red.), *Geomorphological Impact of Extreme Weather (Case Studies from Central and Eastern Europe)*, Springer, Dordrecht, s. 221–236.
Kozłowska A.B., Rączkowska Z., 1999, *Środowisko wysokogórskie jako system wzajemnie powiązanych elementów*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 174, 121–132.
Krusiec M., 1996, *Wpływ ruchu turystycznego na przekształcanie rzeźby Tatr Zachodnich na przykładzie Doliny Chochołowskiej*, Czasop. Geogr., 67, 3–4, 303–320.
Krzemień K., 1984, *Fluvial transport balance in high-mountain crystalline catchment*, Prace Geogr. IG UJ, 61, 61–70.
Krzemień K., 1985, *Present-day activity of the high-mountain stream in the Western Tatra Mts.*, Questiones Geographicae, Spec. Issue, 1, 139–146.
Krzemień K., 1988, *The dynamics of debris flows in the upper part of the Staroroboci*ańska *Valley (Western Tatra Mts.)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 22, 123–144.
Krzemień K., 1991, *Dynamika wysokogórskiego systemu fluwialnego na przykładzie Tatr Zachodnich*, Rozprawy Habilit. UJ, 215, 1–160.
Krzemień K., 1992, *The high-mountain fluvial system in the Western Tatras – perspective*, Geogr. Pol., 60, 51–65.
Krzemień K., Kłapyta P., 2017–2018, *Current state of knowledge and turning points in geomorphologic studies on the present-day evolution of the Tatra Mountains*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 51–52, 107–137.
Krzemień K., Libelt P., Mączka T., 1995. *Geomorphological conditions of the timberline in the Western Tatra Mountains*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 98, 155–170.
Książkiewicz M., 1972, *Karpaty*, [w:] W. Pożarski (red.), *Budowa geologiczna Polski*, t. 4, *Tektonika*, cz. 3, Wyd. Geol., Warszawa, s. 9–66.
Lempa M., Kaczka R.J., Janecka K., Rączkowska Z., 2015, *Dendrogeomorphological study on snow avalanches in the Tatra Mountains (Southern Poland)*, [w:] R. Wilson, G. Helle, H. Gärtner (red.), *TRACE – Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*, vol. 13, GFZ Potsdam, Scientific Technical Report STR15/06, s. 110–115.
Libelt P., 1988, *Warunki i przebieg sedymentacji osadów postglacjalnych w cyrkach lodowcowych Tatr Zachodnich na przykładzie Kotła Staroroboci*ańskiego, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 22, 63–82.
Lubera E., 2014, *Frost weathering of selected rocks from the Tatra Mountains*, Quaestiones Geographicae, 33, 1, 75–88.
Lubera E., 2016, *Wietrzenie mrozowe i odpadanie ze ścian skalnych w obszarze wysokogórskim, na przykładzie Tatr Zachodnich*, manuskrypt pracy doktorskiej, Archiwum IGiGP UJ, Kraków.
Lukniš M., 1968, *The intensity of lowering in the High Tatra ridges since retreat of glaciers*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 2, 5–10.
Lukniš M., 1973, *Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia*, Vyd. SAV, Bratislava.
Mamica W., 1984, *Współczesna dynamika rzeźby wysokogórskiej na przykładzie doliny Wyżniej Chochołowskiej w Tatrach Zachodnich*, praca magisterska, Archiwum IGiGP UJ, Kraków.
Midriak R., 1983, *Morfogenéza povrchu vysokých pohorí*, VEDA, Bratysława.

Midriak R., 1984, *Debris flows and their occurence in the Czechoslovak Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 18, 135–149.
Midriak R., 1996, *Present-day processes and micro-landforms evaluation; case study of Kopske Sedlo, the Tatra Mts, Slovakia*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 30, 35–50.
Mościcki J., Kędzia S., 2001, *Investigation of mountains permafrost in the Kozia Dolinka valley, Tatra, Mountains, Poland*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 55, 235–240.
Oszczypko N., 1995, *Karpaty Wewnętrzne*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty Polskie*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, s. 16–17.
Niedźwiedź T., 1992, *Climate of the Tatra Mountains*, Mountain Research and Development, 12, 2, 131–146.
Niedźwiedź T., 2003, *Extreme precipitation events on the northern side of the Tatra Mountains*, Geogr. Pol., 76, 2, 15–23.
Niedźwiedź T., Lupikasza E., Pinskwar I., Kundzewicz Z.W., Stoffel M., Malarzewski L., 2015, *Variability of high rainfalls and related synoptic situations causing heavy floods at the northern foothills of the Tatra Mountains*, Theor. Appl. Climatol., 119, 273–284.
Piotrowska K., Danel W., Iwanov A., Gaździcka E., Rączkowski W., Bezák V., Magla J., Polák M., Kohút M., Gross P., 2015. *Geologia. Mapa 1. 1 : 100 000*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza IV.1, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
Płaczkowska E., Krzemień K., 2018, *Natural conditions of coarse bedload transport in headwater catchments (Western Tatras, Poland)*, Geografiska Annaler, A, 4, 370–387.
Rączkowska Z., 1992, *Niektóre aspekty niwacji w Tatrach Wysokich*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 156, 209–223.
Rączkowska Z., 1993, *Ilościowe wskaźniki niwacji w Tatrach Wysokich*, Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN, 4–5, 63–81.
Rączkowska Z., 1995, *Nivation in the High Tatras, Poland,* Geografiska Ann., 77A, 4, 251–258.
Rączkowska Z., 1999a, *Rzeźba stoków w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 174, 17–24.
Rączkowska Z., 1999b, *Slope dynamics in the periglacial zone of the Tatra Mts*., Biul. Peryglacjalny, 38, 127–133.
Rączkowska Z., 2006, *Recent geomorphic hazards in the Tatra Mts*., Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 40, 45–60.
Rączkowska Z., 2007, *Współczesna rzeźba peryglacjalna wysokich gór Europy*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 212, 1–252.
Rączkowska Z., 2019, *Human impact in the Tatra Mountains*, Cuadernos de Investigación Geográfica, 45, 1, 219–244.
Rączkowska Z., Cebulski J., Rączkowski W., Wojciechowski T., Perski Z., 2017–2018, *Using TLS for monitoring talus slope morphodynamics in the Tatra Mts*., Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 51–52, 179–198.
Rączkowska Z., Długosz M., Rojan E., 2016a, *Geomorphological conditions of snow avalanches in the Tatra Mountains*, Zeit. für Geomorph, 64, 4, 285–297.
Rączkowska Z., Kozłowska A., 2002, *Odzwierciedlenie wpływów antropogenicznych w wybranych elementach środowiska przyrodniczego otoczenia Kasprowego Wierchu*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 403–406.
Rączkowska Z., Kozłowska A., 2010, *Wpływ turystyki na rzeźbę i roślinność przy ścieżkach w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, [w:] Z. Krzan (red.), *Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem. Materiały IV Konferencji Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Czło-*

wiek, 14–16.10.2010, Zakopane, t. 3, *Człowiek i środowisko*, TPN, PTPNoZ, Zakopane, s. 21–28.
Rączkowska Z., Rojan E., Długosz M., 2016b, *The morphodynamics of slopes within the snow avalanche starting zones in the Tatras*, Geogr. Pol., 89, 1, 17–29.
Rączkowski W., 1981, *Zróżnicowanie współczesnych procesów grawitacyjnych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry Wysokie)*, Biul. Inst. Geol., 332, 139–152.
Rączkowski,W., Boltižiar M., Rączkowska Z., 2015, *Rzeźba. Mapa 1:100 000*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza V.1, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
Rojan E., 2010, *Rola bardzo silnego wiatru w przekształcaniu rzeźby terenu w piętrze leśnym gór, na przykładzie wiatrowału w słowackich Tatrach Wysokich,* Czasop. Geogr., 81, 103–123.
Rojan E., 2015, *Changes in unpaved forest roads of the windthrow area in the Slovak High Ttatra Mts in years 2004–2014*, Štúdie o Tatranskom Národnom Parku, 11, 44, 97–106.
Selby M.J., 1982, *Hillslope Materials and Processes*, Oxford University Press, Oxford & New York.
Strzyżowski D., Fidelus-Orzechowska J., Żelazny M., 2016, *Geomorphological changes within a hillslope caused by a windthrow event in the Tatra Mountains, Southern Poland*, Geografiska Ann., 98A, 4, 347–360.
Strzyżowski D., Fidelus-Orzechowska J., Żelazny M., 2018, *Sediment transport by uprooting in the forested part of the Tatra Mountains, southern Poland*, Catena, 160, 329–338.
Ustrnul Z., Walawender E., Czekierda D., Šťastný P., Lapin M., Mikulová K., 2015, *Opady atmosferyczne i pokrywa śnieżna*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza II.3, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
Wiśliński A., 1996, *Nowa mapa płatów firnu i lodu w Tatrach Polskich*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, t. 1, *Nauki o Ziemi*, TPN-PTPNoZ, Kraków–Zakopane, s. 126–127.
Wrzosek A., 1933, *Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich*, Wiadomości Służby Geogr., 7.
Zasadni J., Kłapyta P., Broś E., Ivy-Ochs S., Świąder A., Christ M., 2018, *Post-Younger Dryas stabilization of rock glaciers in the High Tatra Mountains revealed by ^{10}Be cosmogenic nuclide dating*, Geophysical Research Abstracts, 20, EGU2018–19204–1.
Zielonka T., Holeksa J., Ciapała S., 2008, *A reconstruction of flood events using scarred trees in the Tatra Mountains, Poland*, Dendrochronologia, 26, 3, 173–183.
Zielonka A., Wrońska-Wałach D., 2019, *Can we distinguish meteorological conditions associated with rockfall activity by dendrochronological analysis? – An example from Tatra Mts*., Science of The Total Environment, 662, 422–433.
Zwoliński Z., Stachowiak J., 2012. *Geodiversity map of the Tatra National Park for geotourism*. Quaestiones Geographicae 31(1), 99–107.
Żmudzka E., Nejedlík P., Mikulová K., 2015, *Temperatura, wskaźniki termiczne*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza II.2, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
Żiak M., Długosz M., 2015, *Potencjalne obszary lawinowe*, [w:] K. Dąbrowska, M. Guzik (red.), *Atlas Tatr. Przyroda nieożywiona*, plansza V.3, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Rozdział 4

Współczesna ewolucja rzeźby Karpat Zewnętrznych i Podhala



Karpaty (ESA/Copernicus)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-04

CC BY 4.0

Rozdział 4

Współczesna ewolucja rzeźby Karpat Zewnętrznych i Podhala

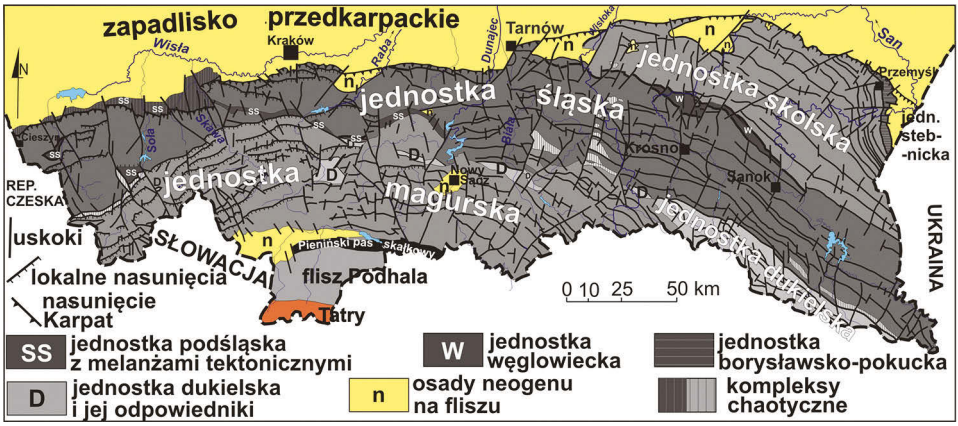
Jolanta Święchowicz, Włodzimierz Margielewski, Leszek Starkel, Adam Łajczak, Małgorzata Pietrzak, Kazimierz Krzemień, Elżbieta Gorczyca, Anna Bucała-Hrabia

4.1. Charakterystyka obszaru

4.1.1. Budowa geologiczna i rzeźba Karpat Zewnętrznych i Podhala

Karpaty są łańcuchem górskim o łukowym przebiegu i łącznej długości 1300 km. Polski fragment Karpat geologicznie dzieli się na Karpaty Wewnętrzne (centralne) obejmujące Tatry i Podhale oraz na Karpaty Zewnętrzne (fliszowe) oddzielone pienińskim pasem skałkowym (ryc. 4.1) (Książkiewicz 1972, Birkenmajer 1986, Żytko i in. 1989, Golonka i in. 2000, Lexa i in. 2000, Oszczypko i in. red. 2006).

Tatry są utworzone z trzonu krystalicznego (wraz z jego permsko-mezozoiczną pokrywą osadową) oraz płaszczowin: wierchowej i reglowych, sfałdowanych i nasuniętych ku północy w górnej kredzie (Książkiewicz 1972, Oszczypko 1995, Jurewicz 2005). Trzon krystaliczny tworzą intruzywne granitoidy Tatr Wysokich wieku karbońskiego oraz skały metamorficzne (paleozoiczne: gnejsy, amfibolity, łupki metamorficzne) występujące głównie w Tatrach Zachodnich. Na trzonie krystalicznym niezgodnie zalegają epikontynentalne osady autochtonicznej serii wierchowej: kwarcyty, dolomity, wapienie, margle, łupki, zlepieńce i piaskowce, formowane od triasu po środkową kredę. Na serię wierchową od południa nasunięta jest płaszczowina wierchowa utworzona z analogicznego zespołu skał jak seria wierchowa. Ponad płaszczowiną wierchową nasunęły się płaszczowiny reglowe: krížniańska (dolna), choczańska (środkowa) i strażowska (górna), zbudowane z utworów wieku trias–dolna kreda. Utwory triasowe są tu podobnie rozwinięte jak w serii wierchowej, zaś młodsze (jura–dolna kreda) reprezentują osady



Ryc. 4.1. Budowa geologiczna Karpat (wg Jankowskiego 2007)

głębokomorskie (radiolaryty, wapienie bulaste) (Książkiewicz 1972, Oszczypko 1995, Jurewicz 2012).

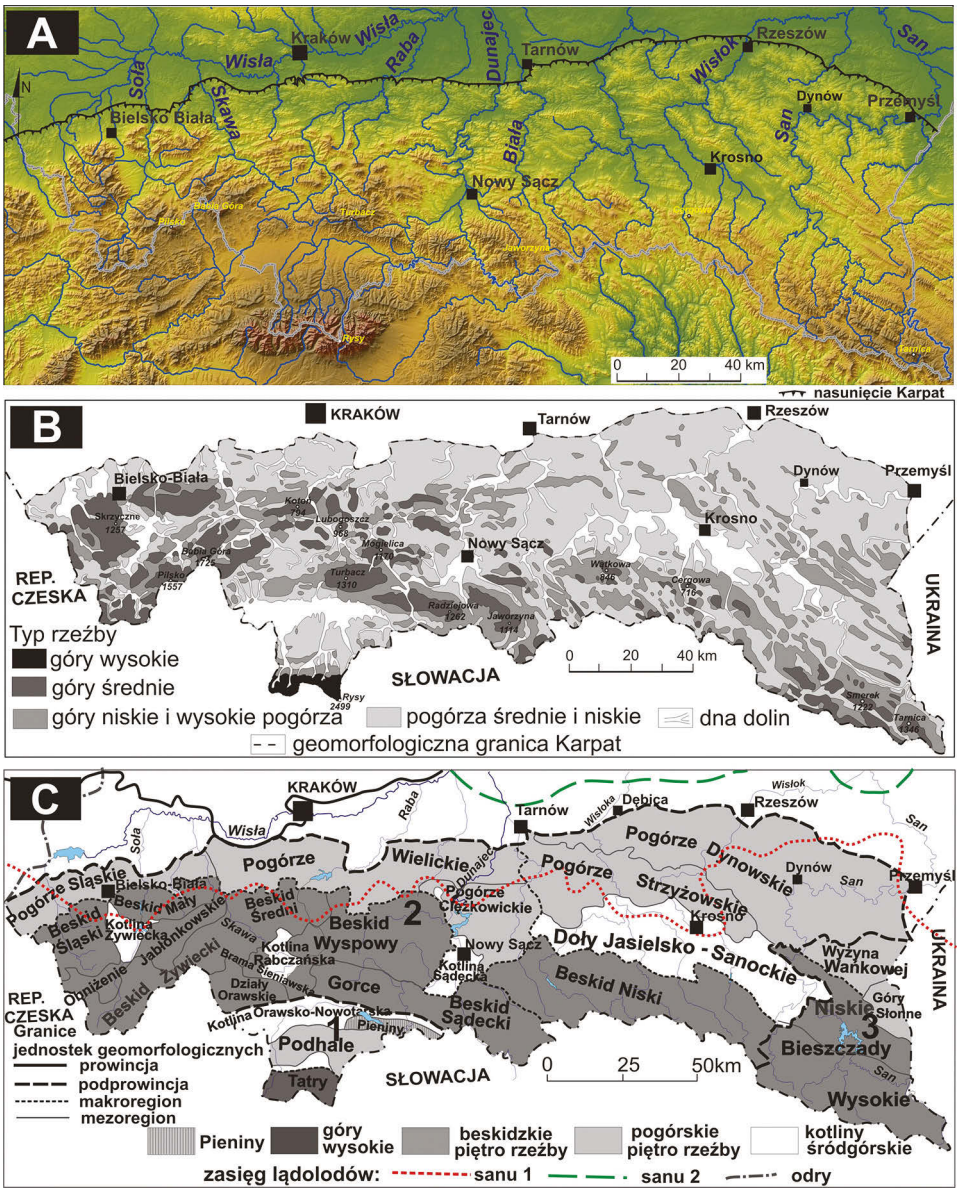
Niecka podhalańska jest wypełniona osadami o miąższości 2500 m. Najstarszymi osadami są tu zlepieńce (środkowy eocen), na których zalegają wapienie numulitowe, a dominują osady łupkowo-piaskowcowe tzw. fliszu podhalańskiego (górny eocen–oligocen). Osady niecki podhalańskiej są słabo zdeformowane, tworząc rozległą synklinę: nieco silniejsze deformacje występują jedynie na kontakcie z pienińskim pasem skałkowym (Książkiewicz 1972, Oszczypko 1995). Według dotychczasowych poglądów, pieniński pas skałkowy oddzielający Karpaty Wewnętrzne od Zewnętrznych miał się charakteryzować bardzo złożoną tektoniką. Wydzielane tu formacje litostratygraficzne i jednostki tektoniczne o skomplikowanych relacjach przestrzennych miały, wskutek ewolucji tektonicznej utworzyć bardzo wąski górotwór o szerokości zaledwie 3–6 km (Birkenmajer 1976, 1985, 2017, Jurewicz 2005, Oszczypko i in. 2006, Oszczypko, Oszczypko-Clowes 2014). Według nowszych koncepcji, górotwór Pienin jest strukturą kwiatową o charakterze regionalnym, uformowaną na granicy Karpat Wewnętrznych i Zewnętrznych (Plašienka, Mikus 2010, Plašienka 2011, Jankowski i in. 2012, Golonka i in. 2015, 2018, Jankowski 2015). Ważną rolę w formowaniu Pienin, odegrał melanż tektoniczny powstały w efekcie rotacji Karpat Wewnętrznych w stosunku do Zewnętrznych (Plašienka, Mikus 2010, Marton i in. 2013, Jankowski 2015, Golonka i in. 2018). W obrębie melanżu tektonicznego powstałego w trakcie formowania tej struktury tkwią ogromne bloki skał węglanowych i krzemionkowych wieku mezozoicznego oraz skał fliszowych, grawitacyjnie zrzucone z przedpola (na etapie basenowym) do basenu sedymentacyjnego Karpat (jarmuckiego), wciągnięte później (wraz z utworami fliszowymi basenu jarmuckiego, fliszu podhalańskiego i tzw. sukcesji malcowskiej) w strukturę kwiatową Pienin (Jankowski 2015, Jankowski, Margielewski 2015, Golonka i in. 2015, 2018).

Karpaty Zewnętrzne (fliszowe) na obszarze Polski zbudowane są głównie z utworów fliszowych (silikoklastycznych turbidytów) wieku od późnojurajskiego

do wczesnomioceńskiego, jedynie lokalnie występują utwory węglanowe czy krzemionkowe (ryc. 4.1; Książkiewicz 1972, Golonka i in. 2000, Oszczypko 2006). Serie osadów fliszowych uformowały wielkie jednostki tektoniczne (zwane tradycyjnie płaszczowinami), ponasuwane na siebie i na przedpole. Są to jednostki: magurska, dukielska (i jej odpowiedniki), śląska, podśląska, skolska oraz (odsłaniające się lokalnie na wschodzie) jednostka borysławsko-pokucka, stebnicka i zgłobicka (dwie ostatnie utworzone z osadów allochtonicznych miocenu) (ryc. 4.1; Książkiewicz 1972, Oszczypko 1996, Golonka i in., 2000, Oszczypko i in. (red.) 2006, Jankowski 2015). Jednostka podśląska występuje w różnych pozycjach tektonicznych w obrębie górotworu Karpat Zewnętrznych. W zachodniej części Karpat odsłania się ona w strefach okien tektonicznych (okna Wiśniowej i Żywca), lub tworzy pas melanży tektonicznych i struktur kwiatowych występujących na kontakcie jednostek magurskiej i śląskiej oraz w obrębie jednostki śląskiej, skośnie dochodząc do brzegu Karpat (ryc. 4.1; Jankowski 2015). Na wschodzie stanowi wydzielaną odrębnie jednostkę węglowiecką będącą pozostałością wyniesienia wewnątrzbasenowego i występuje pomiędzy jednostką śląską i skolską (ryc. 4.1; Jankowski, Probulski 2011, Jankowski 2015). Na północnym przedpolu Karpat występują utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego (ryc. 4.1; Oszczypko 1996).

Według dotychczasowych poglądów, rzeźba Karpat Zewnętrznych miała bezpośrednio odzwierciedlać zróżnicowanie litologiczne i tektoniczne masywów skalnych, z istotnym udziałem neotektoniki w formowaniu i przekształcaniu elementów rzeźby (Starkel 1965, 1969, 1972, Klimaszewski, Starkel 1972, Baumgart-Kotarba 1974, Henkiel 1977–1978, Zuchiewicz 2010). Ostatnie badania wykazały jednak, że rozwój rzeźby Karpat jest bardziej złożony (Jankowski, Margielewski 2012, 2014, 2017, 2021, Jankowski 2015). Piętrowy układ rzeźby Karpat (zob. Starkel 2005), w których beskidzkie piętro rzeźby z górami średnimi jest wyniesione o około 200 m w stosunku do pasa pogórzy występującego na ich północnym przedpolu (zob. ryc. 4.2A–C), jest efektem specyficznej geometrii górotworu, związanej z etapem nasuwczym (kompresyjnym) (Jankowski, Margielewski 2014, 2021). Elementy tektoniczne włączane najwcześniej w strukturę górotworu Karpat nasuwającego się ku północy zajmują aktualnie wyższą pozycję hipsometryczną niż elementy dołączane do niego w późniejszych etapach rozwoju tektonicznego Karpat, co w efekcie spowodowało piętrowość rzeźby Beskidów (Jankowski, Margielewski 2012, 2014, 2017, 2019, 2021, Jankowski 2015).

Występowanie w Karpatach powierzchni planacji (tzw. powierzchni częściowego zrównania) jest w świetle ostatnich badań słusznie kwestionowane (Tokarski 1975, Starkel 2003b, Zuchiewicz 2011, Jankowski, Margielewski 2014). Powierzchnie denudacyjne w Karpatach, traktowane dotychczas jako powierzchnie zrównania, są bowiem powierzchniami strukturalnymi (Tokarski 1975, Starkel 2003b, Zuchiewicz 2011). Rozległe spłaszczenia widoczne w rzeźbie grzbietów górskich Karpat, zostały założone wyłącznie na odpornych i w dodatku płogo zalegających formacjach skalnych (Zuchiewicz 2011, Jankowski, Margielewski 2014), a nie – jak to wcześniej sugerowano (m.in. Demek 1976, Henkiel 1977–1978, Zuchiewicz 1984, Klimaszewski 1987) – ścinają skały o różnej odporności.



Ryc. 4.2. Rzeźba Karpat
A – cyfrowy model wysokościowy Karpat, B – typy rzeźby Karpat polskich (wg Starkla 1972), C – fizycznogeograficzny podział Karpat (wg Starkla 1991c), zasięg lądolodów (wg Marksa i in. 2016)

W Karpatach Zewnętrznych występują cztery zasadnicze typy rzeźby: wysokogórski, średnio- i niskogórski, pogórski oraz den dolin i kotlin (ryc. 4.2A–B; Klimaszewski, Starkel 1972, Starkel 1972, 1991c). Wysokogórski typ rzeźby ma

jedynie kulminacja Babiej Góry (1275 m n.p.m.). Góry średnie (800–1300 m n.p.m.) o stromych stokach (>30% nachylenia) obejmują w Karpatach zarówno zwarte grupy górskie (Beskid Śląski i Żywiecki, Beskid Sądecki, Bieszczady), jak i odizolowane grzbiety Beskidu Wyspowego czy NW części Beskidu Niskiego, o deniwelacjach sięgających 400–800 m. Góry niskie występują zazwyczaj na obrzeżeniu gór średnich lub są odizolowanymi grzbietami o stromych stokach i wysokości względnej 200–400 m, wznoszącymi się ponad obniżeniami wyciętymi zazwyczaj w mniej odpornych skałach (np. Beskid Niski). Cechą wspólną rzeźby pogórzy na północnym przedpolu Beskidów jest obecność szerokich garbów o zróżnicowanym nachyleniu (10–40%), zazwyczaj wypukło-wklęsłych stokach i płaskich dnach dolin (ryc. 4.2A–B; Starkel 1972). W Karpatach fliszowych wyróżnia się pogórza wysokie o wierzchowinach wznoszących się 200–300 m ponad dnami dolin, pogórza średnie o deniwelacjach 120–200 m oraz pogórza niskie o wysokościach względnych 40–100 m (ryc. 4.2; Starkel 1972, 1991c). W rzeźbie Karpat fliszowych istotną rolę odgrywają progi morfologiczne zwykle formowane na czołach nasunięć jednostek tektonicznych (próg Pogórza, próg Beskidów: Śląskiego, Małego, Średniego; Starkel 1991). Płaskodenne kotliny śródgórskie występują zarówno w obrębie piętra Beskidów (Kotlina Żywiecka, Kotlina Orawsko-Nowotarska), jak również w strefie pogórzy (Doły Jasielsko-Sanockie) i generalnie mają charakter śródgórskich zapadlisk tektonicznych. Na przedpolu otaczających je gór średnich powstały pogórza (zob. Solon i in. 2015), uformowane na etapie kolapsu grawitacyjnego (Jankowski, Margielewski 2014, 2021). W rzeźbie den dolin i kotlin o założeniach tektonicznych (m.in. w obrębie okien tektonicznych) i erozyjnych dominują płaskie obszary równin (w przypadku den dolin rzecznych – równin terasowych) (Starkel 1972, 1979). Geomorfologicznie Karpaty polskie dzieli się na 3 wielkie jednostki strukturalne o randze podprowincji: Centralne Karpaty Zachodnie (ryc. 4.2C–1), Zewnętrzne Karpaty Zachodnie (zachodnia część polskich Karpat fliszowych) (ryc. 4.2C–2) i Zewnętrzne Karpaty Wschodnie (wschodnia część polskich Karpat fliszowych) (ryc. 4.2C–3; Starkel 1972, 1991c, Gilewska 1986, Kondracki 2001, Solon i in. 2015). Należy zaznaczyć, że fizycznogeograficzna granica Karpat nie zawsze pokrywa się z ich granicą geologiczną (zob. ryc. 4.1, 4.2A, C). W Zewnętrznych Karpatach Zachodnich pas gór jest reprezentowany przez Beskidy Zachodnie i Beskid Niski, z przyległymi do nich pasami pogórzy. Wschodnie Karpaty Zewnętrzne podzielone są na Bieszczady Wysokie i Niskie (piętro gór średnich i gór niskich) oraz Wyżynę Wańkowej (piętro pogórzy) (ryc. 4.2C) (Starkel 1972, Gilewska 1986, 1991).

Na stokach Karpat oraz w obrębie zboczy dolin występują utwory pokrywowe ukształtowane w czwartorzędzie. Generalnie są one utworzone z glin pylasto-gruzowych (głównie są to pyły piaszczysto-ilaste – zob. Kacprzak 2002–2003, Margielewski 2006). Powstały one w efekcie wietrzenia skał podłoża w warunkach peryglacjalnych i przemieszczeń grawitacyjnych (głównie soliflukcji) na stokach, a także akumulacji w pasie pogórzy (Łoziński 1925, Klimaszewski 1948, Stupnicka 1960, Cegła 1963, Henkiel 1972, Starkel 1965, 1984). Zróżnicowanie ich typu i miąższości było zależne od składu skał fliszowych, na których pokrywy te

powstawały (Cegła 1963, Starkel 1965, Gerlach 1966, Baumgart-Kotarba 1974). W obrębie gór średnich miąższość pokryw zwietrzelinowych na stokach utworzonych na piaskowcach jest niewielka (70–80 cm), nieznacznie wzrasta w obrębie spłaszczeń podstokowych. W spągu są one silnie szkieletowe (Kacprzak 2002–2003). Lokalnie na stokach występują także rumowiska będące efektem wietrzenia fizycznego skał podłoża w warunkach peryglacjalnych lub przemieszczeń grawitacyjnych (Starkel 1960, Pękala 1969, Baumgart-Kotarba 1974). W strefie pogórzy miąższość utworów stokowych rozwiniętych na łupkowych ogniwach fliszowych jest większa (od kilku do niekiedy 20 m), szczególnie w dolnych częściach stoków (Dziewański, Starkel 1967, Starkel 1969, Henkiel 1972). Miejscami na pogórzach (m.in. Dynowskim i Wielickim) występują grube (od kilku do kilkunastu metrów) płaty pokryw utworów lessowych (eolicznych), powstałe w plenivistulianie (Cegła 1963, Starkel 1984, Gerlach i in. 1991, Gerlach 1994). W obniżeniach i kotlinach karpackich, w efekcie spłukiwania, przemieszczeń grawitacyjnych i transportu fluwialnego materiału stokowego, występują miąższe pokrywy soliflukcyjno-deluwialne (Stupnicka 1960, Cegła 1963, Henkiel 1972).

4.1.2. Klimat i stosunki wodne Karpat

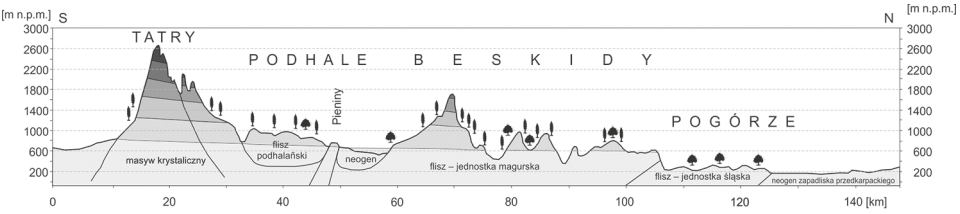
Cechą klimatu Karpat jest duża zmienność parametrów klimatycznych uwarunkowana wzrostem wysokości pasm górskich i progów morfologicznych (od 350 do 2500 m n.p.m.) z północy na południe oraz dużą rozciągłością równoleżnikową łańcucha górskiego (ponad 250 km).

Klimat Karpat kształtują głównie masy powietrza polarnomorskiego i polarnokontynentalnego o częstości występowania w ciągu roku odpowiednio 65% i 20%. Wpływy klimatu oceanicznego maleją ku wschodowi. Czynniki cyrkulacyjne kształtują zachmurzenie, które ogranicza dopływ bezpośredniego promieniowania słonecznego do powierzchni ziemi, przez co oddziałuje na rozkład temperatury, wilgotności powietrza i opadów (Niedźwiedź, Obrębska-Starklowa 1991). Z zachodu na wschód obniża się średnia temperatura stycznia i wzrasta liczba dni z pokrywą śnieżną, wyraźnie obniżają się roczne sumy opadów.

Do dużych różnic wysokości nawiązuje piętrowe zróżnicowanie warunków klimatycznych (ryc. 4.3). Pogórze oraz dolne partie Beskidów do wysokości około 700 m n.p.m. zaliczane są przez M. Hessa (1965) do piętra umiarkowanie ciepłego. Cechy klimatu Pogórza nie wykazują dużego zróżnicowania. Z zachodu na wschód maleje udział mas powietrza oceanicznego, dlatego wysokość piętra umiarkowanie ciepłego ulega obniżeniu o około 60 m n.p.m. w kierunku wschodnim. W większości grup górskich Beskidów występują tylko dwa piętra klimatyczne: umiarkowanie ciepłe i umiarkowanie chłodne. Jedynie najwyższe wzniesienia Bieszczadów, Beskidu Sądeckiego i Gorców, Beskidu Śląskiego i Żywieckiego należą do piętra chłodnego (ryc. 4.3). Piętro bardzo chłodne, obejmuje jedynie szczyt Babiej Góry i Pilska ponad górną granicą lasu. Na stokach eksponowanych na południe granice pięter klimatycznych leżą około 100–200 m wyżej niż na eksponowanych na północ.

Nad Karpaty Zachodnie najczęściej (46% dni w roku) napływa powietrze z kierunku północno-zachodniego i zachodniego (Niedźwiedź i in. 1985). W górach wiatr przeważnie dostosowuje się do przebiegu dolin, dlatego w Beskidach najczęściej wiatry wieją z kierunku południowego i południowo-zachodniego. Jedynie na Pogórzu widoczna jest zdecydowana przewaga wiatrów zachodnich. Równoleżnikowy przebieg głównych pasm górskich sprzyja powstawaniu wiatrów fenowych (halny), a w wielu kotlinach i dolinach karpackich występują różne wiatry lokalne: np. orawskie, ryterskie czy rymanowskie (Niedźwiedź i in. 1985, Obrębska-Starklowa i in. 1995, Paszyński, Niedźwiedź 1999). Prędkość wiatru zwiększa się w miarę wzrostu wysokości nad poziom morza (Hess 1965). Na Pogórzu Karpackim średnia prędkość wiatru wynosi 3 $m \cdot s^{-1}$, na szczytach Beskidów do 5 $m \cdot s^{-1}$. Wraz ze wzrostem wysokości nad poziom morza zwiększa się częstość występowania wiatru silnego (>10 $m \cdot s^{-1}$) i bardzo silnego (>15 $m \cdot s^{-1}$). Maksymalne prędkości wiatru, zwłaszcza w sytuacjach synoptycznych sprzyjających powstawaniu wiatru fenowego, dochodzą na Pogórzu Karpackim i w dolinach beskidzkich do 25 $m \cdot s^{-1}$. Maksymalne prędkości wiatru notowane są w miesiącach zimowych, a minimalne w miesiącach letnich, ich roczna amplituda zwiększa się z wysokością nad poziom morza (Niedźwiedź i in. 1985, Obrębska-Starklowa i in. 1995).

Wysokość opadów w Karpatach zależy od ekspozycji stoków i wysokości nad poziom morza, a przeciętna wartość gradientu wynosi 60 mm na 100 m wysokości. Z przebiegiem progu Pogórza Karpackiego pokrywa się izohieta 700 mm, a wzdłuż progu Beskidów biegnie izohieta 900 mm (Niedźwiedź, Obrębska-Starklowa 1991, Obrębska-Starklowa i in. 1995). Wyraźne cienie opadowe występują w Kotlinie Żywieckiej (>900 mm opadu), w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej (>800 mm), Sądeckiej (>700 mm) i Dołach Jasielsko-Sanockich (>750 mm) oraz w dolinach o południkowym przebiegu (Niedźwiedź, Obrębska-Starklowa



Nazwa piętra klimatycznego		Opady atmosferyczne			Liczba dni z pokrywą śnieżną	Liczba dni z temperaturą min. <0°C	Wiatr		
		suma roczna [mm]	liczba dni z opadem				średnia prędkość [m·s-1]	liczba dni z wiatrem	
			≥1 mm	≥10 mm				≥10 m·s-1	≥15 m·s-1
	Zimne	2050–1250	145–210	45–70	310–270	105–60	5,2–6,8	140–220	55–110
	Umiarkowanie zimne	2050–1350	155–210	45–65	280–230	120–65	5,1–6,8	135–220	50–110
	Bardzo chłodne	2100–1350	160–215	40–60	240–195	105–75	4,8–6,7	115–215	40–105
	Chłodne	2300–1300	145–195	35–60	210–160	110–80	3,2–4,5	45–90	5–45
	Umiarkowanie chłodne	1800–1200	130–185	35–55	175–125	120–70	2,0–3,7	10–60	2–20
	Umiarkowanie ciepłe	1350–950	110–150	20–35	140–90	120–60	2,3–2,8	10–35	1–10

Ryc. 4.3. Piętra klimatyczne w Karpatach (wg Hessa 1965)

1991). Opady atmosferyczne maleją ku wschodowi. W Beskidzie Śląskim suma rocznych opadów wynosi średnio ponad 1400 mm, a w Bieszczadach 1000–1300 mm (Niedźwiedź, Obrębska-Starklowa 1991).

O rocznych sumach opadów decyduje pora letnia. Maksymalne dobowe sumy opadów pochodzą głównie z intensywnych deszczów rozlewnych, zdarzają się głównie w lipcu i czerwcu, i przekraczają 200 mm (Obrębska-Starklowa i in. 1995, Cebulak 1998–1999).

Krótkotrwałe deszcze o dużej wydajności i natężeniu występują od maja do października (głównie w maju), mają charakter lokalny i mogą osiągać maksymalne wartości rzędu 150 mm w ciągu dwóch godzin (9.07.1997, Beskid Wyspowy). Według E. Cebulak (1992) w strefie dolin Dunajca i Białej Dunajcowej zaznacza się wyraźna granica pomiędzy wschodnią i zachodnią częścią Karpat. Na tej linii kończy się zachodnia strefa przewagi maksymalnych opadów dobowych z deszczów rozlewnych oraz dużych kontrastów związanych z ekspozycją. Jest to region o największej zmienności opadów w dorzeczu górnej Wisły. Na wschód od linii Dunajca maksymalne opady dobowe pochodzą zarówno z deszczów rozlewnych, jak i krótkich lokalnych ulew, a średnie maksymalne opady dobowe mieszczą się w przedziale 30–50 mm.

L. Starkel (1986, 1996) wyróżnia trzy typy opadów, decydujące o rodzaju i natężeniu procesów stokowych i fluwialnych:

– krótkotrwałe lokalne ulewy (o natężeniach 1–3 $mm \cdot min^{-1}$), które uruchamiają intensywne spłukiwanie i spływy glebowe,
– opady rozlewne (150–400 mm w ciągu 2–5 dni), które prowadzą do tworzenia się osuwisk ziemnych, powodzi i przekształceń koryt rzecznych i akumulacji na równinach zalewowych,
– pory deszczowe o opadach miesięcznych 100–500 mm, które powodują głęboką infiltrację podłoża i powstawanie osuwisk skalnych.

Efektywność konkretnego opadu uzależniona jest od rzeźby terenu, stopnia pokrycia i utrwalenia stoków przez roślinność, od typu gleby i jej wilgotności w okresie bezpośrednio poprzedzającym wystąpienie procesu (Gerlach 1966, 1976, Gil 1976, 1986, 1999, Słupik 1978, 1981, 1986, Święchowicz 2002a, c).

O zasobach wodnych Karpat decyduje urozmaicona rzeźba terenu, niska przepuszczalność skał podłoża oraz stosunkowo wysokie opady (Dynowska 1972, 1995, Ziemońska 1973, Chowaniec 1998–1999). Rzeki karpackie zasilane z opadów, topnienia pokrywy śnieżnej i drenażu wód podziemnych charakteryzują się dużą zmiennością odpływu. Średni odpływ całkowity jest zróżnicowany od poniżej 40 $dm^3 \cdot s \cdot km^{-2}$ w Beskidzie Śląskim, do 30 $dm^3 \cdot s \cdot km^{-2}$ w Bieszczadach i 8–10 $dm^3 \cdot s \cdot km^{-2}$ na Pogórzu (Dynowska 1995). Odpływ podziemny, ze względu na niską wodonośność skał, jest niewielki i wynosi w Beskidach >10 $dm^3 \cdot s \cdot km^{-2}$, a na Pogórzu <2 $dm^3 \cdot s \cdot km^{-2}$ (Dynowska 1995, Chowaniec 1998–1999).

W Karpatach wyróżnia się dwa makroregiony różniące się całokształtem stosunków wodnych: zachodni i wschodni (Ziemońska 1973, Dobija 1981, Dynowska 1995). Makroregion zachodni obejmuje dorzecza na zachód od Dunajca i charakteryzuje się typem zasilania deszczowo-śnieżnego. Makroregion wschodni,

obejmuje dorzecza na wschód od Białej Tarnowskiej i charakteryzuje się typem zasilania śnieżno-deszczowego.

Reżim hydrologiczny rzek karpackich cechuje duża sezonowa oraz niewielka wieloletnia zmienność przepływów. Przepływy niskie występują w miesiącach jesienno-zimowych (IX–II), a przepływy wysokie w miesiącach wiosenno-letnich (III–VIII) (Chełmicki i in. 1998–1999). W zależności od rodzaju zasilania, zaznacza się regionalne zróżnicowanie wezbrań. W zachodniej części Karpat (w Beskidzie Śląskim i Żywieckim) w okresie wiosenno-letnim występują dwie kulminacje przepływu: wiosenna – z topnienia pokrywy śnieżnej i letnia – z deszczów (reżim pluwialno-niwalny). Pierwsza wyższa kulminacja przepływu (roztopowa) występuje z reguły w kwietniu, a druga niższa (opadowa) w czerwcu. Tylko Dunajec i Poprad charakteryzują się jednym wydłużonym okresem wezbraniowym, który jest wynikiem połączenia opóźnionych i długotrwałych roztopów w Tatrach oraz deszczowych wezbrań letnich. Ku wschodowi coraz słabiej zaznacza się letnia kulminacja opadowa. Rzeki położone na wschód od Białej Tarnowskiej charakteryzują się wysokim wiosennym wezbraniem roztopowym i drugorzędnym letnim wezbraniem opadowym (Dynowska 1972, 1995, Ziemońska 1973, Chełmicki i in. 1998–1999).

Wezbrania odznaczają się dużą różnorodnością wzrostu fali wezbrania i jej objętości, wysokości kulminacji oraz prędkości przemieszczania z biegiem rzeki. Wezbrania, pochodzące z topnienia pokrywy śnieżnej, zwykle nie przebiegają gwałtownie. Pokrywa śnieżna topnieje stopniowo, w stosunkowo długim okresie. Najpierw w kotlinach, następnie na pogórzach, a najpóźniej w szczytowych partiach gór. Wezbrania opadowe w drugiej połowie czerwca i w lipcu, spowodowane deszczami nawalnymi, mają niewielki zasięg. Wielkie wezbrania letnie z deszczów rozlewnych (trwających 3–5 dni) narastają powoli, ale obejmują zazwyczaj duże obszary. Sumy opadów mogą przekraczać 200 mm (zlewnie Soły, Skawy, Raby, Dunajca), >150 mm w zlewni Wisłoki i >100 mm w zlewni Sanu (Osuch 1991, Dynowska 1995, Punzet 1998–1999). Mimo że rozkład opadów podczas poszczególnych wezbrań jest zróżnicowany, to zazwyczaj sumy opadów w części zachodniej (łącznie ze zlewnią Dunajca) są większe niż we wschodniej części Karpat (Cebulak 1998–1999, Punzet 1998–1999). Dlatego rzeki zachodniej części Karpat (Soła, Skawa, Raba, Dunajec) mają znacznie większy wpływ na formowanie się fali wezbraniowej Wisły niż dopływy wschodniej części Karpat (Wisłoka, San). Wielkie katastrofalne wezbrania nie obejmują nigdy wszystkich karpackich dopływów Wisły (Punzet 1998–1999).

4.1.3. Szata roślinna i zmiany użytkowania ziemi w Karpatach

Karpaty należą do Prowincji Górskiej, Środkowoeuropejskiej, Podprowincji Karpackiej, tworząc dwa działy geobotaniczne: Karpaty Zachodnie po Przełęcz Łupkowską i Karpaty Wschodnie (Szafer 1977). Z uwagi na przejściowe cechy Beskidu Niskiego niektórzy wyznaczają granicę na Przełęczy Dukielskiej (Matuszkiewicz 1994).

W Karpatach wyróżnia się sześć pięter roślinnych (trzy najwyżej położone występują tylko lokalnie), których granice są zróżnicowane i leżą tym wyżej, im większa jest bezwzględna wysokość danego pasma oraz im większa jego masywność (tab. 4.1). W najniżej położonym piętrze pogórza, do 550 m n.p.m., dominującym zbiorowiskiem jest wielogatunkowy las liściasty – grąd.

Ponadto występuje tu bór mieszany oraz łęgi wierzbowo-topolowe, łęgi wiązowe i łęgi olchowo-jesionowe. Bardzo rozpowszechnione są na wpół naturalne zbiorowiska łąkowe związane z wypasem i koszeniem. W reglu dolnym do 1150 m n.p.m. dominującym zbiorowiskiem jest buczyna karpacka. Występuje tu również las jaworowy, bory świerkowe, świerkowo-jodłowe i jodłowe oraz torfowiska (Towpasz, Zemanek 1995). W ostatnim stuleciu wskutek ingerencji człowieka nastąpiły zmiany składu gatunkowego lasów odzwierciedlające się we wzroście udziału świerka i malejącym udziale jodły i buka. Ten ostatni ma 20-procentowy udział w lasach Karpat Zachodnich i 40-procentowy Karpat Wschodnich (Grodzińska, Szarek-Łukaszewska 1997). Znaczącą rolę pełnią łąki należące do zbiorowisk wtórnych. W reglu górnym dominującym zbiorowiskiem jest karpacki bór świerkowy. W obrębie tego piętra występują zbiorowiska z udziałem jawora, a także ziołorośla, zespoły źródliskowe, murawy naskalne oraz zbiorowiska antropogeniczne. W piętrze kosodrzewiny rosną i inne krzewy (porzeczka skalna, jarzębina zwyczajna), a także ziołorośla, borówczyska, murawy naskalne. W Bieszczadach zamiast kosodrzewiny występuje olsza zielona. Dla piętra alpejskiego (Babia Góra) najbardziej charakterystyczne są zespoły roślinne: murawowy, piargowy i wyleżyskowy.

Antropogeniczne przemiany roślinności są złożone co powoduje zmiany funkcjonowania całych układów ekologicznych, w tym przepływu energii, obiegu wody, wytwarzania i gromadzenia materii organicznej, krążenia substancji pokarmowych (Kornaś, Medwecka-Kornaś 2002).

Polskie Karpaty cechuje różnorodność zagospodarowania ziemi wynikająca ze zróżnicowania rzeźby oraz historii osadnictwa. Wyraża się to znacznym zróżnicowaniem warunków morfodynamicznych na obszarach położonych nawet blisko siebie (Bogacki, Starkel 1991). Wpływ człowieka na rzeźbę terenu, a w konsekwencji na zmiany warunków morfodynamicznych, wiąże się z zasiedlaniem polskich Karpat w neolicie, a potem w epoce brązu, żelaza i w średniowieczu. Wiele prehistorycznych form antropogenicznych, takich jak np.: kurhany, kamienne fortyfikacje czy wały ziemne, nadal pozostaje widocznych w krajobrazie. Trwałość tych form świadczy o małym natężeniu procesów morfogenetycznych w strefach spłaszczeń wierzchowinowych i stokowych (Pietrzak 2005).

Okres średniowieczny (XIII–XV w.), w którym powstało przetrwałe do dnia dzisiejszego osadnictwo, a gospodarka na trwale przemieniła krajobraz naturalny w krajobraz rolniczy, cechuje wytyczanie i oznaczanie granic widocznych do dnia dzisiejszego w krajobrazie (Pietrzak 2006). Są to granice antropogeniczne związane z różnym sposobem użytkowania ziemi. Dziedzictwem tego okresu jest zachowana do dziś sieć głównych skupisk osadniczych, przebieg dróg, układ gruntów, fragmentacja stoków i występowanie większych (reliktowych) kompleksów leśnych.

Tabela 4.1. Piętra roślinności w zestawieniu z piętrami gospodarczymi w różnych częściach Karpat; czcionka pogrubiona – główny obszar występowania, nazwa w nawiasach – oznacza rzadsze występowanie (wg Pawłowskiego 1977, Zarzyckiego, Głowacińskiego 1986, Guzika 1995)

Nazwa piętra roślinności	Nazwa piętra gospodarczego	Występowanie ważniejszych drzew i krzewów	Dolna i górna granica występowania [m n.p.m.]				
			Tatry	Babia Góra	Beskid Sądecki	Beskid Niski	Bieszczady
Piętro subniwalne (turniowe)	Piętro gospodarki pasterskiej		powyżej 2300				
Piętro alpejskie (halne)		sosna górska (kosodrzewina) (świerk pospolity, wierzba śląska)	2300–1800	powyżej 1650			
Piętro kosówki		**sosna górska (kosodrzewina), brzoza karpacka, wierzba śląska** limba, wawrzynek wilczełyko dziki bez koralowy, dziki bez czarny (świerk pospolity, jawor)	1800–1550	1650–1350			powyżej 1100 piętro wtórnych połonin
Piętro górnoreglowe	Piętro łąk kośnych [powyżej 1000 m n.p.m. udział użytków rolnych w ogólnej powierzchni Karpat wynosi poniżej 0,5%, w tym pastwiska stanowią 100%]	**świerk pospolity** modrzew europejski, limba, jawor, sosna górska, brzoza karpacka, wierzba iwa, wierzba śląska, wawrzynek wilczełyko, wiciokrzew czarny, dziki bez koralowy	1550–1250	1350–1150	powyżej 1100		
Piętro dolnoreglowe	Piętro uprawy owsa i ziemniaków [w strefie 1000–800 m n.p.m. udział użytków rolnych w ogólnej powierzchni Karpat wynosi 1,7%, w tym grunty orne i sady stanowią 62%, łąki 16%, pastwiska 22%, w strefie 800–600 m n.p.m. udział użytków rolnych w ogólnej powierzchni Karpat wynosi 7,3%, w tym grunty orne i sady stanowią 59%, łąki 18%, pastwiska 23%]	**jodła pospolita, buk zwyczajny, jawor** dąb szypułkowy, świerk pospolity, modrzew europejski, brzoza brodawkowata, olsza czarna, olsza szara, wiąz górski, jawor, jesion wyniosły, leszczyna, wierzba iwa, wierzba śląska, wierzba szara-łoza, wierzba purpurowa-wiklina, września pobrzeżna, wawrzynek wilczełyko, dziki bez koralowy, wiciokrzew czarny	1250–700	1150–550	1100–550	powyżej 600	1150–550
Piętro pogórza	Piętro uprawy żyta i pszenicy [w strefie 600–500 m n.p.m. udział użytków rolnych w ogólnej powierzchni Karpat wynosi 11%, w tym grunty orne i sady stanowią 60%, łąki 13%, pastwiska 27%, w strefie 500–400 m n.p.m. udział użytków rolnych w ogólnej powierzchni Karpat wynosi 16%, w tym grunty orne i sady stanowią 70%, łąki 8%, pastwiska 22%]	**sosna zwyczajna, brzoza brodawkowata, olsza czarna, grab pospolity, lipa szerokolistna, jawor** świerk pospolity, jodła pospolita, modrzew europejski, olsza szara, buk zwyczajny, dąb bezszypułkowy, wiąz górski, lipa drobnolistna, klon zwyczajny, klon polny, jesion wyniosły, leszczyna, wierzba iwa, wierzba szara-łoza, wierzba purpurowa-wiklina, września pobrzeżna, śliwa tarnina, wawrzynek wilczełyko, trzmielina zwyczajna, dereń świdwa, dziki bez koralowy, dziki bez czarny, wiciokrzew suchodrzew	poniżej 700	poniżej 550	poniżej 550	poniżej 600	poniżej 550

Napływ ludności wołoskiej w XV–XVII w. spowodował zakładanie wsi pasterskich i zagospodarowanie Bieszczadów i Beskidu Niskiego (Krygowski 1975). Konsekwencją przeludnienia (102 osoby·km^2) i pańszczyzny trwającej do 1848 r. było zwiększenie liczby małorolnych, bezrolnych, komorników i podział ziemi na drobne działki (Orłowicz 1919, Krygowski 1975). Podział gruntów spowodował fragmentację stoków na terenach wiejskich, przykładowo na Pogórzu Wiśnickim, od 100 do 110 działek·km^{-2} na przełomie XVIII i XIX w. (Pietrzak 2002). Na stopień degradacji gruntów rolnych wpłynął nadmierny wypas, a także liczne klęski elementarne, jak: gradobicia, deszczowo-powodziowe lata i mroźne zimy (Bujak 1908, Grodziski, Partyka 1980, Zdrada 1980). Wskutek niepewnej sytuacji politycznej nieliczni ziemianie zmienili system trójpolowy na cztero- i wielopolówkę, wprowadzając rośliny okopowe (Fras 2004). Przeludnienie wsi na przełomie XIX i XX w. spowodowało, że ludność wykorzystywała do uprawy wszystkie dostępne ziemie, na Podhalu nawet powyżej 1000 m n.p.m. Największe odlesienia w Karpatach miały miejsce w XVIII i XIX w. (Sokołowski 1923, Adamczyk 1978, Plit 2004, Pietrzak 2005). W Beskidach w 1787 r. udział powierzchni gruntów ornych był o 18% większy niż w 1980 r., natomiast o 20% zmniejszył się udział terenów leśnych (Soja 1988). Na obszarze Pogórza Wiśnickiego największy udział gruntów ornych przy najmniejszej lesistości miał miejsce w XIX w. (64% grunty orne, 15% lasy w 1820 r.) (Pietrzak 2002). J. Kukulak (2003) pisze o wylesieniu bieszczackiej zlewni Sanu, sięgającym aż 53% w 1868 r., podając dla porównania 22-procentowe wylesienie w końcu XVI w. Skupione osadnictwo typu feudalnego zreformowano w XIX w. (uwłaszczenie chłopów, rozwój kapitalistycznego folwarku, zmianę stosunków społeczno-własnościowych) wskutek czego nastąpił wzrost rozproszenia osadnictwa, powstanie nowych układów pól oraz zabudowy nowych parceli (Kiełczewska-Zaleska 1964). W XIX w. obszary zabudowane (zabudową wielkomiejską, zwartą i rozproszoną), tereny przemysłowe, komunikacyjne i nieużytki, zajmowały zaledwie ułamek procenta. Intensywna eksploatacja lasów oraz zwiększenie powierzchni gruntów ornych, dokonujące się w XVIII i XIX w., stworzyły dobre warunki dla wzrostu natężenia spłukiwania, erozji żłobinowej i wąwozowej, a w konsekwencji do agradacji rzek karpackich, której towarzyszyło wypłycanie się i wzrost szerokości koryt oraz często także dzielenie się nurtu na wiele odnóg (Klimek, Trafas 1972, Wyżga 1993a). Bezpośrednim impulsem do przyspieszenia procesów rzeźbotwórczych stały się prawdopodobnie zmiany klimatyczne małej epoki lodowej, wyrażające się zmiennością reżimu pluwialnego i większą częstością występowania ekstremalnych opadów (Twardosz 1999, 2000, Pietrzak 2000).

Po odzyskaniu przez Polskę niepodległości po I wojnie światowej głównym problemem terenów wiejskich było ogromne rozdrobnienie gruntów. Po II wojnie światowej postępował proces podziału gospodarstw, prowadząc do 10–30-procentowego przyrostu liczby działek (Stelmach i in. 1990). W końcu XX w. na Pogórzu Wiśnickim gospodarstwo indywidualne składało się z 5 działek o wielkości 0,68 ha, co dawało średnio wielkość 167 działek·km^{-2} (Pietrzak 2002). Na obszarach górskich rozdrobnienie gospodarstw, sterasowanie stoków oraz utworzenie

gęstej sieci dróg, miedz i zadrzewionych skarp spowodowało rozczłonkowanie stoków oraz powstanie lokalnych baz denudacyjnych na stokach o profilu schodkowym. Natomiast na pogórzach, gdzie poprzez całą długość stoku ciągnęły się pola uprawne (bez poprzecznych miedz granicznych), morfogenetycznym efektem długotrwałego gospodarowania są stoki o profilu prostym z podstokowymi równinami proluwialnymi. Liczne terasy rolne i miedze, powstałe na granicy historycznie przetrwałych działek rolnych, tworzą lokalne bazy denudacyjne, co sprzyja ciągłemu utrwalaniu form antropogenicznych i prowadzi do lokalnego zróżnicowania powierzchni podatnej na procesy erozyjno-denudacyjnie.

Od połowy XX w. nastąpił stały wzrost powierzchni leśnej i ubytek gruntów ornych. Wysiedlenie po II wojnie światowej ludności łemkowskiej i bojkowskiej z Beskidu Niskiego i Bieszczadów spowodowało, że znaczna część pól uprawnych została zamieniona w łąki i pastwiska lub zalesiona (Soja 1977, Lach 1993, Lach, Wyżga 2002). J. Kukulak (2003) podaje, że współcześnie zalesienie zlewni górnego Sanu sięga 80%. Dla Pogórza Wielickiego M. Drużkowski (1998) podaje, że charakterystyczną cechą ostatnich dekad XX w. jest pozostawianie pól odłogiem. Również w typowo rolniczym obszarze Pogórza Wielickiego odnotowano wzrost zalesienia do 27% i spadek areału gruntów ornych do 39% (Pietrzak 2002). A. Łajczak (2003), charakteryzując gospodarkę leśną Żywiecczyzny, pisze, że po trzebieży lasów zapoczątkowanej w 1840 r., już na początku XX w. nastąpiła systematyczna akcja zalesiania gór (w rejonie Pilska zalesienie wynosi obecnie 90%). J. Plit (2004) wskazuje jednak na konieczność ograniczania monokulturowych zalesień oraz pozostawianie zadrzewień i zakrzewień na pastwiskach, łąkach oraz miedzach, w celu optymalnego funkcjonowania środowiska przyrodniczego i zachowania bioróżnorodności. Zalesianie, wtórna sukcesja lasów i zarośli trawiasto-krzaczastych na dawne pola uprawne (ryc. 4.4) oraz zarastanie dróg polnych wskutek zaniechania użytkowania, ogranicza przemieszczanie materiału mineralnego na stokach oraz dostawę rumowiska do rzek.

Miasta w Karpatach zajmują powierzchnię 1447 km^2, czyli 7,4% powierzchni ogólnej (wg danych GUS 2018). W 2018 r. prawa miejskie posiadało 55 jednostek osadniczych, największe miasto – Bielsko-Biała – ma 171 tys. ludności (2018 r.), najmniejsze – Kołaczyce, Zakliczyn, Iwonicz – poniżej 2000 mieszkańców. Poziom urbanizacji Karpat jest znacznie niższy niż średnia w Polsce, gdyż miasta skupiają około 34% ludności (przy średniej dla Polski 62%). W Karpatach jest 1769 wsi, w tym 1039 na Pogórzu i 730 w Beskidach (Soja 2002). Karpaty zamieszkuje 7% ludności Polski, przy średniej gęstości zaludnienia 115 osób·km^2. Wielkość ta jest bardzo zróżnicowana, wynosząc od 200–400 osób·km^2 w strefach podmiejskich do kilku osób·km^2 na południowym wschodzie pasma (Górka 1995, Pietrzak 2002). W Karpatach obserwowane jest zajmowanie terenów pod różnego rodzaju inwestycje przemysłowe i urbanistyczne. Wzrost powierzchni tak zagospodarowanych gruntów w latach 2000–2005 wyniósł 1,7% i zlokalizowany był w kotlinach śródgórskich (rejon Żywca, Nowego Targu, Nowego Sącza, Gorlic, Jasła, Krosna, Leska) oraz na Pogórzu (rejon Bielska-Białej, Wieliczki, Bochni, Brzeska, Tarnowa). Atrakcyjność krajobrazowa i turystyczna terenu wpłynęła na

Ryc. 4.4. Wtórna sukcesja zarośli krzaczastych i lasów na pola uprawne w dolinie rzeki Tabor koło Rymanowa; linie drzew wyznaczają przebieg dawnych dróg polnych (fot. M. Pietrzak)

lokalizację budownictwa mieszkalnego, w tym rezydencjalnego, a także rozbudowę infrastruktury pod przedsięwzięcia biznesowe. Rozproszenie i zagęszczenie osadnictwa oraz ekspansja infrastruktury technicznej spowodowała zanik harmonijnie wpasowanego w środowisko geograficzne wiejskiego krajobrazu kulturowego i powstawanie obszarów znacząco przekształconych przez człowieka, w tym wielu narzuconych granic wpływających na obieg energii i materii (wały, nasypy, skarpy, płoty, estakady).

Struktura użytkowania ziemi w poszczególnych regionach fizycznogeograficznych jest bardzo zróżnicowana, co wynika z warunków klimatycznych, orografii, przemian historycznych i przede wszystkim zmian społeczno-ekonomicznych. Polityka regionalna i rolna odgrywają znaczącą rolę w kształtowaniu struktury agrarnej, wspierając rozwój nowych funkcji gospodarczych na wsi, wprowadzając programy rolno-środowiskowe, przyczyniając się do mobilności ludności oraz aktywności zawodowej (Bański 2013). Wielu mieszkańców regionu podejmuje pracę w usługach (turystyka, handel) czy lokalnie rozwijającym się przemyśle (drzewny), decydując się też na dojazdy do pracy do ośrodków miejskich położonych poza Karpatami (np. Kraków, Tarnów) lub na emigrację (Kozak, Kaim 2016).

W polskich Karpatach połowę obszaru zajmują użytki rolne (50,2%), na lasy przypada 36,8%, a udział pozostałych gruntów sięga 13% (*Bank Danych*... 2005). W strukturze użytków rolnych dominują grunty orne, które zajmują 31,5% ogółu powierzchni, udział łąk wynosi 11,7%, pastwisk 6,1%, sadów i ogrodów 0,8%. W latach 2000–2005 stwierdzono spadek udziału użytków rolnych o 2,1% (w tym gruntów ornych o 2,1%, sadów 0,3%, pastwisk 1,1%) pomimo wzrostu o 1,5% obszarów łąkowych. Badania zmian powierzchni lasów terenów górskich wykonywane w ramach projektu FORECOM wykazały następujące wartości lesistości w Karpatach: Pogórze Karpackie, część zachodnia 23%; Pogórze Karpackie, część wschodnia 35%; Beskidy, część zachodnia 55%; Beskidy, część wschodnia i Bieszczady do 72%; E – Tatry i Podhale 32% (Kozak, Kaim 2016). W przedziale czasowym 1860–2013 powierzchnia lasów wzrosła w największym stopniu w południowo-wschodniej części Karpat Polskich (z 35% do 72%), a w najmniejszym w zachodniej części Pogórza Karpackiego (z 15% do 23%) (Kozak, Kaim 2016). Współcześnie lasy karpackie, poza obszarami parków narodowych i rezerwatów, podlegają intensywnej eksploatacji (średnie pozyskanie drewna równe 4,62 $m^3 \cdot ha^{-1}$ jest znacząco wyższe w porównaniu do średniej Unii Europejskiej 3,3 $m^3 \cdot ha^{-1}$ w 2010 r.) (Affek i in. 2019). W pozyskiwaniu drewna w Lasach Państwowych duże zastosowanie ma ciężki sprzęt leśny (głównie skidery i ciągniki rolnicze), co implikuje powstanie wielu szlaków zrywkowych, w tym dróg biegnących równolegle, co wynika z trudności poruszania się ciężkim sprzętem po pierwotnie wyznaczonym szlaku. Drogi charakteryzują się nadmierną szerokością i niewłaściwym przebiegiem, gdyż część szlaków prowadzi bezpośrednio korytem potoku, co powoduje intensyfikację procesów erozji.

Z punktu widzenia przebiegu i efektów procesów rzeźbotwórczych istotne są programy rolno-środowiskowe (PROW 2014–2020). Programy te, będące jednym z instrumentów finansowych Wspólnej Polityki Rolnej Wspólnoty Europejskiej, są jako jedyne obowiązkowe dla wszystkich krajów członkowskich i pełnią kluczową rolę w realizacji planów ochrony przyrody oraz maksymalizowania pozytywnych efektów działalności rolniczej. W marcu 2019 r. przestał obowiązywać program rolnośrodowiskowy, a jego realizacja kontynuowana jest w ramach działania rolno-środowiskowo-klimatycznego. Racjonalizacja programu jest ważna z punktu widzenia przekształceń rzeźby i krajobrazu, gdyż nastąpiły zmiany procentowego udziału upraw na gruntach ornych oraz zasadniczo ograniczono tworzenie i rozbudowę istniejących urządzeń melioracji wodnych. Przykładowo stosowanie międzyplonów skutkuje podniesieniem zawartości próchnicy w glebie, poprawę jej właściwości, ograniczenie procesów spłukiwania, natomiast właściwe zabiegi melioracyjne wpływają na dostosowanie poziomu wód do wymogów siedliskowych chronionych gatunków. System produkcji rolniczej przyjaznej dla środowiska obejmuje między innymi zachowanie bioróżnorodności wskutek zapewnienia ciągłości rolniczego użytkowania ziemi, kontynuacji tradycyjnych form użytkowania rolniczego (w tym dopłat za miedze i poszatkowane pola), promowania niskonakładowego rolnictwa, ochrony przez rolników walorów środowiska przyrodniczego i zasobów kultury lokalnej. Do ważnych działań należą: zamiany

gruntów ornych na użytki zielone, utrzymanie użytków zielonych w dolinach i na zboczach podatnych na erozję, zagospodarowanie ziem porzuconych tam, gdzie jest to potrzebne z przyczyn ekologicznych, ekstensyfikacja użytkowania łąk kośnych (umiarkowany wypas, rotacyjne odłogowanie). Polityka rolna wprowadzająca programy rolno-środowiskowe ma na celu wspieranie wielofunkcyjności rolnictwa i zróżnicowanie produkcji (Bański 2013). Mimo to rolnictwo staje się coraz mniej istotną gałęzią lokalnej gospodarki w Karpatach. Nastąpiło zmniejszenie zainteresowania rolników produkcją rolną i rolniczym zagospodarowaniem ziemi.

W Karpatach w województwie małopolskim i podkarpackim obserwuje się deproduktywizację i narastanie tendencji recesywnych w rolnictwie. Do cech tego zjawiska należy porzucanie części ziemi rolniczej lub całkowite porzucenie produkcji rolniczej, a także zaniechanie utrzymywania w gospodarstwach tzw. dużych zwierząt gospodarskich. W związku z likwidacją chowu inwentarza trawożernego bezużyteczne stały się (dla tych gospodarstw) użytki zielone, które po porzuceniu ulegają zakrzaczeniu, z czasem samoistnemu zalesianiu, w konsekwencji powodując zmniejszanie się bioróżnorodności i zmiany w krajobrazie kulturowym (Musiał 2018). Obszary porzucone stanowią średnio 14% użytków rolnych w Karpatach, jednakże wartości wyliczone dla poszczególnych obszarów badawczych wynoszą od 2% do 39% (Kozak, Kaim 2016). Znacznym udziałem ugorów cechują się tereny województwa podkarpackiego, gdzie na 194 jednostki terytorialne aż w 40 ich udział w powierzchni gruntów ornych przekraczał 30%, a w skrajnych przypadkach nawet 50% (Głębocki 2014).

4.2. Procesy geomorfologiczne współcześnie kształtujące rzeźbę stoków Karpat

W Karpatach można wyróżnić dwa zasadnicze piętra morfogenetyczne oddzielone górną granicą lasu: fluwialno-denudacyjne – leśne i ponad nim krioniwalne – bezleśne (Kotarba, Starkel 1972, Izmaiłow i in. 1995). Piętra te charakteryzują się odmiennymi zespołami procesów geomorfologicznych i ich zróżnicowanym natężeniem. W piętrze leśnym w jego wyższej części przeważa wietrzenie chemiczne, denudacja chemiczna związana ze spływem śródpokrywowym, sufozja, erozja linijna, a na obszarach fliszowych również ruchy osuwiskowe. W niższej części piętra leśnego wyraźnie zaznaczają się skutki działalności człowieka oraz wzrost natężenia spłukiwania, erozji linijnej i wzrost transportu fluwialnego w rzekach. Powyżej górnej granicy lasu ma miejsce intensywne wietrzenie mrozowe, procesy niwacyjne, deflacja, spełzywanie i działalność lodu włóknistego. W piętrze tym mogą zachodzić też spływy gruzowe i lawiny, które modyfikują przebieg granicy lasu, zwłaszcza na stromych stokach (Łajczak, Migoń 2007, Czajka i in. 2015, Łajczak, Czajka 2016). W omawianej części Karpat piętro krioniwalne położone powyżej górnej granicy lasu obejmuje niewielkie obszary, przede wszystkim masyw Babiej Góry (1725 m n.p.m.), kopułę Pilska (1557 m n.p.m.) oraz najwyższe partie połonin w Bieszczadach (Tarnica – 1346 m n.p.m.). Obszary położone

wyżej, w tym powyżej górnej granicy lasu cechują się wyższą georóżnorodnością w porównaniu do obszarów niżej leżących (Zwoliński 2009, 2010). Piętra morfogenetyczne nie są stabilne, ulegały bowiem wahaniom u schyłku glacjału i w holocenie (Kotarba, Starkel 1972).

Głównym czynnikiem morfogenetycznym w istotny sposób wpływającym na tempo i przebieg procesów kształtujących rzeźbę Karpat fliszowych, odróżniającym okres współczesny od poprzednich faz holoceńskiego cyklu rozwoju rzeźby, jest zwiększona antropopresja. Wylesianie, intensyfikacja rolnictwa, eksploatacja surowców skalnych i zabudowa stoków wraz z rozbudową infrastruktury komunikacyjnej oraz regulacja koryt cieków i budowa zbiorników retencyjnych spowodowały, że w stosunku do wcześniejszych etapów rozwoju rzeźby Beskidów, w ciągu ostatnich 200 lat nastąpiła istotna zmiana udziału poszczególnych procesów geomorfologicznych w kształtowaniu rzeźby. Zwiększenie w tym okresie powierzchni użytków rolnych wywołało niewystępujący wcześniej znaczny wzrost natężenia procesów spłukiwania oraz deflacji. Spowodowało to intensywną dostawę materiału ze stoków i silną agradację w dolinach rzecznych. Z kolei rozwijana współcześnie nadmierna eksploatacja żwirowisk do celów gospodarczych powoduje wcinanie się rzek w podłoże (Wyżga, Lach 2002, Wyżga i in. 2013). Obciążanie stoków wadliwie posadowioną infrastrukturą komunikacyjną czy mieszkalną może być też przyczyną powstawania powierzchniowych ruchów masowych (Ziętara 1969, Chowaniec, Wójcik 2012, Graniczny i in. 2012, Wójcik, Wojciechowski 2016, Laskowicz, Mrozek, 2019). Ruchy masowe są inicjowane także w strefie abrazyjnej zbiorników zaporowych (Ziętara 1992, 1994, Bajgier 1992, Perski i in. 2019).

Największą siłę sprawczą we współczesnym przekształcaniu rzeźby Karpat, mają zdarzenia ekstremalne, jakimi są ulewne lub rozlewne opady, gwałtowne roztopy, w czasie których następuje przekroczenie wartości progowych i zapoczątkowanie procesów o dużej zdolności morfotwórczej (4.5A). Częste przekraczanie wartości progowych w krótkich odcinkach czasu prowadzi do zmiany kierunku ewolucji rzeźby (Starkel 1996, 2008). Jednakże antropogeniczne przekształcenie Karpat powoduje, że różne procesy geomorfologiczne mogą odgrywać główną rolę we współczesnej transformacji rzeźby gór, gdyż ich natężenie i skutki działania są często stymulowane działalnością człowieka.

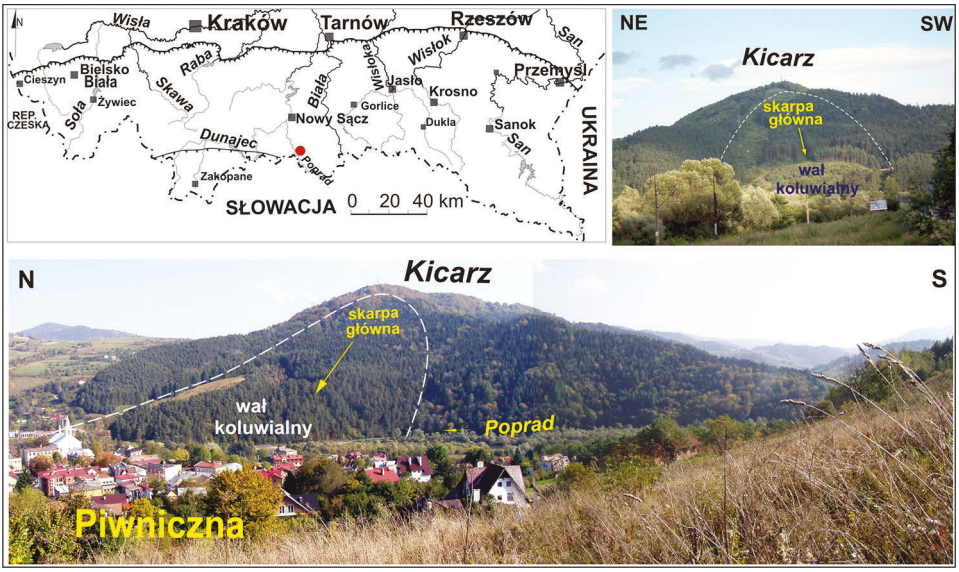
4.2.1. Wpływ ruchów masowych na współczesną ewolucję rzeźby Karpat Zewnętrznych i Podhala

4.2.1.1. Wprowadzenie

Powierzchniowe ruchy masowe w Karpatach Zewnętrznych i na Podhalu zbudowanych z utworów fliszowych są procesem powszechnym. Przemieszczeniom grawitacyjnym ulegają tu zarówno skały podłoża, jak i utwory pokrywowe na stokach (ryc. 4.5–4.7; Łoziński 1909, Śliwa, Wilk 1954, Kleczkowski 1955, Starkel 1960, Gerlach 1966, Ziętara 1968, 1988, Bober 1984, Kotarba 1986, Bajgier

1993, Wójcik 1997, Zabuski i in. 1999, Rączkowska i in. 2012, Chowaniec, Wójcik 2012, Wojciechowski 2019).

Analiza form rzeźby wskazuje, że ruchy masowe w istotny sposób wpływają na przekształcanie stoków Karpat fliszowych. W niektórych rejonach górskich są one wręcz procesem dominującym w transformacji rzeźby, zajmując niekiedy 30–40% powierzchni stoków (Starkel 1960, Alexandrowicz 1978, Kotarba 1986, Ziętara 1988). Znacząca liczba ponad 50 000 form osuwiskowych zarejestrowanych dotychczas w polskich Karpatach (szczególnie w ramach realizacji programu SOPO – System Osłony Przeciwosuwiskowej – zob. Wójcik, Wojciechowski 2017, Wojciechowski 2019) wskazuje, że w wielu partiach gór ruchy masowe odgrywają dominującą rolę wśród procesów geomorfologicznych (Bober 1984, Poprawa, Rączkowski 2003, Rączkowska i in. 2012, Wojciechowski 2019). Widoczne w krajobrazie Karpat fliszowych charakterystyczne kształty stoków (stoki wklęsłe, wypukłe, rowy rozpadlinowe na grzbietach) oraz elementy rzeźby związane z ruchami masowymi (ściany skalne, formy skałkowe, rumowiska) wskazują na istotną rolę ruchów masowych w transformacji rzeźby gór (ryc. 4.5–4.7) (Starkel 1960, 1979, Ziętara 1968, Alexandrowicz 1978, Kotarba 1986, Margielewski, Alexandrowicz 2004, Alexandrowicz, Margielewski 2010). Jednakże tak wyraziste formy rzeźby osuwiskowej są zazwyczaj związane ze starszymi etapami morfogenezy. Wykonane dotychczas datowania radiowęglowe osuwisk karpackich wskazują bowiem, że rozległe osuwiska tworzyły się głównie w trakcie



Ryc. 4.5. Przykład wielkoskalowego przemodelowania stoku przez ruchy masowe w czasach współczesnych (Nowalnicki 1976, Łajczak i in. 2014; fot. W. Margielewski)
Osuwisko na Kicarzu (Beskid Sądecki), którego koluwia spowodowały w 1813 r. spiętrzenie wód Popradu i powstanie rozległego jeziora zaporowego

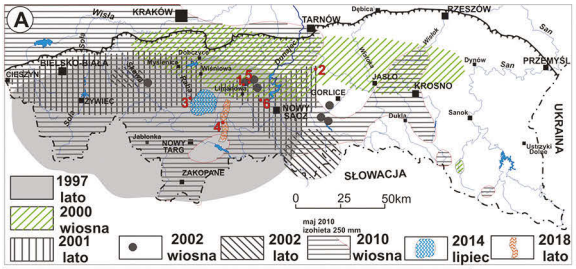
wilgotnych faz późnego glacjału i holocenu (Starkel 1966, 1995, 1997, Gil i in. 1974, Alexandrowicz 1996, 1997, Margielewski 1998, 2000, 2006, 2018, Wójcik, 2019).

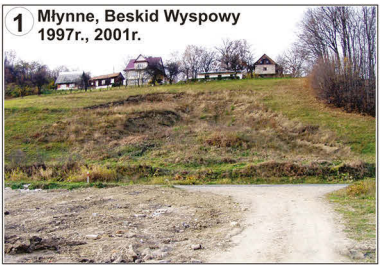
4.2.1.2. Typy przemieszczeń grawitacyjnych

Podstawowymi typami ruchów masowych występujących w Karpatach są: osuwanie translacyjne, rotacyjne i złożone (będące kombinacją dwóch poprzednich typów zsuwów) oraz obrywanie, przechylanie, rozsuwanie boczne, spływ (Dikau i in. red. 1996, Zabuski i in. 1999, Margielewski 2009). Różne typy ruchów masowych mogą zachodzić w materiale skalnym, ziemnym (w tym w zwietrzelinie, osadach aluwialnych, glebach, materiale nasypowym) oraz gruzowym (rumoszowym), jak też mieszanym, np. skalno-zwietrzelinowym (Dikau i in. 1996). Rzadziej występują spływy gruzowe i gruzowo-błotne (ryc. 4.6; Poprawa, Rączkowski 1998, Gorczyca 2004, Gębica i in. 2019).

Ruchy masowe w Karpatach są zróżnicowane typologicznie (Starkel 1960, Ziętara 1969, Bober 1984, Zabuski i in. 1999, Margielewski 2004, 2009). Badania nad współczesnymi osuwiskami tworzącymi się wskutek oddziaływania ekstremalnych opadów wskazują, że najczęściej przemieszczenia grawitacyjne występują w obrębie pokryw stokowych, a więc w materiale jednorodnym (ryc. 4.6 – fot. 1–2; Stecki 1934, Jakubowski 1964, Ziętara 1968, 1972, Poprawa, Rączkowski 1998, 1999, Mrozek i in. 2000, Gorczyca 2004). Są one zazwyczaj płytkimi osuwiskami ścięciowymi, rotacyjnymi, o wklęsłocylindrycznej powierzchni poślizgu. Mogą powstawać jako formy pojedyncze, wielokrotne lub sukcesyjne. Jakkolwiek ze względu na rodzaj przemieszczanego materiału są one często nazywane osuwiskami zwietrzelinowymi (Jakubowski 1964, 1965, 1968, Ziętara 1968, 2005, Gorczyca 2004), mogą powstawać również w innych utworach nieskonsolidowanych, np. w aluwiach (ryc. 4.6 – fot. 3), utworach soliflukcyjnych, lessowych, w obrębie teras rolnych (Starkel 1960, Gerlach 1966). Przemieszczeniom rotacyjnym ulegają także detrytyczne koluwia osuwisk, których materiał również jest jednorodny. Przemieszczenie pokryw stokowych następujące po powierzchni poślizgu utworzonej na granicy zwietrzelina–skały podłoża może mieć już charakter translacyjny i zachodzić po płaskiej powierzchni poślizgu (Bober 1984). Podczas szczególnie ulewnych opadów powodujących przesycenie wodą pokryw stokowych, w efekcie częściowego upłynnienia osadów, obserwowane były spływy błotne lub gruzowo-błotne (ryc. 4.6 – fot. 4; German 1998, Poprawa, Rączkowski 1998, Gorczyca 2004, Gębica i in. 2019). Analogiczne spływy przekształcają też dolne partie rumoszowych koluwiów starszych osuwisk (Ziętara 1999).

Innym typem współcześnie występujących przemieszczeń grawitacyjnych są osuwiska skalne, obejmujące zasięgiem skały podłoża. Najczęściej występujące w Karpatach płytkie ruchy masowe w obrębie materiału skalnego lub skalno-zwietrzelinowego są przemieszczeniami translacyjnymi po powierzchniach ławic (osuwiska konsekwentno-ześlizgowe) lub spękań bądź uskoków (osuwiska konsekwentno-szczelinowe). Tego typu osuwiska przemieszczane wzdłuż naturalnych powierzchni geologicznych zwane są strukturalnymi (fot. 5, 6c na ryc.


A
KRAKÓW
TARNÓW
RZESZÓW
PRZEMYŚL
JASŁO
KROSNO
GORLICE
NOWY SĄCZ
NOWY TARG
ZAKOPANE
BIELSKO-BIAŁA
CHEŁMEK
RYBNIK
SŁOWACJA
UKRAINA
1997 lato
2000 wiosna
2001 lato
2002 wiosna
2002 lato
2010 wiosna
2014 lipiec
2018 lato
0 25 50km


1
Młynne, Beskid Wyspowy
1997r., 2001r.

2
Gromnik-Tursko, Pogórze Ciężkowickie
2001r.
Biała

3
Kasinka Mała, Beskid Wyspowy
1997r, 2001, 2010 r.
Raba
Mszanka

4
Jamne, Ochotnica Górna, Gorce
18.07. 2018r.

5
Kamionka Mała, Beskid Wyspowy, 09.07.1997 r.

6
a
Kłodne, Beskid Wyspowy, 06.2010 r.

b

c

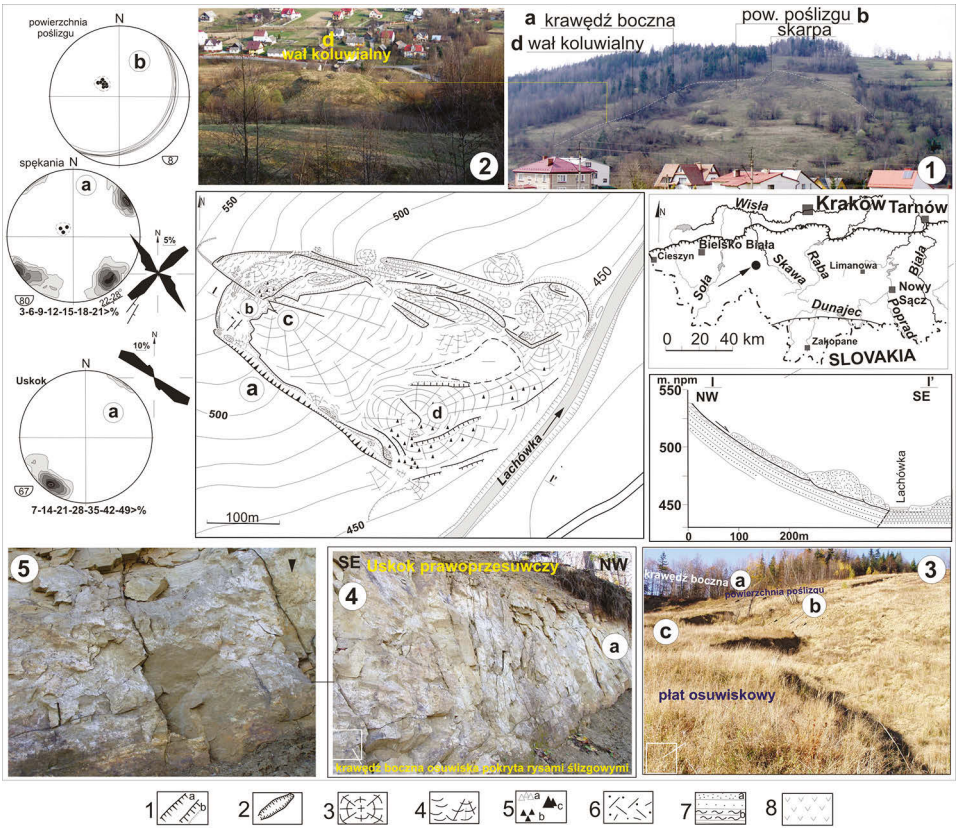
4.6, ryc. 4.7; Kleczkowski 1955, Ziętara 1968, Bober 1984, Zabuski i in. 1999, Grabowski i in. 2008), aczkolwiek nomenklatura zarezerwowana dla charakterystyki osuwisk strukturalnych często była dotychczas nadużywana w odniesieniu do Karpat (zob. Margielewski 2009).

Głębokie, skalne osuwiska, w których głębokość posadowienia płaszczyzny poślizgu przekracza 30 m (Hutchinson 1995), były w ciągu ostatnich 200 lat rejestrowane bardzo sporadycznie (ryc. 4.5; Zuber, Blauth 1907, Sawicki 1917, Nowalnicki 1976). Zazwyczaj były one złożone z kilku typów przemieszczeń grawitacyjnych, często z dominacją przemieszczeń rotacyjnych.

Proces spełzywania w Karpatach występuje głównie w obrębie utworów pokrywowych, zwłaszcza zwietrzeliny zalegającej na nieprzepuszczalnym podłożu i pokrytej roślinnością trawiastą (Starkel 1960, 1972, Gerlach 1966, Jakubowski 1966, Lach, Ziętara 1989). Są to powolne przemieszczenia, aczkolwiek rejestrowano wzrost zasięgu powierzchniowego i tempa spełzywania w trakcie wystąpienia ekstremalnych opadów. Niekiedy, podczas ostrych zim, występowało także soliflukcyjne przemieszczanie cienkich warstw materiału pokrywowego po przemarzniętym podłożu, opisywane z terenu Pogórza (Starkel 1960, 1972).

Powszechnym zjawiskiem rejestrowanym w trakcie intensywnych opadów jest odmładzanie osuwisk kolejnymi generacjami ruchów masowych (Starkel 1960, Ziętara 1964, 1968, Jakubowski 1974, Bober i in. 1977, Bajgier-Kowalska, Ziętara 2002, Rączkowski, Mrozek 2002, Chowaniec, Wójcik 2012). Wskutek odprężenia spowodowanego ubytkiem masy skalnej, wzdłuż kierunków anizotropii strukturalnej powstają systemy szczelin, zmienia się charakter krążenia wód w skałach, następuje wgłębny rozwój procesów wietrzennych. Tak osłabione fragmenty masywów skalnych są więc z natury bardziej podatne na przemieszczenia grawitacyjne. W tych strefach, wcześniej przekształcanych przez ruchy masowe, powstają kolejne, młodsze generacje przemieszczeń grawitacyjnych, prowadzące do sukcesyjnego rozwoju stref osuwiskowych. Młodsze ruchy masowe powodują niekiedy całkowite niszczenie starych osuwisk lub znaczną transformację ich powierzchni (ryc. 4.14A, 4.15A–B; Starkel 1960, Ziętara 1964, Margielewski 1994, 2004, 2008). Tak następująca propagacja (sukcesja) ruchów masowych w obrębie

Ryc. 4.6. A – występowanie i zasięg rozlewnych (i wybranych nawalnych) opadów, powodujących wezbrania powodziowe i aktywizację ruchów masowych w Karpatach, w okresie 1997-2018 (Poprawa, Rączkowski 2003, uzupełnione: Lach 2002, Margielewski 2002, Cebulak i in. 2011, Bryndal i in. 2017; Gębica i in. 2019), wraz z przykładami płytkich osuwisk z określeniem czasu ich powstania i odmładzania
1–2 – osuwiska rotacyjne powstałe w utworach stokowych (zwietrzelinowych) wskutek przeciążania wodą opadową, 3 – osuwisko rotacyjne powstałe w utworach aluwialnych, 4 – spływ gruzowo-błotny powstały po gwałtownych opadach w 2018 r., 5–6 – osuwiska skalne, translacyjne („strukturalne") o przemieszczeniach zachodzących po powierzchniach uławicenia: 5 – katastrofalne w skutkach niewielkie osuwiska w Kamionce Małej w Beskidzie Wyspowym powstałe na zboczach doliny Łososiny w 1997 r. – wskutek uszkodzenia domu śmierć poniosła 1 osoba (stan na rok 2000), 6 – osuwisko w Kłodnem powstałe w 2010 r., które zniszczyło liczne zabudowania i spowodowało istotne przekształcenia rzeźby terenu (stan na rok powstania osuwiska); fot. a i b prezentuje rozległy wał osuwiskowy, na fot. c widoczna jest powierzchnia uławicenia będąca powierzchnią poślizgu osuwiska (fot. 1–3 i 5–6 – W. Margielewski, fot. 4 – P. Franczak)



Ryc. 4.7. Osuwisko skalne, translacyjne w Lachowicach, powstałe w 2001 r. (Oszczypko i in. 2002, Rączkowski 2007, Margielewski 2009)

Na zdjęciach u góry: 1 – 2 – stan osuwiska w roku 2009, z charakterystycznym wysokim nabrzmieniem koluwialnym (d) wyraźnie zaznaczającym się w rzeźbie, 3 – powierzchnia poślizgu i płat osuwiskowy odsłaniające się w górnych partiach osuwiska, 4 – wysoka skarpa boczna osuwiska powstała wzdłuż uskoku prawoprzesuwczego, z wyraźnymi lustrami tektonicznymi (5). Objaśnienia sygnatur: 1 – skarpy (a – skaliste, b – zapełznięte), 2 – rowy rozpadlinowe, 3 – wały koluwialne, 4 – złaziska i jęzory koluwialne, 5 – rumowiska (a), blokowiska (b), pakiety skalne (c), 6 – materiał koluwialny (na przekrojach), 7 – piaskowce (a) i łupki (b) na przekrojach, 8 – pokrywy zwietrzelinowe. Spękania na diagramach konturowych (projekcja biegunów na dolną półkulę, interwały izolinii i ilość pomiarów obok każdego z diagramów) i kierunkowym, położenie warstw i płaszczyzna poślizgu na diagramie punktowym i kołowym (projekcja na dolną półkulę). Plan osuwiska za W. Margielewskim (2009) (fot. W. Margielewski)

stref osuwiskowych może powodować stopniowe poszerzanie dolin rzecznych lub formowanie dolinek bocznych dopływów głównych cieków (ryc. 4.14B; Kotarba 1986).

Odmładzanie osuwisk przez ruchy masowe zachodzi również w obrębie ich detrytycznych koluwiów. Mogą tu bowiem uaktywniać się wtórne ruchy masowe

Ryc. 4.8. Stożek torrencjalny utworzony po ulewie w lipcu 1997 r. k. Laskowej w dolinie Łososiny (fot. P. Gębica)

Ryc. 4.9. Efekt przejścia kolejnej fali powodziowej w lipcu 1998 r. pogłębiającej i poszerzającej koryto potoku Iwkowskiego (fot. L. Starkel)

Ryc. 4.10. Przekształcenie koryta roztokowego potoku Budzowskiego (dopływu Skawy) po powodzi w lipcu 2001 r. (fot. L. Starkel)

o typie przemieszczeń rotacyjnych lub spływów gruzowo-błotnych. Szczegółowe badania niektórych form osuwiskowych wskazują na chroniczność ich rozwoju, przy czym wielkość przemieszczeń grawitacyjnych w ich obrębie wzrasta w trakcie opadów (Dauksza, Kotarba 1973, Gil, Kotarba 1977, Krąpiec, Margielewski 2000, Zabuski 2004).

4.2.1.3. Wpływ budowy geologicznej i czynników zewnętrznych na przebieg ruchów masowych

Istotna dla rozwoju osuwisk karpackich jest budowa geologiczna, która determinuje nierównomierność występowania ruchów masowych w Karpatach. Rozwój osuwisk powstających w utworach pokrywowych związany jest z miąższością i charakterem wykształcenia pokryw stokowych, zaś form skalnych – głównie z wykształceniem litologiczno-facjalnym skał, z których są zbudowane masywy skalne, ich anizotropią tektoniczną. Zazwyczaj uważa się, że najbardziej podatne na osuwanie są wychodnie ogniw łupkowych i piaskowcowo-łupkowych, jak również ogniwa o dużym udziale piaskowców, szczególnie zaś, gdy spękane lub pocięte dyslokacjami piaskowce podścielone są skałami podatnymi (Ziętara 1968, Ziętara, Jakubska 1983, Bober 1984, Margielewski 1997, Wójcik 1997, Długosz 2011). Istotną rolę w rozwoju ruchów masowych odgrywają także tzw. kompleksy chaotyczne (sensu Jankowski 2007): powstałe bądź to na etapie basenowym (olistostromy), bądź w trakcie tektogenezy Karpat (melanże tektoniczne) (Jankowski 2015). Kompleksy chaotyczne podścielające utwory piaskowcowo-łupkowe w istotny sposób sprzyjają uruchamianiu

Ryc. 4.11. Powódź na równinie zalewowej Uszwicy w Lipnicy Murowanej w lipcu 1997 r. (fot. archiw. UG)

wyższych partii zboczy i przemieszczeniom grawitacyjnym (Jankowski, Margielewski 2014).

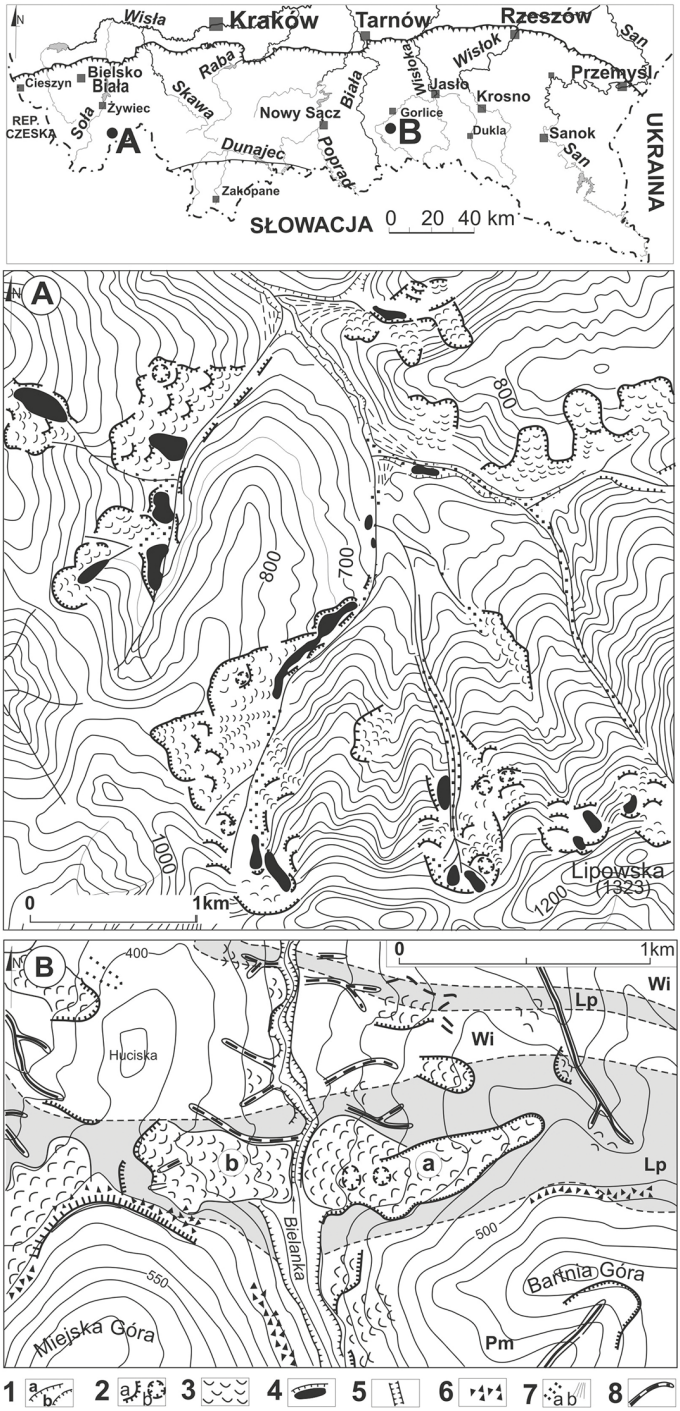
Intensyfikacja ruchów masowych obserwowana jest też w obrębie stoków krawędziowych, o rozwoju uwarunkowanym tektonicznie (czoła nasunięć) bądź litologicznie (zróżnicowanie odporności skał – Starkel 1960, Bober 1984, Bajgier 1994, niejednokrotnie także związane z kontaktem o charakterze tektonicznym – Jankowski, Margielewski 2014). Podejmowane dotychczas próby regionalizacji ruchów masowych w Karpatach wskazują na znaczne zróżnicowanie podatności na osuwanie obserwowane nawet w obrębie poszczególnych jednostek geologicznych (Oszczypko 1971, Jakubowski 1974, Bober 1984, Ziętara 1988, Zabuski i in. 1999, Długosz 2011). Jednakże należy zwrócić uwagę, że dotychczas niejednokrotnie związek ruchów masowych z budową geologiczną charakteryzowany był zbyt schematycznie i zazwyczaj powierzchownie, bez uwzględnienia rzeczywistego związku ruchów masowych z tektoniką masywów skalnych (Zabuski i in. 1999, Długosz 2011).

Intensyfikacja powierzchniowych ruchów masowych modelujących rzeźbę Karpat fliszowych związana jest z oddziaływaniem czynników zewnętrznych, jakimi są ekstremalne opady, wstrząsy sejsmiczne oraz działalność człowieka.

Krótkotrwałe opady o dużym natężeniu, wysokie opady rozlewne czy gwałtowne roztopy, mogą powodować przekroczenie wartości progowych procesów grawitacyjnych, prowadząc do uaktywniania ruchów masowych (Ziętara 1968, 2002, Gil, Starkel 1979, Starkel 1986, 1996, 2002, 2003b, Gil 1997). Zazwyczaj

Ryc. 4.12. Eksploatacja piaskowca magurskiego (fakcja mikowa) w części zachodniej Osielca (wrzesień 2019) (fot. M. Pietrzak)
Wielkość terenu górniczego to 143,56 ha, a obszaru górniczego 31,41 ha. Pozostałość z wydobycia składowana jest na hałdach zlokalizowanych na terenie kamieniołomu

Ryc. 4.13. Eksploatacja złóż piasków i żwirów w Trzcianie koło Dukli (wrzesień 2019) (fot. M. Pietrzak)
W dolinie Jasiołki na obszarze długości 2,14 km, na lewym brzegu rzeki, kruszywa wydobywane są metodą przemysłową. Po eksploatacji piasku i żwiru powstają wyrobiska zalane wodami powierzchniowymi i wypełnione wodami podziemnymi



Ryc. 4.14. Osuwiska związane z systemami lejów źródłowych (A) i dolin rzecznych (B)
A – osuwiska w obrębie leja źródłowego Żabnicy (Beskid Żywiecki), odnowione po ulewach w 1958 i 1960 r. (Ziętara 1968), B – czynne (permanentne) osuwiska strefy Pogórza okolic Szymbarku (Beskid Niski), zaciskające z dwóch stron dolinę potoku Bielanka (osuwiska a–b: Pm – piaskowce magurskie, Lp – łupki pstre, Wi – warstwy inoceramowe; Gil, Kotarba 1977, Kotarba 1986). Objaśnienia sygnatur: 1 – skarpy osuwisk (a – mające wyraźną rzeźbę, b – zapełznięte), 2 – stopnie osuwiskowe (a), zagłębienia bezodpływowe (b), 3 – koluwia osuwisk (bez rozróżniania poszczególnych elementów), 4 – osuwiska powstałe lub odmłodzone w trakcie ulew 1958–1960 (lej źródłowy Żabnicy), 5 – doliny przełomowe (Bielanka), 6 – rumowiska skalne na stokach, 7 – a – rumowiska deponowane w obrębie den dolin w trakcie powodzi, b – stożki napływowe, 8 – płaskodenne parowy

trudno jest jednak wyznaczyć uniwersalne wartości progowe opadu inicjującego powstawanie ruchów masowych na stokach, gdyż jest on limitowany podatnością systemu stokowego na oddziaływanie bodźca opadowego. Badania na doświadczalnych stokach osuwiskowych w Stacji IGiPZ PAN w Szymbarku w Beskidzie Niskim wskazują, że na stokach powstałych w łupkach i kompleksach piaskowcowo-łupkowych tworzenie osuwisk obserwuje się w trakcie opadów o wysokości ponad 250–300 mm i czasie trwania 20–45 dni poprzedzających ruch i średnim natężeniu nieprzekraczającym 0,025 mm·min^{-1} (Gil 1997). W przypadku fliszu piaskowcowego opady te wynoszą 400–550 mm w czasie 20–40 dni, ale jednocześnie wraz z wystąpieniem opadu o wysokości około 250 mm w ostatniej fazie opadu (5–6 dni). Według L. Starkla (1996) opady rozlewne o wysokości 150–400 mm w ciągu 2–5 dni prowadzą do powstania osuwisk ziemnych i zwietrzelinowych, zaś długotrwałe okresy opadowe o sumach miesięcznych 100–500 mm uruchamiają głębokie osuwiska.

Takie warunki pluwialne były rejestrowane w okresach poprzedzających powstanie największych w polskich Karpatach fliszowych skalnych form osuwiskowych, utworzonych na początku XX w. w Duszatynie (Schramm 1925) i w Szymbarku (Sawicki 1917). Powstanie głębokiego, skalnego osuwiska w Duszatynie (Bieszczady Zachodnie) w kwietniu 1907 r. poprzedziły zarówno wysokie opady w roku poprzednim (ich suma w 1906 r. wyniosła na tym obszarze 1474 mm), jak intensywne opady w ciągu 4 miesięcy bezpośrednio poprzedzających powstanie osuwiska (łącznie 371 mm; Starkel 1997). Z kolei ulewne deszcze rejestrowane na obszarze Beskidu Sądeckiego, Niskiego i w strefie pogórzy w miesiącach letnich (czerwiec–sierpień) 1913 r., o sumach wynoszących 450–900 mm i dużej intensywności dochodzącej nawet do 50–100 mm w ciągu kilku dni (Starkel 1997, Gil 2014), spowodowały utworzenie się kilku osuwisk w tych regionach Karpat (Sawicki 1917). Jednym z nich było rozległe osuwisko (42,8 ha) powstałe na przełomie sierpnia i września 1913 r. w Szymbarku (w dolinie Szklarki) w Beskidzie Niskim.

Krótkotrwałe, intensywne opady o sumach dobowych przekraczających 100 mm i niewielkim zasięgu, mogą powodować katastrofalne wezbrania powodziowe, jak też inicjować powstawanie ruchów masowych. Jeden z najbardziej znanych epizodów opadowych tego typu wystąpił w lipcu 2014 r. w Beskidzie Wyspowym, powodując katastrofalne w skutkach wezbranie powodziowe (ryc. 4.6A; Bryndal i in. 2017). Największy efekt geomorfologiczny występuje jednak, gdy serie zdarzeń hydrometeorologicznych następują po sobie w stosunkowo krótkich okresach, zwłaszcza gdy na opady rozlewne nałoży się gwałtowny i wysoki opad jednostkowy (Starkel 2008). Takie warunki zaistniały np. w lipcu 1997 r., gdy krótkotrwały opad nawalny nałożył się na wcześniejsze opady rozlewne, co spowodowało masowe uruchamianie osuwisk w środkowej i zachodniej części Karpat polskich (ryc. 4.6A; Poprawa, Rączkowski 1998, Mrozek i in. 2000, Gorczyca 2004, Starkel 2006). Podobne zjawiska wystąpiły wiosną 2010 r. wskutek nakładania się krótkotrwałych opadów nawalnych na opady rozlewne (suma opadów miesięcznych przekroczyła wówczas na znacznym obszarze Karpat Zachodnich

250 mm – zob. ryc. 4.6A) (Cebulak i in. 2011, Chowaniec, Wójcik 2012, Graniczny i in. 2012, Gębica i in. 2019). W dłuższej skali czasu podobny efekt spowodowały powtarzalne ulewne deszcze wywołujące duże wezbrania, rejestrowane rokrocznie, np. w latach 1958–1960 (Ziętara 1968) i 1997–2002 (ryc. 4.6A; Mrozek i in. 2000, Lach 2002, Ziętara 2002, Poprawa, Rączkowski 2003). Obok opadów atmosferycznych istotną rolę w inicjacji osuwisk odgrywała również woda pochodząca z gwałtownych roztopów, powodujących wezbrania roztopowe. Tego typu procesy przyczyniły się do powstawania ruchów masowych w latach 2000 i 2002 (Margielewski 2002, Rączkowski, Mrozek 2002, Rączkowski 2007).

Obok przeciążania mas skalnych i utworów pokrywowych wodą opadową, istotnym czynnikiem inicjującym ruchy masowe jest także erozja boczna cieków, szczególnie intensyfikowana w trakcie wezbrań powodziowych (ryc. 4.6 – fot. 3; Ziętara 1968, Starkel 1998, Gorczyca 2004). Stoki podcinane przez rzeki charakteryzują się metastabilną równowagą dynamiczną, co często powoduje inicjację następujących po sobie generacji ruchów masowych w ich obrębie, zmierzających do osiągnięcia nowego stanu równowagi dynamicznej (Dauksza, Kotarba 1973, Kotarba 1986). Ważną rolę w powstawaniu osuwisk w trakcie intensyfikacji opadów odgrywa także erozja wsteczna potoków (erozja źródlana), rozwijana zarówno w obrębie niewielkich, bocznych dopływów głównych cieków na obszarze Pogórzy (Bober i in. 1977, Kotarba 1986), jak i, w mniejszym stopniu, w rozległych systemach lejów źródłowych rzek Beskidów (ryc. 4.14A, B; Starkel 1960, Ziętara 1968).

Intensywność modelowania rzeźby w czasie ulew i powodzi zależy od regionalnego rozmieszczenia gwałtownych opadów (ryc. 4.6A). Z analizy wezbrań z wielolecia wynika, że duże i katastrofalne powodzie nigdy nie obejmują całego karpackiego dorzecza Wisły, lecz tylko pewne dopływy (Mikulski 1954, Cebulak 1992, 1998, Izmaiłow i in. 2006, Cebulak i in. 2011, Bryndal 2014, 2015, Gębica i in. 2019). Charakterystyczne dla Karpat jest również częste powtarzanie się kolejno po sobie lat obfitujących w gwałtowne opady powodujące wezbrania powodziowe (Mikulski 1962, Ziętara 1968, Malarz 1997, Starkel 2001a, Rączkowski, Mrozek 2002, Gębica i in. 2019). Czasowy i przestrzenny rozkład ekstremalnych opadów i wezbrań powoduje więc, że współczesna transformacja rzeźby Karpat przez ruchy masowe może zachodzić skokowo i nierównomiernie.

Inicjowanie ruchów masowych następuje niekiedy wskutek wstrząsów sejsmicznych występujących na obszarze Karpat (Pagaczewski 1972, Schenk i in. 2001, Poprawa, Rączkowski 2003). Dotychczas w polskich Karpatach Zewnętrznych, bezpośrednio ze wstrząsami sejsmicznymi wiązano jedynie powstanie w 1957 r. osuwiska w Lipowicy koło Dukli (Gerlach i in. 1958), aczkolwiek najstarsze przemieszczenia w obrębie tej formy datowano na późny glacjał (Margielewski, Urban 2017). Wtórne przemieszczenia grawitacyjne były także rejestrowane w obrębie osuwisk Beskidu Śląskiego wskutek trzęsień ziemi w latach 90. ubiegłego stulecia (Bajgier 1993) oraz w pojedynczych osuwiskach Podhala i Beskidu Niskiego (Wistuba i in. 2018).

Obok czynników naturalnych, inicjacja i intensyfikacja ruchów masowych w Karpatach jest powodowana gospodarczą działalnością człowieka.

Charakterystyczna dla czasów współczesnych (od XIX w.) zmiana użytkowania ziemi wymuszała zmiany sposobu krążenia wód z głębokiego na powierzchniowe i podpowierzchniowe, jak też ograniczenie ich głębokiej retencji na korzyść szybkiego odpływu. W efekcie w trakcie ekstremalnych opadów często następowało masowe uruchamianie płytkich osuwisk w obrębie pokryw stokowych (Jakubowski 1965, Słupik 1973, Gil 1986, Poprawa, Rączkowski 1998, Gorczyca 2004). Nadmierne obciążanie stoków wadliwie posadowioną zabudową mieszkalną czy infrastrukturą komunikacyjną oraz podcinanie stoków podczas budowy ciągów komunikacyjnych, powodowało uruchamianie osuwisk o katastrofalnych skutkach ekonomicznych (ryc. 4.6 – fot. 5, ryc. 4.7; Ziętara 1968, 2000, Poprawa, Rączkowski 1999, 2003, Bajgier-Kowalska, Ziętara 2002, Bajgier-Kowalska 2003, Chowaniec, Wójcik 2012). Intensywna eksploatacja kruszyw w kamieniołomach oraz żwirów w obrębie dolin rzecznych również powoduje zaburzanie równowagi stoków i zboczy dolin i uruchamianie w ich obrębie ruchów masowych (Pietrzyk-Sokulska 2005). Sztuczne zbiorniki zaporowe utworzone na rzekach karpackich przyczyniają się z kolei do intensyfikacji ruchów masowych w strefie abrazji brzegowej (Ziętara 1974, 1992, 1994, Bajgier 1992, Perski i in. 2019).

4.2.1.4. Współczesne modelowanie rzeźby Karpat fliszowych przez ruchy masowe

Sposób i tempo przekształcania rzeźby Karpat przez powierzchniowe ruchy masowe oraz wyrazistość powstałych wówczas form rzeźby są zależne od wielu czynników. Obok wielkości i przestrzennego rozkładu czynnika inicjalnego, jakim dla rozwoju osuwisk są wysokie opady atmosferyczne (ryc. 4.6A), intensywność kształtowania rzeźby przez ruchy masowe jest także związana z podatnością stoków na osuwanie, w tym z ich budową geologiczną (następstwo litologiczne i tektonika), miąższością pokryw stokowych oraz pokryciem roślinnością. Zróżnicowana jest ponadto intensyfikacja ruchów masowych na stokach i zboczach dolin rzecznych oraz lejów źródłowych w obrębie Beskidów i na Pogórzach.

Podczas ekstremalnych opadów największą rolę w inicjacji ruchów masowych odgrywa erozja boczna wezbranych cieków, powodująca gwałtowne uruchamianie materiału występującego na zboczach dolin: zarówno pokrywowego (fot. 3 na ryc. 4.6), jak i skalnego (Ziętara 1968, Kotarba 1986, Mrozek i in. 2000, Gorczyca 2004). Ruchy masowe zachodzące na zboczach wskutek ich podcinania przez wody powodziowe często powodują odmłodzenie starych osuwisk. Powstałe wówczas formy składają się z różnowiekowych osunięć, tworząc rozległe zespoły osuwisk, odmładzane podczas kolejnych wezbrań, co było obserwowane na zboczach dolin w Beskidzie Śląskim i Żywieckim po wezbraniach w okresie 1958–1960 (ryc. 4.14A; Ziętara 1968). Procesy te prowadzą do cofania i zestramiania fragmentów zboczy dolin (fot. 3 na ryc. 4.6). W obrębie zboczy najczęściej powstają osuwiska rotacyjne, obejmujące materiał pokrywowy (fot. 1–2 na ryc. 4.6), jak też skalne i skalno-zwietrzelinowe osuwiska translacyjne o typie zsuwu strukturalnego, konsekwentno-ześlizgowego (fot. 5 na ryc. 4.6, ryc. 4.7; Ziętara 1968, Bober 1984, Gorczyca 2004, Chowaniec, Wójcik 2012). Materiał koluwialny przemieszczany grawitacyjnie do koryt zwykle był szybko usuwany przez wody

wezbraniowe. Jednakże w dolinach mniejszych rzek masy koluwialne skalnych osuwisk mogły powodować trwałe przesunięcia koryt rzecznych czy powstawanie zbiorników zaporowych (Zuber, Blauth 1907, Margielewski 1991, 2008).

Erozja rzeczna odgrywa istotną rolę w intensyfikacji ruchów masowych także na Pogórzu. Małe osuwiska dolinne są tu liczne, a ich uruchamianie permanentne, co jest związane ze szczególną podatnością na osuwanie zarówno skał podłoża o znacznym udziale łupków, jak i grubych pokryw stokowych (Starkel 1960, Kotarba 1986). Część osuwisk występujących na zboczach dolin charakteryzuje się chronicznością rozwoju. Jedną z takich form „wiecznie żywych", szczegółowo opracowanych, jest osuwisko Zapadle w dolinie Bielanki koło Szymbarku, rozwinięte w obrębie pstrych łupków (ryc. 4.14B – forma: a; Gil, Kotarba 1977). Ciągłe barykadowanie fragmentu doliny rzecznej przez jęzor koluwialny tego osuwiska spowodowało uformowanie przełomowego odcinka koryta Bielanki, rozwijanego także współcześnie (ryc. 4.14B – formy: a–b; Kotarba 1986).

Istotnym czynnikiem inicjującym ruchy masowe jest erozja wsteczna w obrębie lejów źródłowych (Starkel 1960, 2008, Ziętara 1968, Kotarba 1986). W trakcie długotrwałych opadów w lejach źródłowych rozwiniętych amfiteatralnie na granicy kolektora (spękane piaskowce) i ośrodka uszczelniającego (łupki) powierzchnie osuwisk znacząco rosły wskutek nowych generacji ruchów masowych powodujących powstawanie form o zbieżnym układzie (Ziętara 1968). Takie procesy obserwowano m.in. w rozległych lejach źródłowych potoków Beskidu Żywieckiego w trakcie ulewnych deszczów powodujących wezbrania powodziowe w latach 1958–1960 (m.in. w strefie źródłowej potoku Żabnica – ryc. 4.14A). W górach średnich współczesne osuwiska rozwijane sukcesyjnie w lejach źródłowych charakteryzują się więc zmiennością form i zwykle znacznymi rozmiarami. W efekcie działalności ruchów masowych następuje stopniowe cofanie lejów źródłowych, powstawanie schodowego profilu stoku, zaś w dłuższym cyklu rozwoju rzeźby (tysiące lat) – wydłużanie dolin rzecznych lub formowanie inicjalnych dolinek bocznych (Starkel 1960, 2008, Ziętara 1968, Kotarba 1986). Na obszarach pogórskich osuwiska związane z erozją wsteczną, głównie bocznych dopływów, są mniejszych rozmiarów. Osuwiska powstałe w efekcie ruchów masowych kształtujących górne, przywierzchowinowe odcinki stoków, często przyjmują wydłużony, rynnowy kształt. W dłuższym cyklu rozwoju rzeźby, przyczyniają się one do rozczłonkowywania i zwężania wierzchowin (ryc. 4.14B – Kotarba 1986).

Rozległe osuwiska stokowo-zboczowe inicjowane wskutek erozji bocznej rzek oraz przeciążania mas skalnych lub skalno-zwietrzelinowych wodą opadową, występują rzadziej. W stosunku do osuwisk zboczowych charakteryzują się one jednak znacznie większym zasięgiem zarówno w górę stoku, jak i w głąb skalnego podłoża. Zwykle są to zsuwy skalne lub skalno-zwietrzelinowe, przemieszczane translacyjnie po powierzchniach ławic. Często ich krawędzie boczne nawiązują do kierunków nieciągłości tektonicznej. Taki typ form stokowo-zboczowych reprezentuje osuwisko na Połomie w Bieszczadach powstałe po ulewnych deszczach w lipcu 1980 r. (Dziuban 1983, Margielewski 1991), jak też rozległe osuwisko w Lachowicach w Beskidzie Średnim, utworzone po katastrofalnych opadach

w lipcu 2001 r. (ryc. 4.7; Bajgier-Kowalska, Ziętara 2002, Oszczypko i in. 2002, Rączkowski 2007). Krawędzie boczne obydwu osuwisk powstały wzdłuż uskoków przesuwczych (Margielewski 2008, 2009). Formy te powstały w obrębie stoku wcześniej przemodelowanego przez ruchy masowe. Jakkolwiek osuwisko Połoma słabo zaznacza się współcześnie w rzeźbie terenu (stosunkowo płytka rynna osuwiskowa jest porośnięta roślinnością) (Margielewski 2008), nabrzmienie koluwialne powstałe w dolnych partiach osuwiska Lachowice stanowi wyrazisty element morfologiczny (fot. 1, 2 na ryc. 4.7) (Margielewski 2009).

Osuwiska stokowe są rzadziej rejestrowanymi formami przekształcającymi stoki Karpat podczas intensywnych opadów (Ziętara 1968, 1972, 1974). Najczęściej następuje sukcesyjne przekształcanie starszych form przez młodsze ruchy masowe, rejestrowane po intensywnych deszczach. W efekcie katastrofalnych opadów w latach 1958–1960 procesy takie obserwowano m.in. w obrębie starych osuwisk modelujących północny skłon Skrzycznego w Beskidzie Śląskim (Ziętara 1968). Wskutek katastrofalnych opadów w maju 2010 r. przemodelowaniu ruchami masowymi uległ południowy stok wzgórza Chełm w Beskidzie Wyspowym: zniszczone zostały wówczas liczne zabudowania wsi Kłodne koło Męciny (fot. 6a na ryc. 4.6; Chowaniec, Wójcik 2012, Łajczak i in. 2014, Ćwiąkała i in. 2016). Masy skalno-zwietrzelinowe odspojone w górnych partiach osuwiska wskutek opadów (czemu sprzyjało posadowienie tam nowego budynku mieszkalnego i wybudowanie szamba przyśpieszającego infiltrację wód w strefę poślizgu osuwiska) zostały przemieszczone w dół stoku po powierzchni uławicenia (fot. 6c na ryc. 4.6) i spiętrzone, tworząc charakterystyczny wał morfologiczny o wysokości 25–30 m (fot. 6a–b na ryc. 4.6). Tak więc nawet stosunkowo płytkie osuwisko (powierzchnia poślizgu jest eksponowana na powierzchni), aczkolwiek rozległe, może odgrywać istotną rolę morfotwórczą.

Badania nad powstającymi współcześnie osuwiskami wskazują, że w Karpatach fliszowych w obecnych warunkach klimatycznych i po wylesieniu przeważają płytkie osuwiska powstałe w utworach pokrywowych lub skalno-zwietrzelinowych. Występują one zarówno w Beskidach, jak i na Pogórzu i są typowe dla obszarów wylesionych (fot. 1–3 na ryc. 4.6). Większość współczesnych ruchów masowych jest rozwijana w obrębie starszych form osuwiskowych. Generalnie rola, jaką odgrywają płytkie procesy osuwiskowe w modelowaniu stoków, jest niewielka, zaś ślad powstałych form w rzeźbie krótkotrwały (fot. 1–2 na ryc. 4.6; Ziętara 1968, Mrozek i in. 2000, Gorczyca 2004, Margielewski 2008, Rączkowska i in. 2012). Ich rola najczęściej sprowadza się do usuwania części pokryw stokowych, aczkolwiek lokalnie rejestrowane były przypadki zdzierania utworów pokrywowych aż do litej skały (Poprawa, Rączkowski 1998). Zwykle osuwiska te nie powodowały wyrazistych zmian w rzeźbie (fot. 1–2 na ryc. 4.6). Lokalnie jednak, ze względu na dużą liczbę i zagęszczenie, płytkie przemieszczenia grawitacyjne przyczyniały się niekiedy do przeobrażeń form rzeźby, transformując zbocza dolin, powierzchnie starych osuwisk, podcięcia drogowe czy krawędzie teras rolnych (Ziętara 1968, Mrozek i in. 2000, Gorczyca 2004, Chowaniec, Wójcik 2012). W zależności od wielkości przemieszczeń płytkie ruchy masowe mogą

lokalnie zestramiać zbocza dolin (fot. 3 na ryc. 4.6, ryc. 4.7), jak również łagodzić ich profil (fot. 1 na ryc. 4.6, ryc. 4.7). Mogą one też powodować zatarcie lub łagodzenie różnych załomów morfologicznych na stokach, w tym krawędzi skarp starych osuwisk, krawędzi podcięć drogowych czy teras rolnych. Zespoły osuwisk masowo występujące na zboczach niewielkich dolin rzecznych mogą lokalnie powodować poszerzanie i zmianę ich kształtu (ryc. 4.14). W obrębie stoku sukcesyjna rozbudowa osuwisk rotacyjnych (osuwiska wielokrotne) prowadzi do powstania falistego profilu z licznymi zagłębieniami w formie stopni (fot. 1–2 na ryc. 4.6, ryc. 4.15). W efekcie stoki górskie przekształcane przez procesy masowe charakteryzują się nieregularnym kształtem w profilu podłużnym i poprzecznym (Starkel 1960, 1996, Ziętara 1968, Kotarba 1986, Gorczyca 2004). Niewątpliwie istotną cechą osuwisk w utworach pokrywowych (głównie zwietrzelinowych) jest tendencja do szybkiego zabliźniania ich form rzeźby, nawet jeżeli osuwiska te były odmładzane (fot. 1–2 na ryc. 4.6).

Ruchy masowe w obrębie podłoża skalnego i charakteryzujące się większym zasięgiem w podłożu trwalej przekształcają rzeźbę. Powodują one powstanie charakterystycznych elementów morfologicznych różnicujących krajobraz gór, takich jak ściany skalne, rowy rozpadlinowe, wały koluwialne, zagłębienia, jeziorka zaporowe (fot. 5, 6b na ryc. 4.6, fot. 4–5 na ryc. 4.7; Sawicki 1917, Baumgart-Kotarba 1974, Alexandrowicz i in. 2003, Alexandrowicz, Margielewski 2010, Rączkowska i in. 2012). Odnawianie (sukcesja) ruchów masowych uwarunkowane strukturalnie (wzdłuż spękań, uskoków – zob. ryc. 4.7) ma istotny wpływ na rozwój form rzeźby osuwiskowej. Powtarzalne przekształcanie określonych partii stoków przez ruchy masowe prowadzi do stopniowego rozczłonkowania stoków prostych i formowania bocznych dolinek (Kotarba 1986). Zwykle bowiem osuwiska przecinają warstwy wodonośne i są miejscem wypływu wód. Następuje wówczas formowanie cieku, który powoduje linijne erozyjne rozcinanie osuwiska, zaś w strefie źródliskowej zachodzi erozja wsteczna, prowadząca do powstawania nowych ruchów masowych, przekształcających strefę źródliskową i cofających ją w górę stoku.

W skali lokalnej, wskutek oddziaływania gwałtownych opadów, w obrębie skalistych, rozległych nisz osuwisk, obserwowano odpadanie materiału skalnego (Ziętara 1968, Bajgier-Kowalska 2002). W następstwie odpadania na ścianach powstawały żleby, zaś u ich podnóży – hałdy usypiskowe, które się powiększały. Tą drogą dochodzi do cofania ścian skarp osuwisk zarówno starych, jak i powstających współcześnie (Jakubowski 1967, 1974).

Skalne osuwiska bardzo długo zachowują świeżość rzeźby. Dotyczy to szczególnie form powstałych w odpornych piaskowcach, których wyrazista rzeźba jest współcześnie maskowana jedynie przez sukcesję roślinną (ryc. 4.5). Rzeźba osuwisk rozwiniętych w skałach podatnych na denudację (łupki, drobnorytmiczny flisz) jest nieco szybciej zabliźniana, często z istotnym udziałem procesów erozyjnych. Najbardziej „trwałe" morfologicznie są wysokie i rozległe skarpy osuwisk, powstałe w lejach źródłowych (Starkel 1960, Ziętara 1968, Bajgier-Kowalska, Ziętara 2002), szczególnie zaś wielkoskalowe formy osuwiskowe utworzone

w odpornych skałach. Jednakże tego typu głębokie osuwiska były w ostatnich 200 latach rejestrowane sporadycznie. Spektakularnym przykładem takiej formy jest osuwisko na Kicarzu (707 m n.p.m.) nad Piwniczną w Beskidzie Sądeckim (ryc. 4.5; Nowalnicki 1971, 1976, Pulinowa 1972, Łajczak i in. 2014). Powstało ono w 1813 r. w czasie katastrofalnej powodzi będącej skutkiem trzydniowej ulewy (26–28 sierpnia). Osunięte do doliny Popradu masy skalne zatamowały okresowo przepływ rzeki, co przyczyniło się do powstania rozległego jeziora zaporowego, które sięgnęło aż do Mniszka, powodując zniszczenie w tej miejscowości części kościoła wraz z wieżą (Nowalnicki 1971, 1976). Kolejną rozległą formą jest znane powszechnie osuwisko na NW stokach Chryszczatej w Duszatynie w Bieszczadach, powstałe w kwietniu 1907 r. (Zuber, Blauth 1907, Schramm 1925, Kardaszewska 1968). Jest to wąskie (280–150 m) i długie osuwisko (ok. 1400 m – Bober i in. 1997), którego koluwia spowodowały zatamowanie Potoku Olchowatego i powstanie Jeziorek Duszatyńskich. Jak już wspomniano, także stosunkowo płytkie osuwiska będące skutkiem katastrofalnych opadów w roku 2001 (Lachowice) i 2010 (Kłodne) wykształciły wysokie i rozległe formy morfologiczne (wały i nabrzmienia) wyraźnie zaznaczające się w rzeźbie (fot. 6 na ryc. 4.6, ryc. 4.7).

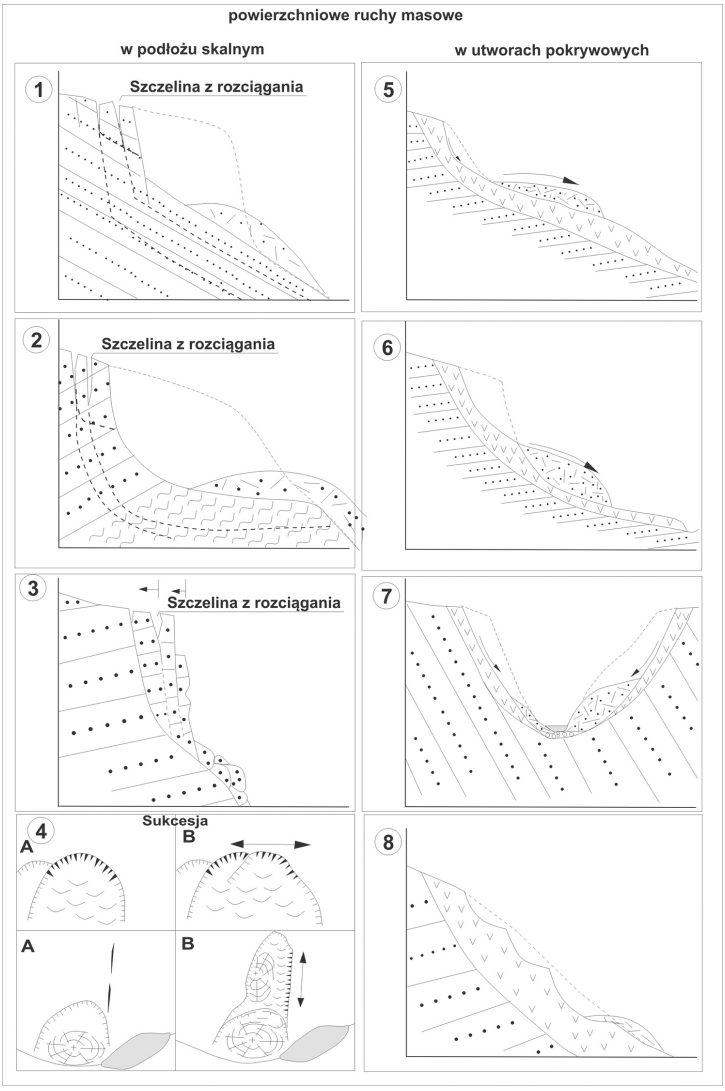
Odrębną kwestią związaną z wpływem osuwisk na rozwój dolin rzecznych jest dostawa, dzięki ruchom masowym, znacznej niekiedy ilości materiału zwietrzelinowego lub skalnego do koryt rzek. Mogą wówczas powstać jeziora zaporowe, stanowiące zarówno malownicze elementy krajobrazowe, jak i kształtujące lokalny reżim przepływu rzeki. Przegradzanie dolin rzecznych materiałem koluwialnym w trakcie wezbrań i spiętrzanie ich wód przyczynia się do intensyfikacji erozji bocznej. Szczególnie na obszarze pogórzy w efekcie tak zainicjowanej erozji bocznej obserwowano pogłębianie i poszerzanie den dolin oraz zestramianie ich zboczy (German 1998).

4.2.2. Wpływ spłukiwania, sufozji i procesów eolicznych na współczesną ewolucję stoków Karpat fliszowych

4.2.2.1. Spłukiwanie

Wylesienie i długotrwała gospodarka rolna w Karpatach znacząco zmieniły warunki odprowadzania zwietrzeliny ze stoków. Istotną rolę w przekształcaniu stoków zaczęło odgrywać spłukiwanie, w wyniku którego następuje przemieszczanie materiału mineralnego na stokach oraz jego depozycja w obrębie stoków i u ich podnóży, w dnach dolin. Spłukiwanie jest również jednym z ważnych procesów dostarczających zawiesinę do koryt potoków i rzek (Gerlach 1966, 1976, Gil 1976, 1999, Froehlich, Słupik 1980, 1986, Froehlich 1982, Lach 1984, Święchowicz 2002c).

Spłukiwanie jest procesem epizodycznym. Ma miejsce wówczas, gdy natężenie deszczu lub szybkość topnienia pokrywy śnieżnej przewyższa możliwość wsiąkania wody w podłoże (Słupik 1973, 1978, Gil 1999, Święchowicz 2008b, 2012a,b). Wystąpienie spływu i w konsekwencji spłukiwania na stokach uwarunkowane



Ryc. 4.15. Wpływ powierzchniowych ruchów masowych na przekształcanie rzeźby (wg Starkla 1960, 1979, 1996, Ziętary 1968, Kotarby 1986, Margielewskego 1991, 2008, Gorczycy 2004)

1–2 – osuwiska skalne: cofanie stoków, z równoczesnym zwiększaniem zasięgu osuwisk w głąb masywu, 3 – cofanie skarp skalnych osuwisk poprzez obrywy lub formy typu przechył, 4 – sukcesja skalnych osuwisk zachodząca wzdłuż nieciągłości tektonicznych, związana z linijnym rozwojem form, powodująca ich cofanie czy transformację linijną, 5 – „wyostrzanie" załomów morfologicznych przez osuwanie, 6 – łagodzenie załomów morfologicznych przez procesy osuwiskowe: zarówno te w górnych partiach załomów, jak i poniżej, w obrębie teras rzecznych, nadbudowywanych koluwiami, 7 – modyfikowanie stromego V-kształtnego zarysu zboczy dolin rzecznych przez osuwanie, 8 – falisty kształt stoku jako efekt rozwoju cyklicznych, wielokrotnych zsuwów rotacyjnych w utworach stokowych. Objaśnienia sygnatur na ryc. 4.6.

jest zarówno czynnikami meteorologicznymi (wydajnością i intensywnością opadu atmosferycznego i termiką powietrza), jak warunkami terenowymi (spadkiem, przepuszczalnością gleb, pokrywą roślinną, a także użytkowaniem ziemi i agrotechniką).

W Karpatach fliszowych rola spłukiwania jest inna na obszarach o typie rzeźby górskiej (beskidzkiej) i pogórskiej, gdyż charakteryzują się one odmiennymi cechami obiegu wody i zwietrzeliny (tab. 4.2, ryc. 4.16; Starkel 1972, Gil 1979).

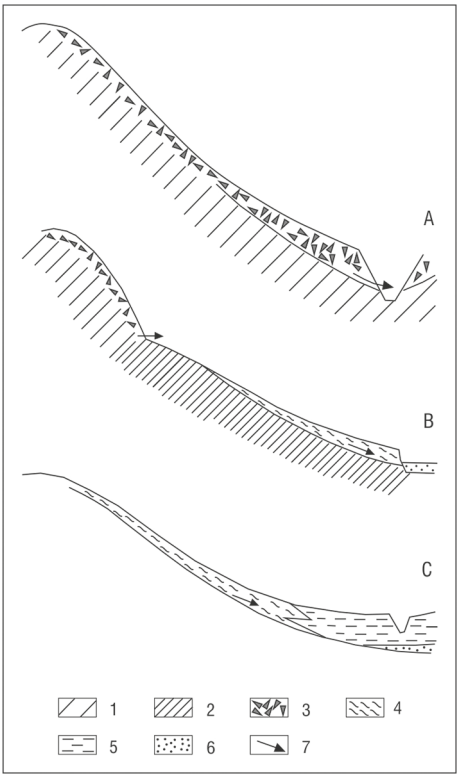
Typ rzeźby górskiej charakteryzują strome (>20°) stoki na seriach fliszowych o przewadze piaskowców, okryte glebami gliniastymi z dużym udziałem frakcji szkieletowej. Taka budowa sprzyja infiltracyjno-ewapotranspiracyjnemu typowi krążenia wody, z przewagą spływu śródpokrywowego (Słupik 1978, Gil 1979). W górach fliszowych na stokach prostych i wypukłych okrytych rumowiskiem od grzbietów do koryt potoków woda opadowa głównie wsiąka i ługuje pokrywę zwietrzelinową oraz żłobi kanały sufozyjne. Na stokach złożonych (w górnej części stromych, piaskowcowych, w dolnej części o mniejszych nachyleniach i zbudowanych z łupków) wody przepływające przez uszczelinione piaskowce powodują osuwanie i rozcinanie podnóży stoków (ryc. 4.16; Gil 1979, Starkel 1991b). W zlewniach górskich, szczególnie w odcinkach źródłowych, stoki kontaktują się bezpośrednio z korytami, a woda i materiał transportowany na stokach jest bezpośrednio dostarczany do koryta potoku (Starkel 1972, Froehlich, Słupik 1977).

Rzeźba pogórzy charakteryzuje się występowaniem szerokich wyrównanych garbów wierzchowinowych oraz wypukło-wklęsłych stoków o przeważających nachyleniach 5–20° (tab. 4.2; Starkel 1972, 1991b). Na stokach pogórskich zbudowanych z warstw piaskowcowo-łupkowych i łupkowych okrytych pokrywami gliniastymi występuje infiltracyjno-ewapotranspiracyjny typ krążenia wody ze znacznym udziałem spływu powierzchniowego (ryc. 4.16; Słupik 1973, 1978, Starkel 1991b, Gil 1999). Podobnie w brzeżnej części Karpat, gdzie stoki zbudowane są z miąższych pokryw pyłowych utworów lessopodobnych, występowanie w glebach słabo przepuszczalnego poziomu iluwialnego Bt, który ogranicza głębszą infiltrację wody opadowej, sprzyja procesom spływu powierzchniowego i spłukiwania gleby (Święchowicz 2002c, 2011). Charakterystyczną cechą rzeźby pogórskiej jest występowanie szerokich den dolin, które oddzielają stoki od koryt potoków. Uniemożliwia to bezpośrednią dostawę materiału zwietrzelinowego i większość materiału deponowana jest w obrębie podstokowych części dna doliny.

Kolejnym istotnym czynnikiem różnicującym efektywność spłukiwania jest szata roślinna. Na zalesionych stokach Beskidów i Pogórza spłukiwanie nie odgrywa większej roli (Gerlach 1976, Gil 1976, Święchowicz 2002c). Ze względu na dużą intercepcję koron drzew grunt pod pokrywą leśną otrzymuje znacznie mniej wody niż grunt na terenach odkrytych. Ponadto zarówno na Pogórzu, jak i w Beskidach las pozostał na obszarach mało przydatnych dla rolnictwa, a więc na stromych stokach okrytych glebami gliniastymi z dużym udziałem frakcji szkieletowej, co ułatwia infiltrację (Słupik 1973, 1978).

Spłukiwanie na stokach zalesionych jest bardzo małe, jednak zróżnicowane w poszczególnych latach (tab. 4.3; Gerlach 1976). Proces występuje głównie

w półroczu letnim, a o jego intensywności decydują zwykle opady o dużej wydajności. W półroczach letnich ilość spłukiwanego materiału mineralnego może stanowić około 85% całkowitej ilości materiału odprowadzanego w ciągu roku. Spływ wody i transport materiału mineralnego utrudniony jest przez proces saltacji wykrotowej. Powstała w jej wyniku mikrorzeźba zwiększa retencję powierzchniową i utrudnia spływ wody oraz jest miejscem depozycji przemieszczanego materiału mineralnego. Obszary leśne pocięte są siecią dróg, które często biegną dnami dolin lub grzbietami wododzielnymi. Drogi te połączone są siecią poprzecznych dróg i ścieżek. Na stromych beskidzkich stokach, w miejscach intensywnej eksploatacji lasu, tworzone są ponadto rynny zrywkowe ułatwiające transport drewna, które pełnią podobną funkcję jak drogi (Froehlich, Słupik 1986). Mimo że gęstość sieci dróg na zalesionych stokach beskidzkich jest wyraźnie mniejsza niż na obszarach rolniczych, to ich rola w obiegu wody i materiału jest dominująca, bo okresowo wywołują spływ i spłukiwanie linijne oraz stanowią główne źródło dostawy zawiesiny do koryt potoków (Froehlich, Słupik 1980, 1986, Froehlich 1982).



Ryc. 4.16. Typy stoków i pokryw stokowych w Karpatach (wg Starkla 1991a)
A – stok górski podcięty o przyśpieszonym drenażu śródpokrywowym, B – stok górski dwuczłonowy z ograniczonym drenażem śródpokrywowym, C – stok pogórski (wyżynny); 1 – serie piaskowcowe, 2 – serie łupkowe, 3 – pokrywy stokowe rumowiskowe (przepuszczalne), 4 – pokrywy soliflukcyjne gliniasto-szkieletowe, 5 – gliny aluwialne (mady), 6 – piaski i żwiry rzeczne, 7 – główne kierunki spływu podziemnego

Na gruntach ornych, zarówno w Beskidach, jak i na Pogórzu, użytkowanie ziemi zmienia się sezonowo wraz ze stosowanym płodozmianem. Zmienia się też stan upraw związany z wegetacją i pracami agrotechnicznymi. Równocześnie zmieniają się warunki pogodowe, a w zależności od nich stan powierzchni gruntu (Słupik 1973, 1978). Tak duża różnorodność warunków, w jakich potencjalnie może wystąpić spływ wody i spłukiwanie gleby, wpływa na zróżnicowanie natężenia tych procesów w Karpatach fliszowych (tab. 4.3; Gerlach 1966, 1976, Gil 1976, 1979, 1986, 1998, Święchowicz 2002a,c, 2012a,b, 2017, 2018, Gil, Bochenek 2010).

Najpełniejszy obraz przebiegu i intensywności spłukiwania na fliszowych stokach, o różnym użytkowaniu, dały wyniki pomiarów spływu powierzchniowego

Tabela 4.2. Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania wystąpienia spłukiwania w Karpatach (wg Starkla 1972, Soi 2002)

Region	Użytkowanie ziemi [%]		Charakterystyka rzeźby				
			Typ rzeźby		Wysokości względne [m]	Przeważające	
			nazwa	powierzchnia [%]		kształty stoków	nachylenia stoków [stopnie]
Karpaty Zachodnie Zewnętrzne Pogórze Karpackie	Lasy	25,4	pogórza niskie	31,8	60–120	wypukło-wklęsłe	5–10
	Grunty orne	45,5	pogórza średnie	50,6	120–200	wypukło-wklęsłe	5–15
					120–250	wypukło-wklęsłe, wypukłe	5–15
	Łąki	12,7	pogórza wysokie	2,8	200–300	wypukłe	10–20
			dna dolin i kotlin	14,8	0–40	–	–
Karpaty Zachodnie Zewnętrzne Beskidy	Lasy	49,9	góry średnie	29,5	400–600	krawędziowe	20–35, 5–10
					300–700	proste, wypukłe	15–30
					500–800	proste, wypukłe	15–30
	Grunty orne	27,6	góry niskie i wysokie pogórza	27,3	300–400	wypukłe, krawędziowe	5–10, 15–30
					300–500	wypukło-wklęsłe	5–10, 15–30
					200–300	wypukłe	10–20
			pogórza średnie	26,9	120–200	wypukło-wklęsłe	5–15
					120–250	wypukło-wklęsłe, wypukłe	5–15
	Łąki	13,5	pogórza niskie	9,8	60–120	wypukło-wklęsłe	5–10
			dna dolin i kotlin	6,6	0–40	–	–
Karpaty Wschodnie Zewnętrzne	Lasy	67,3	góry średnie	14,0	400–600	krawędziowe	20–35, 5–10
					300–700	proste, wypukłe	15–30
					500–800	proste, wypukłe	15–30
			góry niskie	22,5	300–400	wypukłe, krawędziowe	5–10, 15–30
					300–500	wypukło-wklęsłe	5–10, 15–30
	Grunty orne	10,9	pogórza średnie	30,8	120–200	wypukło-wklęsłe	5–15
					120–250	wypukło-wklęsłe, wypukłe	5–15
	Łąki	12,9	pogórza niskie	30,7	60 –120	wypukło-wklęsłe	5–10
			dna dolin i kotlin	2,1	0–40	–	–

i spłukiwania prowadzone nieprzerwanie od 1968 r. w Stacji Naukowej IGiPZ PAN w Szymbarku, położonej na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Ciężkowickiego (Gil, Słupik 1972, Słupik 1973, Gil 1976, 1986, 1994, 1999, Gil, Bochenek 2010). Badania wykazały, że spłukiwanie gleby nawiązuje do rodzaju szaty roślinnej i użytkowania ziemi. Na poletkach pozbawionych roślinności lub o jej małej zawartości spłukiwanie jest zdecydowanie większe niż na powierzchni o zwartej szacie roślinnej (tab. 4.4). Przykładowo średnie roczne spłukiwanie gleby w latach 1980–1990 na poletkach w Szymbarku było zróżnicowane i wynosiło na łące 64,3 kg·ha^{-1}, na polach z uprawami zbożowymi – 1094 kg·ha^{-1}, a na polach ziemniaczanych – 34 274 kg·ha^{-1}. Proporcje w wielkości spłukiwania gleby wynosiły odpowiednio 1: 7 : 533 (Gil 1999).

W półroczu zimowym na rolniczo użytkowanych stokach około 30–40% powierzchni może być pozbawione roślinności lub porośnięte słabo ukorzenionymi oziminami (Gil 1999). Główną rolę w zróżnicowaniu spływu powierzchniowego na stokach odgrywają warunki podłoża i związana z termiką zimy głębokość przemarznięcia gruntu, która maleje przy dużej miąższości i trwałości pokrywy śnieżnej (Gil 1999). Intensywny spływ wody występuje głównie podczas roztopów typu adwekcyjnego, połączonego często z opadami deszczu (Słupik 1978). Na stokach z uprawami zbożowymi głównym okresem występowania spłukiwania jest zimowe półrocze hydrologiczne, gdyż powierzchnia pól obsianych zbożem ozimym jest wyrównana przez zabiegi agrotechniczne i jeszcze w niewielkim stopniu pokryta przez roślinność. Ułatwia to wystąpienie spływu linijnego, a rozmarzająca gleba łatwo podlega spłukiwaniu bruzdowemu. Na polach ze zbożem ozimym oraz na gruntach zaoranych spłukiwanie jest podobne. Na trwałych i nietrwałych użytkach zielonych (łąka i koniczyna) spłukiwanie jest minimalne, gdyż dzięki zwartemu systemowi korzeniowemu i dość gęstej roślinności, uprawy te dobrze chronią glebę przed erozją (Gil 1994, 1999).

Średnie roczne spłukiwanie gleby w półroczu zimowym w latach 1980–1990 było zróżnicowane i wynosiło na łące 13,3 kg·ha^{-1}, na polach z uprawami zbożowymi – 877,7 kg·ha^{-1}, a na polach ziemniaczanych – 948,1 kg·ha^{-1} (Gil 1999). Proporcje w wielkości spłukiwania gleby wynosiły odpowiednio 1:66:71.

Największą dynamiką spływu wody i spłukiwania na stokach oraz najsilniejszym jej zróżnicowaniem w zależności od użytkowania ziemi oraz wysokości i natężenia opadów cechuje się letnie półrocze hydrologiczne (Słupik 1973, 1978, Gil, Starkel 1979, Gil 1994, 1999, Starkel 1996). Intensywne spłukiwanie ma miejsce na polach, na których uprawiana roślinność nie jest dostatecznie zwarta, przez co nie chroni powierzchni gleby przed bezpośrednim działaniem ani kropel deszczu, ani energii spływającej wody. W latach hydrologicznych 1980–1990 średnie roczne spłukiwanie gleby w półroczu letnim było zróżnicowane i wynosiło na łące 51 kg·ha^{-1}, na polach z uprawami zbożowymi – 216,6 kg·ha^{-1}, a na polach ziemniaczanych – 33 054 kg·ha^{-1} (Gil 1999). Proporcje w wielkości spłukiwania gleby wynosiły odpowiednio 1:4:648.

Wśród opadów występujących w letnim półroczu hydrologicznym największe przeobrażenia stoków i koryt powodują krótkotrwałe lokalne ulewy i deszcze

Tabela 4.3. Spłukiwanie [kg·ha^{-1}·a^{-1}] w różnych regionach Karpat (wg Gerlacha 1966, 1976, Gila 1994, 1999, Drużkowskiego 1998)

Region	Autor	Okres Badań	Spłukiwanie [kg·ha^{-1}·a^{-1}]				
			Lasy	Łąki	Oranina	Okopowe (ziemniaki)	Zboża
Jaworki (Beskid Sądecki)	Gerlach, 1966, 1976	1956–1958		3,1–6,1		63195	17022
				5,9–7,1			
		1968–1971		3,5–11,8			
				2,7–10,1			
Jaszcze Jamne (Beskid Sądecki)	Gerlach, 1966, 1976	1969–1971	2,1–5,5	2,7–3,5			
			4,6–12,9				
Szymbark k. Gorlic (Beskid Niski/Pogórze)	Gil, 1994, 1998, 1999	1969–1990		8,1–466	2,5–3835	561–95771	17–8491
Pogórze Wielickie	Drużkowski, 1998	–	25	50		75000	1250

rozlewne (Starkel 1986, 1996, 1998). Krótkotrwałe lokalne ulewy mają zwykle gwałtowny przebieg, duże natężenie i krótki czas trwania (opad do 100 mm przy natężeniu 1–3 mm, a nawet więcej). W skali K. Chomicza (1951) należą one do kategorii silnych deszczów ulewnych lub deszczów nawalnych. Tego typu opady występują od maja do sierpnia, najczęściej w czerwcu i lipcu. Zróżnicowanie spływu powierzchniowego i spłukiwania na poszczególnych użytkach rolnych zależy od natężenia opadów. Podczas krótkotrwałych ulew duże natężenie opadu przekracza zdolności infiltracyjne podłoża i jednocześnie jest przyczyną silnego rozbryzgu. Krótki czas trwania spływu powierzchniowego sprawia, że materiał glebowy przemieszczany jest na niewielkie odległości i akumulowany na powierzchniach o gęstej roślinności jeszcze w obrębie stoków lub w dnie doliny w postaci różnej wielkości stożków deluwialnych (Gil, Słupik 1972, Gerlach 1976, Święchowicz 2002b, 2004, 2006, 2012a,b). Do koryta potoków dociera jedynie materiał wynoszony z dróg polnych lub pól położonych bezpośrednio w ich sąsiedztwie (Froehlich, Słupik 1980, 1986, Gil 1994, 1999). W latach 1969–1990, na uprawach okopowych w Szymbarku, natężenie spływu powierzchniowego osiągało maksymalnie od 3660–5900 dm^3·min^{-1}·ha^{-1}, a spłukiwanie od 30–40 t·ha^{-1}. Na uprawach zbóż ozimych, trwałych i nietrwałych użytkach zielonych erozja gleby była minimalna (Gil 1994, 1999).

Przy maksymalnym natężeniu przekraczającym 3 mm·min^{-1} spływ powierzchniowy po przekroczeniu pojemności wodnej gleby, na wszystkich użytkach ma podobne rozmiary, stanowiące 60–70% opadów (Gil 1999).

Tabela 4.4. Spływ powierzchniowy, śródglebowy i spłukiwanie na stokach użytkowanych rolniczo w rejonie Szymbarku w latach hydrologicznych 1980–1990 (Stacja IGiPZ PAN w Szymbarku; wg Gila 1994, 1999)

		Lata hydrologiczne 1980–1990								
		Półrocze zimowe (XI–IV)			Półrocze letnie (V–X)			Rok		
		Maks.	Min.	Średnia	Maks.	Min.	Średnia	Maks.	Min.	Średnia
Opad [mm]		311	122,0	263,6	857	287,0	539,1	1148	530,3	802,7
Grunt z ostrą skibą/ziemniaki	opad efektywny [mm]	192	83,0	146,2	694	95,4	366,6	848	266,3	515,6
	spływ powierzchniowy [mm]	55	2,7	28,6	2711	2,1	93,9	309	43,1	119,5
	spłukiwanie [kg·ha^{-1}·a^{-1}]	3851	5,0	948,1	91920	2070,0	33054,4	95771	4191,7	34274,2
Zboża	opad efektywny [mm]	218	29,9	139,2	627	107,4	328,9	803	216,0	468,1
	spływ powierzchniowy [mm]	58	2,6	24,1	229	0,2	50,8	248	12,5	74,9
	spłukiwanie [kg·ha^{-1}·a^{-1}]	7600	10,0	877,7	656	1,8	216,6	8155	25,9	1094,3
Łąka	opad efektywny [mm]	198	29,9	133,5	591	65,4	273,7	671	192,8	407,2
	spływ powierzchniowy [mm]	112	0,97	26,5	260	0,15	51,5	287	1,97	78,0
	spłukiwanie [kg·ha^{-1}·a^{-1}]	42	2,0	13,3	211	0,4	51,0	232	8,2	64,3
Koniczyna	opad efektywny [mm]	173	29,9	125,9	657	95,8	343,6	830	236,9	472,5
	spływ powierzchniowy [mm]	65	1,3	18,6	141	1,7	43,4	157	5,24	61,9
	spłukiwanie [kg·ha^{-1}·a^{-1}]	20	2,0	7,6	193	67,1	56,2	197	17,6	63,7
Spływ śródglebowy [mm]		53	1,6	28,4	74	0,2	26,6	1019	8,0	54,9

Natężenie spływu powierzchniowego podczas pojedynczego opadu osiągało na poletkach w Szymbarku od 100 $dm^3 \cdot min^{-1} \cdot ha^{-1}$ (las) do 9000–10 000 $dm^3 \cdot min^{-1} \cdot ha^{-1}$ (łąki i zboża) i 15 000 $dm^3 \cdot min^{-1} \cdot ha^{-1}$ (uprawy ziemniaków) (Gil 1999). Podczas tego typu opadów spłukiwanie obejmuje nawet całą warstwę orną i często ma katastrofalny przebieg (Gerlach 1976, Gil 1998, 1999). Mimo dużego natężenia zarówno opadów, jak i spływu powierzchniowego, na poletkach z dobrze rozkrzewionym zbożem, na użytkach zielonych spłukiwanie jest niewielkie. Rejestrowane spłukiwanie osiągało od 23–56 $t \cdot ha^{-1}$ (ziemniaki) do 1,3 $t \cdot ha^{-1}$ (łąka) i kilku kilogramów z hektara w lesie (Gil 1994, 1999). podczas takich opadów wyerodowana na stokach gleba, akumulowna jest zarówno u podnóża stoków, jak i w dużej części dociera do koryt potoków (Gerlach 1976, Gil 1999).

W czasie deszczów rozlewnych, o wysokości >100 mm i natężeniu do 10 $mm \cdot h^{-1}$, następuje nasycenie podłoża, a spływ powierzchniowy rozpoczyna się po przekroczeniu pojemności infiltracyjnej gleby lub podczas chwilowego wzrostu natężenia opadów. W takich warunkach wielkość spływu powierzchniowego jest podobna na wszystkich użytkach rolnych. O wielkości spływu powierzchniowego decydują cechy litologiczne podłoża i pojemność wodna pokryw glebowych, a zmniejsza się rola użytkowania ziemi i szaty roślinnej (Słupik 1973, 1978). Maksymalne rejestrowane natężenie spływu powierzchniowego przekraczało 4000 $dm^3 \cdot min^{-1} \cdot ha^{-1}$ (ziemniaki i łąka), a na uprawach zbożowych było tylko nieznacznie niższe (Gil 1999). Jeśli podłoże jest w pełni nasycone wodą dochodzi do spływu powierzchniowego powrotnego, a wtedy, w dolnych częściach stoku, ma miejsce wypływ wód gruntowych z powrotem na powierzchnię. Spływ taki trwa zdecydowanie dłużej niż opad. Spłukiwanie, rejestrowane podczas rozlewnych opadów, było znacznie mniejsze aniżeli podczas ulew i wynosiło od 1,3 $t \cdot ha^{-1}$ na uprawach ziemniaczanych i 0,013 $t \cdot ha^{-1}$ na uprawach zbożowych i łące (Gil 1986, 1998, 1999).

Wyniki uzyskane ze stacjonarnych pomiarów na poletkach eksperymentalnych wskazują na dużą dynamikę spłukiwania na stokach użytkowanych rolniczo. Jednak wysokie wskaźniki spłukiwania nie znajdują odzwierciedlenia w dostawie i transporcie materiału do koryt rzecznych. Mechanizm procesu spłukiwania jest złożony. Wzrost ilości transportowanego materiału z długością stoku nie jest równomierny. Materiał przemieszczany jest skokowo. Transport materiału na stoku odbywa się zwykle na krótkie odległości, a akumulacja następuje w obrębie pól z gęstą roślinnością, na częściach stoków o mniejszym nachyleniu lub u ich podnóży (Gerlach 1966, 1976, Gil 1976, 1986, Święchowicz 2002b, c, 2004, 2010). Do den dolin rzecznych lub koryt dociera materiał tylko podczas gwałtownych ulew i deszczów rozlewnych, w czym główną rolę odgrywa transport linijny (ryc. 4.8; Froehlich, Słupik 1986).

Kształty stoków oraz ich położenie w stosunku do lokalnych baz denudacyjnych wpływają na dostawę materiału do koryt potoków. W przypadku stoków prostych i wypukłych bezpośrednio opadających do koryt dostawa zwykle jest duża, natomiast w przypadku wypukło-wklęsłych – znacznie ograniczona. Im dłuższy jest odcinek wklęsły, tym mniejsza jest dostawa do koryt. W przypadku

większej dostawy materiału ze stoków do den dolin niż możliwości jego odprowadzania rozwój stoków będzie przebiegał poprzez spłaszczanie – rozwój zstępujący, natomiast gdy odprowadzanie materiału jest większe niż dostawa – ma miejsce wstępujący rozwój stoków (Gerlach 1976).

Charakterystyczny – zarówno dla Beskidów, jak i dla Pogórza – mozaikowy układ pól sprawia, że natężenie spłukiwania w obrębie stoków, uwarunkowane zróżnicowaniem i zmianowaniem upraw, jest różne w obrębie poszczególnych działek (Gil, Słupik 1972, Gerlach 1976, Gil 1979, Święchowicz 2002b,c, 2004, 2016, 2017, 2018). Transport materiału, a zwłaszcza dostawa do koryt potoków uzależniona jest od następstwa działek w profilu podłużnym stoków. W Beskidach – ze względu na większą przepuszczalność pokryw zwietrzelinowych oraz duże zróżnicowanie długości i nachyleń stoków – częściej występuje poprzeczny układ pól, ustabilizowany występowaniem teras rolnych (Gerlach 1976, Gil 1979). Na Pogórzu Karpackim – ze względu na mniejszą przepuszczalność pokryw oraz małe zróżnicowanie długości i nachyleń stoków – częściej występuje podłużny układ działek bez ustabilizowanych poprzecznych miedz na ich granicach (Święchowicz 2001).

Trwały układ działek i uprawa pól poprzeczna do spadku stoku wielokrotnie zmniejszają erozję gleby i prowadzą do powstania teras rolnych. Terasy rolne składają się z łagodnie nachylonej powierzchni (ławy terasy) zajętej przez grunty orne oraz stromej skarpy porośniętej darnią lub krzewami. Ława terasy, dzięki przemieszczaniu gleby przez pług oraz spłukiwaniu, ulega w górnej części obniżaniu (degradacji), natomiast w dolnej części agradacji, co prowadzi do nadbudowywania skarpy (ryc. 4.17). W obrębie stoków z układem działek i uprawą pól poprzeczną do spadku stoku – spływ wody i spłukiwanie gleby odbywa się w obrębie poszczególnych działek, które stanowią przeważnie odizolowane od siebie i funkcjonujące niezależnie systemy (Gerlach 1966, Słupik 1973, Gil 1976, 1979). W ich obrębie ma miejsce transport i akumulacja materiału na krótkich odcinkach. Odprowadzanie materiału z całego stoku następuje systemem bruzd i dróg polnych, biegnących wzdłuż działek w dół stoków. Szacuje się, że rozmiary denudacji na stokach rolnych sterasowanych są około 40% mniejsze od spłukiwania na stokach pozbawionych teras (Gerlach 1966).

W. Froehlich i D.E. Walling (1995) nazywają te dwa systemy transferu cząstek linijnym ciągłym (zachodzącym na całej długości stoku podczas roztopów i większości opadów oraz związanym z rozcięciami erozyjnymi i drogami) i kaskadowym odcinkowym (zachodzącym w obrębie działek ograniczonych terasami rolnymi).

Orka zgodna z nachyleniem stoku wielokrotnie zwiększa natężenie procesów. Jeśli stoki są użytkowane jednolicie na całej długości, to natężenie spłukiwania rośnie wraz z długością stoku, a akumulacja deluwiów występuje u ich podnóży (ryc. 4.17II; Gil 1979, Święchowicz 2012a, 2016, 2017, 2018).

Spłukiwanie powierzchniowe i linijne występuje szczególnie intensywnie podczas silnych ulew i deszczów nawalnych, jeśli małe zlewnie niemal w całości są użytkowane jako grunty orne i wykorzystywane pod jednolite uprawy, np. buraków cukrowych. Brak tradycyjnego układu pól oraz miedz i skarp na ich granicach intensyfikuje spłukiwanie. Na powierzchni stoków tworzą się głębokie

(miejscami do 2 m) żłobiny, którymi transportowana jest woda i materiał odprowadzany ze stoków.

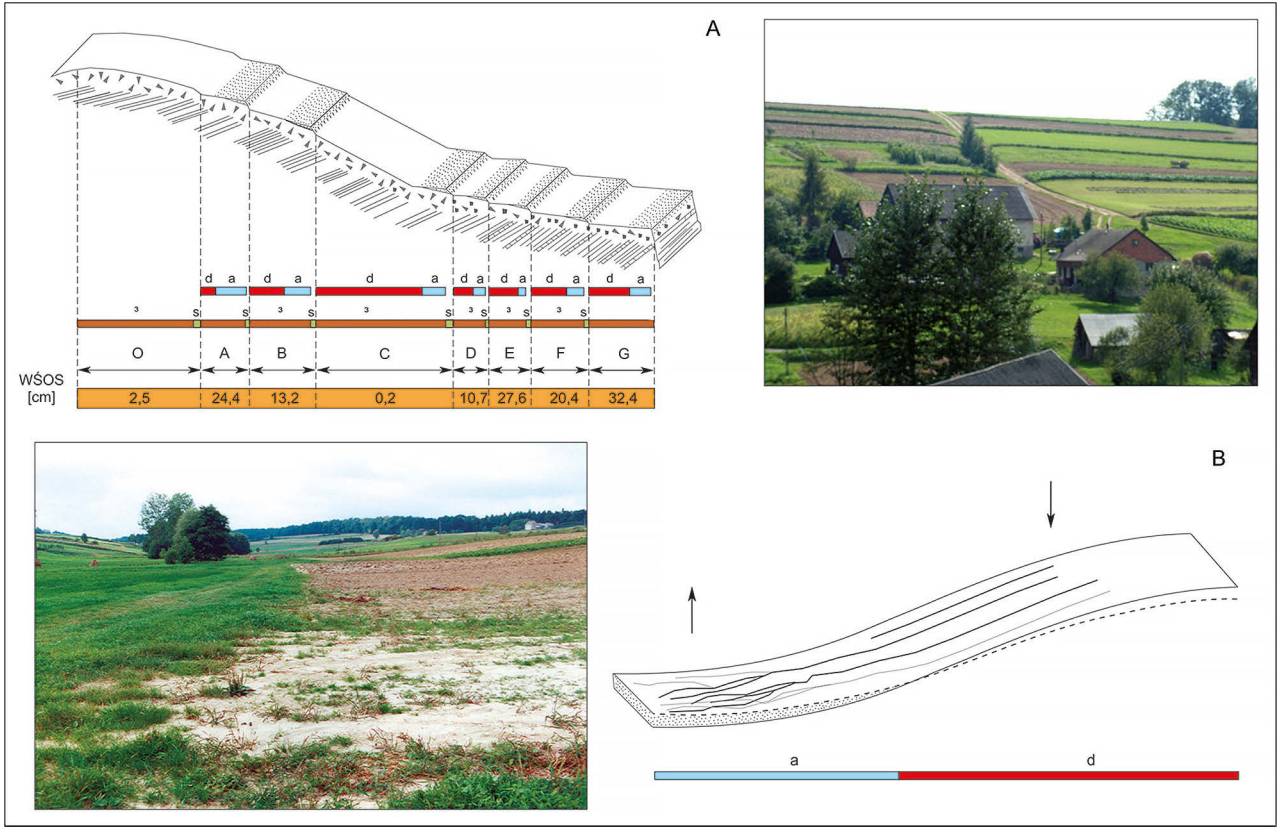
Zdarza się, że niektóre małe zlewnie pogórskie są niemal w całości użytkowane jako grunty orne i wykorzystywane pod uprawy głównie buraków cukrowych. W takich warunkach proces spłukiwania powierzchniowego i linijnego przebiega szczególnie intensywnie zwłaszcza podczas krótkotrwałych ulew (ryc. 4.18). Na powierzchni stoków tworzą się żłobiny, którymi transportowana jest woda i wyerodowana gleba. Rozcięcia erozyjne na gruntach ornych są w większości formami nietrwałymi, najczęściej usuwanymi podczas zabiegów agrotechnicznych (Święchowicz 2004, 2009, 2017).

W zlewniach pogórskich dostawa materiału ze stoków do koryt potoków ma miejsce lokalnie i tylko podczas ekstremalnych zdarzeń opadowych. Jednak i wówczas większość materiału deponowana jest w obrębie stoków, podstokowych równin deluwialnych lub zatrzymuje się dopiero w obrębie den dolin, zajętych przez trwałe użytki zielone. Wynikiem rozwoju rzeźby są – typowe dla Pogórza – wypukło-wklęsłe lub wielosegmentowe, schodowe stoki rolnicze oraz nieckowate i płaskodenne doliny, z systematycznie nadbudowywanymi deluwialnymi podnóżami. Te równiny i płaskie dna dolin stanowią strefę oddzielającą słabo ze sobą powiązane stoki i koryta. Jest to równocześnie strefa, w której w większości następuje deponowanie materiału odprowadzanego ze stoków (Święchowicz 2012a, 2017).

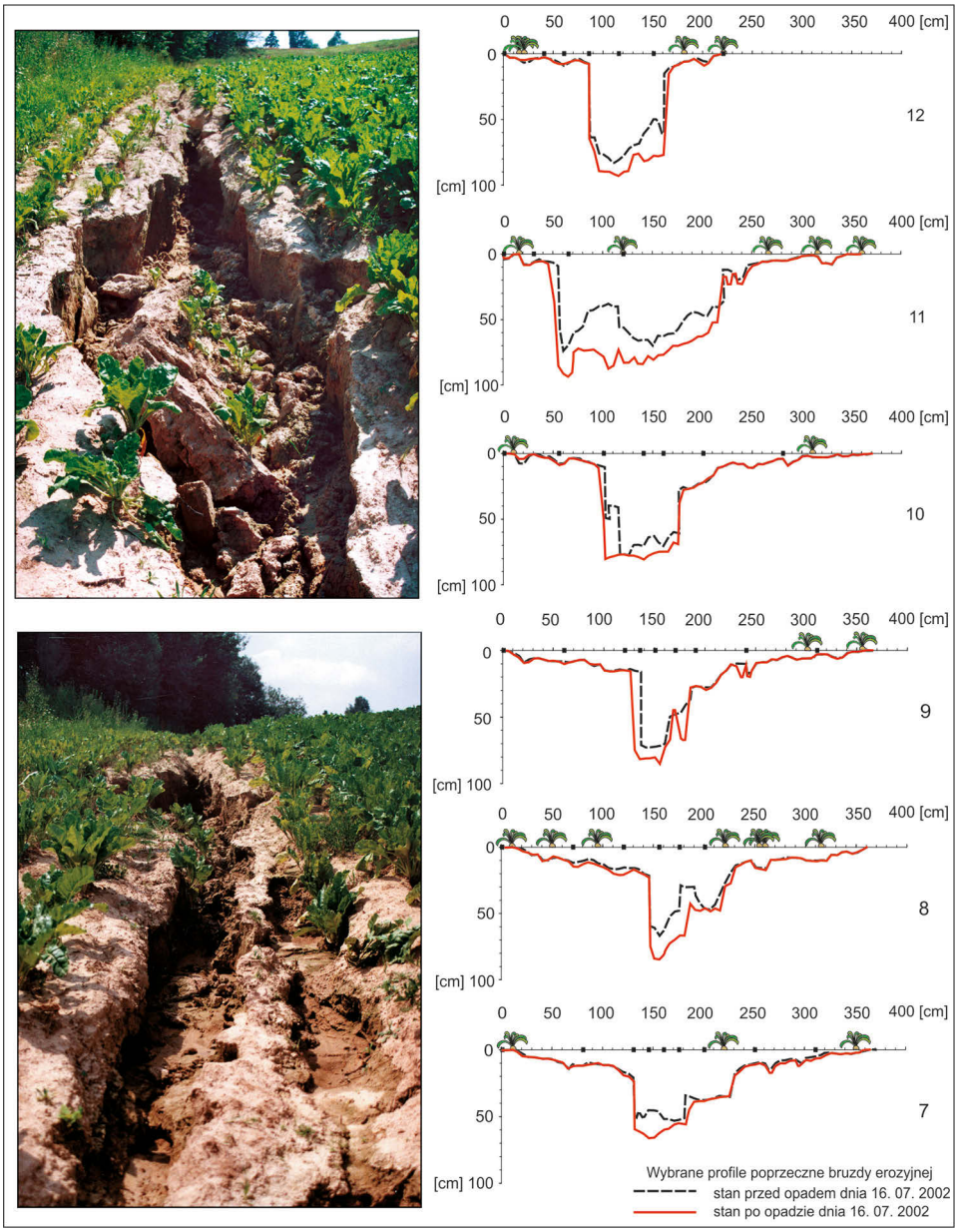
W Karpatach fliszowych tempo rozwoju stoków zależy od szaty roślinnej i użytkowania ziemi. Na gruntach ornych poprzeczna uprawa i stosowany płodozmian oraz różne zabiegi agrotechniczne zmniejszają spłukiwanie gleby i prowadzą do powstania teras rolnych i nieregularnego profilu stoku. Natomiast na stokach uprawianych zgodnie ze spadkiem terenu depozycja u podnóży stoków lub w dnie doliny powoduje wydłużanie się wklęsłej części stoków i w rezultacie zacieranie wyraźnych granic morfologicznych pomiędzy stokami a dnem doliny (ryc. 4.17; Święchowicz 2012a, 2017, 2018).

4.2.2.2. Sufozja

W Karpatach podziemnemu wymywaniu i odprowadzaniu cząstek mineralnych sprzyja występowanie pokryw głównie gruzowych, gruzowo-gliniastych i pylastych, zalegających na nieprzepuszczalnym podłożu (ryc. 4.16; Czeppe 1960, Starkel 1960, 1965, 1972, Galarowski 1976). Woda opadowa, przesiąkająca w głąb i płynąca systemem spękań, szczelin czy korytarzy zwierzęcych w pokrywie glebowej, zwietrzelinie lub na kontakcie litej skały i zwietrzeliny, wypłukuje materiał mineralny i prowadzi do powstania form sufozyjnych zarówno podziemnych, jak i powierzchniowych (Czeppe 1960, Starkel 1960, Galarowski 1976). Pokrywy zwietrzelinowe tworzą zwykle poziomy wyklinowujące się u podnóży stoków, dlatego spływająca w nich woda tworzy najczęściej okresowe zbiorniki wodne i wypływa na powierzchnię, tworząc młaki. Jeśli stoki zostaną podcięte np. przez rzekę, na ogół dochodzi do zdrenowania pokryw, a spływająca woda, wymywając części ziemiste, żłobi podziemne kanały, których strop zwykle się



Ryc. 4.17. (A) Profil stoku o terasowym układzie pól (wg Gerlacha 1966, zmienione), O – stok niesterasowany, A–G – terasy rolne, ł – ława terasy (łagodnie nachylona powierzchnia terasy), s – stroma skarpa terasy (porośnięta darnią lub krzewami), d – powierzchnia degradacyjna, a – powierzchnia agradacyjna, WŚOS – wielkość średniego obniżenia stoku [cm]; (B) profil stoku wypukło-wklęsłego: d – powierzchnia degradacyjna, a – powierzchnia agradacyjna (wg Święchowicz 2006)



Ryc. 4.18. Zlewnia Dworskiego Potoku (Pogórze Wiśnickie) – skutki spłukiwania na polu uprawy buraków (profile poprzeczne 7–12) po opadach w lipcu 2002 r. (fot. J. Święchowicz)

zapada, co prowadzi do powstania na powierzchni studni sufozyjnych (ryc. 4.19; Czeppe 1960, Starkel 1960).

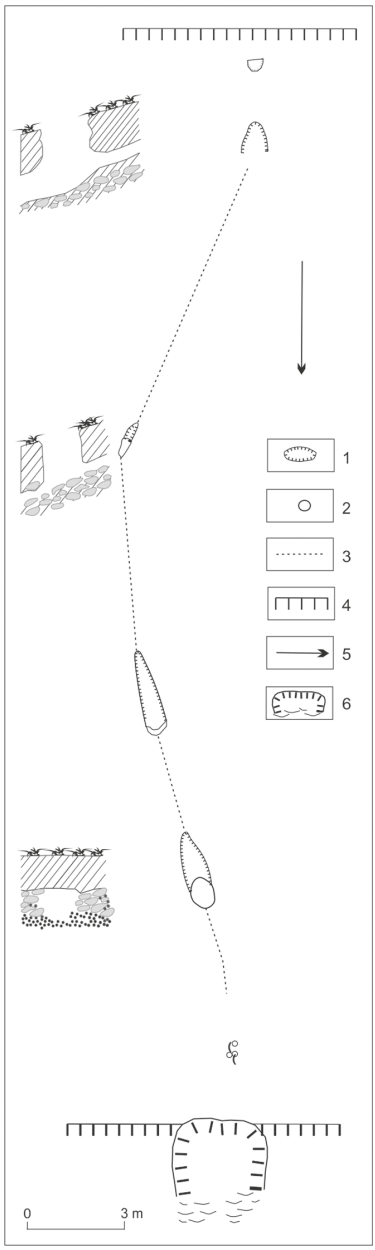
Sufozja przebiega wzdłuż szczelin lub kanałów ułatwiających przepływ wody w glebie (Starkel 1960). Najczęściej są nimi w warstwach przypowierzchniowych (30–60 cm) nory kretów i małych gryzoni, a w warstwach głębszych – korzenie drzew żyjących lub obumarłych oraz powierzchnie kontaktu gliny zboczowej z warstwą ilasto-gruzową lub podłożem skalnym. Wody opadowe i roztopowe wnikają pod zwięzłą warstwę darniową, spływają kanałami i wymywają drobny materiał. Rozszerzanie średnicy kanałów sufozyjnych może doprowadzić do osłabienia, a następnie zapadania stropu (Czeppe 1960, Paleczna 1995, Bernatek 2015, Bernatek-Jakiel, Poesen 2018). Ostatnie badania w Bieszczadach wykazały, że główne kanały sufozyjne tworzą się na powierzchni kontaktowej pomiędzy glebą a podłożem macierzystym, zaś ich średnica wynosi około 30–40 cm (Bernatek-Jakiel i in. 2016).

Woda w kanałach sufozyjnych pochodzi zarówno z opadów, jak i wód gruntowych (Vannoppen i in. 2017). Erozyjna działalność wody płynącej w kanałach sufozyjnych jest epizodyczna, zachodzi głównie podczas ulew i roztopów. Spływ śródpokrywowy trwa znacznie dłużej niż powierzchniowy i odbywa się głównie systemem kanałów i korytarzy zwierzęcych (Starkel 1960, Bernatek-Jakiel i in. 2016, 2017). Większy wpływ na powstanie form sufozyjnych mają wody roztopowe niż opadowe. Zwarta pokrywa roślinna utrudnia bowiem wnikanie wody w system podpowierzchniowych kanałów. Topnienie śniegu przebiega zwykle stopniowo i może powtarzać się kilkakrotnie. Przy braku gęstej pokrywy roślinnej wody roztopowe z łatwością dostają się w niekapilarne przestwory glebowe (Czeppe 1960, Galarowski 1976, Bernatek-Jakiel i in. 2015).

Sufozja występuje zarówno na obszarach zalesionych, jak i użytkowanych rolniczo (Czeppe 1960, Starkel 1960, Bernatek 2015). Większość rejestrowanych form sufozyjnych występuje na stokach zajętych przez trwałe użytki zielone i pastwiska. Na terenach użytkowanych rolniczo, zwłaszcza na gruntach ornych, zabiegi agrotechniczne niszczą istniejące kanały i uniemożliwiają rozwój typowych form sufozyjnych (Czeppe 1960, Galarowski 1976, Bernatek-Jakiel, Poesen 2018).

Wysiedlenie po II wojnie światowej ludności łemkowskiej z Beskidu Niskiego i Bieszczadów spowodowało zmiany użytkowania ziemi w tych regionach. Większość pól uprawnych została zajęta pod łąki i pastwiska albo zalesiona. Zaniechanie uprawy roli przyśpieszyło sufozję, bo zwiększyła się i zagęściła sieć podziemnych kanałów zwierzęcych, które w przeszłości były systematycznie niszczone przez orkę. W obrębie stoków powstało wiele zagłębień sufozyjnych oraz następowało obrywanie się i osuwanie krawędzi teras rolnych, które z upływem czasu zostały utrwalone przez roślinność (Czeppe 1960). Szczegółowe badania właściwości gleb wykazały na znaczącą rolę aktywności biologicznej organizmów roślinnych i zwierzęcych w tworzeniu kanałów sufozyjnych (Bernatek-Jakiel i in. 2016).

Procesy i formy sufozyjne występują częściej w Karpatach Wschodnich (Czeppe 1960, Starkel 1965, Galarowski 1976) niż w górach i na pogórzach



Ryc. 4.19. System sufozyjny (wg Czeppego 1960)
1 – zagłębienie sufozyjne, 2 – studnia, 3 – przypuszczalny przebieg kanału, 4 – krawędź skarpy rolnej, 5 – kierunek największego nachylenia stoku, 6 – nisza i jęzor osuwiska

Karpat Zachodnich (Starkel 1960). Najbardziej typowe formy sufozyjne powstają na obszarach zbudowanych z warstw krośnieńskich, pokrytych miąższą (>1 m) warstwą zwietrzeliny pylasto-piaszczystej (Czeppe 1960, Starkel 1960, Galarowski 1976). W wyniku sufozji powstają kanały sufozyjne. Najczęściej o istnieniu kanałów sufozyjnych wnioskuje się na podstawie zapadniętego terenu nad kanałem. Powstają wówczas powierzchniowe formy sufozyjne, wśród których wyróżnia się zagłębienia, studnie oraz ślepe dolinki sufozyjne (Bernatek 2015, Bernatek-Jakiel, Poesen 2018). Formy te występują najczęściej w zespołach (tzw. systemy sufozyjne; ryc. 4.19; Czeppe 1960). Zagłębienia sufozyjne powstają w wyniku osiadania terenu nad kanałem sufozyjnym, ale w których nie doszło jeszcze do przerwania ciągłości pokrywy roślinnej i glebowej. Z czasem zagłębienia mogą przekształcić się w studnie sufozyjne. Studnie to formy o pionowych lub prawie pionowych ścianach, które powstały w wyniku zapadnięcia terenu nad kanałem sufozyjnym, a dno tych form stanowi jednocześnie dno kanału sufozyjnego. W formach tych niekiedy materiał, który uległ zapadnięciu, zalega jeszcze na dnie studni, a ściany tych form modelowane są przez niewielkie ruchy masowe. W wyniku zapadnięcia terenu pomiędzy kolejnymi studniami lub powiększania się jednej studni mogą rozwinąć się tzw. ślepe dolinki sufozyjne, czyli formy o wydłużonym kształcie zakończone wlotem do kanału sufozyjnego (Czeppe 1960, Starkel 1960, Galarowski 1976, Bernatek 2015, Bernatek-Jakiel, Poesen 2018).

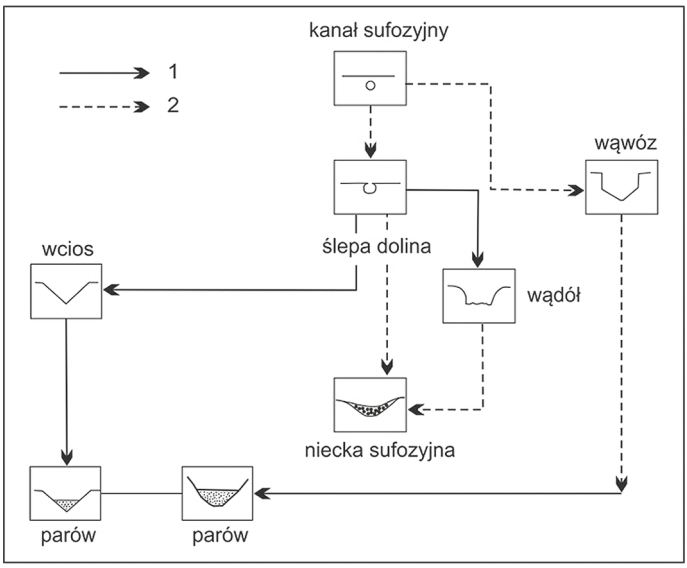
Sufozja prowadzi do powstania nie tylko form erozyjnych, ale także form akumulacyjnych z materiału wyniesionego z kanałów sufozyjnych, wśród których wyróżnia się stożki i kopczyki sufozyjne. Stożki sufozyjne kształtem i mechanizmem powstania przypominają stożki napływowe. Woda wraz z transportowanym materiałem wydostaje się ze stosunkowo wąskiego kanału na powierzchnię, nie jest już ograniczona ścianami kanału, spada zatem prędkość płynięcia wody, a transportowany materiał zostaje zdeponowany. Natomiast kopczyki sufozyjne (o kształcie kopców, pagórków) powstają w wyniku zablokowania kanału sufozyjnego i wydostania się wody wraz z transportowanym materiałem pod ciśnieniem na powierzchnię terenu. Materiał jest zrzucany wokół wylotu kanału, a woda odprowadzana po powierzchni terenu zgodnie z nachyleniem (Bernatek-Jakiel, Poesen 2018).

Na stokach karpackich, gdzie następuje sufozja, w wyniku odprowadzania materiału oraz zapadania kanałów sufozyjnych dochodzi do kombinacji spłaszczania z równoczesnym cofaniem odcinków wypukłych oraz do rozczłonkowywania stoków i zmiany ich kształtu. Zmiana kształtu stoku i powstawanie lokalnych zagłębień (zapadniętych kanałów) powoduje lokalne zmiany w obiegu wody na stoku (Bernatek-Jakiel 2017).

Na wielu obszarach Karpat młode dolinki rozcinające stoki rozwinęły się na drodze sufozji (Starkel 1960, Bernatek 2015, Bernatek-Jakiel, Wrońska-Wałach 2018). Kanały sufozyjne powstają często powyżej zamknięć istniejących dolin, ukierunkowując ich rozwój i prowadząc do ich wydłużenia w górę stoku. Kiedy wymywanie materiału glebowego przebiega intensywnie, studnie sufozyjne powiększają swoją powierzchnię i łączą się, co na ogół prowadzi do powstania na stoku ślepej dolinki. Zbocza takich dolin są zwykle urwiste, a dna niewyrównane. Jeśli w kolejnym etapie dojdzie do podcięcia stoku, może wówczas następować dalszy rozwój doliny. Początkowo może być ona wąwozem lub debrzą. Zmiana użytkowania (wylesienie obszaru) zwykle prowadzi do przekształcenia doliny w parów, a na terenach zalesionych dolinka zapadliskowa zmienia się we wcios. Na polach ornych zaorywanie zapadlisk prowadzi do powstania dolinek nieckowatych. W przypadku zaprzestania uprawy w dnach dolin rozwijają się nowe formy sufozyjne (ryc. 4.20; Starkel 1960). Kanały sufozyjne mogą też powstać w obrębie stoków niezależnie od istniejącej sieci dolinnej, wówczas po całkowitym zapadnięciu mogą doprowadzić do zainicjowania kształtowania się nowej doliny (Bernatek 2015).

4.2.2.3. Procesy eoliczne

Karpaty są zaliczane do regionów o dużej intensywności współczesnych procesów eolicznych (Wojtanowicz 1990, 1999). Procesy mają głównie zasięg lokalny i regionalny. Obejmują: deflację (wywiewanie), transport i akumulację. Intensywność procesów eolicznych i ich morfologiczne skutki są uzależnione od warunków klimatycznych, użytkowania ziemi oraz od ukształtowania terenu (Gerlach, Koszarski 1969, Janiga 1975, Gerlach 1976, 1977, Welc 1977, Izmaiłow 1995b, Drużkowski 1998).



Ryc. 4.20. Kierunki rozwoju dolinek holoceńskich w Karpatach (wg Starkla 1960)
1 – naturalne kierunki rozwoju dolin, 2 – kierunek rozwoju uwarunkowany zmianami użytkowania ziemi

Procesy eoliczne zachodzą już przy wiatrach umiarkowanych (>5 m·s^{-1}), choć najbardziej efektywne są podczas wiatrów silnych (>10 m·s^{-1}) i bardzo silnych (>15 m·s^{-1}). W Karpatach fliszowych liczba dni z wiatrem silnym i bardzo silnym ogranicza się do kilku procent dni w roku (Welc 1977, Niedźwiedź i in. 1985). Na grzbietach Pogórza Karpackiego wiatry silne mogą stanowić od 1,1% (w czerwcu) do 11,3% (w grudniu), a wiatry bardzo silne nie przekraczającą 1% w roku. Na szczytach beskidzkich wiatry silne zdarzają się z częstością 15,4%, a udział wiatrów bardzo silnych w ciągu roku dochodzi do 4% (Niedźwiedź i in. 1985).

W warunkach naturalnych działalność wiatru ogranicza się do koryt dużych rzek, obszarów położonych powyżej górnej granicy lasu, a w większych kompleksach leśnych porastających stoki górskie i pogórskie polega głównie na saltacji wykrotowej. W dnach dolin i kotlin deflacja jest ograniczona do powierzchni bez szaty roślinnej: brzegów koryt, łach, wałów przykorytowych czy świeżych podcięć erozyjnych. Powyżej górnej granicy lasu procesy eoliczne stwierdzono w Bieszczadach, na wąskich grzbietach połonin, pozbawionych zwartej pokrywy darniowej (powierzchnie skałkowe, przełęcze). Korazji i deflacji podlegają głównie przełęcze i stoki o ekspozycji południowej i południowo-zachodniej, przeważnie podczas wiatru fenowego. Akumulacja ma miejsce na stokach zawietrznych. Na podstawie pomiarów w okresie trzech zim 1965–1967 wielkość akumulacji eolicznej wynosiła od 1,0 do 1,9 t·ha·km^{-1} (tab. 4.5; Pękala 1969).

Na zalesionych grzbietach podczas porywistego wiatru występuje saltacja wykrotowa (Gerlach 1960, 1966, 1976). Proces ten polega na wyrywaniu – wraz z korzeniami drzew – znacznych ilości gleby, przemieszczaniu jej przeważnie

w dół stoku oraz depozycji w niewielkiej odległości od miejsca wyrwania. Saltacja wykrotowa powoduje powstanie płytkich obniżeń, ułatwia rozmywanie odsłoniętej gleby i w efekcie prowadzi do lokalnego obniżania powierzchni stoków.

Procesy eoliczne odgrywają zdecydowanie większą rolę w przeobrażaniu rzeźby w środowisku przekształconym antropogenicznie (Gerlach, Koszarski 1968, Gerlach 1976, 1986, Wojtanowicz 1990, 1999).

Najbardziej sprzyjające warunki działania procesów eolicznych występują na gruntach ornych. Deflacja działa głównie w półroczu zimowym (XI–III), kiedy grunty orne, spulchnione przez orkę, pozbawione są pokrywy roślinnej, jest mała wilgotność gruntu, a procesy mrozowe rozbijają spoistość agregatów glebowych (Gerlach, Koszarski 1969, Janiga 1975, Welc 1977, Izmaiłow 1995a, b). W czasie zimy dogodne warunki do działania procesów eolicznych panują tylko wtedy, kiedy pokrywa śnieżna nie jest zbyt gruba i zwarta. Są to najczęściej krótkie epizody niewystępujące corocznie.

W Dołach Jasielsko-Sanockich zimą i wczesną wiosną, podczas silnych wiatrów południowych (tzw. wiatrów dukielskich lub rymanowskich), stwierdzono intensywną deflację na stokach dowietrznych oraz akumulację glebowego materiału eolicznego na stokach zawietrznych (ryc. 4.21; Gerlach, Koszarski 1968, 1969).

Ze stoków dowietrznych i kulminacji wzniesień następuje wywiewanie pokrywy śnieżnej, a potem gleby, często aż do odsłonięcia systemu korzeniowego roślin. Maksymalna deflacja występuje głównie w środkowej i miejscami w górnej części stoku. W obrębie spłaszczeń wierzchowinowych intensywność procesu jest zdecydowanie mniejsza. W okresie zimy 1964/1965 na stoku zawietrznym depozycja materiału glebowego zmieszanego ze śniegiem i na śniegu wynosiła do 125 w górnej części stoku, w środkowej – do 875, a w dolnej – do 250 $t \cdot ha^{-1}$ (tab. 4.5; Gerlach, Koszarski 1968). Zdecydowanie mniejsze wywiewanie gleby na stokach dowietrznych i akumulację na stokach zawietrznych stwierdzono na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego koło Szymbarku, na bardziej zwięzłych glebach. Na stoku zawietrznym za okres zimy 1968/69 depozycja gleby wynosiła w górnej części stoku do 7,46, w środkowej – 1,9, a w dolnej – 10,7 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (tab. 4.5; Welc 1977).

Sedymentacja materiału glebowego na większą skalę ma miejsce na zaspach śnieżnych za i (lub) przed przeszkodami sztucznymi i naturalnymi występującymi zarówno na równinach, jak i stokach (ryc. 4.21). Pomiary w Dołach Jasielsko Sanockich (Gerlach, Koszarski 1969) wykazały, że maksymalna miąższość osadu (głównie frakcji pyłowej) w zaspie może dochodzić do 2 cm, natomiast całkowita ilość materiału glebowego w warstwach śniegu budującego pojedynczą zaspę (powierzchnia 750 m^2) może osiągnąć 1575 kg.

Po stopieniu lub wyparowaniu śniegu zdeponowana na nim gleba osiada na powierzchni terenu. Podczas roztopów może być również spłukana w dół stoków i osadzona u ich podnóży lub w dnach dolin, a nawet dostarczona do koryt potoków. Na stromo nachylonych stokach przemieszczanie ma miejsce na całej powierzchni, natomiast na słabo nachylonych materiał transportowany jest głównie żłobinami erozyjnymi (Gerlach, Koszarski 1968).

Tabela 4.5. Depozycja eolicznego materiału glebowego w różnych regionach Karpat (wg różnych autorów)

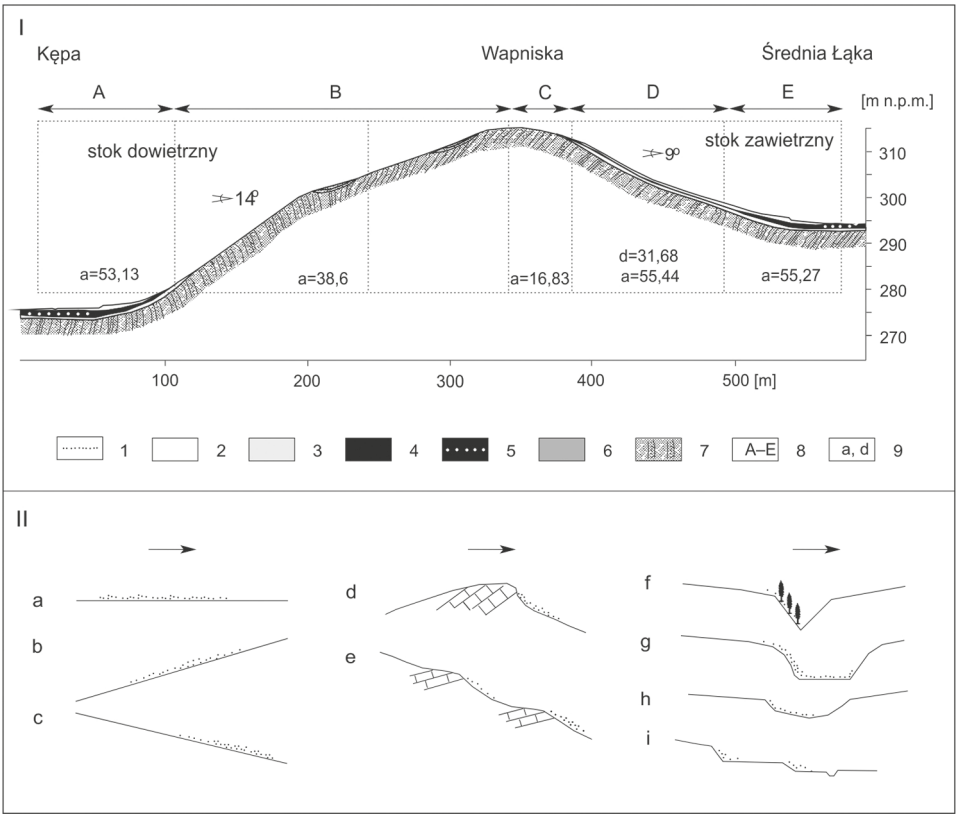
Region	Autor	Okres badań	Depozycja eoliczna [$t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$]
Karpaty	Wojtanowicz, 1999	–	5,0–10,0
Doły Jasielsko-Sanockie	Gerlach, Koszarski, 1969	zima 1964/1965	125,0–875,0
Bieszczady	Pękala, 1969	zimy 1964/1965–1966/1967	1,0–1,9
Beskid Niski	Janiga, 1971	zimy 1965/1966–1969/1970	70,0–241,0
Pogórze Ciężkowickie	Welc, 1977	zima 1968/1969	1,9–10,7
Pogórze Wielickie	Izmaiłow, 1995b, c	zima 1994/1995	0,06–1,76

Z badań S. Janigi (1971, 1975) wynika, że intensywność deflacji wzrasta wraz z wysokością nad poziom morza, jednak równocześnie obszar objęty deflacją, ograniczony głównie do gruntów ornych, maleje wraz z wysokością, a powierzchnia pól alimentacyjnych stanowi 2–12% obszaru deflacji.

Na przedpolu gór, w Dołach Jasielsko-Sanockich (320–350 m n.p.m.), w obniżeniach pooddzielanych niewysokimi wzniesieniami, średnia wielkość depozycji materiału glebowego sięgała do 70 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$. W niższych częściach Beskidu Niskiego (350–500 m n.p.m) o rzeźbie pogórskiej średnia wielkość depozycji materiału glebowego wynosiła nieco ponad 128 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$. W wyższych zalesionych częściach Beskidu Niskiego (550–600 m n.p.m.) średnia wielkość depozycji materiału glebowego wynosiła nieco ponad 241 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (tab. 4.5; Janiga 1975).

Duże zróżnicowanie procesów eolicznych występuje również w brzeżnej części Pogórza Karpackiego (Izmaiłow 1995a, c). Mimo że do uruchomienia powszechnie występujących tu utworów pyłowych wystarczą już umiarkowane prędkości wiatru (>5 $m \cdot s^{-1}$), mała liczba dni z wiatrem silnym i bardzo silnym oraz długo utrzymująca się wilgotność gruntu nie sprzyjają intensywnej deflacji. Długi okres oddziaływania wiatrów o umiarkowanych prędkościach i zmiennych kierunkach na suche podłoże wiosną, latem i jesienią jest morfologicznie mniej skuteczny od krótszego okresu zimowego, cechującego się silniejszymi wiatrami wiejącymi z jednego – W–SW sektora (Izmaiłow 1995b). Przemieszczanie odbywa się na niewielkie odległości, większość materiału zostaje deponowana w pobliżu miejsca deflacji, głównie na granicach zbiorowisk roślinnych i barierach morfologicznych. W okresie zimy 1994/1995 wielkość depozycji materiału glebowego w strefie progu Pogórza Karpackiego wynosiła 0,06–1,7 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (tab. 4.5; Izmaiłow 1995c).

W Karpatach fliszowych częstość występowania oraz intensywność procesów eolicznych zmienia się z roku na rok, jest zróżnicowana wraz z wysokością nad poziom morza oraz w obrębie pojedynczych form terenu. Deflacja ma miejsce w obrębie form wypukłych, płaskich oraz na stokach dowietrznych. Na powierzchniach o zwartej pokrywie roślinnej, o dużej wilgotności gleby lub silnym



Ryc. 4.21. Morfologiczne skutki erozyjnej i akumulacyjnej działalności wiatru na stokach karpackich (wg Gerlacha, Koszarskiego 1968, Gerlacha 1986)

I. Bilans ruchu gleby na stoku dowietrznym i zawietrznym wzgórza Wapniska w okresie gospodarki człowieka (ok. 600 lat): 1 – cienka powłoka świeżej zwietrzeliny w strefie deflacji, 2 – glina eoliczno-deluwialna, 3 – glina deluwialna, 4 – kopalny poziom próchniczny, 5 – torf, 6 – zwietrzelina o zaawansowanym stadium rozwoju, 7 – podłoże skalne, flisz oligoceński, 8 – charakterystyczne części stoków i kubatura przemieszczanej w ich obrębie gleby (A–E), 9 – agradacja (a) [m^3], degradacja (d) [m^3]. II. Przykłady akumulacji eolicznej związanej z przeszkodami: a–c – przeszkody na równinie lub stoku, d–e – załomy strukturalne, f–h – załomy wypukłe młodych dolinek, i – załomy wypukłe teras

jej przemarznięciu, działalność nawet silnego wiatru nie odgrywa dużej roli. Dotychczasowe badania (Gerlach, Koszarski 1968, Janiga 1975, Gerlach 1976, 1986, Welc 1977, Izmaiłow 1995c) wskazują, że niszczącej działalności wiatru podlegają głównie górne części stoków dowietrznych i wierzchowiny, natomiast stoki zawietrzne są nadbudowywane. Powoduje to obniżenie wyniosłości, zmniejszenie nachylenia i wydłużenie podnóży stoków i akumulację w obniżeniach (ryc. 4.21; Gerlach 1986). W obrębie progu Pogórza Karpackiego najdalsze przemieszczenia zachodzą pod wpływem wiatrów wiejących z sektora zachodniego i południowego, wzdłuż dolin rzecznych. Przy formach usytuowanych poprzecznie w stosunku do kierunku głównych wiatrów transport jest znacznie krótszy. Jedynie podczas

najaktywniejszych wiatrów z sektora zachodniego i południowego, gdy dowietrzne do nich stoki są krótkie i o niewielkim nachyleniu, możliwe jest przenoszenie materiału przez garby wododzielne (Izmaiłow 1995c).

W niektórych regionach Karpat procesy eoliczne odgrywają istotną rolę w kształtowaniu rzeźby stoków, nawet większą niż spłukiwanie (Gerlach, Koszarski 1968). W Dołach Jasielsko-Sanockich na stoku dowietrznym udział deflacji w usuwaniu warstwy glebowej za okres około 600 lat wynosił 60%, a spłukiwania – około 40%. Natomiast na stoku zawietrznym nad spłukiwaniem przeważała depozycja glebowego materiału (Gerlach, Koszarski 1968, 1969, Gerlach 1976). Zaokrąglone wierzchołki wzgórz oraz środkowe i górne części stoków dowietrznych uległy obniżeniu, a dolne nadbudowywaniu i wydłużeniu. Wielkość obniżenia w okresie gospodarki człowieka wyniosła około 60 cm, nadbudowywania – do 105 cm, a wydłużenia – około 50 m. Stoki zawietrzne, z wyjątkiem górnych części, w tym samym czasie uległy wydłużeniu i nadbudowaniu. Wielkość wydłużenia wynosi około 33 m, a nadbudowywania – 15–115 cm. W miejscach maksymalnej akumulacji eolicznej autorzy podają wartość średnią 3,5 m miąższości osadów tylko w ciągu ostatnich 100 lat (Gerlach, Koszarski 1968, 1969, Gerlach 1976, 1986).

W związku z nasilająca się w ostatnich latach tendencją do zmniejszania powierzchni gruntów ornych, w Karpatach następuje wyraźne zmniejszanie się powierzchni potencjalnie narażonych na deflację.

4.2.3. Wpływ zmian użytkowania ziemi na funkcjonowanie procesów przyrodniczych w polskich Karpatach fliszowych

Obszary górskie mają długą historię zmian pokrycia i użytkowania ziemi, łączącą oddziaływanie naturalnych procesów zachodzących w środowisku przyrodniczym z działalnością człowieka. Literatura przedmiotu pokazuje wiele bezpośrednich (ekspansja rolnictwa, eksploatacja zasobów naturalnych, rozwój infrastruktury) i pośrednich (zaludnienie, zaawansowanie technologiczne, czynniki ekonomiczne, polityczne, kulturowe) przyczyn zmian pokrycia i użytkowania ziemi, które na ogół działają w powiązaniu ze sobą (Mather, Needle 2000, Geist, Lambin 2002).

Polskie Karpaty fliszowe obejmują tereny średnich i niskich gór (Beskidy, Bieszczady) oraz, zajmujące ponad połowę obszaru, pogórza i kotliny śródgórskie (Starkel 1972). Jeszcze na przełomie lat 80. i 90. XX w. był to obszar typowo rolniczy, zwłaszcza szeroka strefa pogórzy, utrzymujący się głównie z rolnictwa z niewielką liczbą rozproszonych miast (Soja 2008, Bucała-Hrabia 2017, 2018). W zachodniej części polskich Karpat drobne gospodarstwa rolne i prywatna własność ziemi dominowały po II wojnie światowej w systemie własnościowym w przeciwieństwie do wielu krajów Europy Środkowo-Wschodniej, zorientowanych na kolektywizację rolnictwa (Soja 2008). W tym czasie zaznaczyły się dwa kierunki zmian użytkowania ziemi, wyraźnie zróżnicowane regionalnie. Pierwszy kierunek objął południowo-wschodnią część polskich Karpat (Beskid Niski i Bieszczady), gdzie wysiedlenie Łemków i Bojków w 1947 r. doprowadziło do

nagłego załamania działalności rolniczej i wtórnej sukcesji lasu (Lach 1975, Wolski 2016). Wkraczanie roślinności na dawne pola orne spowodowało ograniczenie spłukiwania pokrywy glebowej, procesów mrozowych oraz erozji wietrznej, ze względu na utworzenie gęstego systemu korzeniowego traw i zwartego glebowego poziomu darniowego (Bucała, Starkel 2013). Na glebach pylasto-piaszczystych Bieszczadów Niskich istotną rolę zaczął odgrywać spływ śródpokrywowy, który doprowadził lokalnie do rozwoju na dużą skalę zapadlisk i wąwozów sufozyjnych (Starkel 1960). Spełzywanie objęło zadarnione zbocza wcięć drogowych, przekształcając je w parowy i płaskodenne wądoły (Wolski 2016). W Beskidzie Niskim w wyniku przeprowadzonej akcji przesiedleńczej Łemków nastąpił spadek liczby ludności o 54% w latach 1931–1950, co znalazło odbicie w użytkowaniu ziemi – wzrost powierzchni leśnej na skutek sukcesji naturalnej (z 30,1% w 1931 do ponad 60% w 1988 r.; Soja 2008). Zmalała również rola procesów grawitacyjnych na stokach, a wzrosła erozja wgłębna w korytach (pogłębienie o 0,5 m koryta rzeki Sękówki) (Lach 1975).

Inny kierunek przekształceń nastąpił w zachodniej i centralnej części polskich Karpat. Charakteryzowały go ewolucyjne zmiany społeczno-ekonomiczne z ciągłym wzrostem zaludnienia i dominacją rolnictwa w strukturze zawodowej mieszkańców wsi do końca lat 80. XX w.

W latach 70. XX w. przy udziale Komitetu Zagospodarowania Ziem Górskich PAN wydzielono 7 typów rzeźby związanych z ich piętrowością, decydujących równocześnie o piętrowości klimatycznej i orograficznej, odbijającej się w udziale stoków o różnym nachyleniu, a przez to o różnych możliwościach uprawy ziemi i budowy szlaków komunikacyjnych (ryc. 4.22; Starkel 1972, 1975). Można było z tego wyciągnąć wnioski o potrzebie racjonalnego wykorzystania gruntów (także w różnych piętrach wysokościowych), porównując aktualny stan użytkowania z racjonalnym. Wnioski te i dołączona do nich rejestracja obszarów osuwiskowych stanowiły istotny materiał dla władz regionalnych w opracowaniu planów zagospodarowania przestrzennego. W ostatnim dziesięcioleciu pełną rejestrację osuwisk karpackich przeprowadził Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawcz w ramach projektu SOPO.

Po upadku gospodarki centralnie planowanej w Europie Środkowej i Wschodniej nastąpiła restrukturyzacja i prywatyzacja rolnictwa. Wprowadzenie gospodarki rynkowej w Polsce spowodowało spadek opłacalności produkcji rolnej, a także szybkie zmiany użytkowania ziemi, które były nierównomiernie rozłożone w czasie oraz miały wpływ na przebieg procesów zachodzących w środowisku przyrodniczym.

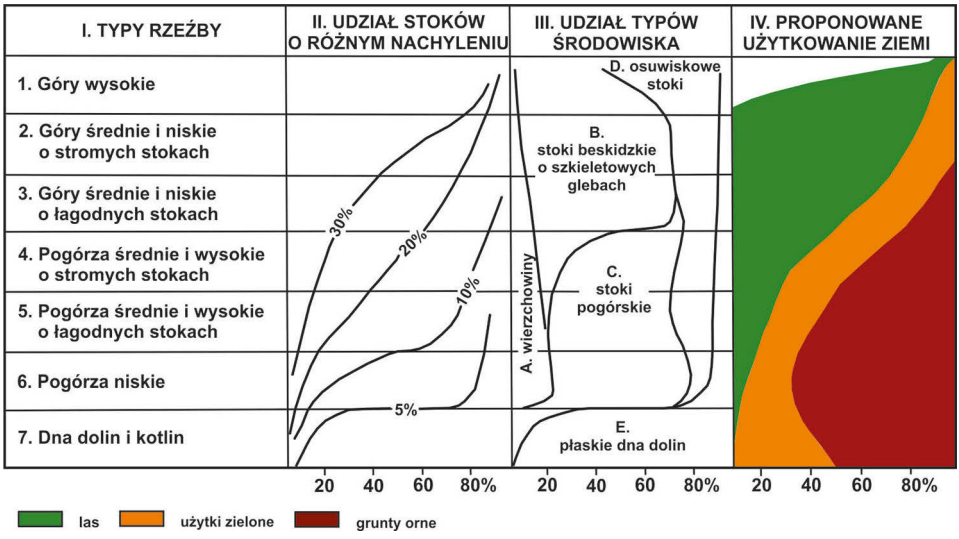
Poważnym problemem, istotnym dla zaprzestania uprawy w górach, stała się również struktura wiekowa mieszkańców wsi. Starsze pokolenie rolników często nie jest w stanie kontynuować uprawy w trudnym środowisku przyrodniczym gór, a młodsza generacja mieszkańców migruje do ośrodków miejskich w poszukiwaniu lepiej płatnej pracy poza rolnictwem (Griffiths i in. 2013, Bucała-Hrabia 2018). Mało urodzajna gleba i niekorzystne warunki klimatyczne są także ważnymi czynnikami, powodującymi porzucanie uprawy na stromych stokach,

zwłaszcza w wyższych wysokościach (Pointereau i in. 2008, Baumann i in. 2011). Unia Europejska (UE) stara się złagodzić proces porzucania gruntów rolnych w ramach Wspólnej Polityki Rolnej, której celem jest wspieranie przyjaznych dla środowiska praktyk rolniczych na mniej urodzajnych obszarach (Keenleyside, Tucker 2010).

4.2.3.1. Zmiany użytkowania ziemi i ich wpływ na funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w środkowej części Karpat fliszowych

W latach 60. i 70. XX w. w zlewniach Jaszcze i Jamne w Gorcach prowadzone były kompleksowe badania nad środowiskiem przyrodniczym przez zespoły badawcze złożone z geografów, gleboznawców i botaników (Medwecka-Kornaś 1968, Adamczyk, Komornicki 1969). Dały one podstawę do przeprowadzenia studiów porównawczych w późniejszych latach (Bucała 2012, Bucała i in. 2016, Bucała-Hrabia 2018).

Badania porównawcze odbywały się w trzech zlewniach środkowej części polskich Karpat fliszowych: zlewniach Jaszcze i Jamne (20,3 km^2) w Gorcach, w Homerce (19,3 km^2) w Beskidzie Sądeckim oraz górnej Uszwicy (22,7 km^2) na Pogórzu Wiśnickim. Zlewnie te są reprezentatywne pod względem zarówno budowy geologicznej, rzeźby terenu, gleb, jak i struktury użytkowania ziemi oraz historii działalności człowieka dla centralnej części pogórskich i środkowo-górskich obszarów polskich Karpat (Starkel 1972). Badany obszar nie doświadczył przemieszczenia ludności, a następnie gwałtownych zmian w użytkowaniu ziemi po II wojnie światowej, znanych z obszarów położonych w południowo-wschodniej części polskich Karpat (Bieszczady, Beskid Niski).



Ryc. 4.22. Typy rzeźby Karpat (wg Starkla 1972)

Jeszcze w latach 70. XX w. udział powierzchni gruntów ornych w badanych zlewniach wynosił od 35,0% w pogórskiej zlewni Uszwicy do 14,4% i 8,9% w beskidzkich zlewniach Homerki oraz Jaszcze i Jamne, natomiast udział powierzchni leśnej 33,9%, 57,6%, 56,6% odpowiednio w trzech zlewniach (Bucała-Hrabia 2018). Do końca lat 80. XX w. struktura użytkowania ziemi nie uległa zasadniczym zmianom. Pojawiły się jednak tendencje do stopniowego wzrostu powierzchni lasów o 2,9–6,7% i zmniejszenia gruntów ornych o 10,6–29,0% w trzech zlewniach. Natomiast największy spadek powierzchni gruntów ornych i wzrost powierzchni lasów nastąpił po 1989 r., szczególnie przed 1997 r. Powierzchnia lasu zwiększyła się w tym okresie o 8,8–14,9%, przy równoczesnym zmniejszeniu powierzchni gruntów ornych o 65,6–69,9%.

Do 2015 r. powierzchnia lasów wzrosła o 20–27%, przy ciągłym zmniejszaniu powierzchni gruntów ornych o 89–93%. Dolny zasięg zwartego lasu obniżył się średnio o 100 m w porównaniu do zasięgu z lat 70. XX w. Powierzchnia łąk i pastwisk podlegała złożonym zmianom, zarówno zmniejszeniu związanemu z sukcesją lasu, jak i zwiększeniu wskutek zarastania opuszczanych gruntów ornych zbiorowiskami traw. Najszybciej reagującym typem użytkowania ziemi na zmiany społeczno-ekonomiczne były grunty orne. Ich udział w strukturze użytkowania ziemi może być wskaźnikiem krótkookresowych (dekadowych) zmian antropopresji na obszarach wiejskich. Zlewnie o najwyższym udziale lasów i najniższym udziale gruntów ornych wykazywały największą stabilność użytkowania ziemi, tj. 59,4%, 69,5% i 70,7% odpowiednio w zlewniach Uszwicy, Homerki oraz Jaszcze i Jamne.

Największe zmiany użytkowania ziemi występują na stokach pomiędzy dnami dolin zajętymi przez użytki zielone, a górnymi częściami zlewni porośniętymi lasem. Zmiany te mają charakter nieliniowy z dominacją opuszczania pól uprawnych w dolnych częściach dolin i na łagodnych stokach oraz sukcesji lasu w górnych partiach dolin i na stromych stokach. Zmianom użytkowania ziemi w postaci opuszczania gruntów ornych towarzyszył ciągły postępujący wzrost gęstości zaludnienia o 29% w zlewniach Uszwicy i Homerki, a nawet 50% w zlewni Jaszcze–Jamne w latach 1975(77)–2015. Wyrazem tego jest wzrost powierzchni obszarów zabudowanych i gęstości dróg w dnach dolin. Jest to sytuacja odmienna od obserwowanej w górach Europy Zachodniej, gdzie stopniowemu zaprzestaniu uprawy i zwiększeniu lesistości towarzyszył spadek gęstości zaludnienia. Zmniejszyła się natomiast liczba ludności utrzymująca się wyłącznie z rolnictwa z 52% w zlewni Uszwicy, 35% w zlewni Homerki i 73% w zlewni Jaszcze–Jamne do mniej niż 5% we wszystkich zlewniach w tym samym okresie (ryc. 4.23) (Bucała-Hrabia 2018).

Sukcesja lasów i porzucanie pól uprawnych spowodowały stopniowe przesunięcie granicy rolno-leśnej w pobliże jej naturalnego położenia, uwarunkowanego klimatem (Starkel, Obrębska-Starklowa 2005). Struktura użytkowania ziemi w zlewniach zbliżyła się do zaproponowanej w koncepcji racjonalnego gospodarowania dla polskich Karpat jeszcze w latach 70. XX w. (Starkel 1972, 1975) i należałoby ją wziąć pod uwagę przy opracowywaniu planów

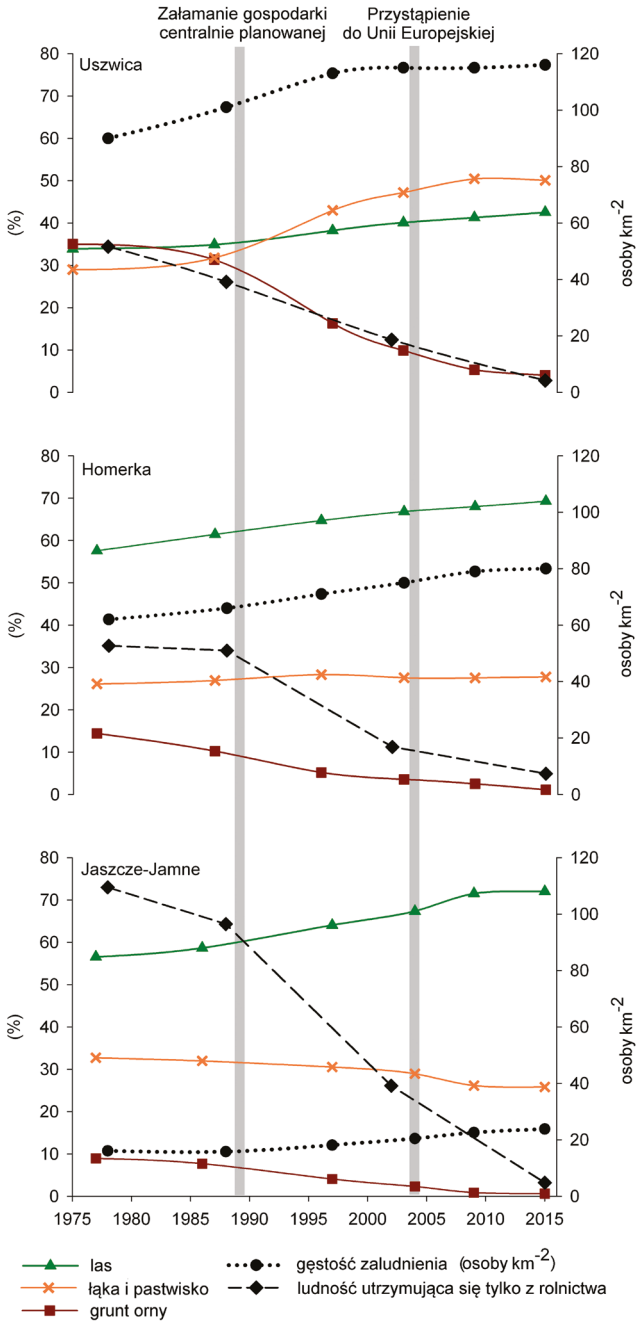
zagospodarowania przestrzennego obszarów wiejskich w Karpatach (Starkel, Kundzewicz 2008).

Wyrazem zmian użytkowania ziemi, zachodzących wyraźnie od lat 90. XX w., było zahamowanie niektórych procesów przyrodniczych, a nasilenie się innych. Postępujące zmiany w użytkowaniu ziemi, zintensyfikowane po 1989 r., spowodowały zmniejszenie erozji gleby i dostawy materiału do koryt cieków, prowadząc do ich pogłębiania. Natężenie erozji gleb w badanych zlewniach, w warunkach braku statystycznie istotnych zmian opadów, kształtowane jest głównie przez strukturę użytkowania ziemi, a zwłaszcza udział pól ornych (Kijowska-Strugała i in. 2018). Zmniejszenie erozji gleby i dostawy materiału do koryt cieków spowodowało zahamowanie dominującej wcześniej agradacji w korytach cieków karpackich do 4 rzędu i umożliwiło ich pogłębianie w tempie około 1 cm a^{-1} (Bucała-Hrabia 2018).

Zmiany użytkowania ziemi mają też wpływ na przebieg wezbrań, który wydaje się jednak złożony. Z jednej strony wzrost powierzchni leśnej może prowadzić do zmniejszenia fali kulminacyjnej wezbrań, a z drugiej strony wzrost obszaru zajmowanego przez nieprzepuszczalne nawierzchnie dróg utwardzonych i domów sprzyja szybkiemu spływowi wód i może zwiększyć falę kulminacyjną zwłaszcza podczas wysokich opadów. W związku z tym oczekiwane zmniejszenie częstości powodzi w wyniku erozji wgłębnej nie zawsze jest obserwowane (Łajczak 2007a, Kijowska-Strugała, Bucała-Hrabia 2019). Dodatkowo wzrastająca w ostatnich latach rozproszona zabudowa obciążająca stoki sprzyja ożywieniu procesów osuwiskowych (Rączkowski i Mrozek 2002), zwłaszcza podczas ekstremalnych opadów, częstych w ostatnim 20-leciu (Bucała, Starkel 2013). Przykładem mogą być wielkie osuwiska w Lanckoronie i w Kłodnem koło Limanowej, uruchomiane w 2010 r.

Widoczne zmiany zachodzą również w szacie roślinnej na skutek wycofania się rolnictwa oraz wypasu zwierząt. Na opuszczone pola orne wkroczyła uboga florystycznie roślinność świeżych łąk, co wynikało ze zmiany sposobu ich użytkowania z ornego na kośny. W przypadku dalszego braku użytkowania, w wyniku postępującego procesu sukcesji wtórnej, florystycznie świeże łąki zarastają roślinnością krzewiastą, potem zwartymi zaroślami i przeważnie ubożeją (Kozak 2007, Bucała i in. 2016). Utrzymanie wysokiej różnorodności zbiorowisk roślinnych wymaga obecnie odpowiedniego ich użytkowania, np. przez celowe prowadzenie zabiegów ochrony czynnej, takiej jak koszenie lub wypas. Procesowi temu sprzyja polityka rolna UE dotująca utrzymanie łąk, na których prowadzone są tzw. dobre praktyki rolne.

Największy spadek powierzchni gruntów ornych i wzrost powierzchni lasów nastąpił tuż po upadku gospodarki centralnie planowanej w 1989 r., ale jeszcze przed przystąpieniem Polski do UE w 2004 r. Był to równocześnie okres o największym spadku liczby osób utrzymujących się wyłącznie z rolnictwa. Zmiany użytkowania ziemi spowodowały stopniowe obniżanie granicy rolno-leśnej w pobliże jej naturalnego położenia uwarunkowanego klimatem. Obecnie struktura użytkowania ziemi w zlewniach zbliżyła się do zaproponowanej w koncepcji



Ryc. 4.23. Zmiany użytkowania ziemi, gęstości zaludnienia oraz ludności utrzymującej się z rolnictwa w trzech zlewniach w latach 1975(77)–2015

racjonalnego gospodarowania dla polskich Karpat (ryc. 4.22). Zmiany użytkowania ziemi na badanym obszarze były podobne do tych, jakie zaznaczyły się znacznie wcześniej w górach średnich Europy Zachodniej. Jednak w odróżnieniu od obszarów górskich w Europie Zachodniej, zaprzestaniu tradycyjnego rolnictwa i zwiększeniu lesistości towarzyszył wzrost gęstości zaludnienia. Krótkookresowe zmiany pokrycia i użytkowania ziemi w środkowej części polskich Karpat fliszowych po 1989 r. były wystarczające, aby w sposób mierzalny zidentyfikować zmiany natężenia erozji gleb, składu gatunkowego roślin, gęstości i sposobu użytkowania dróg, transferu materiału w systemie stok–koryto, a także zmiany poziomu koryt rzecznych w skali zlewni.

4.3. Kształtowanie rzeźby den dolin w Karpatach

Z biegiem rzek górskich obserwujemy zmniejszanie się spadku koryt, zmianę ich kształtu i coraz szerszą równinę zalewową. W dolinach tych ma miejsce tendencja do ich pogłębiania, co zaznacza się w formie stopni teras erozyjnych wyciętych w pokrywie z vistulianu, a następnie w litej skale (Froechlich i in. 1982, Starkel 1977, 1991c). Najstarsze z tych stopni, o wysokości 6–8 m, powstały jeszcze przed allerødem, na co wskazują zlokalizowane na nich torfowiska (Podhale – Klimaszewski 1961, Łajczak 2006a, c, Bieszczady – Ralska-Jasiewiczowa 1980). Wkładki piasków i glin w tych torfach świadczą o ożywieniu działalności tych rzek w młodszym dryasie i na przełomie okresów borealnego i atlantyckiego (Starkel 1991c). U wylotów dolin dopływów i w śródgórskich kotlinach obserwowano w ostatnich stuleciach tendencję do tworzenia koryt roztokowych w wyniku wzrostu częstości powodzi i transportu dennego (Klimek, Starkel 1974). Dna walnych dolin karpackich w swych odcinkach pogórskich mają wykształconą, szeroką na 1–4 km terasę rędzinną o wysokości 4–8 m n.p.m. koryt, zbudowaną ze żwirowo-piaszczystych osadów frakcji korytowej, przykrytych 1–2-metrową warstwą piaszczystych mad. W niej wycięta jest równina zalewowa (zwana łęgową) o wys. 2–4 m, będąca rozciętą powierzchnią kamieńców i piaszczystych łach roztokowego koryta z XIX w. (Klimek 1974). W pogórskich odcinkach dolin (np. Sanu, Wisłoki) obserwuje się w terasie rędzinnej szeroko rozwinięte systemy paleomeandrów, świadczące o dojrzałości koryt przed okresem intensywnego rolnictwa. Brak natomiast takich wyraźnych form nad Sołą, Rabą, także Dunajcem, wskazywałby na przewagę roztokowego typu koryt w ciągu całego holocenu (Starkel 1991c). Jest to związane zarówno z grubszą frakcją rumowiska, jak i większą gwałtownością wezbrań w dorzeczach o przewadze rzeźby beskidzkiej (Klimek 1979). Na przedpolu Karpat rzeki górskie przed dotarciem do równoleżnikowo płynącej Wisły usypały wachlarze stożków o szerokości od kilku do kilkunastu kilometrów. Są one często dwudzielne. Bliżej brzegu Karpat Wisłoka, Dunajec czy Raba podnosiły dna wskutek akumulacji i częstych przerzutów koryt, aż do średniowiecza, a nawet w XVII–XVIII w. (Starkel 1991c). Śladem tego są systemy porzuconych

starorzeczy o małym promieniu, znane z doliny Wisłoka, Sanu czy Raby (Starkel 1960). Później rozpoczęło się gwałtowne rozcinanie i dlatego równina terasy rędzinnej leży dziś na wysokości 6–10 m.

Zależnie od zróżnicowania wielkości zlewni karpackich zmienia się skala odprowadzania rumowiska z rozczłonkowanych stoków do koryt, z wzniesień górskich do kotlin śródgórskich (lub dużych dolin), jak i wynoszenia z całego obszaru górskiego na przedpole w obrębie Kotlin Podkarpackich.

Cechą różniącą procesy fluwialne od innych jest stały przepływ i niemal stały transport rumowiska, które różnią się wielkością i natężeniem, do których starają się dopasowywać parametry koryta i równiny zalewowej zarówno przy narastających, jak i malejących przepływach. Rzeki górskie ze względu na malejący z biegiem spadek wykształciły w profilu podłużnym wyraźne, dynamiczne odcinki erozyjne, transportowe i akumulacyjne koryt rzecznych (Kaszowski i in. 1976, Froehlich i in. 1977, Kaszowski, Krzemień 1977, Gorczyca 2016, Gorczyca i in. 2016), warunkowane udziałem różnych rodzajów transportu rumowiska (Froehlich 1975). Kierunek i tempo tych zmian zależy zarówno od reżimu hydrologicznego rzek górskich (konkretnie od typu wezbrań), jak też od typów rzeźby uwarunkowanych litologią podłoża i ich układów przestrzennych. Zostały one zaburzone przez bezpośrednią ingerencję człowieka, szczególnie przez regulację koryt i budowę zbiorników zaporowych, zwłaszcza od połowy XX w. Rzeki karpackie przecinające zarówno pasma górskie, jak i pasy pogórzy i kotliny śródgórskie mają odcinki zwężeń o większym spadku i tendencji do erozji oraz odcinki rozszerzeń o tendencji do agradacji. Niezależnie od tego obserwujemy w tych dolinach z biegiem rzek stałe zmniejszanie spadku ich koryt i wzrost udziału rumowiska wleczonego w stosunku do niesionej zawiesiny. Jednak również w tych rzekach stwierdzono zróżnicowanie koryt związane z orografią zlewni i typem wezbrań (Klimek 1979, 1991).

W ostatnich 150 latach w dolinach rzek karpackich nastąpiły bardzo duże przemiany środowiska przyrodniczego i wzrostu antropopresji. Efektem tych zmian jest wzrost powierzchni użytków zielonych kosztem gruntów ornych, wzrost powierzchni infrastruktury mieszkaniowej i technicznej, intensyfikacja regulacji koryt rzecznych i eksploatacji rumowiska z koryt. Po 1989 r., a więc po przekształceniach społeczno-gospodarczych w Polsce, nastąpiły pozytywne zmiany związane z ograniczeniem regulacji koryt rzecznych, z zakazem eksploatacji rumowiska z koryt rzecznych oraz zaprzestanie degradacji torfowisk, szczególnie na Podhalu i w Bieszczadach. Jednym z pozytywnych przejawów niektórych zmian jest zapoczątkowanie samoczynnej renaturyzacji koryt rzecznych, popartej działaniami bobrów.

4.3.1. Torfowiska

Torfowiska, zwłaszcza wysokie (*raised bogs*), są największymi formami biogenicznymi w Karpatach, które na tym obszarze występują lokalnie i zajmują niewielką powierzchnię (Żurek 1983, 1987, Dembek i in. 2000, Dembek, Piórkowski

2007). Torfowiska karpackie, typu niskiego i wysokiego, rozwijają się na wierzchowinach niektórych grzbietów, najczęściej na terasach krioplanacyjnych i w obrębie przełęczy (np. w Bieszczadach, Beskidzie Żywieckim i Śląskim) oraz na stokach w obrębie spłaszczeń strukturalnych, w zagłębieniach osuwiskowych i niszach źródłowych (np. na Babiej Górze, Pilsku, Baraniej Górze). Większą powierzchnię torfowiska zajmują w dnach niektórych dolin, np. w Tatrach między wałami moren recesyjnych oraz na zapleczu wałów moren bocznych (pod tym względem wyróżnia się amfiteatr morenowy w Dolinie Suchej Wody) oraz w Karpatach fliszowych w obrębie różnych form fluwialnych, np. w dolinach górnego Sanu i Wołosatki w Bieszczadach, a także w sąsiedztwie i w obrębie form osuwiskowych. Występują też w kotlinach śródgórskich, gdzie pokrywają terasy rzeczne i stożki napływowe. Na uwagę zasługuje rozległy zasięg torfowisk w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, największy w całym łańcuchu Karpat. Torfowiska wysokie z wyrośniętą kopułą otoczoną przez strefę okrajka mają bardzo zróżnicowaną powierzchnię od około jednego ara do ponad 100 ha (Łajczak 2013a, b, 2014). Na wierzchowinach grzbietowych dominują torfowiska ombrogeniczne, z kolei bardziej liczne torfowiska stokowe należą do wiszących (torfowiska soligeniczne). Najniżej położone są torfowiska fluwiogenicznych oraz topogeniczne i lokalnie ombrogeniczne (Kukulak 1998, Haczewski i in. 1998, 2007, Margielewski 2006, Dembek, Piórkowski 2007, Obidowicz, Margielewski 2008, Łajczak 2009, 2011, 2013a, b, 2016).

Na rozwój torfowisk w największym stopniu wpływają lokalne warunki hydrogeologiczne zależne od budowy i rzeźby terenu. Torfowiska najczęściej rozwijają się we wklęsłych formach lub poniżej wypukłych załomów morfologicznych, gdzie na wychodniach słabo przepuszczalnych skał występują mało wydajne, ale stabilne wypływy wód gruntowych, które trwale uwilgacają występujące poniżej siedliska roślinności hydrofilnej (Łajczak 2013a, b, 2014). Torfowiska w dolinach bieszczadzkich rozwinęły się na terasach plejstoceńskich u podstawy podcinanych stoków, wzdłuż paleokoryt, na obrzeżach stożków napływowych i na zapleczu wałów brzegowych rzek, a w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej na powierzchni stożków glacifluwialnych, u podstawy skarp wyższych teras i wzdłuż paleokoryt. Podłoże torfowisk w dnach dolin i w kotlinach stanowi warstwa słabo przepuszczalnej gliny leżąca na wodonośnych żwirach. Rola wilgotnego i chłodnego klimatu w rozwoju torfowisk w Karpatach, zwłaszcza na obszarze fliszowym, jest znacząca, ale nie – jak dawniej przyjmowano – dominująca.

W polskich Karpatach torfowiska o położeniu wierzchowinowym i stokowym zachowały się w stanie naturalnym, a spośród torfowisk rozwiniętych w dnach dolin i w kotlinach największy ubytek ich powierzchni i największe zmiany w ich ukształtowaniu zaszły w wyniku melioracji osuszających oraz pozyskiwania torfu rozpoczętego na dużą skalę w połowie XIX w. (Łajczak 2006a, 2007b, 2011, 2016). Największe pod tym względem zmiany stwierdzono w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej o powierzchni 643 km^2, gdzie torfowiska występują w przedziale wysokości 592–770 m n.p.m. Łączna powierzchnia 19 rozległych torfowisk wysokich zmalała około 3-krotnie do 2836 ha. Trzy torfowiska uległy likwidacji,

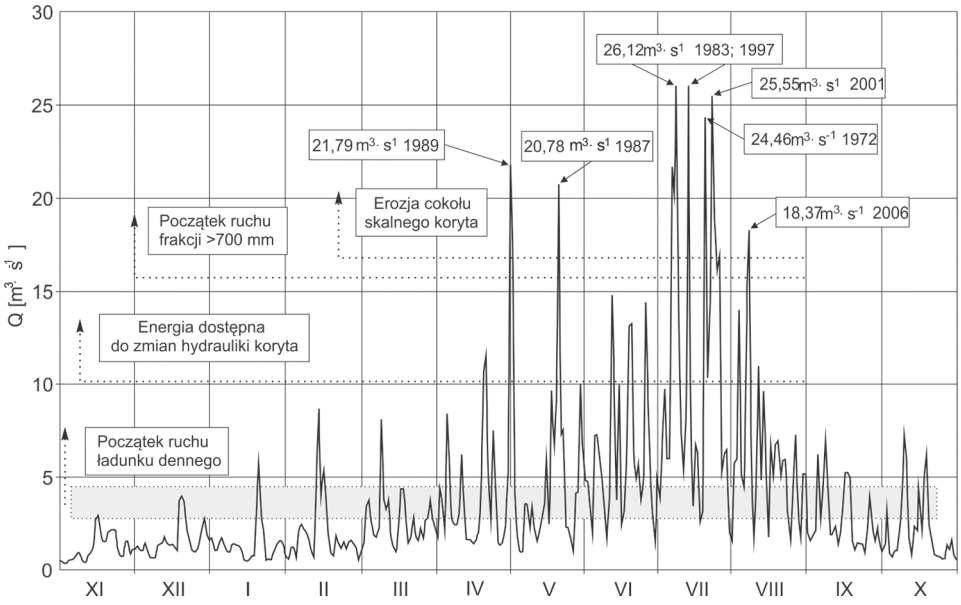
a pozostałe zostały rozczłonkowane na 30 szczątkowych kopuł o powierzchni od 5 do 356 ha, mających kształt stoliw torfowych obrzeżonych skarpą eksploatacyjną lub poeksploatacyjną wysoką do 4 m i sąsiadującą z młodymi potorfiami drenowanymi przez liczne rowy. Starsze potorfia zostały włączone do użytków rolnych. Efektem gospodarczego użytkowania torfowisk i ich otoczenia jest zamiana krętych koryt cieków wypływających z kopuł na koryta roztokowe o prostym przebiegu (Łajczak 2011). W dnach dolin górnego Sanu i Wołosatki w Bieszczadach o łącznej powierzchni 13 km^2 występuje w przedziale wysokości 628–746 m n.p.m. 17 torfowisk wysokich o znacznie mniejszych rozmiarach niż w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej i o węższej strefie potorfi (Łajczak 2016). Średnia grubość torfu w kopułach nie przekracza 3 m. Aktualnie łączna powierzchnia kopuł torfowych, potorfi i sąsiadujących torfowisk niskich nie przekracza 100 ha. Położone w ich pobliżu siedliska hydrogeniczne nieobjęte procesem torfotwórczym zajmują jednak 5% powierzchni den dolin (Dembek i in. 2000). Torfowiska bieszczadzkie wyróżniają się niewielkimi przekształceniami antropogenicznymi, gdyż dopiero od około połowy XIX w. były lokalnie odwadniane rowami, a problem wybierania w ubiegłych latach torfu ze złoża nie jest udokumentowany źródłami historycznymi. Występujące na większości kopuł skarpy wskazują jednak na taki sposób ich użytkowania do 1946 r. Ostatnia faza antropogenicznej degradacji torfowisk bieszczadzkich miała miejsce w latach 70. XX w., kiedy podjęte były próby ich osuszenia, a w dalszych planach likwidacja tych obiektów (Łajczak 2016).

W latach 90. XX w. wszystkie torfowiska w dolinach górnego Sanu i Wołosatki zostały włączone do Bieszczadzkiego Parku Narodowego i od tego czasu (niektóre obiekty już po 1946 r.) podlegają procesowi renaturalizacji, co uwidacznia się jako postępujące łagodzenie profilu skarp i wypłycanie rowów melioracyjnych. Proces ten w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej rozpoczął się w tym samym czasie i jest najbardziej zaawansowany na torfowisku Bór na Czerwonem, które zostało jako jedyne na tym obszarze objęte ochroną rezerwatową w 1956 r. (Łajczak 2006a).

4.4. Kształtowanie koryt rzek karpackich

4.4.1. Reżim hydrologiczny

ZZ1996). Lokalne ulewy o czasie trwania od pół godziny do 2–4 godzin osiągają wysokości 40–150 mm przy maksymalnych natężeniach 1–3 mm·min^{-1}. Przy dostawie materiału głównie z dróg polnych i rozcięć, sięgającej 80% niesionej zawiesiny (Froehlich, Walling 1992), i odpływie jednostkowym sięgającym nawet 10–25 m^3·s^{-1}·km^{-2} dochodzi do uruchomienia rumowiska wleczonego i tzw. *hyperconcentrated flow*, gdy koncentracja rumowiska przekracza 20% i w końcu dochodzi do spływu gruzowego (koncentracja >47%). Takie przypadki powtarzające się nieregularnie co kilka lat zanalizował W. Froehlich (1998, 2006), mierząc koncentrację rumowiska przy użyciu detektora akustycznego i transport głazów za pomocą magnetometru w zlewni Homerki, dopływie Kamienicy Nawojowskiej (ryc. 4.24).



Ryc. 4.24. Maksymalne przepływy dobowe potoku Homerka (dopływ Kamienicy Nawojowskiej, Beskid Sądecki), jakie wystąpiły w latach 1971–2006, z uwzględnieniem wartości progowych transportu ładunku dennego i procesów kształtujących koryto (wg Froehlicha 2006)

Doszło wówczas do przemieszczania pakietów rumowiska o średnicy 55–75 cm na dziesiątki metrów, a otoczaków o średnicy 20 cm – nawet do 1280 m. Koryta potoków ulegają wtedy pogłębianiu (ryc. 4.9). Miąższość uruchamianego rumowiska zmierzona w korycie Kamienicy Nawojowskiej może przekraczać 1,2 m (Froehlich 1982).

Drugim typem opadów wywołujących wezbrania są opady rozlewne obejmujące zazwyczaj część dużych dorzeczy lub cały ich obszar, gdy w ciągu 2–5 dni spada 200–500 mm opadu, a natężenia na ogół nie przekraczają 10 mm·h^{-1} (Starkel 2006). Niesione rumowisko pochodzi albo z rozcięć stokowych i dróg, albo z osuwisk i podcięć brzegów koryt. W. Froehlich (1982) obliczył, że w latach z rozlewnymi opadami (np. w 1970 r.) w zlewni Homerki transport zawiesiny może wielokrotnie przekraczać ilość materiału rozpuszczonego (nawet 20-krotnie). Czas trwania fali wezbraniowej zależy od rozkładu opadów w czasie i spadku koryt, kulminacja fali w większych rzekach jest często opóźniona o 1–2 dni w stosunku do kulminacji opadów, gdyż odpływ śródpokrywowy jest poprzedzony wypełnianiem zbiorników w pokrywach zwietrzelinowo-stokowych zalesionych obszarów górskich, np. podczas powodzi w lipcu 1970 r. w Beskidzie Śląskim (Brykowicz i in. 1973). Wezbrania takie zdarzają się na ogół co kilka–kilkanaście lat (Punzet 1998–1999), aczkolwiek parametry koryt rzek górskich na ogół dopasowują się do maksymalnych przepływów pełnokorytowych 2–4-letnich (Froehlich, Starkel 1995).

Niekiedy, jak np. w lipcu 1997 r., może dochodzić do nakładania się pojedynczych lub kilku ulew o dużym natężeniu na opad rozlewny (Froehlich 1998, Kotarba 1998, Starkel 2006) i wówczas ma miejsce przemieszczanie pakietów (spływów) grubego rumowiska i utrwalanie się przekształceń koryta rzecznego (ryc. 4.10). Efektem tego bywa wymiatanie żwiru ze skalnych odcinków koryt i ich pogłębianie w litej skale (w zlewni Homerki stwierdzono w tej sytuacji pogłębienie koryt do 80 cm). Podobne efekty dają wezbrania niekiedy powtarzające się co roku, np. w Beskidzie Żywieckim w latach 1958–1960 (Ziętara 1968) czy w dolinie Ropy w latach 1970–1974 (Soja 1977).

Innym typem są powodzie roztopowe zintensyfikowane opadem deszczu przyspieszającym topnienie śniegu. Są one charakterystyczne dla wschodniej części Karpat (dorzecza Wisłoki, Wisłoka i Sanu), gdzie 70–80% zlewni ma rzeźbę pogórską, w około 70% wylesioną, położoną w podobnym piętrze hipsometrycznym 250–500 m n.p.m. Dlatego topnienie śniegu i spływ następuje tu praktycznie równocześnie na obszarze całej zlewni (Ziemońska 1973). Sprzyja temu gęsta sieć dróg polnych (Soja 2002).

4.4.2. Transport materiału w rzekach i jego depozycja

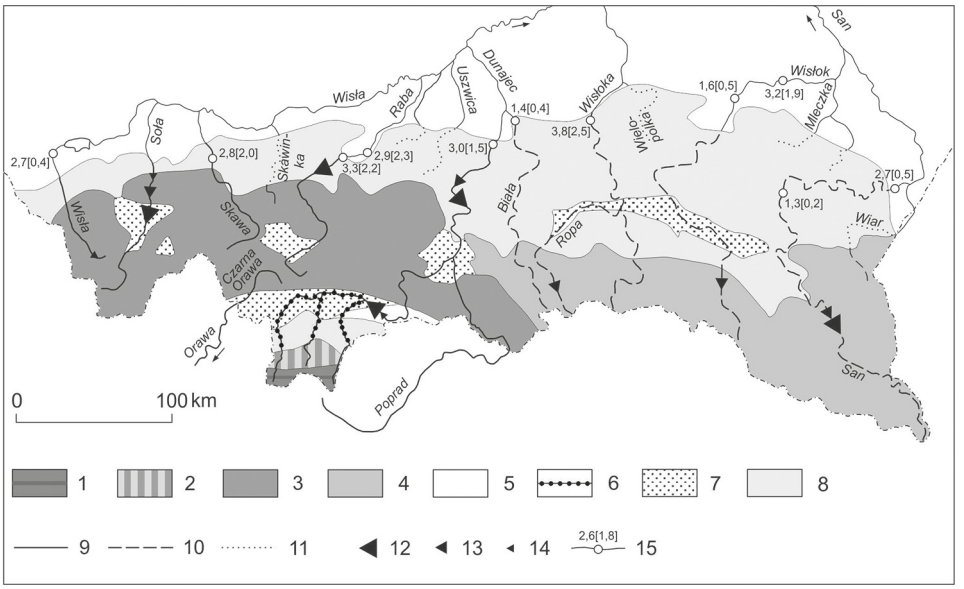
W Karpatach fliszowych zarówno wielkość, jak i proporcje między rozmiarami transportu wleczonego, zawiesiny i rozpuszczonego zależą od czynników klimatycznych, geologiczno-morfologicznych i użytkowania ziemi, zróżnicowanych w profilu wysokościowym i w układzie równoleżnikowym (Klimek 1979, Starkel 1980). Decydują one o dostawie materiału ze stoków do koryt, o dalszym transporcie materiału i o możliwościach jego depozycji na równinie zalewowej i powyżej budowli piętrzących (Łajczak 1989). W rzekach Karpat fliszowych zawiesina stanowi do 95% masy materiału klastycznego w ich górnych i środkowych biegach. Wskazują na to badania transportu fluwialnego (Froehlich 1975, 1982), a także analiza uziarnienia osadów zdeponowanych w głębokich zbiornikach zaporowych, gdzie dominują osady pylasto-ilaste (Cyberski 1973, Spaleny 1977, Klimek i in. 1990, Ratomski, Stonawski 1993). Rozmiary i proporcje między transportem materiału wleczonego i zawiesiny ulegały zmianom pod wpływem wylesiania i upraw, a w drugiej połowie XX w. na skutek wycofywania się rolnictwa i zwiększania zalesienia (najpierw w Beskidzie Niskim i Bieszczadach, a po 1989 r. – na pozostałym obszarze), oraz pod wpływem obiektów piętrzących (Łajczak 1995). Dominacja transportu zawiesiny nad materiałem wleczonym ułatwia ługowanie niesionego przez cieki materiału, co odzwierciedla się w rozmiarach denudacji chemicznej, która według H. Maruszczaka (1990) stanowi nawet połowę wielkości denudacji mechanicznej. Średnie zmącenie karpackich dopływów Wisły zwiększa się z ich biegiem, a po wypłynięciu na nizinne przedpole maleje, co jest konsekwencją większej podatności erozyjnej piaszczysto-pylastych pokryw zwietrzelinowych i osadów budujących równiny zalewowe na wylesionym i w dużym stopniu rolniczo użytkowanym Pogórzu Karpackim. Łączność subsystemów stokowego i korytowego decyduje jednak o większej dostawie materiału

z częściowo wylesionych stoków w Beskidach i w wyżej wzniesionych obszarach Pogórza niż na jego pozostałym terenie. Ważnym, a nawet dominującym źródłem zasilania cieków pogórskich w zawiesinę jest erozja brzegów, a w rzekach tranzytowych szybkie pogłębianie koryt (ryc. 4.25), będące skutkiem regulacji ich dolnych biegów przeprowadzonej w XX w. (Punzet 1981, Klimek 1983, 1987, Wyżga 1993a, b, Wyżga, Lach 2002).

Średnie rozmiary odpływu zawiesiny ze zlewni o powierzchni od około 100 do 2000 km^2 wynoszą w przypadku najbardziej zalesionych obszarów beskidzkich 15–100 t·km^{-2}·a^{-1}, obszarów w Beskidach nadal w dużym stopniu użytkowanych rolniczo 100–300 t·km^{-2}·a^{-1}, a obszarów obejmujących łącznie brzeżną strefę Beskidów i najwyżej położone rejony pogórskie nawet do 1000 t·km^{-2}·a^{-1} (ryc. 4.26).

Obszar o największej denudacji mechanicznej obejmował do połowy XX w. szeroką strefę w dużym stopniu wylesionych Beskidów i wyższe partie Pogórza. Obecnie strefa ta ulega zwężaniu. Wysokie wartości odpływu zawiesiny ze zlewni cząstkowych rzek karpackich obejmujących strefę Pogórza Karpackiego wcześniej tłumaczono wzmożoną dostawą materiału ze stoków pogórskich do koryt. Badania prowadzone na tym obszarze wskazują jednak, że materiał erodowany na stokach ulega depozycji u ich podnóży lub w szerokich dnach dolin i tylko w ograniczonej ilości uczestniczy w transporcie fluwialnym (Święchowicz 2002c). Podstawowe źródło zawiesiny w pogórskich odcinkach rzek stanowią podcinane brzegi zbudowane z materiału pylastego, a także pogłębiane koryta. Dlatego odpływ zawiesiny z niektórych zlewni cząstkowych Wisłoki i Sanu jest do trzech razy większy niż w zlewniach zachodnich dopływów Wisły. Z kolei górne biegi Soły, Skawy, Raby i Dunajca, z uwagi na większe deniwelacje w zlewniach i zwiększoną częstość opadów o dużej wydajności, cechują się dwukrotnie większym odpływem zawiesiny w t·km^{-2}·a^{-1}, niż np. Czarna Orawa czy górny Poprad (Łajczak 1989). Rozmiary transportu są także uzależnione od zabudowy hydrotechnicznej rzek, zwłaszcza od zapór wodnych, które mogą zatrzymywać prawie cały ładunek materiału wleczonego i większość zawiesiny (80–98%). Głębokie zbiorniki zaporowe trwale zatrzymują grubszy materiał, którego frakcja żwirowa jest deponowana wzdłuż koryta na obszarze delty, a piaszczysta na jeszcze większym terenie (Klimek i in. 1990, Łajczak 2006b). Miąższość osadów delty zdeponowanych w zbiornikach rośnie w kierunku jej czoła. W zbiornikach o zaawansowanym zamuleniu miąższość warstwy osadów wynosi już co najmniej kilka metrów. Z kolei płytkie zbiorniki zaporowe o charakterze wyrównawczym zatrzymują <50% zawiesiny, przez te obiekty może także przemieszczać się materiał wleczony. Natomiast niskie podpiętrzenia wody powyżej zapór przeciwrumowiskowych sprzed kilkudziesięciu lat, zlokalizowanych w górnych biegach rzek i na ich dopływach, często są niemal całkowicie wypełnione materiałem, często o dużym udziale żwiru.

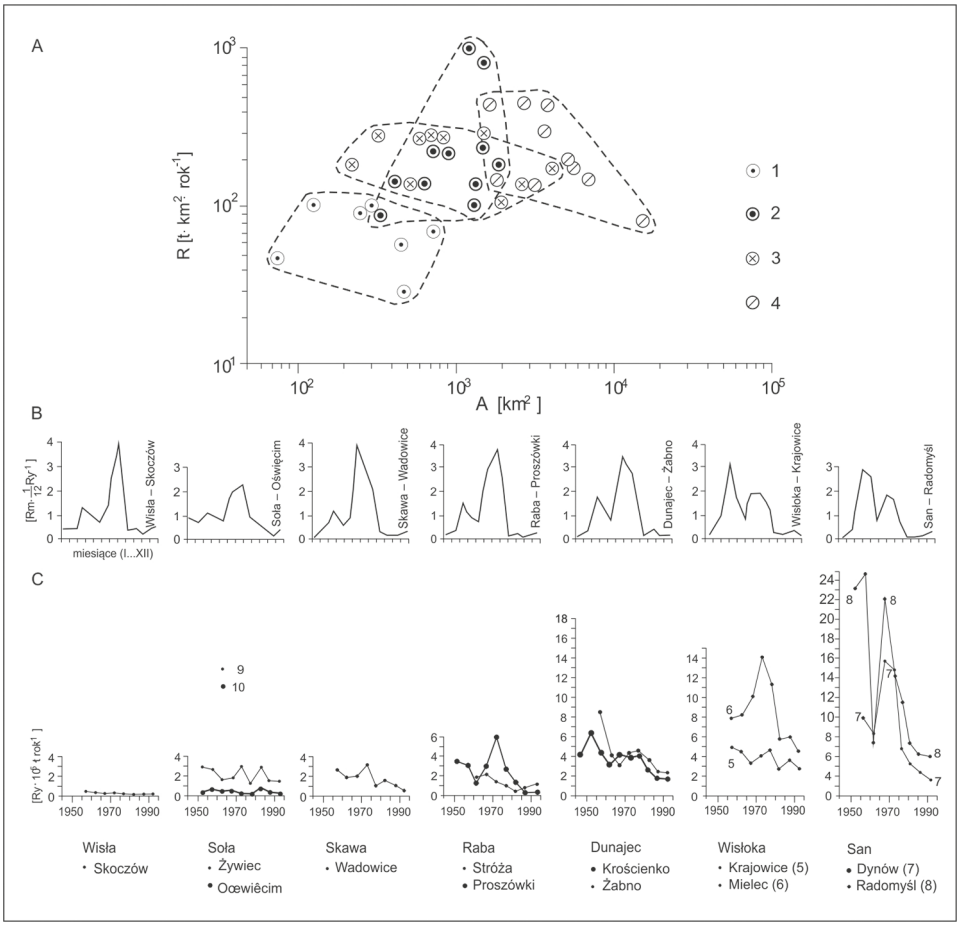
Przed utworzeniem zbiorników zaporowych średnie wielkości transportu zawiesiny zwiększały się z biegiem rzek karpackich. Począwszy od lat 30. XX w. liczba zapór rosła, co spowodowało zmniejszenie transportu poniżej tych obiektów. Skala tych zmian jest w poszczególnych rzekach uzależniona od liczby i wielkości



Ryc. 4.25. Rozmieszczenie typów koryt w polskich Karpatach
1 – typ wysokogórski tatrzański, 2 – typ średniogórski tatrzański, 3 – typ średniogórski zachodniobeskidzki, 4 – typ średniogórski wschodniobeskidzki, 5 – typ niskich gór, pieniński, 6 – typ rzek wypływających z Tatr (Podhale), 7 – typ kotlin śródgórskich, 8 – typ pogórski; rzeki tranzytowe: 9 – zachodnie dopływy Wisły, 10 – wschodnie dopływy Wisły; 11 – lokalne rzeki pogórskie. Zbiorniki zaporowe o pojemności: 12 – >100 mln m3, 13 – 10–100 mln m3, 14 – <10 mln m3, 15 – pogłębienie [m] koryt rzek karpackich w wybranych posterunkach wodowskazowych w ciągu XX w., wartość w nawiasie odnosi się do drugiej połowy XX w.

zbiorników, zaawansowania zamulenia i okresowego ich opróżniania. W rzekach o dużym przyroście dorzecza, np. w Sanie, transport materiału szybko zwiększa się poniżej kaskady Solina–Myczkowce i przy ujściu do Wisły jest obecnie zredukowany tylko o 10%. Z kolei w Sole, począwszy od przełomu przez Beskid Mały, gdzie utworzono kaskadę, przyrost transportu materiału był wcześniej niewielki, natomiast po jej utworzeniu rozmiary transportu przy ujściu rzeki zmalały o 90%. Karpackie dopływy Wisły przed utworzeniem głębokich zbiorników zaporowych wyprowadzały na przedpole gór następujące przybliżone ładunki zawiesiny: Soła, Skawa i Raba – po około 200 000 $t \cdot a^{-1}$, Dunajec – 800 000 $t \cdot a^{-1}$, Wisłoka – 600 000 $t \cdot a^{-1}$, San – 1 200 000 $t \cdot a^{-1}$. Później zostały one zredukowane i obecnie wynoszą w przypadku Soły i Raby po około 20 000 $t \cdot a^{-1}$, Dunajca 300 000 $t \cdot a^{-1}$, Wisłoki 550 000 $t \cdot a^{-1}$ i Sanu 800 000 $t \cdot a^{-1}$.

Depozycja pozakorytowa została początkowo zmniejszona po rozpoczęciu regulacji beskidzkich odcinków rzek, a zwłaszcza ich odcinków pogórskich, co doprowadziło do wzrostu ich kompetencji. Jednak utworzenie zbiorników zaporowych lokalnie zwiększyło depozycję materiału, szczególnie na obszarze delt, na skalę wcześniej niespotykaną. Średnie wielkości zatrzymywania zawiesiny przez większe zbiorniki zaporowe wynoszą w całym okresie ich eksploatacji: Zbiornik



Ryc. 4.26. Wybrane charakterystyki transportu zawiesiny w karpackich dopływach Wisły (wg Łajczaka 1999)

A – rozmiary odpływu zawiesiny w zależności od powierzchni zlewni: 1 – zlewnie beskidzkie w największym stopniu zalesione, 2 – zlewnie obejmujące łącznie Beskidy i wyżej wzniesione obszary Pogórza Karpackiego, 3 – zlewnie beskidzkie o największym wylesieniu, 4 – zlewnie częściowo wykraczające poza krawędź Pogórza Karpackiego, B – sezonowy przebieg transportu zawiesiny w wybranych posterunkach wodowskazowych, wyrażony przez iloraz średniego miesięcznego transportu i 1/12 transportu rocznego, C – wieloletnie zmiany transportu zawiesiny w wybranych posterunkach wodowskazowych wyrażone przez przebieg średnich wartości 5-letnich w latach 1946–1995, 5–8 – oznaczenie niektórych posterunków wodowskazowych, 9 – posterunki zlokalizowane na rzekach bez zbiorników zaporowych lub w znacznym od nich oddaleniu, 10 – posterunki poniżej zbiorników

Rożnowski 520 000 t·a^{-1}, Zbiornik Żywiecki 180 000 t·a^{-1}, Zbiornik Dobczycki 100 000 t·a^{-1}. Spośród płytkich zbiorników, Czchowski zatrzymuje najwięcej, bo około 20 000 ton zawiesiny w ciągu roku. Pojemność zbiorników zaporowych zmniejsza się na skutek ich wypłycania i zwłaszcza rozwoju delt. Zbiornik Myczkowiecki tracił w latach 1961–1967 1,35% pojemności rocznie, a Zbiornik

Międzybrodzki w latach 1938–1966 – 0,50% pojemności. Pojemność Zbiornika Rożnowskiego zmniejszała się w okresie przed oddaniem do eksploatacji zapory wodnej w Czorsztynie w 1997 r. średnio o 0,58% rocznie, z kolei Zbiornik Żywiecki traci każdego roku 0,24% początkowej pojemności (Łajczak 1995). Zatrzymywanie materiału przez nowo utworzone głębokie zbiorniki powoduje radykalne zwolnienie tempa zamulania niżej położonych zbiorników.

Przyczyną zmniejszania transportu i depozycji zawiesiny w drugiej połowie XX w. jest, oprócz zwiększającej się liczby głębokich zbiorników zaporowych, także wzrastająca powierzchnia lasów i użytków zielonych oraz zarastanie dróg polnych (Łajczak 1999, Izmaiłow i in. 2003). Wpływ zmian w użytkowaniu ziemi we wschodniej części polskich Karpat zaczął się zaznaczać już od około 1950 r., a w części zachodniej po 1989 r. Transport materiału w zachodnich karpackich dopływach Wisły po Dunajec z dopływami zmalał w tym czasie w ich odcinkach pogórskich prawie dwukrotnie, natomiast w Wisłoce, Wisłoku i Sanie nawet trzykrotnie. Wahania wielkości transportu wynikają też ze zmiennej częstotliwości lat powodziowych.

4.4.3. Typy koryt

Współczesne systemy korytowe odzwierciedlają nakładanie się wielorakich uwarunkowań środowiskowych i antropogenicznych. W ich zróżnicowaniu wzdłuż profili podłużnych zarejestrowane są zdarzenia, które miały miejsce w różnych okresach geologicznych o odmiennym przebiegu procesów fluwialnych (Starkel 2007, Andrzejewski, Krzemień 2017, Andrzejewski i in. 2018). Na tle innych regionów koryta rzek górskich odznaczają się sporą różnorodnością (Andrzejewski i in. 2018). Wiąże się to z dużym zróżnicowaniem fizjograficznym ich dorzeczy oraz różną morfodynamiką koryt (Klimek 1991, Gorczyca i in. 2017). W związku z powyższym koryta i ich układ przestrzenny w Karpatach podlegają zmianom w czasie (Krzemień 2003, Korpak i in. 2008, Woskowicz-Ślęzak 2013, Krzemień i in. 2015, Gorczyca 2016). Jeszcze w latach 60. XX w. według L. Kaszowskiego i in. (1976) potoki 1–4 rzędu w Beskidach Zachodnich miały na ogół pogłębiane koryta, a koryta rzędów 5–7 cechowały się przewagą agradacji (Krzemień 1976). W części wschodniej Beskidów o zróżnicowanej litologii obserwowało się na zmianę odcinki o przewadze erozji i akumulacji (Zawora 1967, Guzik 2002).

W latach 70. XX w. można było wyróżnić sześć typów koryt, które wiązały się wyraźnie z typami rzeźby i ich przestrzennymi układami (Starkel, Łajczak 2008). Zmiany w użytkowaniu obszarów górskich i narastająca bezpośrednia antropopresja w dnach dolin i korytach spowodowały zmiany morfologii koryt i ich przebiegu w planie. Dlatego też współcześnie wydzielone typy dowiązują do powyższych zmian i jest ich więcej. Autorzy niniejszego opracowania zwrócili także uwagę na wyraźny wzrost samoczynnej renaturyzacji koryt karpackich oraz na zwiększającą się rolę bobrów w przeobrażaniu koryt rzecznych. W takiej sytuacji dokonano weryfikacji wydzielonych wcześniej typów koryt (Starkel, Łajczak 2008). Zastosowano w niej podejście fizjograficzne (Klimek 1991, Kaszowski,

Krzemień 1986, 1999, Andrzejewski, Krzemień 2017, Andrzejewski i in. 2018, ryc. 4.25) i wyróżniono następujące typy koryt:

1. wysokogórskie, tatrzańskie,
2. średniogórskie, tatrzańskie,
3. średniogórskie zachodniobeskidzkie,
   a. rzek tranzytowych,
   b. rzek lokalnych,
4. średniogórskie wschodniobeskidzkie,
   a. rzek tranzytowych,
   b. rzek lokalnych,
   c. rzek lokalnych w Bieszczadach Wysokich i częściowo w Beskidzie Niskim w górnych biegach,
5. niskich gór, pienińskie,
6. koryta rzek tranzytowych wypływających z Tatr, w obrębie Podhala
7. koryta kotlin śródgórskich,
8. koryta pogórskie,
   a. rzek tranzytowych,
   b. rzek lokalnych.

Powyższe postępowanie typologiczne obejmuje swym zasięgiem całe Karpaty i jest szersze niż zakres rozdziału. Zamierzeniem autorów jest analiza całych systemów korytowych w dorzeczu górnej Wisły. Na obszarze tym agradacja w dnach dużych rzek została zastąpiona około 100 lat temu (Starkel, Łajczak 2008) stopniowym pogłębianiem i zwężaniem koryt (Krzemień 1981, 1984, Zawiejska 2006, Gorczyca 2016). W okresie tym, a szczególnie w drugiej połowie XX w., zachodziła intensywna erozja, najpierw w korytach rzek głównych, potem w ich dopływach. Nasilona erozja wgłębna była skutkiem prac regulacyjnych, budowy zbiorników zaporowych różnej wielkości oraz eksploatacji rumowiska.

W obrębie terenów przedgórskich Karpat (już poza obszarem analizowanym w tym rozdziale) w warunkach naturalnych zostały wykształcone układy meandrowe rzek o małym spadku i zazwyczaj o małej szerokości w stosunku do głębokości (Klimek 1991), które współcześnie w większości uregulowano (Trafas 1992, Czaja i in. 1993, Witkowski, Wysmołek 2015, Gorczyca 2016). Takie uwarunkowania z jednej strony sprzyjają pogłębianiu koryt rzecznych, ale z drugiej strony w trakcie wezbrań powodują intensywne nadbudowywanie równiny zalewowej (Łajczak 1995) czy sedymentacji osadów pozakorytowych w międzywalu (Gębica i in. 1998, Łajczak 1999, Czajka 2000, 2007).

Współczesne typy układów koryt rzecznych w Karpatach są odbiciem regionalnych i lokalnych uwarunkowań przyrodniczych i ich zmienności w czasie. W efekcie dużego zróżnicowania środowiska przyrodniczego i długotrwałej działalności człowieka na tym obszarze można wyróżnić, jak wyżej wskazano, 8 typów koryt oraz dodatkowo 7 podtypów (ryc. 4.25):

1. Koryta wysokogórskie, tatrzańskie wycięte są w grubofrakcyjnym materiale morenowym, fluwioglacjalnym i fluwialnym. Ich szerokość wynosi 2–4 m

w odcinkach wyżej położonych i 4–18 m w odcinkach u podnóża gór. Koryta w dolinach o rzeźbie glacjalnej są opancerzone głazami i blokami. Charakteryzują się dużymi spadkami i niewielkim transportem rumowiska wleczonego (Krzemień 1991, Płaczkowska, Krzemień 2018). Jedynie lokalnie na skutek podcinania zboczy dolin, a szczególnie wałów morenowych, może zachodzić duża dostawa rumowiska wleczonego (Kotarba 1994, 1998).

2. Koryta średniogórskie, tatrzańskie wycięte w przewadze w litej skale oraz lokalnie w pokrywach fluwialnych, szczególnie w obrębie stożków napływowych. Ich szerokości wynoszą średnio od kilku do kilkunastu metrów. Profile podłużne koryt są niewyrównane z progami skalnymi i rumowiskowymi. Charakteryzują się przemieszczeniem rumowiska korytowego podczas wezbrań na znaczne odległości, średnio 2–5 razy dalej niż w korytach wysokogórskich (Kaszowski 1973, Krzemień 1991).

3. Średniogórskie, zachodniobeskidzkie, charakteryzują się dwuczłonowym wykształceniem typów koryt. Koryta 1–4 rzędu są przeważnie skalne w głęboko wciętych dolinach, lokalnie rozcinają pokrywy koluwialne i aluwialne. Koryta 5–7 rzędu wycięte są w litej skale, docięte do litej skały lub w pokrywach aluwialnych. Koryta te są typu krętego z pojedynczymi łachami, odcinkowo błądzące, a lokalnie na skutek renaturyzacji także roztokowe (Wyżga i in. 2013, Gorczyca 2016).

Koryta średniogórskie, zachodniobeskidzkie rzek tranzytowych są typu krętego z pojedynczymi łachami. Przed regulacją łachy żwirowe występowały powszechnie w tych korytach (Klimek, Trafas 1972, Zawiejska 2006). Współcześnie w lokalnie powstałych w strefach zrzutu rumowiskach wytworzyły się koryta o dużej krętości, błądzące lub roztokowe (Gorczyca, Krzemień 2010, Gorczyca 2016). Koryta tego typu występują w głębokich dolinach rozcinających Beskidy Zachodnie. Wycięte są w przewadze w odpornych piaskowcach, charakteryzują się stosunkowo dużymi spadkami, lokalnie dużą dostawą rumowiska wleczonego z podcięć brzegowych w strefach zniszczonych regulacji. Brzegi koryt w większości są umocnione systemem regulacji podłużnych, wielokrotnie niszczonych podczas wezbrań (ryc. 4.27) (Gorczyca 2016, Gorczyca i in. 2018). W tym typie koryt wielkość ich pogłębienia w XX w. osiągneła 0,5–2,8 m (Hajdukiewicz, Wyżga 2013, Gorczyca 2016). Średnia wielkość wcięcia rzek wyniosła tu 1,2 m, a jego większa część (średnio 56%) nastąpiła w drugiej połowie stulecia (Hajdukiewicz, Wyżga 2013).

a. Koryta średniogórskie zachodniobeskidzkie rzek lokalnych 1–6 rzędu wycięte są w litej skale, lokalnie wycięte w pokrywach koluwialnych (Caputa 2019) lub pokrywach fluwialnych (Krzemień 1984, Kościelniak 2004a, b, Korpak 2007, Gorczyca 2012, Urbaniak, Michno 2019, Wąs 2019). W dolnych biegach tych potoków koryta są często uregulowane regulacjami podłużnymi i poprzecznymi (ryc. 4.27). Koryta te przegłębione są od lat 70. XX w. o około 2 m (Korpak i in. 2008, Wąs 2019). W górnych biegach tych potoków występują progi wodospadowe o wysokości do 10 m i głębokie do 5 m kotły eworsyjne. Dawne stożki napływowe i dna aluwialne zostały rozcięte aż do litego podłoża (Krzemień, Gorczyca 2018). Koryta aluwialne występują jedynie w dolnych biegach rzek (np.

Mszanka), w odcinkach tych występuje zwykle korekcja stopniowa (regulacje poprzeczne) (Korpak 2007, 2012). Na przykładzie Mszanki można prześledzić prawidłowości transformacji tego typu koryt w profilu podłużnym. Na przeważającej długości Mszanka, Porębianka, Ochotnica docinają się do litej skały – nie tylko w swym górnym biegu, ale również w uregulowanych odcinkach w biegu środkowym. Koryta aluwialne występują jedynie w dolnych biegach tych cieków, w odcinkach z korekcją stopniową. W niemal wszystkich odcinkach koryt tych cieków stwierdzono obecność erozyjnych form korytowych, zwłaszcza w odcinkach położonych w ich górnych biegach (Korpak 2012).

4. Koryta średniogórskie, wschodniokarpackie wycięte są w dolinach o zróżnicowanej szerokości, często z przełomami i rozszerzeniami. Doliny tych rzek wycięte są w obszarach o rzeźbie gór rusztowych. Są to tereny o przewadze rzeźby pogórskiej, ponad którymi wznoszą się pojedyncze grzbiety lub góry wyspowe. Odwadniają je większe cieki subsekwentne o małych spadkach, z korytami o przebiegu krętym i z licznymi berdami, wskazującymi na działalność erozyjną. Dowiązują do nich krótkie doliny boczne, rozcinające stoki twardzielcowych grzbietów. Ten system koryt jest typowy dla Beskidu Niskiego i Niskich Bieszczadów, gdzie przeważają stromo ustawione warstwy piaskowców i łupków (Starkel 1965, 1972, Kaszowski, Kotarba 1967, Niezborała 2007, Gorczyca i in. 2016). Koryta te ulegają poszerzaniu, dzięki czemu zachodzi w nich powolne ścinanie berd. Łachy żwirowe są niewielkie, ze względu na brak wysokich aktywnych podcięć.

a. Koryta rzek tranzytowych 3–7 rzędu są przeważnie kręte z pojedynczymi łachami. Lokalnie w strefach rozszerzeń dolinnych koryta są 2–3-nurtowe. Najczęściej są głęboko wcięte w pokrywach lub litej skale. W korytach dużych rzek, takich jak Wisłoka, Jasiołka i Wisłok, wytworzyło się wyraźne następstwo sekwencji odcinków morfodynamicznych. Przykładem dobrze wykształconej takiej sekwencji jest odcinek koryta Wisłoki między Ostrysznem i Myscową. Na charakterystyczną sekwencję tych odcinków składają się tu trzy odcinki morfodynamiczne koryta (Izmaiłow i in. 2006). Pierwszy położony w dolinie przełomowej jest wąski do 35 m i wycięty w litej skale. Drugi odcinek zaprzełomowy jest stosunkowo krótki. Koryto w tym odcinku wyraźnie rozszerza się do 70 m i wycięte jest w aluwiach. Występują w nim dobrze wykształcone łachy brzeżne i środkowe. Procesem dominującym jest tu akumulacja (Guzik 2002). Kolejny, trzeci, odcinek jest przedprzełomowy. Koryto jest tu bardzo kręte i szerokie do 130 m. Występują w nim liczne łachy typu półksiężycowego i zakolowego (Guzik 2002). Dominuje w nim erozja boczna i akumulacja.

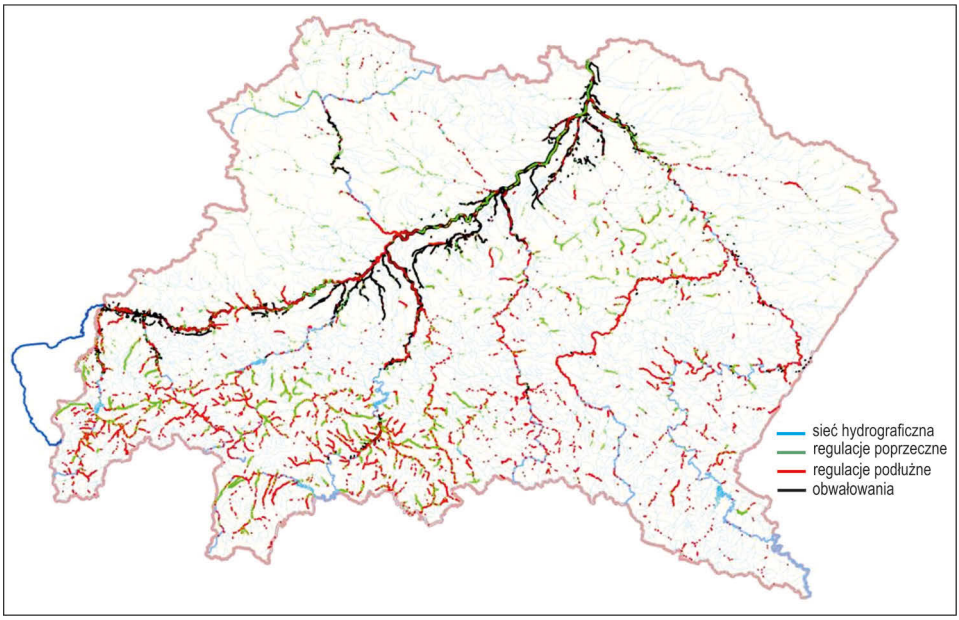
b. Koryta rzek lokalnych są dwojakiego typu. Koryta 1–4 rzędu są przeważnie skalne z progami skalnymi lub berdami. Występują w głębokich dolinach (Solinka, Wetlina, potok Głęboki; Niezborała 2007, Dzik 2011, Gorczyca i in. 2016). Nawiązują do układu głównych elementów rzeźby tego obszaru. W wyższych partiach gór złożone są z naprzemianległych odcinków skalnych oraz skalno-aluwialnych, których dna docięte są do litego podłoża, a brzegi wycięte w pokrywie aluwialnej (Niezborała 2007). W większych dolinach, w niższych partiach gór,

koryta złożone są z naprzemianległych odcinków skalnych i aluwialnych (Starkel 1965, Zawora 1967).

c. Koryta rzek w Wysokich Bieszczadach i w górnych biegach rzek Beskidu Niskiego występują w stosunkowo szerokich dolinach. Wykazują cechy pośrednie między typami a i b. Występują w dolinach o naprzemianległych odcinkach skalnych z berdami oraz aluwiach. Przykładem koryt tego typu są górne odcinki Sanu, Wisłoka i Wisłoki, które mają przebieg kręty i meandrowy.

5. Koryta niskich gór, pienińskie. Można je podzielić na koryta cieków lokalnych i tranzytowych. Koryta cieków lokalnych pełnią różne funkcje morfodynamiczne. W całych Pieninach dominuje erozyjne modelowanie koryt rzecznych (Gorczyca, Krzemień 2012). Akumulacja ma miejsce głównie lokalnie i jest wymuszona warunkami morfologicznymi lub działaniem człowieka. Koryta w dolinach 1–3 rzędu wycięte są w litej skale, wychodniom w dnie towarzyszą liczne progi skalne. W dolnych odcinkach tych systemów dolinnych potoki rozcinają mało miąższe aluwia lub docinają się do litego podłoża. Koryta 1–3 rzędu mogą być wyścielone cienką warstwą gruzu frakcji 5–30 cm, a nawet 10–50 cm. Ich przebieg jest na ogół prostolinijny. W dolinach 4–5 i wyższych rzędów koryta wycięte są w szerokich sterasowanych dnach. Koryta w tych dolinach są wycięte w aluwiach lub w cienkich pokrywach aluwialnych i litej skale (Gorczyca, Krzemień 2012). Do tego typu należy np. koryto Krośnicy. W ich dnach występuje zróżnicowany materiał korytowy od 1015 cm do nawet 15–30 cm, zależnie od spadków terenu i możliwości dostawy grubego materiału. Koryta rzek tranzytowych reprezentuje jedynie Dunajec z korytem skalnym z licznymi rynnami, głębokimi kotłami dochodzącymi nawet do 6–8 m, a także z licznymi załomami i ostrogami skalnymi. Koryto to jest kręte o stromych brzegach. Dominuje w nim erozyjne modelowanie (Klimek 1991, Zawiejska 2006).

6. Koryta rzek tranzytowych wypływających z Tatr, w obrębie Podhala, charakteryzują się krętym i roztokowym przebiegiem w planie. Roztokowy typ koryt jest pozostałością z dawnych okresów, kiedy rzeki wypływające z Tatr transportowały duże ilości rumowiska. Ten typ koryt występuje w dolinach Czarnego Dunajca, Białego Dunajca i Białki. W dolinach tych wytworzyły się roztokowe systemy korytowe, których rozwój polegał na bocznej migracji po każdym wezbraniu. Ingerencja człowieka w latach 70. XX w. doprowadziła do ich zwężenia i odcinkowego wyprostowywania. Koryto Czarnego Dunajca jest szerokie na 30–50 m, lokalnie do 200 m. Współcześnie koryto modelowane jest w górnym i dolnym biegu rzeki przez erozję wgłębną (Krzemień 1981, 2003). Odcinki roztokowe w środkowym biegu wyraźnie uległy skróceniu i ograniczeniu (Zawiejska, Krzemień 2004). Koryto Białego Dunajca uległo w ciągu 100 lat dużym zmianom. Rzeka była na znacznej długości roztokowa, a łożysko osiągało szerokość do 500 m. Współcześnie jest jednonurtowe, proste lub kręte o średniej szerokości 45,8 m (Korpak 2007). Koryto Białki jest najmniej przekształcone, ale ono także jest degradowane poprzez zwężanie i pogłębianie (Gorczyca i in. 2017). Roztokowe koryto tej rzeki związane jest z rozmywaniem grubych osadów glacifluwialnych pochodzących z wyższych teras. Jak podkreśla M. Baumgart-Kotarba (1983), koryto



Ryc. 4.27. Uregulowane koryta w dorzeczu Górnej Wisły (RZGW w Krakowie)

Białki należy do wyjątkowych w polskich Karpatach. Badania w dolinie Białki Tatrzańskiej (Baumgart-Kotarba 1983) wykazały, że w trakcie powodzi 5-letniej o przepływach 200–250 $m^3 \cdot s^{-1}$ ulegały przekształceniom łachy, bystrza i kotły, natomiast powódź 50-letnia o dwukrotnie większych przepływach zmieniała cały układ koryta roztokowego (ryc. 4.28).

Cechą rzeki roztokowej było stałe przystosowywanie się jej koryta do przepływów maksymalnych. Eksploatacja żwirów i regulacja głównych rzek na Podhalu zmieniła kierunek ewolucji koryt (Krzemień 1981, 2003, Kościelniak 2004a, b, Zawiejska, Krzemień 2004). Roztokowe koryta podlegały degradacji i stawały się jednonurtowe (Krzemień 2003, Gorczyca, Krzemień 2010, Hajdukiewicz, Wyżga 2013). Degradacja tych koryt wiązała się ze znacznym zmniejszeniem ich szerokości.

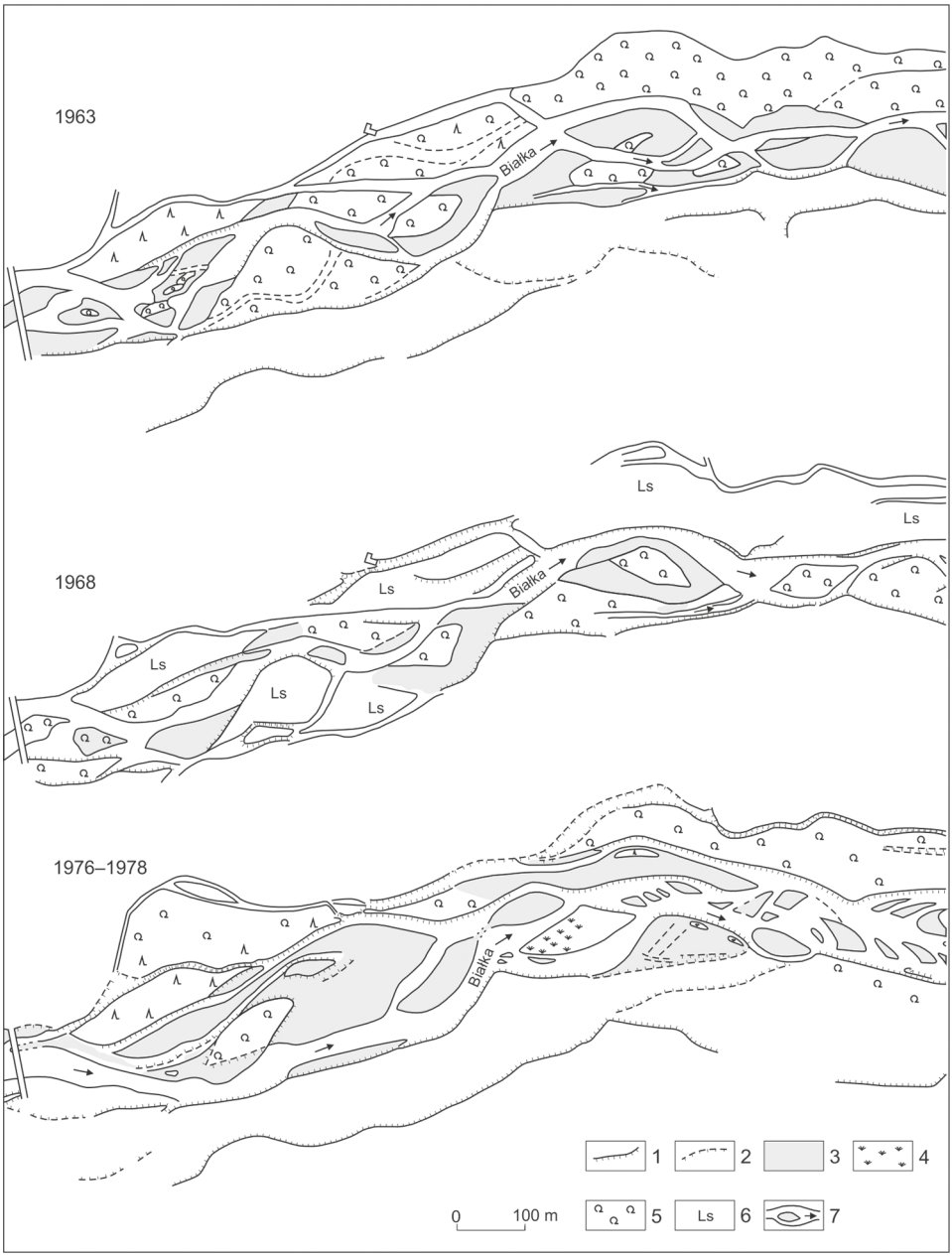
7. Koryta kotlin śródgórskich charakteryzują się krętym lub meandrowym przebiegiem w planie. Są przeważnie wycięte w pokrywach (Krzaklewski 2012), głęboko wcięte z pojedynczymi łachami. Agradacyjne tendencje w śródgórskich kotlinach były do niedawna wyraźne w przypadku nakładania się czynnika neotektonicznego (wginanie podłoża), a na ich rozmiary istotny wpływ wywiera wysokość otaczających pasm górskich i wielkość rzek. W Kotlinach Żywieckiej i Orawsko-Nowotarskiej rozwijały się do lat 70.–80. XX w. stożki napływowe z korytami roztokowymi. Charakterystycznymi cechami koryt w obrębie Kotliny Orawskiej jest ich niewielki spadek (ok. 3‰) i meandrowanie (Krzaklewski 2012). Ten typ koryt jest charakterystyczny dla Czarnej Orawy i Piekielnika. Czarna Orawa i jej dopływy odwadniają obszary torfowisk wysokich (Łajczak 2006a,

c, Krzaklewski 2012). Współcześnie meandrowy system korytowy tych rzek można uznać za stabilny. Zmiany zachodzą jedynie lokalnie i są w dużym stopniu wynikiem ingerencji człowieka (Łajczak 2006a, c). Odmiennie zachowywały się rzeki w Dołach Jasielsko-Sanockich otoczonych pogórzami i niskimi górami. Jedynie na granicy kotlin zaznaczały się tendencje do agradacji i roztokowości. Dna dolin na tym obszarze zajmują równiny zalewowe, które są nadbudowywane zawiesiną niesioną przez meandrujące rzeki. Koryta tych rzek na skutek regulacji i eksploatacji rumowiska są pogłębione i współcześnie zasięg obszaru zalewanego ulega zmniejszeniu.

8. Koryta rzek pogórskich można podzielić na koryta rzek lokalnych i tranzytowych.

a. Pierwszy typ charakteryzuje się przebiegiem krętym lub meandrowym. Ten typ koryt występuje na Pogórzu Gubałowskim oraz na Pogórzu Karpackim. Koryta na tych terenach są przeważnie wcięte do 1–4 m w płaskie aluwialne dna dolin o szerokości do kilkuset metrów. Koryta cieków w wielu odcinkach wycięte są w koluwiach (Caputa 2019). Brzegi tych koryt są strome, często porośnięte drzewami, co powoduje ich naturalne umocnienie. W czasie wezbrań dna płaskich dolin są zalewane i nadbudowywane zawiesiną. Z czasem na skutek pogłębiania koryt zasięg zalewania ich den ulega ograniczeniu (Gorczyca 2016). W wyniku działalności człowieka koryta te są zwężane i zabudowywane budowlami regulacyjnymi typu poprzecznego i podłużnego. W korytach tych rzek budowane są bardzo liczne kładki i mosty, co podczas wezbrań ogranicza odpływ wody i skutkuje niszczeniem infrastruktury w dnach dolin (German 1998).

b. Koryta pogórskie rzek tranzytowych charakteryzują się krętym przebiegiem z pojedynczymi łachami, lokalnie w strefie rozszerzeń są typu błądzącego lub z przejawem roztokowania. Są to koryta szerokie o trapezowym profilu poprzecznym. Większość została wielokrotnie uregulowana budowlami podłużnymi, które były wiele razy niszczone. Łachy żwirowe przemieszczają się teraz wzdłuż uregulowanych koryt (Malarz 1997, Woskowicz-Ślęzak 2013, Gorczyca 2016). W stosunku do wyżej położonych odcinków koryt cechują się one większą krętością o dużej stabilności ze względu na regulacje i utrwalenie przez roślinność. Koryta tych rzek w granicach Pogórzy charakteryzowały się w przeszłości na długich odcinkach przebiegiem roztokowym, np. Soła, Skawa, lub tendencją do roztokowania i odcinkowo anastomozowania (Grocholska 1988, Malarz 1997, Woskowicz-Ślęzak 2013, Witkowski 2015). Inne koryta rzek, np. Raby i Dunajca, wyróżniały się krętym lub meandrowym przebiegiem z dużymi łachami. Łachy żwirowe występowały w meandrowych korytach Raby i Dunajca jeszcze u brzegu Karpat (Wyżga 1993a, Gorczyca 2016). Współcześnie koryta te są uregulowane. Z kolei Wisłoka, Wisłok, San, przepływające przez szeroką strefę Pogórza Karpackiego, odznaczają się korytami głęboko wciętymi. W przeszłości koryta te cechowały się przebiegiem meandrowym lub tendencją do roztokowania (Klimek 1974, 1991, Wyżga i in. 2013, Gorczyca 2016). Na skutek regulacji koryt i eksploatacji aluwiów korytowych (Osuch 1968, Aleksandrowicz i in. 1981), szczególnie u brzegu Karpat doszło do ich pogłębienia i zmiany funkcji dawnej równiny zalewowej. W efekcie dawna równina



Ryc. 4.28. Zmiany układu koryta Białki na Podhalu po powodziach w latach 1963–1978 na odcinku znacznych migracji lateralnych poniżej mostu w Bukowinie Dolnej (wg Baumgart-Kotarby 1983)

1 – skarpy wyraźne, 2 – skarpy o złagodzonym profilu, 3 – świeże łachy żwirowe, 4 – łachy zadarnione, 5 – łachy porośnięte wikliną i młodym lasem, 6 – las, 7 – koryta i kierunek nurtu

zalewowa wznosi się 8–9 m nad współczesne ich dna. Niższy poziom zalewowy osiąga wysokości 4–5 m (Starkel 2001b, Czyżowska-Wiśniewska 2003).

Współcześnie w Karpatach zaobserwować można cztery typy dynamiczne systemów korytowych związanych z dynamiką transportu zwietrzelin (ryc. 4.25, 4.29; Łajczak i in. 2006, Starkel, Łajczak 2008, Andrzejewski, Krzemień 2017).

Systemy te w poszczególnych odcinkach dolin funkcjonują jako złożone, połączone ze sobą subsystemy obiegu energii i materii.

– Pierwszy typ rozpoczyna się na obszarze wysokogórskim Tatr o znacznym udziale materiału rozpuszczonego i niewielkim wynoszeniu materiału klastycznego na przedpole gór (Krzemień 1991).
– Drugi typ rozpoczyna się w masywach górskich, koryta tego systemu do niedawna cechowały się tendencjami do roztokowania (ryc. 4.10), z dominującym udziałem materiału zawieszonego i znacznym udziałem rumowiska wleczonego (Froehlich 1975, 1982). Obecnie koryta tego systemu przegrodzone są zbiornikami retencyjnymi (Klimek 1987, Łajczak 1995, 1999, Liro 2015, 2016).
– Trzeci typ występuje na obszarach niskich gór i pogórzy, na przeważającej długości profilu podłużnego charakteryzuje się tendencją do pogłębiania (Korpak i in. 2008, Wyżga i in. 2010). Cechuje się też dominującym udziałem transportu zawiesiny i ograniczoną dostawą materiału z koryta i ze zlewni na skutek zmian w użytkowaniu ziemi.
– Czwarty typ dotyczy rzek pogórskich o częstych wezbraniach (wiosennych i letnich) i współczesnym lokalnym nadbudowywaniu równin zalewowych (ryc. 4.11), z główną tendencją do pogłębiania koryt (Klimek, Starkel 1974, Krzemień, Święchowicz 1992, Łajczak 1995, 1999, Drużkowski 1998, Gębica, Sokołowski 1999, 2001, Święchowicz 2002c).

Zależnie od zróżnicowania wielkości zlewni karpackich zmienia się skala odprowadzania rumowiska z rozczłonkowanych stoków do koryt, z wzniesień górskich do kotlin śródgórskich (lub dużych dolin) oraz wynoszenia z całego obszaru górskiego na przedpole w obrębie Kotlin Podkarpackich. U brzegu Karpat, na skutek częściowej ucieczki wód w gruboziarniste aluwia (Ziemońska 1973), stwierdza się zmniejszanie przepływu rzek, co podczas wezbrań skutkuje krótkotrwałą agradacją materiału dennego. Proces ten nie jest jednak w stanie zahamować dominującej tendencji do pogłębiania koryt.

4.4.4. Rola regulacji koryt w zmianach ich morfologii i bilansie transportu rumowiska

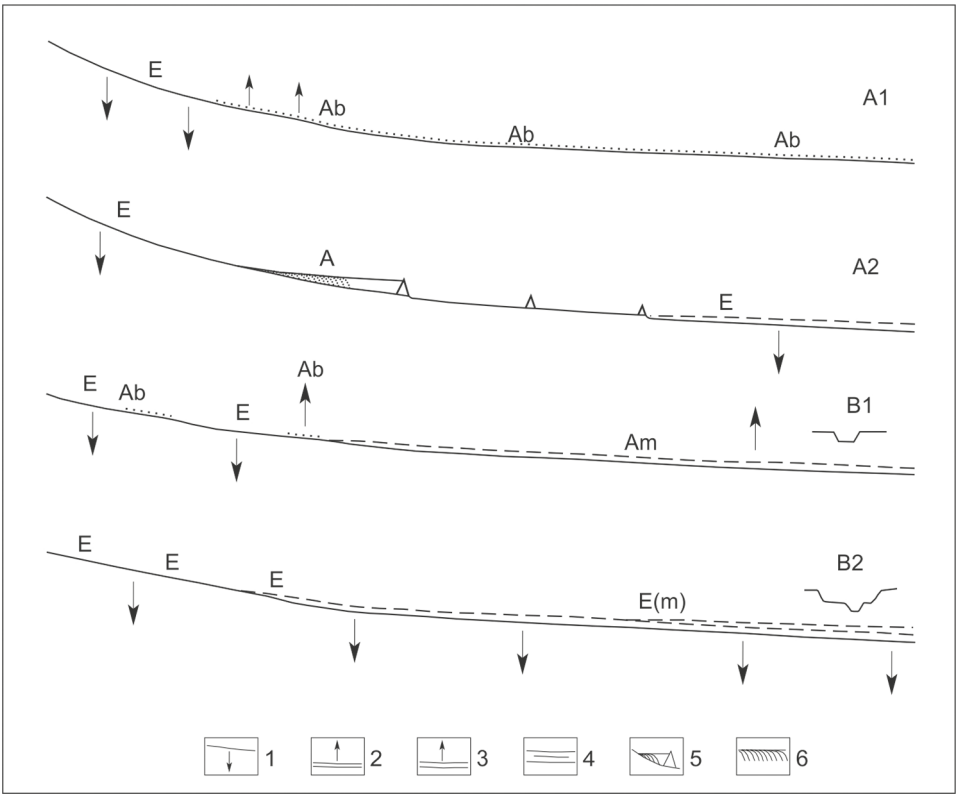
Na ukształtowanie koryt rzek karpackich w okresie między XIX w. i początkiem XXI w. decydujący wpływ wywarła, najpierw zwiększona gwałtowność wezbrań i dostawa materiału ze stoków do koryt w wyniku wielowiekowego ekstensywnego użytkowania ziemi, prowadząca do roztokowania rzek, a później celowe działania prowadzące do zmniejszenia dostawy i transportu w korytach, a także do zmniejszenia zagrożenia powodziowego – m.in. poprzez budowę zapór wodnych i zwężenie strefy spływu wód powodziowych. Do końca XIX w. koryta rzek

karpackich były nadbudowywane i jako szybko migrujące wkraczały nawet na równinę zalewową. Proces ten zachodził na znacznie większą skalę w zachodnich żwirodennych dopływach Wisły, o większych spadkach, aniżeli w rzekach pogórskich dorzeczy Wisłoki i Sanu, których koryta rozcinają mało odporne podłoże (Klimek 1979). Na taki kierunek przemodelowywania koryt mogła też oddziaływać koncentracja opadów w małej epoce lodowej (1550–1850), która wraz z ekspansją rolnictwa i gęstszą siecią dróg polnych i leśnych prowadziła do przyspieszenia odpływu wód i dostawy materiału ze stoków.

Na zwiększone zagrożenie powodziowe w dolinach beskidzkich w XVII–XIX w., a także na niektóre skutki geomorfologiczne powodzi, wskazuje analiza dokumentów historycznych (Adamczyk 1978, 1981), z kolei układ koryt uformowanych w tych warunkach dokumentują mapy z XVIII i XIX w. (Mieg 1779–1782, Kummersberg 1855, Die Spezialkarte 1890–1914). Badania aluwiów korytowych Raby wskazują na gwałtowne przemieszczanie się fal wezbraniowych w XIX w. i szybką depozycję słabo wysortowanego materiału (Wyżga 1993a). Analiza dzieła A. Komonieckiego (1704), wyników pomiarów hydrologicznych prowadzonych na Sole od schyłku XIX w. oraz opinie niektórych autorów (Punzet 1985, Woskowicz-Ślęzak 2005) skłaniają do wniosku, że częstość powodzi na tej rzece zwiększała się w ciągu ostatnich 500 lat, aż do pierwszej połowy XIX w., by później zmaleć. Koryto Soły koło Żywca miało w połowie XIX w. szerokość wielokrotnie większą niż obecnie (ryc. 4.30).

Na przyspieszoną agradację koryt rzek beskidzkich mogła także wpływać gospodarka leśna w XIX w. i na początku XX w. Transport kłód drewna po stokach i wzdłuż potoków oraz krótkotrwałe fale wezbraniowe tworzone przez liczne wówczas lokalne spiętrzenia wody służące do flisu (klauzy i tajchy) powodowały przemieszczanie się dużych ilości materiału do koryt i dalej z ich biegiem. Innym skutkiem wylesienia zlewni beskidzkich są większe rozmiary bloków skalnych transportowanych w korycie (Niemirowski 1974, Froehlich 1998).

W związku z powstawaniem dużych rozlewisk w dnach dolin w dorzeczu górnej Wisły, od XVIII w. budowano stopniowo wały przeciwpowodziowe w ich dnach, poczynając od doliny Wisły i głównych jej dopływów. Działalność ta przyczyniała się do ochrony terenów narażonych na klęskę powodzi (Gorczyca, Krzemień 2010). Efektem budowania wałów było ograniczenie strefy migracji koryt w dolinach rzek karpackich w XIX w. Proces ten był szczególnie nasilony na przedpolu gór, gdzie koryta charakteryzowały się rozwinięciem roztokowym (Strzelecka 1958, Kaszowski i in. 1976, Szumański 1977, Froehlich i in. 1977, Starkel, Łajczak 2008). Na przełomie XIX i XX w. w korytach rzek karpackich podjęto szeroko zakrojone prace inżynierskie zmierzające do uregulowania koryt. Impulsem tych prac było zagrożenie powodziowe miast i wsi na tym obszarze. Regulacja koryt rzecznych postępowała etapami od najniżej położonych odcinków do górnych biegów rzek (Zawiejska 2006, Starkel, Łajczak 2008). Trasy regulacyjne charakteryzowały się łagodnymi łukami i długimi liniami prostymi (Kościelniak 2004a, Korpak i in. 2008). Prowadzono je zwykle środkiem żwirowego łożyska. Część projektów regulacyjnych nigdy nie została zrealizowana.



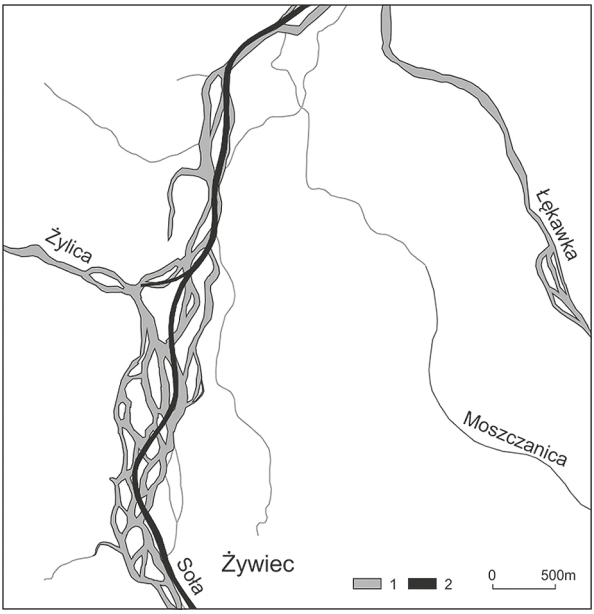
Ryc. 4.29. Profile podłużne koryt i równin zalewowych tranzytowych rzek karpackich (oprac. L. Starkla)

A – typ rzek zachodniokarpackich, B – typ rzek wschodniokarpackich (A1 i B1 – przed pracami regulacyjnymi i budową zapór wodnych, A2 i B2 – po oddaniu do eksploatacji zapór, zaawansowane prace regulacyjne), 1 – profil koryta erozyjnego, 2 – koryto żwirodenne (agradacja rzeki roztokowej), 3 – profil koryta i równiny zalewowej, 4 – tendencja do pogłębiania koryta i tworzenia niższej równiny zalewowej, 5 – zbiornik zaporowy, 6 – stożek – delta wsypywana do zbiornika, E – tendencja do pogłębiania, Ab – tendencja do agradacji rzeki roztokowej, Am – tendencja do agradacji rzeki meandrowej, A – agradacja, E(m) – erozja rzeki meandrowej

W historii regulacji koryt rzecznych w Karpatach można wyróżnić kilka etapów: (i) do II wojny światowej, (ii) okres powojenny do 1970 r., (iii) lata 1971–1989 oraz (iiii) po 1990 r. Etapy te różnią się sposobem regulacji, zakresem oraz intensywnością prac (Korpak 2007, Gorczyca 2016). W pierwszym okresie planowane były systematyczne prace na długich odcinkach koryt, powstawały jednak tylko pojedyncze budowle. Prace regulacyjne prowadzone w tym okresie polegały na wyprostowywaniu, zwężaniu i skracaniu biegu rzek. Niektóre z koryt rzek karpackich uległy skróceniu nawet o kilkanaście procent (Kędzior 1931, Gorczyca 2016). Ważnym celem tych prac było zdobywanie nowych terenów pod zagospodarowanie. Projekty i prace wstrzymane zostały na skutek wybuchu II

wojny światowej (Korpak i in. 2008). Wznowiono je dopiero pod koniec lat 50. XX w. Okres najintensywniejszych prac regulacyjnych przypada na lata 60. i 70. XX w. (Korpak 2007). Wtedy zastosowano najbardziej radykalne zmiany układu koryt w planie oraz ich profili podłużnych i poprzecznych, głównie tam, gdzie zabudowa i infrastruktura występowała blisko koryt. W okresie tym powstawały zwłaszcza budowle podłużne i poprzeczne (ostrogi i kierownice) oraz jazy i zapory przeciwrumowiskowe, natomiast niewiele budowano stopni. W latach 70. XX w. występowała regulacja niesystematyczna, tzn. budowle i umocnienia były planowane lokalnie (Łapuszek, Lenar-Matyas 2013). W latach 80. XX w. częstość i zakres podejmowanych prac regulacyjnych wyraźnie się zmniejszyły, a dominującym typem zabudowy stawała się korekcja stopniowa (Korpak i in. 2008). W tym czasie lokalnie wykonywano też umocnienia brzegowe. Sytuacja taka wynikała z braku funduszy w okresie kryzysu gospodarczego oraz z braku dużych wezbrań. Wiele planowanych inwestycji nie zostało zrealizowanych, a rozpoczętych nie dokończono. W nowych warunkach gospodarczych po 1989 r. prace regulacyjne w bardzo dużym stopniu ograniczono. Kolejne takie prace zostały zintensyfikowane pod koniec lat 90. XX w., a szczególnie po dużym wezbraniu w 1997 r. Realizowane w tym czasie projekty niemal wyłącznie dotyczyły napraw szkód po wezbraniach w latach 1997, 1998 i 2001. Prace hydrotechniczne obejmowały budowę przede wszystkim korekcji stopniowych i zabezpieczeń brzegów (Korpak 2007). Od lat 90. XX w. do najpopularniejszych budowli hydrotechnicznych należą: opaski z narzutu kamiennego luzem, opaski faszynowe kamienne, opaski faszynowe z koszem siatkowo-kamiennym z narzutem.

Na skutek zwężania i prostowania koryt w związku z niedoborem rumowiska, które nie było dostarczane z umocnionych brzegów, następowało zintensyfikowanie erozji wgłębnej i wcięcie koryta poniżej posadowienia budowli. W dalszym etapie budowla ulegała zniszczeniu. Z tego powodu w późniejszych okresach ten sam brzeg umacniano nawet 2–3-krotnie (Gorczyca 2016). Efektem prac regulacyjnych w korytach rzek karpackich było wyzwolenie nadmiernej erozji wgłębnej (Kościelniak 2004b, Zawiejska 2006, Korpak i in. 2008, Hajdukiewicz, Wyżga 2013, Gorczyca 2016, Gorczyca i in. 2017). Prace regulacyjne zmierzały do wyprofilowania pojedynczego, wąskiego koryta i odcięcia ramion bocznych za pomocą różnych budowli podłużnych, takich jak np. ostrogi i kierownice (Izmaiłow i in. 2006, Korpak i in. 2008). W efekcie powstawały koryta zdegradowane nawet w 80%, np. koryto Raby (Gorczyca 2016). Na skutek regulacji koryt następowała intensywna erozja wgłębna, która doprowadzała do zniszczenia budowli i często do docięcia się rzeki do litej skały (Osuch 1968, Soja 1977, Wharton 2000, Wyżga 2001a,b, Korpak 2007). W efekcie oddziaływań antropogenicznych w dolnych i środkowych odcinkach karpackich dopływów Wisły koryta zostały pogłębione nawet o 1,4–3,8 m (Kaszowski i in. 1976, Klimek 1983, 1987, Wyżga 1993b, Wyżga, Lach 2002, Starkel, Łajczak 2008, Zawiejska, Wyżga 2008, 2010, Hajdukiewicz, Wyżga 2013, Zawiejska i in. 2015, Gorczyca 2016, Gorczyca i in. 2017). Pogłębianie koryt zaznaczało się również w dolinach bocznych w wyniku erozji wstecznej. Proces ten począwszy od lat 50. XX w. został lokalnie przyspieszony



Ryc. 4.30. Koryto Soły w Kotlinie Żywieckiej
1 – według mapy C. Kummersberga (1855), 2 – przed utworzeniem Jeziora Żywieckiego w 1967 r.

przez masowy pobór aluwiów korytowych (Krzemień 1981, 1984, Gorczyca 2016). Prowadził on często do wypreparowywania koryta skalnego i jego dalszego pogłębiania (Osuch 1968, Soja 1977, Krzemień 1984). Skutkiem szybkiego pogłębiania koryt jest m.in. odsłanianie podstawy filarów mostowych, a także zwiększone drenowanie wód z aluwiów, przez co wzrasta przepływ w okresach niżówkowych (Osuch 1968, Krzemień 1984).

W efekcie oddziaływań antropogenicznych koryta rzek i potoków w wielu odcinkach zostały zmienione ze żwirodennych w skalne oraz z roztokowych w błądzące lub kręte, docięte do litego podłoża (Wyżga 1993, Starkel, Łajczak 2008, Bucała 2012, Hajdukiewicz, Wyżga 2013, Kukulak 2015, Witkowski, Wysmołek 2015, Zawiejska i in. 2015, Gorczyca i in. 2017). Zastąpienie wcześniejszych koryt wieloramiennych przez jednoramienne, zwiększanie ich głębokości, zwartości i spadku wywołało wzrost siły transportowej rzek, które poza odcinkami objętymi cofką zapór wodnych mogą obecnie przenosić materiał na większe odległości. Ogranicza to możliwości depozycji pozakorytowej materiału w obrębie dolin rzek karpackich, gdyż materiał pochodzący z erozji zlewni i pogłębiania koryt był w XX w. – w większym stopniu niż wcześniej – dostarczany do Wisły. Tendencja ta została zahamowana przez utworzenie zbiorników zaporowych (zwłaszcza głębokich), które trwale zatrzymują cały ładunek materiału wleczonego i większość zawiesiny (ryc. 4.29). Oznacza to zredukowanie transportu i depozycji materiału w rzekach poniżej zapór, co ułatwia wcześniej rozpoczętą erozję wgłębną koryt

poniżej tych obiektów przez rzeki charakteryzujące się deficytem materiału (Łajczak 1999). Prowadzi to do przemywania materiału żwirowego, np. w Sole poniżej kaskady (Malarz 2002).

Tendencja do pogłębiania koryt rzek karpackich zachodzi współcześnie także pod wpływem zmniejszonej dostawy materiału ze stoków w wyniku zredukowania areału gruntów ornych (Soja 2002, Lach, Wyżga 2002, Kukulak 2004, 2015). Jednym ze skutków tych zmian jest malejący po 1950 r. transport zawiesiny w rzekach karpackich (Łajczak 1999). Na wzrost energii rzek karpackich, a więc i na pogłębianie koryt podczas wezbrań duży wpływ ma uszczelnienie zlewni, czyli jej zabudowa antropogeniczna, która oddziałuje na przyspieszenie spływu wód deszczowych w zlewni (Bartnik i in. 2009). Badania terenowe wykazały, że 10% udziału pokrywy nieprzepuszczalnej w zlewni powoduje powolne przemiany funkcjonowania systemów fluwialnych (Bartnik i in. 2009). Natomiast powyżej wartości 25–30% pokrywy nieprzepuszczalnej w zlewni następuje trwała degradacja koryt rzecznych. Do najbardziej uszczelnionych w polskich Karpatach należą dorzecza Soły, Skawy i Raby (Soja 2002). Pogórskie odcinki dopływów Wisły odwadniających wschodnią część polskich Karpat (np. Wisłoki) cechuje powolne i jednostajne pogłębianie się koryt, głęboko wciętych z wysoko położonymi równinami zalewowymi. Pogłębianie koryt rzek zachodniej części Karpat, o większym spadku, doprowadziło do uformowania wąskich równin zalewowych. Natomiast w części wschodniej pogłębianie przekraczające często 3 m doprowadziło do przekształcenia dawnej równiny zalewowej w terasę nadzalewową, szczególnie u brzegu Karpat, gdzie eksploatacja żwirów z koryta była największa (Wyżga 1993b, Starkel 2001b, Wyżga, Lach 2002, Czyżowska-Wiśniewska 2003).

Coraz rzadsze ponadpełnokorytowe stany wody nie oznaczają zmniejszenia zagrożenia powodziowego, gdyż zaznacza się wzrost kulminacyjnych stanów wody wskutek zwiększonej koncentracji i prędkości fali wezbraniowej. Obecnie tylko nieliczne krótkie odcinki den dolin w polskich Karpatach są zabezpieczone wałami przeciwpowodziowymi, w większości na Pogórzu Karpackim (Hennig 1991). W pozostałych, zwłaszcza intensywnie zagospodarowanych obszarach den dolin, wcześniej znajdujących się poza zasięgiem najwyższych stanów wód powodziowych, obecnie zwiększają się straty w infrastrukturze powodowane wyłącznie przez letnie powodzie, np. w dolinach Skawinki, Uszwicy, Wielopolki (Grela i in. 1999).

Skuteczniejsze zabezpieczenie przeciwpowodziowe dają zapory wodne, jednak ta ich funkcja często koliduje z produkcją energii elektrycznej, co limituje tworzenie rezerwy powodziowej. Sezonowe wahania stanów wody w głębokich zbiornikach osiągają 10 m, co prowadzi do nietypowego rozwoju delt i podcinania brzegów zbiornika w wyniku abrazji w szerokiej strefie wysokościowej (Klimek i in. 1990, Łajczak 2006b, Liro 2015, 2016). Najszybciej narastają delty w głębokich zbiornikach o dużej dostawie materiału, zwłaszcza w Zbiorniku Rożnowskim (od 1941 r.). Utworzenie zbiorników zaporowych spowodowało przerwanie ciągłości systemu dolinnego. Odcinki erozyjne, niegdyś roztokowe – dziś przyspieszonego odprowadzania materiału, przechodzą w odcinki z nasiloną, stale zachodzącą

depozycją materiału w głębokich zbiornikach, które sąsiadują z odcinkami dolin o nieporównanie wolniejszej depozycji materiału i z odcinkami dolin poniżej zapór wodnych, gdzie dominuje pogłębianie koryt. Biorąc pod uwagę hipotetyczne założenie, że konstrukcja zapór wodnych będzie stabilna w długim okresie, należy stwierdzić, że zbiorniki zaporowe mogą ulec dużemu lub nawet całkowitemu wypełnieniu osadami. Poniżej strefy brzegowej z klifami abrazyjnymi i lokalnie aktywowanymi osuwiskami będzie się rozprzestrzeniała szeroka równina aluwialna. W przypadku przerwania zapory wodnej może dojść do wzmożonej erozji ogromnego ładunku drobnoziarnistego materiału nagromadzonego w czaszy zbiornika oraz zmian w łożysku rzeki poniżej zapory.

Ze względu na znaczne wyprostowanie i duże pogłębienie koryt rzek karpackich, ich powrót do funkcjonowania zgodnego z uwarunkowaniami środowiskowymi nie zostanie osiągnięty nawet w bardzo długim czasie (Wyżga i in. 2013, Gorczyca 2016). Dopuszczenie do erozji brzegów i swobodnego kształtowania koryt prowadzić będzie do odtwarzania krętych koryt, jakie istniały w XIX w., ale w obecnych warunkach środowiskowych nie jest możliwe odtworzenie koryt wielonurtowych (Wyżga i in. 2012, Wyżga i in. 2013). Lokalnie możliwe jest sztuczne formowanie bocznych, drugorzędnych koryt w celu zwiększenia retencji korytowej wód wezbraniowych (Wyżga, Radecki-Pawlik 2011). W profilu podłużnym koryt charakterystyczną cechą współczesnej struktury wielu koryt w ich górskich biegach jest znaczne ujednolicenie geometrii koryta i jego funkcji morfodynamicznych (Zawiejska, Krzemień 2004, Zawiejska 2006). Jest to bardzo dobrze widoczne szczególnie na przykładzie koryt Dunajca, Mszanki, Porębianki (Kościelniak 2004a, Zawiejska 2006).

4.4.5. Renaturyzacja koryt rzecznych

Regulacje koryt rzek karpackich okazały się nieefektywne i równocześnie szkodliwe dla środowiska przyrodniczego. Doprowadziły do wyprofilowania pojedynczego, wąskiego koryta i odcięcia ramion bocznych. Duża zmiana geometrii koryt rzecznych spowodowała niedopasowanie nowej trasy regulacyjnej do reżimu hydrologicznego rzeki. A to przyczyniło się do zaburzenia przebiegu procesów fluwialnych i degradacji koryt rzek karpackich. Współczesne koryta karpackie w stosunku do warunków w XIX w. mają większą możliwość transportacyjną, znacznie mniejszą dostawę rumowiska ze zlewni (zmiana użytkowania), węższą strefę swobodnej migracji i ograniczoną erozję boczną (Krzemień 1981, Klimek 1983, Wyżga 1993b, 2001a, Zawiejska, Krzemień 2004, Korpak 2007, Gorczyca, Krzemień 2010). Wszystkie procesy fluwialne zachodzą współcześnie w korytach znacznie węższych i pogłębionych o kilka metrów w stosunku do koryt XIX-wiecznych (ryc. 4.31) (Krzemień 1984, Zawiejska 2006, Korpak 2007, Radecki-Pawlik 2012, Wyżga i in. 2016).

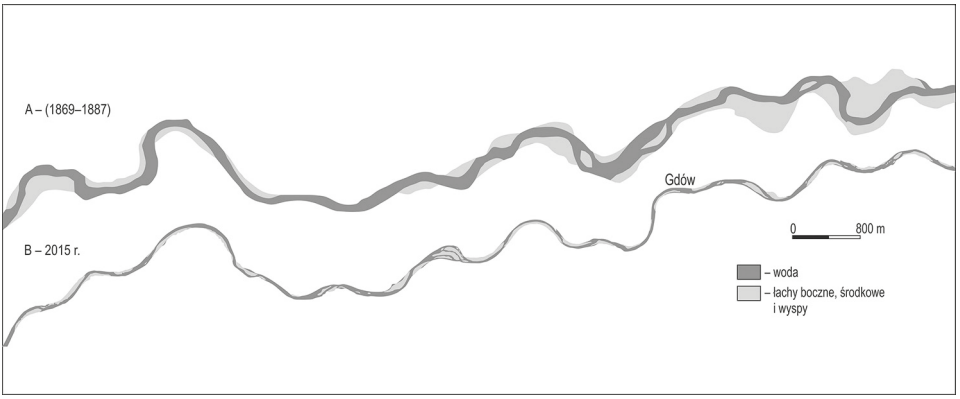
Okres najsilniejszych zmian morfologii i funkcjonowania koryt karpackich spowodowanych działalnością człowieka przypadł na lata 1961–1990. Współcześnie presja hydrotechniczna w korytach rzecznych jest znacznie mniejsza. Obowiązuje

prawny zakaz poboru żwirów, a instytucje państwowe wykazują coraz większą dbałość o pozostawienie rzece korytarza swobodnej migracji. Okres po 1990 r. nazwano okresem postregulacyjnym (Gorczyca 2016). Zaobserwowane w tym czasie zachodzące odcinkowo zmiany struktury koryt karpackich określono jako samoistną renaturyzację. Zaznacza się ona szczególnie silnie w korytach z wysokim wskaźnikiem W/D (stosunek szerokości do głębokości), gdzie koryta ulegają stopniowemu poszerzaniu, lokalnie powiększa się też ich krętość i liczba nurtów. Wzrasta ilość rumowiska dostępnego do transportu fluwialnego oraz liczba i powierzchnia łach (Gorczyca 2016).

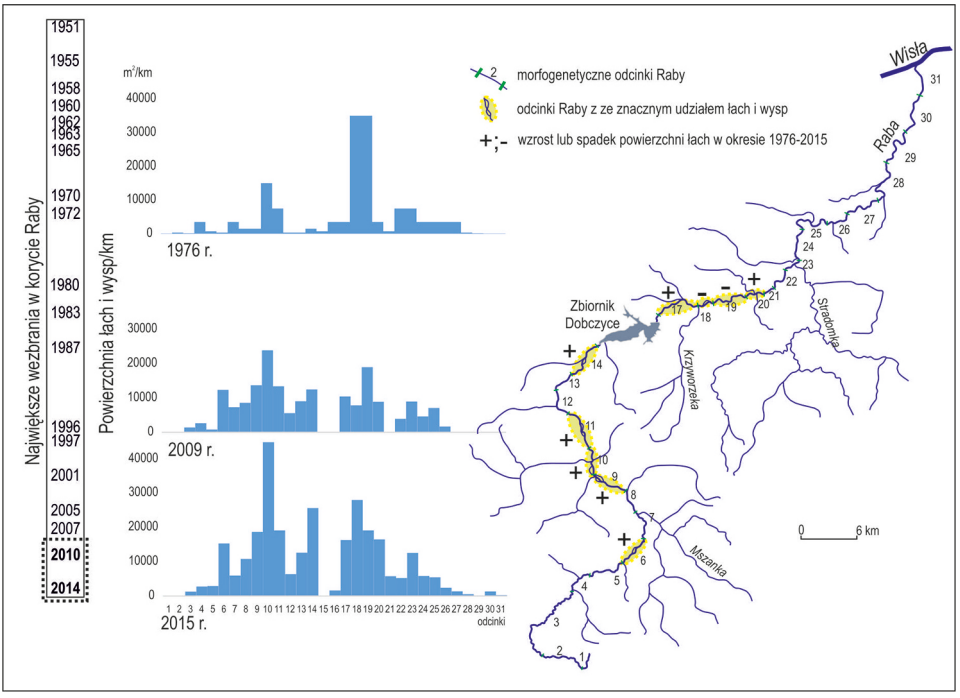
Na podstawie badań przeprowadzonych m.in. w korycie Raby (ryc. 4.32), Skawy (ryc. 4.33), Czarnego Dunajca i Sanu rozpoznano przebieg procesu samoistnej renaturyzacji (Gorczyca 2016).

Jako główne założenie przyjęto, że współczesny i przyszły przebieg rozwoju górskich koryt postregulacyjnych będzie zależny od ich naturalnych uwarunkowań, wykształcenia koryt w okresie przedregulacyjnym oraz natężenia i rodzaju antropopresji w korytach i ich zlewniach. Odcinki beskidzkie, pogórskie i kotlinne rzek – o odmiennych uwarunkowaniach i wykształceniu koryt rzecznych (Klimek 1979) – pomimo zastosowania podobnych zabiegów regulacyjnych, inaczej reagują na duże i katastrofalne wezbrania i inaczej przebiega ich rozwój w okresie postregulacyjnym. Samoistna renaturyzacja tych koryt w odcinkach, gdzie możliwe jest pozostawienie lub stworzenie korytarza swobodnej migracji i zaniechanie dalszych regulacji, będzie wskazywać kierunki rozwoju w nowych warunkach. Może nam to dać odpowiedź, jaka będzie ich morfologia i przebieg koryt w planie. Nowe tendencje, jakie obserwujemy w korytach, w których zachodzi obecnie samoistna renaturyzacja, dają wyobrażenie o tym, jakie mogą być żwirodenne, górskie koryta w XXI w., jeśli ograniczymy antropopresję.

Niezwykle ważna w procesie samoistnej renaturyzacji jest wielkość i częstość wezbrań, które wpływają na zmiany w strukturze i funkcjonowaniu koryt górskich (Starkel 1986, 2003a, 2006, 2012, Izmaiłow i in. 2006, Długosz, Gębica 2008, Gorczyca, Wrońska-Wałach 2008, Korpak 2008, Bucała 2009, Czech i in. 2016). Tempo zmian w korytach będzie zależne od częstości okresów wezbraniowych i długości okresów pomiędzy dużymi wezbraniami. W korytach karpackich powszechne niedociążenie rumowiskiem wyzwala w rzekach siły skierowane na wyrównanie tego deficytu. W czasie dużych i katastrofalnych wezbrań następuje przeobrażanie istniejącej morfologii koryta pod wpływem procesów erozyjnych. Procesy erozyjne, niszcząc regulacje, uwalniają do systemu korytowego materiał rumowiskowy znajdujący się w brzegach i równinie zalewowej (ryc. 4.32, 4.26). Następuje stopniowe poszerzanie koryta. Proces ten nie występuje równomiernie w całym profilu podłużnym. Lokalnie, w strefach rozszerzeń, rzeka jest przeciążona w czasie wezbrania. Tam, gdzie doszło do przeciążenia, powstają szerokie strefy akumulacyjne podobne do stref nazywanych w literaturze *sediment wave* lub *sediment slug* (Nicholas i in. 1995, James 2010). Strefy te są najbardziej zróżnicowane morfologicznie, hydrologicznie i biologicznie ze względu na swobodę kształtowania szerokiej równiny zalewowej. Rzeka postregulacyjna cechuje się także długimi prostymi i lekko

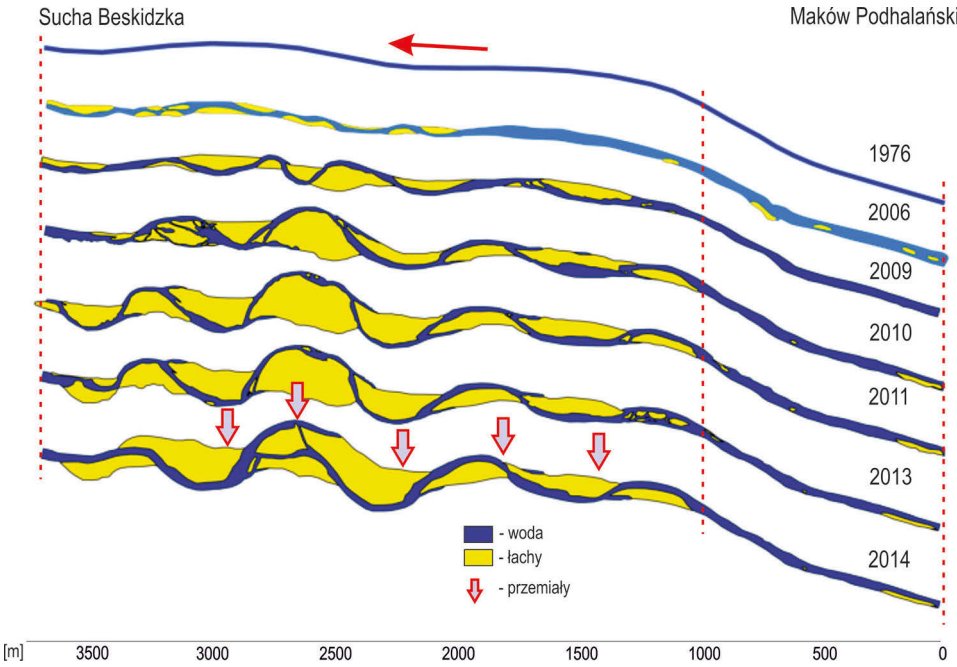


Ryc. 4.31. Efekt ponad 100-letniej ingerencji człowieka w korycie Raby
A – koryto Raby w XIX w. (na podstawie: Galicia and Bucowina (1861–1864) Second Military Survey of the Habsburg Empire), B – współczesne koryto Raby.



Ryc. 4.32. Znaczący przyrost powierzchni łach i wysp w korycie Raby w okresie post-regulacyjnym pod wpływem dużych wezbrań w latach 2010 i 2014 (wg Gorczyca 2016)

krętymi odcinkami o dominującej funkcji transportacyjnej, w których jednostkowa moc strumienia osiąga duże wartości. Odcinki te nie sprzyjają akumulacji. W związku z tym wytracenie energii i zrzut transportowanego rumowiska następuje zwykle



Ryc. 4.33. Etapy samoistnej renaturyzacji w korycie Skawy (wg Gorczyca 2016), 1976 r. – przebieg i szerokość trasy regulacyjnej koryta

w opisanych powyżej strefach rozszerzeń (Church, Jones 1982). Odcinki wąskie, proste lub o niewielkiej krętości oraz strefy rozszerzeń można porównać do struktury *beads on a string* według koncepcji Stanforda i Warda (1993).

W sytuacji wystąpienia długiego okresu bezwezbraniowego proces renaturyzacji zostanie spowolniony lub zahamowany. Rola wezbrań o prawdopodobieństwie $Q_{1\%}$ jest bardzo duża, następuje wówczas przemodelowanie koryt (np. odcinek beskidzki Raby w 2010 r.), jednak takie wezbrania występują bardzo rzadko. W większości analizowanych profili wodowskazowych badanych rzek wezbrania takie występują średnio raz na kilkadziesiąt lat. Z analizy przepływów ekstremalnych wezbrań w punktach wodowskazowych wynika, że wezbrania o przepływach o prawdopodobieństwie wystąpienia $Q_{10\%}$ są wystarczające do przekształcenia koryt uregulowanych (Gorczyca 2016). Jeśli w przyszłości nastąpi zwiększona częstość przepływów tzw. pełnokorytowych, a duża dostawa rumowiska do koryta będzie sprzyjać koncentracji rumowiska transportowanego przydennie, to zostaną spełnione warunki przyśpieszające samoistną renaturyzację koryt.

4.4.6. Działalność bobrów w rzekach i dnach dolin

Bóbr europejski (*Castor fiber*) był nieobecny w karpackich systemach rzecznych przez blisko 200 lat aż do introdukcji tego gatunku w latach 80. XX w.

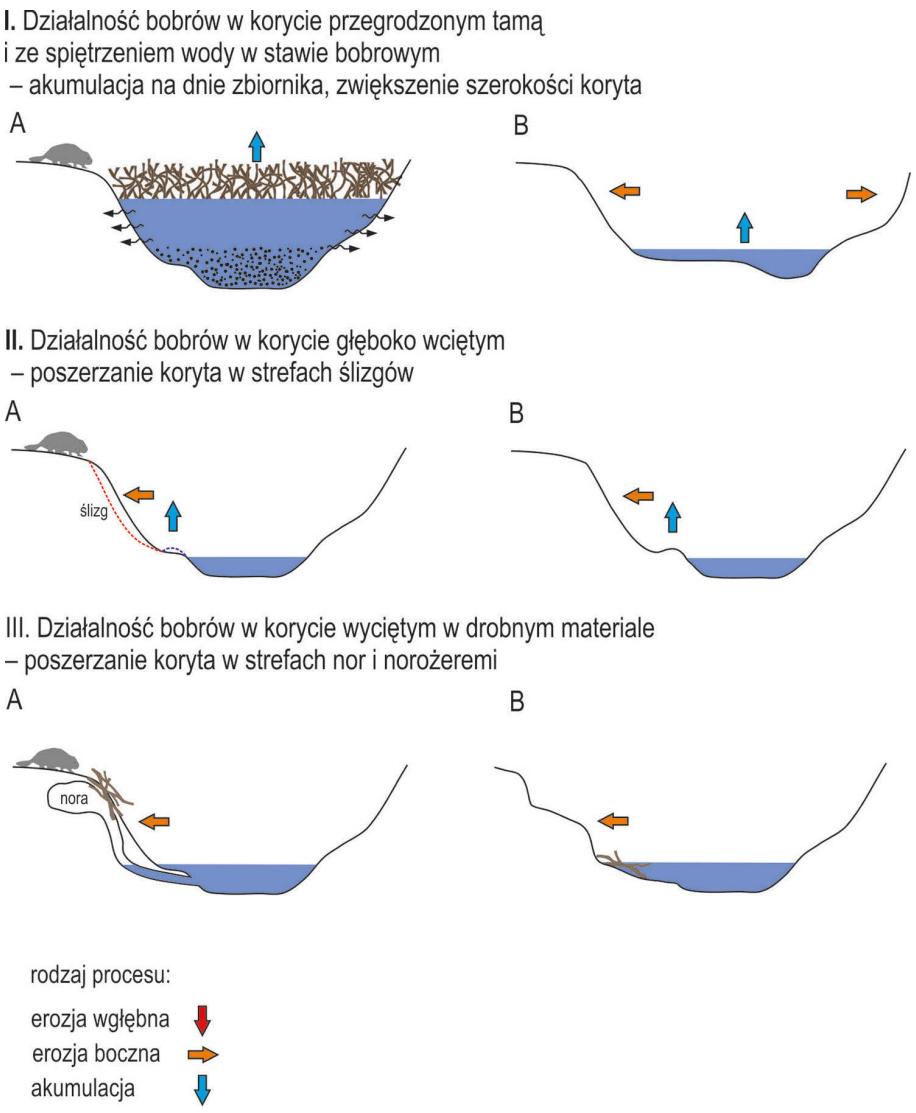
Odtworzenie populacji bobra europejskiego rozpoczęto najpierw w dolinie górnego Sanu, a później w górnej Wisłoce (Zbyryt 2008, Jamrozy, Górecki 2009, Zbyryt, Zbyryt 2013).

Populacja bobra europejskiego w karpackich rzekach i potokach zaczęła stopniowo zanikać już od końca XVI w. Głównym powodem wyginięcia tych zwierząt były polowania oraz stopniowo rozwijające się osadnictwo w dolinach rzek karpackich (Żurowski 1979, Czech 2010). Obecnie bóbr występuje powszechnie na terenie całego kraju (Zając i in. 2015). Do tak skutecznego odtworzenia się bobra w polskich rzekach przyczyniło się objęcie tego gatunku najpierw ochroną ścisłą, a później częściową. Przyrost populacji bobra jest bardzo dynamiczny, przyjmuje się, że rocznie wynosi około 7–13% od lat 80. XX w. (Czech 2010, Giżejewski, Goździewski 2016). Tym samym szacuje się przyrost populacji z 235 osobników w 1928 r. do około 100 000 w 2014 r.

Bobry zasiedlają obecnie tereny dawno przez nie opuszczone. Pojawienie się nieobecnego przez długi czas gatunku, o tak dużej zdolności do przekształcania koryt, spowodowało lokalnie zmiany w przebiegu procesów fluwialnych, a bóbr został uznany za gatunek konfliktowy wywołujący podtopienia i szkody w gospodarce rolnej i leśnej (Czech 2007). Bóbr przekształca środowisko w stopniu znaczącym i modyfikuje zasoby tego środowiska także dla innych gatunków (Rosell i in. 2005). Oddziałuje na całe ekosystemy, zmieniając ilościową i jakościową strukturę siedlisk, zwykle zwiększając ich bioróżnorodność, co klasyfikuje go do tzw. inżynierów ekosystemu (Jones i in. 1994). Wartość siedliskotwórcza i renaturyzacyjna działalności bobrów w rzekach karpackich jest ciągle mało dostrzegana (m.in. Czech 2007, Derwich, Mróz 2008, Kukuła i in. 2008, Tszydel, Tończyk 2012, Gorczyca i in. 2018, Strzelec i in. 2018, Wąs 2019).

Okres nieobecności bobra w rzekach karpackich pokrywa się z czasem ich radykalnego przekształcenia wynikającego z nasilonej antropopresji i zmian środowiskowych (Wyżga i in. 2012). Rzeki te cechują się obecnie zróżnicowaną morfologią, obejmującą całe spektrum od odcinków o wysokiej jakości hydromorfologicznej (stan bliski naturalnemu) po odcinki silnie zmienione lub całkowicie uregulowane. Przy obecnym rozprzestrzenieniu się populacji bobra europejskiego w Karpatach można śmiało stwierdzić, że jest obecny zarówno w korytach rzek o dobrym potencjale ekologicznym, jak i rzekach uregulowanych o zdegradowanych funkcjach.

Działalność bobrów w korycie rzek karpackich przyczynia się do wielokierunkowych zmian przebiegu procesów fluwialnych. Funkcjonowanie spiętrzeń wody przez tamy bobrowe w korycie zmienia jego morfometrię. Przerwanie tamy może spowodować zmianę przebiegu koryta, np. powstanie koryta bocznego poniżej tamy bobrowej (Woo, Waddington 1990, Butler, Malanson 2005, Czech 2007, Stopka 2011, Giriat i in. 2016). W korytach wielonurtowych przegradzanie tamami nurtów, w zależności od konfiguracji koryta, może doprowadzić do zmniejszenia lub zwiększenia liczby nurtów w korycie. Zjawisko to zostało stwierdzone m.in. w korycie Raby w kilku miejscach (Gorczyca 2016).



Ryc. 4.34. Zmiany w morfologii koryta pod wpływem działalności bobrów – oddziaływanie renaturyzacyjne (wg Gorczycy 2016)
A – koryto w czasie bezpośredniego oddziaływania bobrów, B – koryto przekształcone przez działalność bobrów

Spiętrzanie wód, kopanie nor czy tworzenie ślizgów do koryta przez bobry ma zauważalny wpływ na morfometrię koryta rzeki (ryc. 4.34; Czech 2007, Giriat i in. 2016). Wzrasta znaczenie erozji bocznej, sprzyja temu zarówno przesączanie wodą materiału budującego brzegi, jak i sieć licznych bobrowych nor i ślizgów, które osłabiają stabilność brzegów. Brzegi koryta modelowane przez

rozcinanie, niewielkie osunięcia i zapadanie nor mają bardziej urozmaiconą linię.

Innym powszechnie zauważonym skutkiem działalności bobrów, ważnym dla funkcjonowania systemu korytowego, jest akumulacja osadów w odcinku koryta z tamą (ryc. 4.34). Prowadzi to do lokalnego wyrównania dna doliny i zmniejszenia spadku (Butler, Malanson 1995, 2005, Gurnell 1998, Giriat i in. 2016). W przypadku koryt dużych rzek tamy przegradzające koryto główne czy koryta boczne nie tworzą rozległych stawów, a jedynie spiętrzenia wody. Funkcja akumulacyjna, choć istotna, ma przez to znacznie mniejszy zasięg i natężenie niż w innych korytach (Gurnell 1998, Giriat i in. 2016, Gorczyca i in. 2018).

Oddziaływanie bobrów na strukturę koryt jest w dużym stopniu zależne od układu przestrzennego koryta i biegu rzeki. W wąskich, krętych, zwartych odcinkach koryta w górnym biegu rzek bobry przegradzają całą jego szerokość. W odcinkach wielonurtowych przegradzane jest zwykle koryto boczne. W dolnym biegu koryt górskich bobry budują natomiast nory i norożeremia w brzegach i nie przegradzają koryta.

Wymienione powyżej oddziaływania bobrów na rozwój koryt mają wpływ na przebieg samoistnej renaturyzacji rzek karpackich (Gorczyca 2016, Gorczyca i in. 2018, Wąs 2019). Największe znaczenie w procesie renaturyzacji mają bobry w górnym i środkowym biegu rzek. W dolnych biegach ich rola sprowadza się przede wszystkim do rozczłonkowania brzegów.

Warta podkreślenia jest rola renaturyzacyjna bobrów w korytach uregulowanych z dominującą erozją wgłębną. Polega ona na uaktywnieniu lub wzmocnieniu takich procesów, jak erozja boczna i akumulacja. Konsekwencją tego są zmiany prowadzące do migracji koryta. Z tego względu można je uznać za bardzo cenne, chociaż w zakresie renaturyzacji są powolne. Można też założyć, że odcinki, gdzie zaszły zmiany w strukturze koryta, takie jak jego poszerzenie czy rozczłonkowanie brzegów przez działalność bobrów, będą intensywniej przekształcane przez procesy fluwialne podczas wezbrań.

Najważniejszym skutkiem renaturyzacyjnym działalności bobrów w korycie jest jego migracja. Najistotniejsze zmiany w korycie dotyczą: poszerzenia koryta, rozczłonkowania brzegów koryta, zmniejszenia erozji wgłębnej w strefach piętrzenia wody na rzecz akumulacji oraz zwiększenia lub zmniejszenia liczby nurtów w korycie wielonurtowym.

4.5. Przekształcanie rzeźby związane z zabudową hydrotechniczną, wydobyciem surowców mineralnych, infrastrukturą drogową, osadnictwem

Na kształtowanie koryt rzek karpackich w XIX i XX w., oprócz czynników przyrodniczych, wpłynęły prace regulacyjne i budowa zbiorników. W XIX w., by umożliwić spław drewna, w lasach beskidzkich budowano tamy ziemne lub drewniane piętrzące wody (klauzy, tajchy), które gwałtownie spuszczane umożliwiały

przenoszenie kłód drewna (Łajczak 2005). Z powodu zagrożenia powodziowego w trzech pierwszych dekadach XX w. prowadzono prace regulacyjne rzek karpackich (Kędzior 1928), które po przerwie, w latach 40., ponownie kontynuowano. Dla karpackich rzek górskich o spadku 3–10‰ przyjęto za zasadę, że w łożysku rzeki projektowanym dla regulacji mieścić się musi cała woda powodziowa, a dno rzeki – zależnie od spadku i materiału – należy ubezpieczyć odpowiednimi budowlami ochronnymi (Sroczyński 2004). Prace regulacyjne prowadzone w dolnych i środkowych odcinkach głównych rzek polegały na prostowaniu biegu rzek, zastępowaniu odcinków wielonurtowego koryta sztucznym pojedynczym korytem, zwężaniu koryt i umacnianiu brzegów wklęsłych przed erozją (Wyżga 2003). Po obu brzegach koryt projektowano wały, a dla ich ochrony stosowano szeregi naprzeciw siebie leżących ostróg lub opaski brzegowe, siatkowo-kamienne. Do zabudowy koryt rzek górskich o większym spadku i potoków górskich projektowano systemy korekcji progowej lub żłobków kamiennych (Sroczyński 2004). Prace regulacyjne z zastosowaniem podobnych zasad projektowania wznowiono z końcem lat 50. XX w.; objęły one środkowe i górne odcinki głównych rzek karpackich oraz ich dopływów. Zabudowa koryt rzek i potoków górskich obejmowała zapory przeciwrumoszowe, korekcję stopniową lub progową, rzadziej obustronne mury bulwarowe lub żłoby. Od połowy lat 70. roboty inwestycyjne na potokach górskich zostały praktycznie wstrzymane, a prace konserwacyjne były niewystarczające ze względów głównie finansowych (Sroczyński 2004). W 1983 r. na łączną długość 2219 km rzek górskich uregulowane koryta stanowiły 28% (621 km), a na łączną długość 10 703 km potoków górskich wartość ta wynosiła 4,3% (1033 km) (Hennig 1991). Wskutek powodzi w 1997 r. podjęto ponownie na większą skalę prace regulacyjne, jednocześnie proponując nowe podejście do działań dla przywrócenia i utrzymania dobrego stanu wód (Bojarski i in. 2005, Wyżga i in. 2005).

W programie rozwoju melioracji w skali kraju i województw z uwzględnieniem potrzeb rolnictwa stwierdzono, że województwo małopolskie (obok dolnośląskiego) ma największe potrzeby odbudowy/modernizacji wałów przeciwpowodziowych, stąd też planuje się na jego obszarze największe zakresy usprawnień (w ramach programów na lata 2014–2020 i 2021–2030 Kaca 2014). Niestety utrzymanie rzek polega rutynowo na okresowym odmulaniu koryta, usuwaniu roślinności i nadawaniu korytu rzeki jednostkowego prostokątnego przekroju poprzecznego. Współcześnie zwraca się uwagę na praktyczne aspekty obecności rumoszu drzewnego w rzekach górskich, który oddziałuje na hydraulikę przepływu (np. ułatwiając rozpraszanie energii wód wezbraniowych), sprzyja zwiększaniu morfologicznego zróżnicowania koryt cieków (np. może prowadzić do wzrostu krętości koryta, rozdzielania się nurtu, powstania schodowego profilu podłużnego), ułatwia akumulację materiału mineralnego, zwiększa różnorodność siedlisk (Wyżga 2007).

W XX w. rozpoczęto budowę zapór i zbiorników retencyjnych (tab. 4.6). W latach 1932–2017 powstało 15 zbiorników na rzekach i jeden na szczycie góry Żar. Łączna pojemność zbiorników do 1997 r. wynosiła 1,2 mld m^3 (Sroczyński 2004),

maksymalna powierzchnia zalewu około 98 km^2, co stanowiło około 1/3 ogólnej powierzchni wodnej w Karpatach (Soja 2002). Typowe dla warunków karpackich są zbiorniki wielozadaniowe, spełniające funkcje: ochrony przeciwpowodziowej, wyrównania przepływów w dłuższym przedziale czasu, zaopatrzenia w wodę, produkcji energii elektrycznej, rekreacji (Sroczyński 2004). Funkcja zabezpieczenia przeciwpowodziowego stoi w konflikcie z funkcją energetyczną, która ogranicza obniżanie stanów wody w zbiornikach podczas tworzenia rezerwy powodziowej. Przegrodzenie dolin rzecznych zaporami powoduje zmianę i natężenie wszystkich elementów reżimu hydrologicznego rzek (Łajczak 1986). Oddziaływanie zapory na środowisko przyrodnicze zależne jest od cech zlewni, wielkości zbiornika i jego położenia. Głębokie zbiorniki zaporowe, zbudowane w górnych odcinkach zalesionych dolin, zatrzymują trwale całość materiału wleczonego, większość zawiesiny i są jednocześnie znacznie wolniej zamulane – Bieszczady, Beskid Niski i Śląski (Łajczak 1986, Sroczyński, Wota 2001). Płytkie zbiorniki dolinowe, tzw. wyrównawcze, zlokalizowane w środkowych i dolnych (pogórskich) odcinkach dolin cechują prądy zawiesinowe, które łatwo erodują osady denne wzdłuż całego profilu podłużnego misy zbiornika (Łajczak 1986; rozdz. 4.3). W odróżnieniu od jezior naturalnych brzegi jezior zaporowych cechuje aktywność procesów morfogenetycznych, szczególnie abrazji i ruchów masowych (rozdz. 4.2). Dodatkowym czynnikiem wpływającym na niszczenie i przekształcanie brzegów są wydeptywanie, rozkopywanie, rozjeżdżanie oraz prowadzenie ziemnych robót budowlanych związanych z zagospodarowaniem brzegów do celów rekreacyjnych (Sroczyński red. 2006).

Województwa małopolskie i podkarpackie mają najmniejszy odsetek zmeliorowanej powierzchni w skali Polski (woj. małopolskie: 24% użytków rolnych, w tym 26% grunty orne i 17% trwałe użytki zielone, woj. podkarpackie: 25% użytków rolnych, w tym 24% grunty orne i 28% trwałe użytki zielone). W perspektywie do 2030 r. nie planuje się wzrostu liczby urządzeń wodnych i melioracyjnych oraz długości cieków uregulowanych. Wielkości te pozostaną na poziomie stanu z 2013 r. (Kaca 2014). Udział powierzchni obszarów zmeliorowanych w Karpatach wynosi 10% i jest zróżnicowany od kilku procent (Beskidy: Sądecki, Wyspowy, Żywiecki; Kotlina Sądecka, Bieszczady) do dwudziestu kilku procent (Pogórza: Śląskie, Strzyżowskie, Wielickie, Doły Jasielsko-Sanockie, Beskid Śląski) (Soja 2002). Od 1990 r. intensywność regulacji stosunków wodnych maleje wskutek prowadzenia melioracji fitotechnicznej, polegającej na odpowiednich zalesieniach, oraz coraz powszechniej stosowanych przedsięwzięć rolnośrodowiskowych (PROW 2014–2020, *Kodeks*... 2004). Zadrzewienie krawędzi koryt rzecznych sprzyja ich stabilizacji w planie oraz stanowi barierę dla materiału przemieszczającego się w dnie doliny w kierunku koryta. Ogólnie odpływ z systemów drenarskich wpływa na zwiększenie natężenia spływu śródpokrywowego w czasie ulew typu nawalnego lub opadów rozlewnych (Soja 2002). Badania S. Kurka (1991) wykazały, że spływy jednostkowe na obszarze zdrenowanych pól sięgają 14 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$. Ocena ilościowego oddziaływania melioracji na odpływ jest trudna z uwagi na różnorodność zagospodarowania ziemi. Istotna jest tu

wielkość jednostkowych powierzchni zmeliorowanych wynoszących od kilkunastu do kilkuset hektarów i położonych obok terenów odwadnianych naturalnie. Przykładowo w Beskidzie Niskim na obszarach państwowych gospodarstw rolnych zostało zmeliorowane około 50% użytków zielonych, choć ogólnie udział gruntów zmeliorowanych wynosił do 10% (Lach 1993).

Najdłuższą historię eksploatacji mają w Karpatach kopaliny skalne i ilaste oraz kruszywa naturalne – piaski i żwiry. Ropa naftowa stała się kopaliną użyteczną w XIX w., a gaz ziemny w XX w. (Radwanek-Bąk 2005). Współcześnie najważniejszymi kopalinami Karpat są wody lecznicze i termalne. Punktowy wpływ na rzeźbę miało górnictwo skalne w całych Karpatach zarówno na skalę przemysłową w dużych kamieniołomach, jak i na cele indywidualne w małych łomach (ryc. 4.35; Pietrzyk-Sokulska 2004). Obecnie w polskich Karpatach eksploatowanych jest około 200 złóż, w tym: 65 złóż ropy naftowej i gazu ziemnego (metodami otworowymi), około 60 złóż żwirowo-piaszczystych, 30 złóż kamieni budowlanych i drogowych oraz 20 złóż kopalin ilastych (ryc. 4.35; Radwanek-Bąk 2006).

Do największych współcześnie eksploatowanych złóż kamieni łamanych i blocznych należą w Beskidzie Śląskim Leszna Góra i Obłazieniec-Gahura, w Beskidzie Małym Barwałd, w Beskidzie Żywieckim Osielec, w Gorcach Klikuszowa, w Beskidzie Wyspowym Tenczyn, Męcina, Klęczany, w Beskidzie Sądeckim Barcice i Wierchomla, w Beskidzie Niskim Lipowica i Komańcza (Mapa PIG PIB 2019).

Budowa geologiczna i wielkość wydobycia mają największy wpływ na przekształcenia środowiska przyrodniczego. Analiza złóż pod względem wydobycia wskazuje, że w Karpatach największy jest udział złóż klasy wydobycia małego i bardzo małego (w 5-stopniowej skali) (Pietrzyk-Sokulska 2005). Największe przekształcenia środowiska geograficznego związane są z odkrywkową eksploatacją złóż skał zwięzłych, a na ich skalę wpływa wylesienie terenu, jego odsłonięcie i wykonanie wyrobisk stokowych lub stokowo-wgłębnych (Pietrzyk-Sokulska 1997, Radwanek-Bąk 2005, 2006) (ryc. 4.12).

Obszary wyrobisk wielopoziomowych zbudowanych z kompleksów zawierających przeławicenia skał ilastych są predysponowane do powstawania osuwisk, powodujących przemieszczenia znacznej masy skalnej (Pietrzyk-Sokulska 2005). Proces ten może również zachodzić na zwałowiskach odpadów. Natomiast znaczna odporność na ruchy masowe (obrywanie, osuwanie, spełzywanie itp.) kamieniołomów w porównaniu do piaskowni, żwirowni czy glinianek powoduje, że pozostają znacznie dłużej trwałym elementem krajobrazu (Nita 2010).

Udział obszarów przekształconych wskutek eksploatacji złóż kopalin skalnych jest niewielki w stosunku do innych form aktywności ludzkiej i wynosi przykładowo 0,16% dla powiatu nowosądeckiego, który jest jednym z najbardziej górniczych powiatów w polskich Karpatach (Radwanek-Bąk 2005). Większość dawnych wyrobisk została zrekultywowana poprzez zalesienia, część została zaadaptowana na obiekty rekreacyjne i rezerwaty edukacyjne, część przekształcono na dzikie wysypiska odpadów, natomiast wielopoziomowe wyrobiska stokowo-wgłębne, częściowo zarośnięte, dalej pozostają widoczne w krajobrazie. Ograniczone wydobywanie zwięzłych kopalin skalnych w punktowo zlokalizowanych

Tabela 4.6. Zbiorniki zaporowe w polskich Karpatach (wg Sroczyńskiego 2004)

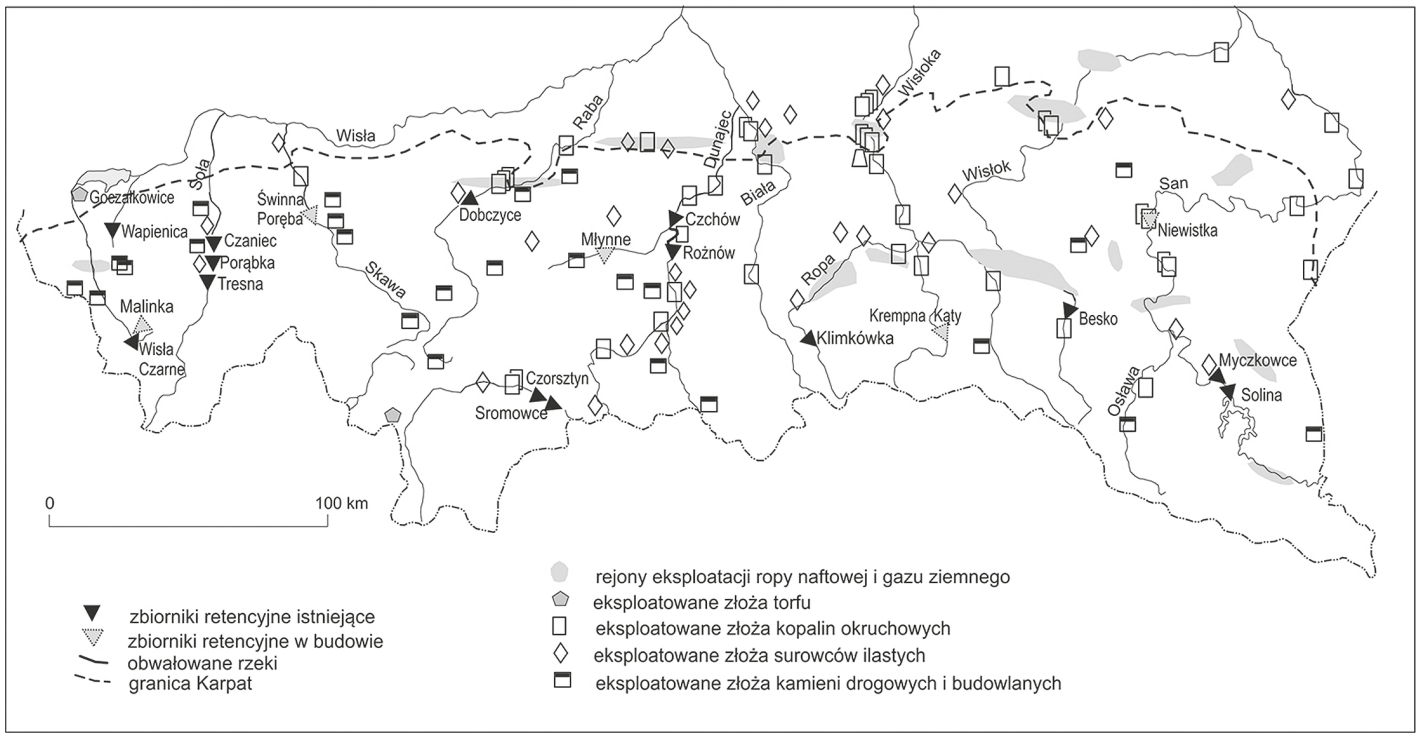
Zbiornik	Rzeka	Rok budowy	Pow. zlewni [km²]	Wysokość zapory [m]	Długość zapory [m]	Pojemność zbiornika [mln m³]	Pow. zalewu [km²]	Długość zbiornika [km]	Typ Zapory	Funkcja
Wisła Czarne	Mała Wisła	1973	30	37	270	4,5	0,36	3,0	ziemna	zbiornik wody pitnej, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa
Wapienia	Wapienia	1932	10	29	290	1,1	0,30	1,0	betonowa ciężka	zbiornik wody pitnej
Tresna	Soła	1967	1030	37	312	102,7	10,60	7,0	ziemna	energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa, rekreacyjna
Porąbka	Soła	1937	1076	37	260	26,6	3,80	5,0	betonowa ciężka	energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa, rekreacyjna
Czaniec	Soła	1967	1120	6	670	1,2	0,45	1,5	ziemna	energetyczno-wyrównawcza, rekreacyjna
Dobrzyce	Raba	1968	768	41	728	127,0	10,65	10,0	ziemna/ betonowa ciężka	zbiornik wody pitnej, energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa
Czorsztyn-Niedzica	Dunajec	1997	1147	60	404	234,5	13,35	12,0	ziemna	energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa, rekreacyjna
Sromowce Wyżne	Dunajec	1994	1287	11	460	7,4	0,96	1,5	ziemna/jaz	energetyczno-wyrównawcza
Rożnów	Dunajec	1942	4865	49	550	170,0	16,0	22,0	betonowa ciężka	wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa, rekreacyjna
Czchów	Dunajec	1950	5316	19	430	12,0	3,40	9,0	ziemna/jaz	energetyczno-wyrównawcza, rekreacyjna
Klimkówka	Ropa	1995	210	36	210	43,5	3,06	7,0	ziemna	energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa, rekreacyjna
Besko	Wisołok	1978	207	38	174	15,4	1,31	5,0	betonowa ciężka	energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa, rekreacyjna
Solina	San	1968	1189	82	646	472,0	22,00	24,0	betonowa ciężka	energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa
Myczkowce	San	1961	1248	30	430	10,0	2,00	6,0	ziemna	energetyczno-wyrównawcza, rekreacyjna

wyrobiskach, poprzez zmianę morfologii i odsłonięcie struktur skalnych, przyczynia się do wzrostu geo- i bioróżnorodności regionu, a ponadto stanowi wartość edukacyjną oraz pozwala na kształtowanie krajobrazu poprzez oryginalne sposoby zagospodarowania (Alexandrowicz, Poprawa 2000, Radwanek-Bąk 2005). Współcześnie coraz częściej intencjonalnie wykorzystuje się nieczynne kamieniołomy na cele geoturystyczne, świadomie wkomponowując je w krajobraz (Nita 2010).

Eksploatacja żwirów z koryt rzecznych rozpoczęta z końcem XIX stulecia osiągnęła kulminację w latach 50. i 60. XX w. Bezpośredni ubytek rumowiska dennego z cieków wpłynął, oprócz innych czynników, na zaburzenie pionowej stabilności rzek i potoków karpackich (Klimek 1983, Rinaldi i in. 2005). Badania B. Osucha (1968) w zlewni Wisłoki poniżej Jasła wskazują, że wskutek eksploatacji rumowiska, koryto rzeki obniżyło się w latach 1954–1964 od 67 do 118 cm. Porównanie danych z Okręgowego Zarządu Wodnego w Sandomierzu i analiz własnych pozwoliło B. Osuchowi (1968) na stwierdzenie, że w ciągu 10 lat naturalny transport rumowiska dennego rzędu 4300 m^3 był znikomy w porównaniu z wyeksploatowaną masą 2 100 000 m^3. W. Sroczyński, A.K. Wota (2001) opisują 4,5-metrowe pogłębienie koryta Czarnego Dunajca w Podczerwonem jako efekt eksploatacji żwirów w dolinie w latach 1953–1972. Nadmierna eksploatacja żwirów prowadzi do obniżenia się koryta rzeki oraz zachwiania jego równowagi w planie, co wywołuje szereg skutków pośrednich – obniżenie bazy erozyjnej cieków w obrębie dorzecza i erozję wsteczną, wzrost podatności brzegów na erozję, obniżenie się zwierciadła wód gruntowych w dnach dolin, ubożenie ekosystemów nadbrzeżnych, niszczenie i konieczność przebudowy obiektów hydrotechnicznych (Osuch 1968, Rinaldi i in. 2005). Eksploatacja kruszyw negatywnie oddziałuje na środowisko przyrodnicze również na etapie prac przygotowawczych. Poprzez zdejmowanie nadkładu ziemi niszczone są siedliska przyrodnicze, następuje zmiana stosunków wodnych i degradacja gleb (Sobczyk, Kowalska 2019).

Zaobserwowanym pozytywnym elementem eksploatacji odkrywkowej jest powstawanie nowych zbiorników wodnych w wyrobiskach odkrywkowych, które stają się siedliskiem dla dziko żyjących gatunków fauny i flory, przyczyniając się do zachowania różnorodności biologicznej (Sobczyk, Kowalska 2019).

W drugiej połowie XX w. nastąpiła szybka rozbudowa miast, dogęszczanie zabudowy we wsiach, lokalizowanie osadnictwa związanego z rekreacją w strefach peryferyjnych wsi, powstała zwarta zabudowa wzdłuż szlaków komunikacyjnych, a także sytuowanie obiektów usługowych, infrastruktury technicznej, komunikacyjnej itp. oraz pojedynczych domów letniskowych (Kowicki 2004, Pietrzak 2005). W ramach Strategii Rozwoju Województwa Małopolskiego na lata 2011–2020 podjęto inwestycję stworzenia sieci głównych tras rowerowych, stanowiącej układ dla dalszej rozbudowy tras lokalnych i ponadlokalnych uzupełniających. Wzdłuż zaplanowanych tras rowerowych przewiduje się rozbudowę infrastruktury turystycznej – parkingów, hoteli, restauracji, barów, serwisów rowerowych, sklepów. Agresywna zabudowa turystyczna wpływa nie tylko na



Ryc. 4.35. Rozmieszczenie zbiorników retencyjnych, obwałowań rzek, rejonów eksploatacji ropy naftowej i gazu ziemnego, eksploatowanych złóż torfu, kruszyw naturalnych, surowców ilastych, kamieni drogowych i budowlanych (wg Henniga 1991, Sroczyńskiego 2004, Radwanek-Bąk 2005). B. Radwanek-Bąk (2005). Rozmieszczenie złóż kopalin według stanu na 31.12.2004 r. (Bilans zasobów… 2005, oprac. M. Pietrzak)

zmianę użytkowania ziemi i przekształcenia rzeźby, stosunków wodnych, ale także może prowadzić do dysharmonii przestrzennej i niekorzystnie wpływać na walory krajobrazowe.

Zabudowa osadnicza oraz gęsta sieć dróg intensyfikują drenaż wód i spływ powierzchniowy, co w konsekwencji powoduje zmniejszenie możliwości odnawiania się zasobów wodnych (Soja 1988, 2002). Umieszczanie zabudowy mieszkalnej w lejach źródłowych dolin czy w niszach osuwiskowych, ponadto obciążenie gruntu przez budynki i podcinanie zboczy w celu przeprowadzenia drogi lub posadowienia domu może prowadzić do ruchów masowych poprzez destabilizację stoków (Starkel 1972, Bajgier-Kowalska 2003).

Istotne znaczenie dla obiegu wody na stoku ma gęstość dróg ściśle nawiązująca do sieci osadniczej i sposobu gospodarowania. Układ i liczba działek rolnych determinują przebieg i gęstość dróg. Zwiększenie gęstości sieci drogowej powoduje przyspieszenie obiegu wody w zlewni (Froehlich, Słupik 1986, Soja 2002). Szczególnie szybki wzrost gęstości dróg wywołany był podziałem własności ziemskiej na drobne działki zwłaszcza od XIX w., natomiast wzrost gęstości dróg w lasach wiązał się ze zmechanizowaną eksploatacją lasu w okresie po II wojnie światowej (Froehlich, Słupik 1986). Średnia gęstość dróg dla Beskidów wynosi około 4 km·km^{-2}, dla Pogórza i kotlin śródgórskich 7 km·km^{-2} (Soja, Prokop 1996). Gęstość dróg na Pogórzu na obszarach rolniczych sięga 27,5 km·km^{-2}, a w lasach 4,5 km·km^{-2} (Cisowska 1995). Szacunkową gęstość dróg leśnych (łącznie ze szlakami zrywkowymi) uzyskaną w badaniach w Karpatach Wschodnich określono na 11,43–13,53 km·km^{-2} natomiast maksymalna zarejestrowana wartość to 42,51 km·km^{-2} (jest ponad 15 razy wyższa od zalecanej górnej granicy gęstości dróg) (Affek i in. 2019).

O ważnej morfogenetycznej roli dróg świadczy fakt, że w warunkach zlewni beskidzkich około 80% transportowanego w korytach ładunku zawiesiny dostarczane jest z nieutwardzonych dróg, a dostawa spływem rozproszonym z przyrzeczy stanowi mniej niż 1% (Froehlich, Słupik 1986, Froehlich 1992). Wzrost gęstości dróg spowodował więc przyspieszenie odprowadzania wody ze zlewni, drenaż gruntów przyległych do dróg oraz bezpośrednią dostawę materiału do koryt. Pozostałością w terenie po dawnych drogach są albo głębokie wcięcia – holwegi, dochodzące do 4 m głębokości, częściowo porośnięte drzewami i nadal użytkowane, albo porzucone wcięcia (głębocznice), częściowo zapłynięte, bardzo zarośnięte, wzdłuż których prowadzi współczesna droga.

Do form trwale wpisanych we współczesną rzeźbę należą nasypy i wcięcia drogowe oraz kolejowe. Powstanie sieci dróg bitych zostało zapoczątkowane pod koniec XVIII w., a druga połowa XIX w. to początek budowy pierwszych linii kolejowych. Współcześnie w Karpatach eksploatowanych jest 976 km sieci kolejowej, 6554 km dróg krajowych i wojewódzkich (Birek, Janiec 1995). Konieczność prowadzenia dróg w wąskich i krętych dolinach wymusza budowę licznych mostów i przepustów, a na stromych stokach naraża na uszkodzenia wskutek ruchów osuwiskowych, a także może te ruchy wywoływać (Sroczyński, Wota 2001, Bajgier-Kowalska 2003). Wiele dróg w Karpatach przebiega w dnach dolin wzdłuż rzek, na

nasypach chroniących je przed powodzią. Na obszarach tych można zaobserwować lokowanie osadnictwa w pasie pomiędzy nasypem drogowym a zboczem doliny. Powstanie bariery, jaką jest nasyp drogowy, przerywa łączność pomiędzy zboczem a korytem cieku. Konsekwencją takiego układu jest brak możliwości odpływu wód i niesionego materiału z rozcięć na zboczach w dno doliny głównej, gdyż zostaje on zatrzymany i podpiętrzony na nasypie drogowym. Powoduje to zalewanie i zasypywanie domów zlokalizowanych u wylotu małych dolin (Pietrzak 2006). Z uwagi na przebieg linii kolejowych w dolinach, na długich odcinkach po terasach niskich, kolejnym problemem jest narażenie ich na szkody powodziowe (Sroczyński, Wota 2001). W ramach Programu Budowy Dróg Krajowych na lata 2014–2023 (z perspektywą do 2025 r.) na obszarze Karpat prowadzone są liczne prace drogowe, w tym budowa obwodnic, rozbudowa skrzyżowań, budowa chodników i dodatkowych jezdni do obsługi terenów przyległych, budowa i przebudowa zjazdów publicznych i indywidualnych, przebudowa systemu odwodnienia, budowa kanalizacji deszczowej i przebudowa rowów drogowych. Do największych inwestycji należy rozbudowa dróg S7 (Lubień–Nowy Targ), S1 (Żywiec–Milówka), S19 (Rzeszów Południe–Barwinek), DK75 (Brzesko–Nowy Sącz), S52 (Skawina–Bielsko-Biała). Planowane i realizowane przedsięwzięcia drogowe uwzględniają ukształtowanie terenu przez dostosowanie niwelety drogi oraz pochyleń skarp do topografii otaczającego terenu, tak aby wymagały jak najmniejszych robót ziemnych i unikały dużych zmian krajobrazu. Istotnym elementem sieci drogowej jest tworzony system odwodnienia powierzchniowego dróg, na który składają się rowy infiltracyjne i trawiaste, zbiorniki retencyjno-infiltracyjne, piaskowniki, osadniki i in.

4.6. Podsumowanie

Różnorodność rzeźby i budowy geologicznej Karpat fliszowych powoduje, że ekstremalne zjawiska hydrometeorologiczne w rozmaity sposób oddziałują na przebieg modelowania stoków i den dolin, dodatkowo modyfikowany przez różny sposób użytkowania ziemi.

W górach fliszowych dominuje infiltracyjno-ewapotranspiracyjny typ krążenia wody z przewagą spływu śródpokrywowego. Dlatego powszechne jest ługowanie pokryw, a w korzystnych warunkach procesy osuwiskowe. W wielu częściach Karpat, o budowie geologicznej sprzyjającej ruchom masowym i stokach podcinanych przez działalność erozyjną potoków, osuwanie się mas skalnych, a częściej tylko gliniastych pokryw stokowych jest procesem dominującym, prowadzącym w efekcie do tworzenia wklęsłego profilu stoków i ich rozczłonkowywania. W większości przypadków jest to odnawianie, wyrównywanie lub pogłębianie starszych form osuwiskowych. Na szkieletowych glebach Beskidów i częściowo Pogórza o pylasto-piaszczystych glebach częste są procesy sufozji prowadzące do fragmentacji stoków.

Wylesianie i uprawa roli, szczególnie na obszarach pogórskich, spowodowały, że spłukiwanie stało się procesem dominującym. Gleba odprowadzana z pól

buduje podstokowe równiny deluwialne, które wkraczają w płaskie dna dolin. Na bardziej stromych stokach beskidzkich o przewadze gleb szkieletowych poprzeczny do spadku przebieg pól cechuje mniejsze spłukiwanie, stabilizowane występowaniem teras rolnych. Główną rolę w odprowadzaniu ze stoków odgrywają rozcięcia erozyjne i sieć dróg polnych. W Beskidzie Niskim i na jego przedpolu na gruntach ornych intensywna deflacja prowadzi do obniżania kulminacji i stoków dowietrznych, podczas gdy zawietrzne ulegają nadbudowywaniu i wydłużaniu.

Szybkie zmniejszenie powierzchni gruntów ornych w ostatnim 20-leciu prowadzi do ograniczenia roli deflacji i spłukiwania przy tendencji do aktywizacji płytkich osuwisk i gwałtownych spływów wody podczas coraz częstszych opadów ekstremalnych.

Kształtowanie koryt i równin zalewowych odbywało się do połowy XX w. w warunkach gwałtownych wezbrań i transportu rumowiska, prowadzącego do poszerzania koryt roztokowych i podcinania zboczy dolin w zachodniej części Karpat. W ostatnim półwieczu budowa szeregu zbiorników wodnych zahamowała transport rumowiska, co przy równoczesnej regulacji koryt przyspieszyło erozję wgłębną. W części wschodniej o mniejszych spadkach dominowały koryta meandrowe często docięte do skalnego podłoża i szerokie równiny zalewowe.

Ograniczenie powierzchni gruntów ornych sprzyja zarówno zmniejszaniu niesionego rumowiska, jak i pogłębianiu koryt na całej ich długości. W efekcie obserwuje się obecnie w Karpatach współistnienie różnych dynamicznych typów kształtowania profilu podłużnego koryt i równin zalewowych (ryc. 4.29). Rzeki górskie w zachodnich Beskidach, do niedawna o korytach roztokowych, przegradzane zaporami, mają zahamowany transport rumowiska. Rzeki niskich gór i pogórzy (na wschód od Dunajca) o korytach meandrowych, malejącej dostawie rumowiska w wyniku ograniczenia użytków rolnych, cechuje tendencja do pogłębiania koryt. Natomiast rzeki pogórskie mają szerokie równiny zalewowe, które są nadal nadbudowywane osadami powodziowymi.

Ekstremalne opady nawiedzające ostatnio częściej obszar Karpat prowadzą nierzadko do równoczesnych przekształceń zarówno stoków, jak i den dolin. Mimo sterasowania stoków i zbudowania różnych zapór w dnach dolin dochodzi do lokalnego przekraczania barier i przemieszczania rumowiska na całej długości stoków i koryt rzecznych oraz jego odprowadzania poza obręb Karpat.

Na zagadnienie regulacji obiegu wody, ograniczenia erozji gleb i transportu rumowiska w Karpatach szczególną uwagę zwracano w pracach Komitetu Zagospodarowania Ziem Górskich PAN. Między innymi L. Starkel (1972, 1980, 1990) określił postulowany procentowy udział użytków rolnych w zależności od typu rzeźby i zaakcentował konieczność zlikwidowania upraw okopowych celem ograniczenia spłukiwania i kontrowersyjny problem melioracji wodnych oraz rosnącej sieci dróg na stokach górskich, które prowadzą z jednej strony do zmniejszenia zagrożenia osuwiskowego, a z drugiej strony do przyspieszenia spływu i wzrostu przepływów powodziowych. Do podobnych wniosków na temat zmian użytkowania ziemi w górach i powiększania areału lasów i trwałych użytków zielonych doszedł J. Pohl (1978).

Równolegle z postulatami przebudowy gospodarki rolnej i wodnej w górach, które wyrosły na bazie analizy przyczyn, przebiegu i skutków ekstremalnych ulew i powodzi w 1997 r. (Starkel, Grela red. 1998, Grela i in. 1999, Bojarski i in. 2005), postępują zmiany użytkowania wymuszone zmianami społeczno-gospodarczymi po 1989 r. Regres powierzchni gruntów ornych, wzrost zalesień i trwałych użytków zielonych, obserwowany od kilkunastu lat, jest zbieżny z postulatami Komitetu Zagospodarowania Ziem Górskich PAN i prowadzi do ograniczenia spłukiwania, deflacji i transportu rumowiska, a pośrednio do wzrostu erozji wgłębnej i zmniejszania zasobów wodnych Karpat (Bucała 2012, Bucała, Starkel 2013, Bucała i in. 2016). Efektem zmian użytkowania ziemi w zlewniach rzek karpackich oraz bezpośredniego oddziaływania człowieka w samych korytach rzek był dalszy wzrost erozji wgłębnej i degradacja koryt uprzednio uregulowanych (Korpak 2007, Korpak i in. 2008, Wyżga i in. 2013, Gorczyca 2016). Na skutek zmiany podejścia do utrzymania koryt rzecznych w Karpatach po 1989 r. ingerencja w ich systemy została bardzo ograniczona (Korpak 2007). Ograniczenie działań w korytach rzek karpackich spowodowało zapoczątkowanie ich samoczynnej renaturyzacji wspomaganej bardzo często działalnością bobrów (Gorczyca 2016). W kierunku minimalizowania negatywnych skutków gospodarki rolnej w odniesieniu do przemian rzeźby terenu zmierzają programy rolno-środowiskowe. Przezwyciężaniu konfliktu pomiędzy ochroną litosfery i biosfery a rozwojem infrastruktury drogowej i lokalizacją eksploatacji złóż kopalin oraz przeciwdziałaniu presji zabudowy w terenach o wysokich walorach przyrodniczych sprzyja obecnie wprowadzanie zasad gospodarki w górach zgodne z ratyfikowaną przez Polskę Europejską Konwencją Krajobrazową (Europejska Konwencja… 2000).

Należy dodać, że występowanie lasów, śródpolnych zadrzewień i zakrzewień oraz mozaika pól na stokach polskich Karpat wpływa na stabilność ekosystemu i warunkuje zmniejszenie natężenia procesów morfogenetycznych.

Ekstremalne zjawiska klimatyczne stają się czynnikiem wywołującym lokalne przekształcenia rzeźby. Trwałość mozaiki pól w polskich Karpatach stanowi istotny element z punktu widzenia stabilnego funkcjonowania środowiska naturalnego, ochrony bioróżnorodności i dziedzictwa kulturowego. Również mając na względzie ograniczenia gwałtownego spływu wód i ruchów masowych, należy racjonalnie planować zabudowę w historycznie i przyrodniczo uzasadnionych lokalizacjach, głównie w dnach obniżeń, radykalnie ograniczając powstawanie chaotycznej i rozproszonej zabudowy.

Literatura

Adamczyk B., Komornicki T., 1969, *Charakterystyka gleboznawcza dolin potoków Jaszcze i Jamne*, Studia Naturae, A, 3, 102–153.

Adamczyk M.J., 1978, *Zmiany w krajobrazie polskich Karpat w latach 1650–1870*, Wierchy, 47, 160–175.

Adamczyk M.J., 1981, *Rzeki w polskich Karpatach północnych w XVIII i XIX w.,* Wierchy, 49, 227–240.

Affek A., Gerlée A., Sosnowska A., Zachwatowicz M., 2019, *Oszacowanie skali wpływu pozyskiwania drewna na wybrane elementy środowiska we wschodniej części polskich Karpat*, Przegląd Geograficzny, 91, 1, 83–106 (http://rcin.org.pl/Content/70398/WA51_91863_r2019-t91-z1_Przeg-Geogr-Affek2.pdf).

Alexandrowicz S.W., 1978, *The northern slope of Babia Góra Mt. as a huge rock slump*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 12, 133–148.

Alexandrowicz S.W., 1996, *Holoceńskie fazy intensyfikacji procesów osuwiskowych w Karpatach*, Kwart. AGH, Geologia, 22(3), 223–262.

Alexandrowicz S.W., 1997, *Holocene dated landslides in the Polish Carpathians*, [w:] B. Frenzel (red.), *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*, Palaeoclimate Research, 19, 75–83.

Alexandrowicz S.W., Klimek K., Kowalkowski A., Mamakowa K., Niedziałkowska E., Pazdur M., Starkel L., 1981. *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Lateglacial and Holocene,* Folia Quaternaria, 53, 1–91.

Alexandrowicz Z., Margielewski W., 2010, *Impact of mass movements on geo- and biodiversity in the Polish Outer (Flysch) Carpathians*, Geomorphology, 123, 290–304.

Alexandrowicz Z., Margielewski W., Perzanowska J., 2003, *European ecological network Natura 2000 in relation to landslide areas diversity: a case study in the Polish Carpathians,* Ekológia (Bratislava), 22(4), 404–423.

Alexandrowicz Z., Poprawa D. (red.), 2000, *Ochrona georóżnorodności w Polskich Karpatach*, Wyd. Kartogr. Pol. Agencji Ekolog., Warszawa.

Andrzejewski L., Krzemień K., 2017, *Doliny i koryta rzek*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, Warszawa, s. 121–127.

Andrzejewski L., Krzemień K., Zwoliński Z., 2018, *Zarys przyrodniczych i antropogenicznych uwarunkowań rozwoju systemów dolinnych i korytowych w Polsce*, Landform Analisis, 37, 17–36.

Bajgier M., 1992, *Rzeźba Pogórza Wielickiego ze szczególnym uwzględnieniem współczesnych procesów stokowych w otoczeniu zbiornika wodnego w Dobczycach*, Roczn. Nauk. Dydakt. WSP Kraków, Prace Geogr., 14, 33–61.

Bajgier M., 1993, *Rola struktury geologicznej w ewolucji rzeźby wschodniego skłonu Beskidu Śląskiego i zachodniej części Kotliny Żywieckiej*, Kwart. AGH, Geologia, 19(1), 1–69.

Bajgier M., 1994, *Rozwój osuwisk w czołowej strefie płaszczowiny magurskiej w dorzeczu górnej Soły*, Przegl. Geogr., 66, 3–4, 375–388.

Bajgier-Kowalska M., 2002, *Zastosowanie lichenometrii w datowaniu stoków osuwiskowo-obrywowych w Beskidzie Żywieckim (Karpaty Fliszowe)*, Czasop. Geogr., 3, 215–230.

Bajgier-Kowalska M., 2003, *Wpływ działalności człowieka na odmładzanie i rozwój osuwisk*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, Uniw. Śląski, Sosnowiec, s. 16–21.

Bajgier-Kowalska M., Ziętara T., 2002, *Sukcesja ruchów osuwiskowych w ostatnim 5-leciu w Karpatach fliszowych*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 48, 31–42.

Bank Danych Regionalnych, 2005, Główny Urząd Statystyczny, Warszawa (www.stat.gov.pl/bdr/bdrap.strona.indeks).

Bański J., 2013, *Polska wieś w perspektywie 2050 roku*, Studia Obszarów Wiejskich, t. 33, 1–131 (http://rcin.org.pl/igipz/dlibra/publication/50856/edition/33921/content).

Bartnik W., Bonenberg J., Florek J., 2009, *Wpływ utraty naturalnej retencji zlewni na charakterystykę morfologiczną zlewni i cieku*, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 2, 1–70.

Baumann M., Kuemmerle T., Elbakidze M., Ozdogan M., Radeloff V.C., Keuler N.S., Prishchepov A.V., Kruhlov I., Hostert P., 2011, *Patterns and drivers of post-socialist farmland abandonment in Western Ukraine*, Land Use Policy, 28(3), 552–562.

Baumgart-Kotarba M., 1974, *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*, Prace. Geogr. Inst. Geogr. PAN, Prace Geogr., 106, 1–136.

Baumgart-Kotarba M., 1983, *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 145, 1–133.

Bernatek A., 2015, *The influence of piping on mid-mountain relief: a case study from the Polish Bieszczady Mts. (Eastern Carpathians)*, Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 10, 107–120.

Bernatek-Jakiel A., 2017, *Rola sufozji w rozwoju rzeźby gór średnich na przykładzie Bieszczadów*, rozprawa doktorska, Archiwum Zakładu Geomorfologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, s. 1–212.

Bernatek-Jakiel A., Jakiel M., Krzemień K., 2017, *Piping dynamics in mid-altitude mountains under a temperate climate: Bieszczady Mts., Eastern Carpathians*, Earth Surface Processes and Landforms, 42, 1419–1433 (doi: 10.1002/esp.4160).

Bernatek-Jakiel A., Jakiel M., Sobucki M., 2015, *Zmiany w systemie sufozyjnym na stokach Kińczyka Bukowskiego (Bieszczady Wysokie)*, Roczniki Bieszczadzkie, 23, 239–250.

Bernatek-Jakiel A., Kacprzak A., Stolarczyk M., 2016, *Impact of soil characteristics on piping activity in a mountainous area under a temperate climate (Bieszczady Mts., Eastern Carpathians)*, Catena, 141, 117–129 (doi: 10.1016/j.catena.2016.03.001).

Bernatek-Jakiel A., Poesen J., 2018, *Subsurface erosion by soil piping: significance and research needs*, Earth-Science Reviews, 185, 1107–1128 (doi: 10.1016/j.earscirev.2018.08.006).

Bernatek-Jakiel A., Wrońska-Wałach D., 2018, *Impact of piping on gully development in mid-altitude mountains under a temperate climate: A dendrogeomorphological approach*, Catena, 165, 320–332 (doi: 10.1016/j.catena.2018.02.012).

Bilans zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce, 2005, Państw. Inst. Geol., Warszawa (http://www.pgi.gov.pl/surowce_mineralne/mapy_spis.htm).

Birek U., Janiec R., 1995, *Komunikacja*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, s. 301–316.

Birkenjmajer K., 1976, *The Carpathian orogen and plate tectonics*, Inst. Geogr. Pol. Acad. Sci., A2(101), 43–53.

Birkenmajer K., 1985, *Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians*, Studia Geologica Polonica, 88, 7–32.

Birkenmajer K., 1986, *Zarys ewolucji geologicznej pienińskiego pasa skałkowego*, Przegląd Geologiczny, 34(6), 293–304.

Birkenmajer K., 2017, *Geology of the Pieniny Mountains, West Carpathians*, Monographs of the Pieniny Mts., 3, 5–56.

Bober L., 1984, *Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu*, Biul. Inst. Geol., 340, 115–158.

Bober L., Chowaniec J., Oszczypko N., Witek K., Wójcik A., 1977, *Geologiczne warunki rozwoju osuwiska w Brzeżance koło Strzyżowa*, Przegl. Geol., 7, 372–376.

Bober L., Thiel K., Zabuski L., 1997, *Zjawiska osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych. Geologiczno-inżynierskie właściwości wybranych osuwisk*, Wyd. IBW PAN.

Bochenek W, Gil E., 2010, *Zróżnicowanie spływu powierzchniowego i spłukiwania gleby na poletkach doświadczalnych o różnej długości (Szymbark, Beskid Niski)*, Prace i Studia Geograficzne, 45, 265–278.

Bogacki M., Starkel L., 1991, *Typologia i regionalizacja współczesnych procesów rzeźbotwórczych*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 422–427.

Bojarski A., Jeleński J., Jelonek M., Litweka T., Wyżga B., Zaleski J., 2005, *Zasady dobrej praktyki w utrzymaniu rzek i potoków górskich*, Minist. Środow., Depart. Zasobów Wodnych, Warszawa (www.krakow.rzgw.gov.pl/download/Zasady_dobrej_praktyki.pdf).

Brykowicz K., Rotter A., Waksmundzki K., 1973, *Hydrograficzne i morfologiczne skutki katastrofalnego opadu i wezbrania w lipcu 1970 r. w źródłowej części zlewni Wisły*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 7, 115–129.

Bryndal T., 2014, *Parametry hydrologiczne wezbrań opadowo-nawalnych w polskiej, słowackiej i rumuńskiej części Karpat*, Przegląd Geograficzny, 86(1), 5–21.

Bryndal T., 2015, *Local flash floods in Central Europe: a case study of Poland*, NorskGeografisk Tidsskrift (Norwegian Journal of Geography), 69(5), 288–298.

Bryndal T., Franczak P., Kroczak P., Cabaj W., Kołodziej A., 2017, *The impact of extreme rainfall and flash floods on the flood risk management process and geomorphological changes in small Carpathian catchments: a case study of the Kasinczanka river (Outer Carpathians, Poland)*, Natural Hazards, 88, 95–120.

Bucała A., 2009, *Rola opadów nawalnych w kształtowaniu stoków i koryt w Gorcach na przykładzie zlewni potoków Jaszcze i Jamne*, Przegląd Geograficzny, 81(3), 399–418.

Bucała A., 2012, *Współczesne zmiany środowiska przyrodniczego dolin Jaszcze i Jamne w Gorcach*, Prace Geograficzne, 231, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa.

Bucała A., Budek A., Kozak M., Starkel L., Wiejaczka W., 2016, *Kierunki przemian środowiska przyrodniczego dolin gorczańskich*, Prace Geograficzne, 252, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa.

Bucała A., Starkel L., 2013, *Postępująca recesja rolnictwa a zmiany w środowisku przyrodniczym polskich Karpat*, Przegląd Geograficzny, 85(1), 15–29.

Bucała-Hrabia A., 2017, *Long-term impact of socio-economic changes on agricultural land use in the Polish Carpathians*, Land Use Policy, 64, 391–404.

Bucała-Hrabia A., 2018, *Land use changes and their impact on environment at catchment scale in the Polish Western Carpathians during the transition from centrally planned to free market economics*, Geographia Polonica, 91(2), 171–196.

Bujak F., 1908, *Galicya*, Księgarnia H. Altenbergs, Lwów, Księgarnia pod Firmą E. Wende i Sp., Warszawa.

Butler D.R., Malanson G.P., 1995, *Sedimentation Rates and Patterns in Beaver Ponds in a Mountain Environment*, Geomorphology, 13, 255–269.

Butler D.R., Malanson G.P., 2005, *The geomorphic influences of beaver dams and failures of beaver dams*, Geomorphology, 71, 48–60.

Caputa J., 2019, *Wpływ procesów osuwiskowych na rozwój małych dolin rzecznych (Karpaty fliszowe)*, Archiwum IGiGP UJ.

Cebulak E., 1992, *Maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 90, 79–96.

Cebulak E., 1998, *Przegląd opadów ekstremalnych, które wywołały powodzie w XX wieku w dorzeczu górnej Wisły*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 r.*, Konf. Nauk. w Krakowie, 7–8 maja 1998, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 21–37.

Cebulak E., 1998–1999, *Charakterystyka wysokich opadów wywołujących wezbrania rzek karpackich,* Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 29–30, 43–65.

Cebulak E., Kilar P., Limanówka D., Mizera M., Pyrc R., 2011, *Wysokość, natężenie i przestrzenny rozkład opadów atmosferycznych*, [w:] *Meteorologiczne przyczyny powodzi w dorzeczu Wisły. Monografia powodzi 2010*, IMGW-PIB, Warszawa–Kraków.
Cegła J., 1963, *Porównanie utworów pyłowych kotlin karpackich z lessami Polski*, Annales UMCS, Sec. B, 18, 4, 70–116.
Chełmicki W., Skapski R., Soja R., 1998–1999, *Reżim hydrologiczny rzek karpackich w Polsce*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 29–30, 67–80.
Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol., 3, 5–88.
Chowaniec J., 1988–1999, *Wody podziemne polskich Karpat fliszowych*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 29–30, 112–133.
Chowaniec J., Wójcik A. (red.), 2012, *Osuwiska w województwie małopolskim. Atlas Przewodnik*, Wyd. Kartogr. Kompas.
Church M.A., Jones D., 1982, *Channel bars in gravel-bed rivers*, Gravel-Bed Rivers., s. 291–338.
Cisowska M., 1995, *Morfodynamiczna rola dróg w obszarze progu Pogórza Karpackiego między Rabą a Uszwicą*, praca magisterska, Archiw. Z. Geomorf. IG UJ, Kraków.
Cyberski J., 1973, *Accumulation of Debris in Water Storage Reservoirs of Central Europe. Man-Made Lakes: Their Problems and Environmental Effects*, Geogr. Monogr., Amer. Geoph. Union, 1, 359–363.
Czaja S., Degórska V., Leśniok M., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany biegu koryta Wisły od zbiornika w Goczałkowicach do ujścia Przemszy*, Studia et Dissertationes, 17, Prace Naukowe UŚ, 1278, 7–15.
Czajka A., 2000, *Sedymentacja pozakorytowa aluwiów w strefie międzywala Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej*, Przegląd Geologiczny, 48(3), 263–267.
Czajka A., 2007, *Środowisko sedymentacji osadów przykorytowych rzek uregulowanych na przykładzie górnej Odry i górnej Wisły*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, 2534, 1–97.
Czajka B., Łajczak A., Kaczka R., 2015, *The dynamics of the timberline ecotone on the asymmetric ridge of Babia Góra massif, Western Carpathians*, Geogr. Polonica, 88(2), 85–102.
Czech A., 2007, *Krajowy plan ochrony gatunku. Bóbr europejski (Castor fiber)*, Kraków.
Czech A., 2010, *Bóbr – budowniczy i inżynier*, Fundacja Wspierania Inicjatyw Ekologicznych, Kraków.
Czech W., Radecki-Pawlik A., Wyżga B., Hajdukiewicz H., 2016, *Modelling the flooding capacity of a Polish Carpathian river: a comparison of constrained and free channel conditions*, Geomorphology, 272, 32–42.
Czeppe Z., 1960, *Zjawiska suffozyjne w glinach zboczowych górnej części dorzecza Sanu*, Biul. PIG, 150, 297–332.
Czyżowska-Wiśniewska E., 2003, *Powodzie i współczesna sedymentacja osadów w dolinie Wisłoki*, rękopis rozpr. dokt. w IGiPZ PAN, Warszawa.
Ćwiąkała P., Stanisz J., Wróbel A., Kaczmarczyk R., Drwal P., Grabek P., Daroch M., Pękala M., Świątek M., Zierkiewicz M., 2016, *Wyznaczenie przemieszczeń powierzchniowych na osuwisku w Kłodnem (gmina Limanowa, południowa Polska)*, Przegląd Geologiczny, 64(2), 122–130.
Dauksza L., Kotarba A., 1973, *An analysis of the influence of fluvial erosion in the development of a landslide slope (using the application of the queueing theory)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 7, 91–103.
Dembek W., Piórkowski H., 2007, *Wetlands in landscape of Poland*, [w:] E. Biernacka (red.), *Peatbogs and wetlands*, SGGW Publ., Warsaw, s. 15–48.

Dembek W., Piórkowski H., Rycharski M., 2000, *Wetlands on the backgroud of geographical regionalisation of Poland*, Publ. IMUZ, Falenty, 97, 1–135.
Demek, J., 1976. *Planation surfaces of the Moravian Carpathians (Czechoslovakia)*, Sbornik ČSSZ, 81(1), 9–15.
Derwich A., Mróz I., 2008, *Bóbr europejski Castor fiber L. 1758 jako czynnik wspomagający renaturyzację siedlisk nad górnym Sanem*, Studia i Materiały Centrum Edukacji Przyrodniczo-Leśnej w Rogowie, 10, 2(18), 173–183.
Die Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75 000, 1890–1914, Wiedeń.
Dikau R., Brunsden D., Schrott L., Ibsen M.L. (red.), 1996, *Landslide recognition, Identification, Movement and Causes*, J. Wiley & Sons, Chichester–New York.
Długosz M., 2011, *Podatność stoków na osuwanie w polskich Karpatach fliszowych*, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN im. S. Leszczyckiego, Warszawa.
Długosz M., Gębica P., 2008, *Geomorfologiczne skutki oraz rola lokalnych ulew i powodzi w kształtowaniu rzeźby progu Pogórza Karpackiego (na przykładzie ulewy z czerwca 2006 r. w rejonie Sędziszowa Małopolskiego)*, Landform Analysis, 8, 13–20.
Dobija A., 1981, *Sezonowa zmienność odpływu w zlewni górnej Wisły (po Zawichost)*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 53, 51–112.
Drużkowski M., 1998, *Współczesna dynamika, funkcjonowanie i przemiany krajobrazu Pogórza Karpackiego*, Inst. Botan. UJ, Kraków.
Dynowska I., 1972, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 50, 1–150.
Dynowska I., 1995, *Wody*, [w:] J. Warszyńska (red.) *Karpaty Polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, s. 49–67.
Dziewański J., Starkel L., 1967, *Slope covers on the middle Terrace at Zabrodzie upon the San*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 1, 21–35.
Dzik K., 2011, *Struktura koryta potoku Głębokiego w warunkach zmieniającej się antropopresji (Bieszczady Wysokie)*, Archiwum IG i GP UJ, s. 1–72.
Dziuban J., 1983, *Osuwisko Połoma*, Czasop. Geogr., 54, 369–376.
Europejska konwencja krajobrazowa 2000, 2006, Dziennik Ustaw, nr 14, poz. 98.
Fras Z., 2004, *Galicja*, Wyd. Dolnośląskie, Wrocław.
Froehlich W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 114, 1–122.
Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 143, 1–144.
Froehlich W., 1992, *Mechanizm erozji i transportu fluwialnego w zlewniach beskidzkich*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, ss. 155.
Froehlich W., 1998, *Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 r.*, Konf. Nauk. w Krakowie, 7–8 maja 1998, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 133–144.
Froehlich W., 2006, *Efektywność geomorfologiczna i wartości progowe procesów hydrogeomorfologicznych w beskidzkim systemie fluwialnym*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym*, Mat. Konf. Nauk., 20–22 września 2006, Kołobrzeg, Inst. Paleogeogr. i Geoekologii UAM w Poznaniu, Poznań–Storkowo, s. 29–33.
Froehlich W., Kaszowski L., Starkel L., 1977, *Studies of present-day and past river activity in the Polish Carpathians*, [w:] K.J. Gregory (red.), *River Chanel Changes*, John Wiley and Sons, Chichester–New York, s. 411–428.

Froehlich W., Słupik J., 1977, *Metody badań transformacji opadu w odpływ oraz erozji na stoku w zlewni Homerki (Beskid Sądecki)*, [w:] *Zasoby wodne w małych zlewniach. Ocena i zagospodarowanie*, Seminarium Komisji Gosp. Wodnej i IMUZ-u, Falenty, s. 55–70.

Froehlich W., Słupik J., 1980, *Drogi polne jako źródła dostawy wody i zwietrzelin do koryta cieku*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 235, 257–268.

Froehlich W., Słupik J., 1986, *Rola dróg w kształtowaniu spływu i erozji w karpackich zlewniach fliszowych*, Przegl. Geogr., 58(1–2), 129–160.

Froehlich W., Starkel L., 1995, *The response of slope and channel systems to various types of extreme rainfall: A comparison between the temperate zone and humid tropics*, Geomorphology, 11, 337–345.

Froehlich W., Walling D., 1992, *The use of radionuclides in investigations of erosion and sediment delivery in the Polish Carpathians*, [w:] D.E. Walling, T.R. Davies, B. Hasholt (red.), *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions*, Proceedings of the Chengdu Symp., July 1992, IAHS Publ, Wallingford, UK, 209, 61–76.

Froehlich W., Walling D.E., 1995, *Ewolucja użytkowanego rolniczo stoku beskidzkiego w świetle badań metodami klasycznymi i radioizotopowymi*, [w:] *Procesy geomorfologiczne. Zapis w rzeźbie i osadach*, III Zjazd Geomorf. Polskich, streszcz. komunik., posterów i referatów, WNoZ UŚ, SGP, Sosnowiec, s. 22–23.

Galarowski T., 1976, *New observations of the present-day suffosion (piping) processes in the Bereźnica catchment basin in the Bieszczady Mountains (The East Carpathians)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 10, 115–124.

Geist H.J., Lambin E.F., 2002, *Proximate causes and underlying driving forces of tropical deforestation tropical forests are disappearing as the result of many pressures, both local and regional, acting in various combinations in different geographical locations*, BioScience, 52(2), 143–150.

Gerlach T., 1960, *W sprawie genezy kopczyków ziemnych na Hali Długiej w Gorcach*, Przegl. Geogr., 32, 1–2.

Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki)*, Prace Geogr. IG PAN, 52, 1–124.

Gerlach T., 1976, *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach Fliszowych*, Prace Geogr. IG PAN, 122, 1–116.

Gerlach T., 1977, *The Role of Wind in the Present-day Soil Formation and fashioning of the Carpathian Slopes*, Folia Quaternaria, 49.

Gerlach T., 1986, *Erozja wietrzna i jej udział w erozji gleb w Karpatach*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 18, 59–72.

Gerlach T., 1994, *Eoliczne utwory pyłowe Karpat – wskaźnikiem kontynentalizmu*, [w:] L. Starkel, P. Prokop (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i kotlin podkarpackich*, mat. konf. 20, IGiPZ PAN, Warszawa, s. 17–18.

Gerlach T., Koszarski L., 1968, *Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpolu Beskidu Niskiego*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 2, 85–114.

Gerlach T., Koszarski L., 1969, *Badania nad pokrywami stokowymi w rejonie silnej współczesnej działalności wiatrów*, Sprawozd. z Posiedzeń Komisji Oddz. PAN w Krakowie, styczeń–czerwiec 1968, Oddz. PAN w Krakowie, Kraków, 12(1) 229–231.

Gerlach T., Krysowska-Iwaszkiewicz M., Szczepanek K., Alexandrowicz S.W., 1991, *Karpacka odmiana lessów w Humniskach koło Brzozowa na Pogórzu Dynowskim w polskich Karpatach fliszowych,* Kwart. AGH, Geologia, 17(1–2), 193–219.

Gerlach T., Pokorny J., Wolnik R., 1958, *Osuwisko w Lipowicy,* Czasop. Geogr., 30, 685–700.

German K., 1998, *Przebieg wezbrania i powodzi 9 lipca 1997 roku w okolicach Żegociny oraz ich skutki w krajobrazie*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Konf. Nauk., Kraków 7–9 maja 1998, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 177–184.

Gębica P., Patkowski B., Lasek A., Sokołowski T., 1998, *Geomorfologiczne i sedymentologiczne skutki przerwania wałów przeciwpowodziowych w dolinie Wisły w lipcu 1997 roku*, [w:] L. Starkel, J.Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Wydawnictwo Oddziału PAN, Kraków, s. 185–194.

Gębica P., Sokołowski T., 1999, *Catastrophic geomorphic processes and sedimentation in the Vistula Valley between the Dunajec and Wisłoka mouths during the 1997 flood, southern Poland*, Quaternary Studies in Poland, Spec. Issue, 253–261.

Gębica P., Sokołowski T., 2001, *Sedimentological interpretation of crevasse splays formed during extreme 1997 flood in the upper Vistula river valley (South Poland)*, Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71, 53–62.

Gębica P., Starkel L., Cebulak E., Limanówka D., Pyrc R., Hajder M., Kolbusz J., 2019, *Ulewy i powodzie opadowe w województwie podkarpackim. Studium przebiegu i przeciwdziałania*, Wydawnictwa Uniwersytetu Rzeszowskiego, Rzeszów.

Gil E., 1976, *Spłukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, Dokumentacja Geogr., 2, 1–65.

Gil E., 1979, *Typologia i ocena środowiska naturalnego okolic Szymbarku*, Dokumentacja Geogr., 5, 1–91.

Gil E., 1986, *Rola użytkowania ziemi w przebiegu spływu powierzchniowego i spłukiwania na stokach fliszowych*, Przegl. Geogr., 58, 51–65.

Gil E., 1994, *Monitoring obiegu wody i spłukiwania na stokach*, [w:] L. Starkel, W. Bochenek (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stacja Bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe)*, PIOŚ, Warszawa, s. 66–87.

Gil E., 1997, *Meteorological and hydrological conditions of landslide, Polish Flysch Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 31, 143–157.

Gil E., 1998, *Spływ wody i procesy geomorfologiczne w zlewniach fliszowych podczas gwałtownej ulewy w Szymbarku w dniu 7 czerwca 1985 roku*, [w:] L. Starkel (red.), *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, Dokumentacja Geogr., 11, 85–107.

Gil E., 1999, *Obieg wody i spłukiwanie na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo w latach 1980–1990*, Zesz. IGiPZ PAN, 60, 1–78.

Gil E., 2014, *Ludomir Sawicki – „osuwisko ziemne w Szymbarku…" – w stulecie badań procesów osuwiskowych w Polskich Karpatach fliszowych*, Przegląd Geologiczny, 62(5), 232–235.

Gil E., Gilot E., Szczepanek K., Kotarba A., Starkel L., 1974, *An Early Holocene landslide in the Beskid Niski and its significance for palaeogeographical reconstructions*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 8, 69–83.

Gil E., Kotarba A., 1977, *Model of sidle slope evolution in flysch mountains (an example drawn from the Polish Carpathians)*, Catena, 4(3), 233–248.

Gil E., Słupik J., 1972, *The influence of plant cover and land use on the surface run-off and wash-down during heavy rain*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 6, 181–190.

Gil E., Starkel L., 1979, *Long-term extreme rainfalls and their role in the modeling of the flysch slopes*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 13, 207–220.

Gilewska S., 1986, *Podział Polski na jednostki geomorfologiczne*, Przegl. Geogr., 58(1–2), 15–33.

Gilewska S., 1991, *Rzeźba*, [w:] L.Starkel (red.), *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze*, PWN.

Giriat D., Gorczyca E., Sobucki M., 2016, *Beaver ponds' impact on fluvial processes (Beskid Niski Mts., SE Poland)*, Science of the Total Environment, 544: 339–353.

Giżejewski Z., Goździewski J., 2016, *Zarządzanie populacją bobra europejskiego Castor fiber*, [w:] *Zarządzanie populacjami zwierząt*, Polski Związek Łowiecki, Warszawa, s. 61–69.

Głębocki B. (red.), 2014, *Zróżnicowanie przestrzenne rolnictwa*, Główny Urząd Statystyczny, Warszawa.
Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., 2018, *The Pieniny Klippen Belt in Poland. Geology*, Geophysics & Environment, 44(1), 111–125.
Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., Cieszkowski M., Słączka A., 2015, *Olistostromes of the Pieniny Klippen Belts, Northern Carpathians*, Geological Magazine, 152(2), 269–286.
Golonka J., Oszczypko N., Ślączka A., 2000, *Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas*, Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70, 107–136.
Gorczyca E., 2004, *Przekształcanie stoków fliszowych przez ruchy masowe podczas katastrofalnych opadów (dorzecze Łososiny)*, Wyd. Uniw. Jagiell.
Gorczyca E., 2012, *Struktura i morfodynamika koryta Łososiny (Beskid Wyspowy). Przykład opracowania*, [w:] K. Krzemień (red.), *Struktura koryt rzek i potoków (studium metodyczne)*, IGiGP UJ, Kraków, s. 79–88.
Gorczyca E., 2016, *Rozwój górskich żwirodennych koryt rzecznych w warunkach antropopresji*, Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 1–240.
Gorczyca E., Izmaiłow B., Krzemień K., Łyp M., Wrońska-Wałach D., 2016, *Rzeźba i jej współczesne przemiany*, [w:] A. Górecki, B. Zemanek (red.), *Bieszczadzki Park narodowy – 40 lat ochrony*, Wyd. Bieszczadzki Park Narodowy, Ustrzyki Górne, s. 51–68 + 1 mapa: *Rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego*.
Gorczyca E., Krzemień K., 2010, *Channel Structure Changes in Carpathian Rivers*, [w:] A. Radecki-Pawlik, J. Hernik (red.), *Cultural Landscapes of River Valleys*, Wyd. Uniwersytetu Rolniczego, Kraków, s. 185–198.
Gorczyca E., Krzemień K., 2012, *Erozja i akumulacja w obrębie sieci dolin i dróg w Pienińskim Parku Narodowym (Część Polska i Słowacka)*, [w:] *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis w rzeźbie i osadach*, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec, s. 164–176.
Gorczyca E., Krzemień K., Liro M., Sobucki M., 2017, *Changes of mountain river channels and their environmental effects*, [w:] A. Radecki-Pawlik, J. Hradecky, S. Pagliara, E. Hendrickson (red.), *Open channel hydraulics, River hydraulics structures and fluvial geomorphology: for engineers, geomorphologists and physical geographers*, Science Publishers, CRC Press, Taylor&Francis Group, s. 303–321.
Gorczyca E., Krzemień K., Sobucki M., Jarzyna K., 2018, *Can beaver impact promote river renaturalization? The example of the Raba River, southern Poland*, Science of the Total Environment, 615, 1048–1060.
Gorczyca E., Wrońska-Wałach D., 2008, *Transformacja małych zlewni górskich podczas opadowych zdarzeń ekstremalnych (Bieszczady)*, Landform Analysis, 8, 25–28.
Górka Z., 1995, *Osadnictwo*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, s. 219–232.
Grabowski D., Marciniec P., Mrozek T., Nescieruk P., Rączkowski W., Wójcik A., Zimnal Z., 2008, *Instrukcja opracowania Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1: 10 000*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
Graniczny M., Kamiński M., Piątkowska A., Surała M., 2012, *Wykorzystanie lotniczego skaningu laserowego do inwentaryzacji i monitoringu osuwiska w rejonie Łaśnicy (gmina Lanckorona), Pogórze Wielickie, Karpaty Zewnętrzne*, Przegląd Geologiczny, 60(2), 89–94.
Grela J., Słota H., Zieliński T. (red.), 1999, *Dorzecze Wisły, monografia powodzi lipiec 1997*, IMGW, Warszawa.

Griffiths P., Müller D., Kuemmerle T., Hostert P., 2013, *Agricultural land change in the Carpathian ecoregion after the breakdown of socialism and expansion of the European Union*, Environmental Research Letters, 8(4), 1–12.

Grocholska J., 1988, *Relief of the floor of the Soła valley in the Carpathian Foreland in the light of present-day channel dynamics*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 22, 171–190.

Grodzińska K., Szarek-Łukaszewska G., 1997, *Polish mountain forests: Past, present and future*, Environmental Pollution, 98(3), 369–374.

Grodziski S., Partyka A., 1980, *Bochnia i bocheńskie w latach 1772–1848*, [w:] F. Kiryk, Z. Ruta (red.), *Bochnia. Dzieje miasta i regionu*, Wyd. nakł. Urzędu Miasta Bochnia, Kraków, s. 231–348.

Gurnell A., 1998, *The hydrogeomorphological efects of beaver dam-building activity*, Progress in Physical Geography, 22(2), 167–189.

Guzik C., 1995, *Rolnicze użytkowanie ziemi*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, s. 239–252.

Guzik G., 2002, *Reakcja koryta rzeki górskiej na strukturę podłoża na przykładzie Wisłoki i Jasiołki (Beskid Niski)*, Przegląd Geologiczny, 7, 609–614.

GUS [Główny Urząd Statystyczny], 2018, *Rocznik Statystyczny*.

Haczewski G., Bąk K., Kukulak J., 1998, *Explanations to Geological Map of Poland*, 1:50000 *(Dźwiniacz Górny)*, PIG, Warszawa–Kraków.

Haczewski G., Kukulak J., Bąk. K., 2007, *Geology and geomorphology of the Bieszczady National Park*, Publ. of Pedagogical Academy in Kraków, 468.

Hajdukiewicz H., Wyżga B., 2013, *Degradacja rzek wielonurtowych polskich Karpat w XX wieku*, [w:] B. Wyżga (red.), *Stan środowiska rzek południowej Polski – znaczenie środowiskowe, degradacja i możliwości rewitalizacji rzek wielonurtowych*, IOP PAN, Kraków, s. 33–58.

Henkiel A., 1972, *Soliflukcja w polskich Karpatach*, Czasop. Geogr., 43(3), 295–305.

Henkiel A., 1977–1978, *Rzeźba strukturalna Karpat fliszowych*, Annales UMCS, Sec. B, 32–33, 37–88.

Hennig J., 1991, *Zabudowa hydrotechniczna rzeki*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. II, PWN, Warszawa–Kraków, s. 119–184.

Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 11, 1–267.

Hutchinson J.N., 1995, *Deep-seated mass movements on slopes,* Mem. Soc. Geol. It., 50, 147–164.

Izmaiłow B., 1995a, *Warunki anemologiczne Pogórza Karpackiego w rejonie Łazów w latach 1989–1992 i ich znaczenie dla procesów eolicznych*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Struktura i funkcjonowanie środowiska przyrodniczego Progu Karpat*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 100, 35–46.

Izmaiłow B., 1995b, *Klimatyczne uwarunkowania morfologicznej działalności wiatru na progu Pogórza Wielickiego w rejonie Bochni*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego Progu Karpat między Rabą a Uszwicą*, Inst. Geogr. UJ, Kraków, s. 195–203.

Izmaiłow B., 1995c, *Wstępne wyniki badań nad eolicznym obiegiem materii w progowej części Pogórza Karpackiego koło Bochni*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego Progu Karpat między Rabą a Uszwicą*, Inst. Geogr. UJ, Kraków, s. 205–219.

Izmaiłow B., Kamykowska M., Krzemień K., 2006, *The geomorphological effects of flash floods in mountain river channels. The case of the River Wilsznia (Western Carpathian Mountains)*, [w:] R.S. Chalov, M. Kamykowska, K. Krzemień (red.), *Channel processes in the rivers of mountains, foothills and plains*, Prace Geogr. IGIGP UJ, 116, 89–97.

Izmaiłow B., Kaszowski L., Krzemień K., Święchowicz J., 1995, *Rzeźba*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty Polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, UJ, Kraków, s. 23–30.
Izmaiłow B., Krzemień K., Sobiecki K., 2003, *Rzeźba*, [w:] A. Górecki, K. Krzemień, S. Skiba, B. Zemanek (red.), *Magurski Park Narodowy*, Wyd. MPN, UJ, Kraków–Krempna, s. 21–30.
Jakubowski K., 1964, *Płytkie osuwiska zwietrzelinowe na Podhalu*, Prace Muzeum Ziemi, 6, 113–145
Jakubowski K., 1965, *Wpływ pokrycia roślinnego oraz opadów atmosferycznych na powstawanie osuwisk zwietrzelinowych*, Przegl. Geol., 9, 395–399
Jakubowski K., 1966, *Procesy spełzywania zwietrzeliny zboczowej na obszarze wschodniego Podhala*, Prace Muzeum Ziem, 9, 297–314.
Jakubowski K., 1967, *Badania nad przebiegiem wtórnych przeobrażeń form osuwiskowych na obszarze fliszu karpackiego*, Prace Muzeum Ziemi, 11, 223–238.
Jakubowski K., 1968, *Rola płytkich ruchów osuwiskowych zwietrzeliny w procesach zboczowych na terenie wschodniego Podhala*, Prace Muzeum Ziemi, 13, 137–314.
Jakubowski K., 1974, *Współczesne tendencje przekształceń form osuwiskowych w holoceńskim cyklu rozwojowym osuwisk na obszarze Karpat fliszowych*, Prace Muzeum Ziem, 22, 169–191.
James A.L., 2010, *Secular sediment waves, channel bed waves and legacy sediment*, Geography Compass, 4(6), 576–598.
Jamrozy G., Górecki A., 2009, *Ssaki*, [w:] A. Górecki, B. Zemanek (red.), *Magurski Park Narodowy – monografia przyrodnicza*, Oficyna Wydawnicza Text, Krempna–Kraków, s. 216–230.
Janiga S., 1971, *Deflacyjna rola wiatru w kształtowaniu rzeźby Beskidu Niskiego*, Przegl. Geogr., 43(3), 427–433.
Janiga S., 1975, *Deflacyjna i akumulacyjna rola wiatru w okresach zimowych na obszarze Beskidu Niskiego*, Prace Monogr. WSP w Krakowie, 15, 1–51.
Jankowski L., 2007, *Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty Zewnętrzne)*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 426, 27–52.
Jankowski L., 2015, *Nowe spojrzenie na budowę geologiczną Karpat – ujęcie dyskusyjne*, Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu Państwowego Instytutu Badawczego, 202, 1–154.
Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W., 2012, *The state of knowledge of geological structures of the Outer Carpathians between Biała and Risca Rivers – Discussion*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 449, 203–216.
Jankowski L., Margielewski W., 2012, *Rozwój rzeźby Karpat zewnętrznych w aspekcie ewolucji basenowo-tektonicznej górotworu karpackiego*, [w:] T. Karcz, K. Buczek (red.), *Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby polskich Karpat Zewnętrznych: Beskid Niski–Beskid Sądecki–Babia Góra*, materiały III Warsztatów Geomorfologii Strukturalnej, Dukla–Piwniczna–Zawoja, 25–28 września 2012, s. 11–19.
Jankowski L., Margielewski W., 2014, *Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat Zewnętrznych – nowe spojrzenie*, Przegląd Geologiczny, 62, 1, 29–35.
Jankowski L., Margielewski W., 2015, *Pozycja tektoniczna Roztocza w świetle historii rozwoju zapadliska przedkarpackiego*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 462: 7–28.
Jankowski L., Margielewski W., 2017, *Geological control of the Outer Western Carpathians' relief formation: from basinal stage to gravitational collapse – a new approach*, [w:] S. Holzheu, B. Thies (red.), *Book and Abstracts of 4th Central European Geomorphology Conference*, Bayeruth Oct.9th–13th 2017, Bayeruther Forum Ökologie, 120, 21–22.
Jankowski L., Margielewski W., 2019, *Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zachodnich: od analizy form rzeźby do interpretacji budowy geologicznej. Abstrakty konf. „Od pod-*

nóża Tatr po brzeg Karpat". Współczesne wyzwania kartografii geologicznej, Kraków/Szczawnica 17–20.09.2019, s. 7–9.
Jankowski L., Margielewski W., 2021, *Geological control of young orogenic mountain morphology: From geomorphological analysis to reinterpretation of geology of the Outer Western Carpathians*, Geomorphology 386(2), 107749.
Jankowski L., Probulski J., 2011, *Rozwój tektoniczno-basenowy Karpat Zewnętrznych na przykładzie budowy geologicznej złóż Grabownica, Strachocina i Łodyna oraz ich otoczenia*, Geologia, 37(4), 555–583.
Jones A.D.W., Verly G.W., Williams J.K., 1994, *What reservoir characterisation is required for predicting waterflood performance in a highr net-to-gross fluvial environment?*, [w:] *North Sea oil and gas reservoirs conference*, s. 223–232.
Jurewicz E., 2005, *Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments*, Acta Geologica Polonica, 55(3), 295–338.
Jurewicz E., 2012, *Procesy nasuniêæ p³aszczowinowych w Tatrach*, Przegląd Geologiczny, 60(8), 432–441.
Kaca E., 2014, *Średnio- i długookresowe programy rozwoju melioracji w skali kraju i województw, z uwzględnieniem potrzeb rolnictwa, możliwości realizacyjnych i skutków środowiskowych*, Falenty (http://www.itp.edu.pl/old/nauka/produktypw/Programy%20rozwoju%20melioracji.pdf).
Kacprzak A., 2002–2003, *Pokrywy stokowe jako przedmiot badań geomorfologicznych i gleboznawczych*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 33–34, 27–37.
Kardaszewska E., 1968, *Osuwisko w Duszatynie*, Annales UMCS, sec. B, 21, 1–25.
Kaszowski L., 1973, *Morphological activity of the mountain streams*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geograficzne, 31, 1–100.
Kaszowski L., Kotarba A., 1967, *Charakterystyka morfodynamiczna koryta Sanu koło Myczkowiec*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 1, 53–72.
Kaszowski L., Krzemień K., 1977, *Structure of mountain channel systems as exemplified by chosen Carpathian streams*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 11, 111–125.
Kaszowski L., Krzemień K., 1986, *Metody typologii koryt rzecznych*, Zeszyty Naukowe, UJ Prace Geogr., 67, 7–23.
Kaszowski L., Krzemień K., 1999, *Classification Systems of Mountain River Channels*, [w:] K. Krzemień (red.), *River Channels Pattern, Structure and Dynamics*, Prace Geograficzne IG UJ, 104, 27–40.
Kaszowski L., Niemirowski M., Trafas K., 1976, *Problems of the dynamics of river channels in the Carpathian part of the Vistula basin*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 43, 7–37.
Keenleyside C., Tucker G., 2010, *Farmland abandonment in the EU: An assessment of trends and prospects*, WWF and IEEP, London.
Kędzior A., 1928, *Roboty wodne i melioracyjne w Południowej Małopolsce wykonane z inicjatywy Sejmu i Wydziału Krajowego*, Lwów.
Kędzior A., 1931, *Roboty wodne i melioracyjne w południowej Małopolsce*, cz. III, *Regulacja rzek górskich, zbiorniki wody i zabudowanie potoków górskich*, Lwów.
Kiełczewska-Zaleska M., 1964, *Rozwój badań geograficznych osadnictwa wiejskiego w Polsce*, Czasop. Geogr., 35, 337–353.
Kijowska-Strugała M., Bucała-Hrabia A., 2019, *Flood types in a mountain catchment: The Ochotnica River, Poland*, Acta Geographica Slovenica, 59, 1, 23–36.
Kijowska-Strugała M., Bucała-Hrabia A., Demczuk P., 2018, *Long term impact of land use changes on soil erosion in an agricultural catchment (the Western Polish Carpathians)*, Land Degradation & Development, 29, 1871–1884.
Kleczkowski A., 1955, *Osuwiska i zjawiska pokrewne*, Wyd. Geol., Warszawa.

Klimaszewski M., 1948, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*, Prace Wrocł. Tow. Nauk., ser. B, 7, 1–236.
Klimaszewski M., 1961, *Geomorfologia ogólna*, PWN, Warszawa.
Klimaszewski M., 1987, *O rozwoju geomorfologicznym Karpat Zachodnich*, Przegląd Geograficzny, 59(3), 405–419.
Klimaszewski M., Starkel L., 1972, *Karpaty Polskie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1, *Polska południowa, góry i wyżyny*, PWN, Warszawa, s. 21–115.
Klimek K., 1974, *The retreat of alluvial river banks in the Wisłoka Valley (South Poland)*, Geogr. Polonica, 28, 59–75.
Klimek K., 1979, *Geomorfologiczne zróżnicowanie koryt karpackich dopływów Wisły*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 12, 35–47.
Klimek K., 1983, *Erozja wgłębna dopływów Wisły na przedpolu Karpat*, [w:] Z. Kajak (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, Warszawa–Łódź, s. 97–108.
Klimek K., 1987, *Man's impact on fluvial processes in the Polish Western Carpathians*, Geografiska Annaler, 69A, 221–226.
Klimek K., 1991, *Typy koryt rzecznych i ich funkcjonowanie*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. 2, PWN, Warszawa–Kraków, s. 231–259.
Klimek K., Starkel L., 1974, *History and actual tendency of flood-plain development at the border of the Polish Carpathians*, Abhandl. Akad. Wiss., Gottingen, 29, 185–196.
Klimek K., Trafas K., 1972, *Young-Holocene changes in the course of the Dunajec River in the Beskid Sądecki Mts*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 6, 85–92.
Klimek K., Trafas K., 1972, *Young-Holocene Changes in the Course of the Dunajec River in the Beskid Sadecki Mts. (Western Carpathians)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 6, 85–103.
Klimek K., Łajczak A., Zawilińska L., 1990, *Sedimentary environment of the modern Dunajec delta in artificial Lake Rożnów, Carpathian Mts., Poland*, Quaest. Geogr., 11/12, 81–92.
Kodeks Dobrej Praktyki Rolniczej, 2004, Ministerstwo Rolnictwa i Rozwoju Wsi, Ministerstwo Środowiska, Warszawa (www.fapa.com.pl/cid/publikacje/Kodeks_Dobrej_Praktyki_Rolniczej.pdf).
Komoniecki A., 1704, *Chronografia albo Dziejopis Żywiecki*, rkps., publikacja dzieła w 1987 r., Tow. Miłośników Ziemi Żywieckiej.
Kondracki J., 2000, *Geografia regionalna Polski*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
Kondracki, J., 2001. *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa.
Kornaś J., Medwecka-Kornaś A., 2002, *Geografia roślin*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
Korpak J., 2007, *The Influence of River Training on Mountain Channel Changes (Polish Carpathian Mountains)*, Geomorphology, 92, 166–181.
Korpak J., 2008, *Rola maksymalnych wezbrań w funkcjonowaniu systemów uregulowanych koryt górskich*, Landform Analysis, 8, 41–44.
Korpak J., 2012, *Antropopresja w karpackich systemach fluwialnych wczoraj i dziś*, [w:] *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis w rzeźbie i osadach*, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec, s. 192–200.
Korpak J., Krzemień K., Radecki-Pawlik A., 2008, *Wpływ czynników antropogenicznych na zmiany koryt cieków karpackich*, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 4, 1–89.
Kościelniak J., 2004a, *Zmiany funkcjonowania górskich systemów korytowych w wyniku przeprowadzonych regulacji hydrotechnicznych*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 200, 187–207.
Kościelniak J., 2004b, *Influence of river training on functioning of the Biały Dunajec River channel system*, Geomorph. Slovaca, 4,1, 62–67.
Kotarba A., 1986, *Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej*, Przegl. Geogr., 58, 1–2, 119–129.

Kotarba A., 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych ulew w Tatrach Wysokich*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, 27(92), 21–34.
Kotarba A., 1998, *Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1977*, Dokumentacja Geograficzna, 12, 7–27.
Kotarba A., Starkel L., 1972, *Holocene morphogenetic altitudinal zones in the Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 6, 21–35.
Kowicki M., 2004, *Wybrane zagadnienia planistyczno-przestrzennego kształtowania wsi beskidzkiej ze szczególnym uwzględnieniem problemów architektoniczno-krajobrazowych*, [w:] U. Myga-Piątek (red.), *Przemiany krajobrazu kulturowego Karpat. Wybrane aspekty*, Komisja Krajobrazu Kulturowego PTG, Sosnowiec, s. 144–154.
Kozak J., Kaim D. (red.), 2016, *FORECOM: podręcznik użytkownika*, Kraków (http://www.gis.geo.uj.edu.pl/forecom/outreach/FORECOM_podrecznik_uzytkownika.pdf).
Kozak M., 2007, *Differentiation of the meadow communities in the Gorce mountain range (Polish Western Carpathians)*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Botaniczne, 41, 174.
Krąpiec M., Margielewski W., 2000, *Analiza dendrogeomorfologiczna ruchów masowych na obszarze polskich Karpat fliszowych*, Kwart. AGH, Geologia, 26(2), 141–171.
Krygowski W., 1975, *Bieszczady i Pogórze Strzyżowsko-Dynowskie*, Wyd. Sport i Turystyka, Warszawa.
Krzaklewski P., 2012, *Formation and role of neogene sediments from Tatra Mountains in the shaping of Czarna Orawa River alluvial plain*, Quaestiones Geographicae, 31(3), 41–46.
Krzemień K., 1976, *Współczesna dynamika koryta potoku Konina w Gorcach*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 10, 87–122.
Krzemień K., 1981, *Zmienność subsystemu korytowego Czarnego Dunajca*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 53, 123–137.
Krzemień K., 1984, *Współczesne zmiany modelowania koryt w Gorcach*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 59, 83–96.
Krzemień K., 1991, *Dynamics of the high-mountain fluvial system with the Western Tatra Mts. As an example*. Rozprawy Habilitacyjne IGiGP UJ, 215, 1–160.
Krzemień K., 2003, *The Czarny Dunajec River, Poland, as example of human-induced development tendencies in a mountain river channel*, Landform Analysis, 4, 57–64.
Krzemień K., Gorczyca E., 2018, *Potok Konina – wpływ zmian użytkowania zlewni na nasilenie erozji wgłębnej w korycie*, [w:] *Antropogeniczne uwarunkowania współczesnych procesów fluwialnych*, IGiGP UJ, Kraków–Rabka, s. 55–59.
Krzemień K., Gorczyca E., Sobucki M., Liro M., Łyp M., 2015, *Effects of environmental changes and human impact on the functioning of mountain river channels, Carpathians, southern Poland*, Annals of Warsaw University of Life Sciences – SGGW, Land Reclamation, 47, 249–260.
Krzemień K., Święchowicz J., 1992, *Zróżnicowanie i zmienność koncentracji zawiesiny w zlewni Starej Rzeki*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 88, 71–86.
Książkiewicz M., 1972, *Karpaty*, [w:] W. Pożaryski (red.), *Budowa geologiczna Polski*, t. IV, *Tektonika*, cz. 3, Wyd. Geol., Warszawa.
Kukulak J., 1998, *Origin and development of peat bogs in the upper San River valley in the Bieszczady Mountains*, Proc. of the 4th Meeting of Polish Geomorphologists, Lublin.
Kukulak J., 2003, *Ewolucja koryta Sanu w Bieszczadach Wysokich w drugiej połowie minionego 1000-lecia*, [w:] J. Lach (red.), *Dynamika zmian środowiska geograficznego pod wpływem antropopresji*, Akad. Pedag., Kraków, s. 134–140.
Kukulak J., 2004, *Zapis skutków osadnictwa i gospodarki rolnej w osadach rzeki górskiej, na przykładzie dorzecza górnego Sanu*, Prace Monograficzne AP, 381, 1–144.

Kukulak J., 2015. *Terasy Wetliny w Bieszczadach (Karpaty Wschodnie) – próba porównania ich hipsometrii, budowy i wieku z doliną górnego Sanu*, Landform Analysis, 28: 29–44.
Kukuła K., Bylak A., Kukuła E., Wojton A., 2008, *Wpływ bobra europejskiego Castor fiber L. na faunę potoku górskiego*, Roczniki Bieszczadzkie, 16, 375–388.
Kummersberg C.R., 1855, *Administrative Karte von den Königreichen Galizien und Lodomerien, 1:115 000*, Wiedeń.
Kurek S., 1991, *Ocena wpływu drenowania użytków rolnych na stosunki hydrologiczne zlewni karpackich na przykładzie pięciu zlewni*, IMUZ, Falenty.
Lach J., 1975, *Ewolucja i typologia krajobrazu Beskidu Niskiego z uwzględnieniem gospodarczej działalności człowieka*, Wydawnictwo Naukowe Wyższej Szkoły Pedagogicznej, Kraków.
Lach J., 1984, *Geomorfologiczne skutki antropopresji rolniczej w wybranych częściach Karpat i ich Przedgórza*, Wyd. Nauk. WSP, Kraków, Prace Monogr., 66, 1–142.
Lach J., 1993, *Geomorfologiczne skutki zmiany granicy rolno-leśnej w dorzeczu Jasiołki (Beskid Niski)*, Studia Ośr. Dokument. Fizjogr., 22, 181–193.
Lach J., 2002, *Przyrodnicze i gospodarcze skutki powodzi w lipcu 2001 roku na Sądecczyźnie*, Rocznik Sądecki, 30, 102–124.
Lach J., Wyżga B., 2002, *Channel incision and flow increase of the upper Wisłoka River, southern Poland, subsequent to the reafforestation of its catchment*, Earth Surface Processes and Landforms, 27, 445–462.
Lach J., Ziętara T., 1989, *Wpływ zmiany granicy rolno-leśnej na ewolucję współczesnych procesów geomorfologicznych na przykładzie górnej Jasiołki w Beskidzie Niskim*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 29, 77–83.
Laskowicz I., Mrozek T., 2019, *Zagrożenie zabytków dziedzictwa kulturowego ruchami masowymi na obszarze Karpat*, Przegląd Geologiczny, 67(5), 369–376.
Lexa J., Bezák V., Elečko M., Mello J., Polák M., Potfaj M., Vozár J. (red.), 2000, *Geological Map of Western Carpathians and Adjacent Areas 1: 500 000*, Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.
Liro M., 2015, *Gravel-bed channel changes upstream of a reservoir: the case of the Dunajec River upstream of the Czorsztyn Reservoir, southern Poland*, Geomorphology, 228, 694–702.
Liro M., 2016, *Development of sediment slug upstream from the Czorsztyn Reservoir (southern Poland) and its interaction with river morphology*, Geomorphology, 253, 225–238.
Łajczak A., 1986, *Retencja rumowiska w zbiornikach zaporowych karpackiego dorzecza Wisły*, Czasop. Geogr., 57, 47–77.
Łajczak A., 1989, *Zróżnicowanie transportu zawiesiny w karpackiej części dorzecza Wisły*, Dokumentacja Geogr., 5, 1–85.
Łajczak A., 1995, *Studium nad zamulaniem wybranych zbiorników zaporowych w dorzeczu Wisły*, Monogr. Komitetu Gosp. Wodnej PAN, 8, 1–105.
Łajczak A., 1999, *Współczesny transport i sedymentacja materiału unoszonego w Wiśle i głównych dopływach*, Monogr. Komitetu Gosp. Wodnej PAN, 15, 1–215.
Łajczak A., 2003, *Przyroda i człowiek w krajobrazie Pilska*, Zesp. Parków Krajobraz. Woj. Śląskiego, Sosnowiec.
Łajczak A., 2005, *Antropopresja w górach – rozwój w czasie i zróżnicowanie w układzie wysokościowym, na przykładzie masywu Pilska w Zachodnich Beskidach*, [w:] A. Łajczak (red.), *Antropopresja w górach średnich strefy umiarkowanej i skutki geomorfologiczne, na przykładzie wybranych obszarów Europy Środkowej*, Uniw. Śląski, Sosnowiec, s. 3–20.
Łajczak A., 2006a, *Torfowiska Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Rozwój, antropogeniczna degradacja, renaturyzacja i wybrane problemy ochrony*, Wyd. Inst. Botaniki im. W. Szafera PAN w Krakowie, ser. Monografie.

Łajczak A., 2006b, *Deltas in dam-retained lakes in the Carpathian part of the Vistula drainage basin,* Prace Geogr. IGiGP UJ, 116, 99–109.
Łajczak A., 2006c, *Raised peatbog Bór na Czerwonem (Podhale, South Poland) – development, degradation, renaturalisation*, Nature Conser., 62, 89–103.
Łajczak A., 2007a, *River training vs. flood risk in the upper Vistula basin, Poland*, Geographia Polonica, 80(2), 79–96.
Łajczak A., 2007b, *Natura 2000 in Poland, Area PLH120016 The Orawsko-Podhalańskie Peatlands*, Publ. of Inst. of Botany, P.A.Sci., Kraków.
Łajczak A., 2009, *Development conditions and distribution of peat bogs in the Orawsko-Nowotarska Basin, Western Carpathian Mountains*, Przegl. Geol., 57(8), 694–702.
Łajczak A., 2011, *Contemporary changes in the relief of raised bogs on the example of the Polish Carpathians*, Geogr. Polonica, 84, Spec. Issue, 2, 75–92.
Łajczak A., 2013a, *Changes in raised bog relief during the Holocene. Case study: Polish Carpathian Mountains*, [w:] M.C. Hernandez-Soriano (red.), *Soil Processes and Current Trends in Quality Assessment*, Publ. INTECH, Rijeka, Croatia, s. 337–363.
Łajczak A., 2013b, *Raised bog growth and distribution in mountain valleys and basins. Case study – Polish Carpathians*, [w:] L.D. Fernandez (red.), *Geologic Epochs*, Publ. USA, s. 87–104.
Łajczak A., 2014, *Rola podłoża w rozwoju torfowisk w polskich Karpatach*, Studia Limnologica et Telmatologica, 8(1), 19–36.
Łajczak A., 2016, *Torfowiska – morfologia i stosunki wodne*, [w:] A. Górecki, B. Zemanek (red.), *Bieszczadzki Park Narodowy – 40 lat ochrony*, Bieszczadzki Park Narodowy, s. 79–89.
Łajczak A., Czajka B., 2016, *Geomorphological characteristics of avalanche tracks on Babia Góra Mt., Western Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 50, 65–88.
Łajczak A., Margielewski W., Rączkowska Z., Święchowicz J., 2014, *Contemporary geomorphic processes in the Polish Carpathians under changing human impact*, Episodes, 37(1), 21–32.
Łajczak A., Migoń P., 2007, *The 2002 debris flow in the Babia Góra massif – implications for the interpretation of mountainous geomorphic systems*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 41: 97–116.
Łapuszek M., Lenar-Matyas A., 2013, *Utrzymanie i zagospodarowanie rzek górskich*, Wydaw. Politechniki Krakowskiej, Kraków.
Łoziński W., 1909, *O osuwaniu się gliny w Tymowej w brzeskim powiecie*, Komisja Fizyogr. Akad. Umiej., 43, 55–58.
Łoziński W., 1925, *Miejscowe dyluwium Karpat*, Sprawozdania Komisji Fizjograficznej PAU, 58/59, 65–75.
Malarz R., 1997, *Powodzie w dorzeczu Soły*, Wiad. Ziem Górskich, 6(10), 5–25.
Malarz R., 2002, *Powodziowa transformacja gruboklastycznych aluwiów w żwirodennych rzekach Zachodnich Karpat fliszowych (na przykładzie Soły i Skawy)*, Prace Monogr. Akad. Pedag. w Krakowie, 335, 1–146.
Mapa PIG PIB, 2019 (http://geoportal.pgi.gov.pl/css/surowce/images/2018/mapy/large/large_6.jpg).
Margielewski W., 1991, *Landslide forms on Połoma Mountain in the Sine Wiry Nature Reserve, West Bieszczady*, Ochrona Przyrody, 49, 23–29.
Margielewski W., 1994, *Typy sukcesji ruchów masowych na przykładzie osuwisk pasma Jaworzyny Krynickiej*, Spraw. z Czynn. i Posiedz. PAU, 58, 110–114.
Margielewski W., 1997, *Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej i ich związek z budową geologiczną regionu*, Kwart. AGH, Geologia, 23, 45–102.

Margielewski W., 1998, *Landslide phases in the Polish Outer Carpathians and their relation to the climatic changes in the Late Glacial and the Holocene*, Quaternary Studies in Poland, 15, 37–53.

Margielewski W., 2000, *Landslide phases in the Polish Outer Carpathians*, [w:] E. Bromhead, N. Dixon, M.L. Ibsen (red.), *Landslides in Research, Theory and Practice*, 2, T. Telford Publ., London, s. 1010–1016.

Margielewski W., 2002, *Uwarunkowania geologiczne i charakter rozwoju osuwisk w Ciśniańsko-Wetlińskim Parku Krajobrazowym, powstałych wskutek ulewnych deszczów w latach 1997–2001*, [w:] Z. Denisiuk (red.), *Strategia zachowania różnorodności biologicznej i krajobrazowej obszarów przyrodniczo cennych dotkniętych klęską powodzi*, IOP PAN, Kraków, s. 199–210.

Margielewski W., 2004, *Typy przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych w obrębie form osuwiskowych polskich Karpat fliszowych*, Przegl. Geol., 52(7), 603–614.

Margielewski W., 2006, *Records of the Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. area (Polish Outer Carpathians)*, Folia Quaternaria, 76, 1–149.

Margielewski W., 2008, *Wpływ ruchów masowych na współczesną ewolucję rzeźby Karpat fliszowych*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk, Kraków, s. 69–80.

Margielewski W., 2009, *Problematyka osuwisk strukturalnych w Karpatach fliszowych w świetle zunifikowanych kryteriów klasyfikacji ruchów masowych*, Przegląd Geologiczny, 57(10), 905–917.

Margielewski W., 2018, *Landslides fens as a sensitive indicator of the palaeoenvironmental changes since the Late Glacial; Polish Western Carpathians case study*, Radiocarbon, 60(4), 1199–1213.

Margielewski W., Alexandrowicz Z., 2004, *Diversity of landslide morphology as a part of geoconservation pattern in the Polish Carpathians*, Polish Geological Insitute, Spec. Papers, 13, 65–71.

Margielewski W., Urban J., 2017, *Gravitationally induced non – karst caves: tectonic and morphological constrains, classification and dating; Polish Flysch Carpathians case study*, Geomorphology, 296, 160–181.

Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołłoczko-Pasek A., Woronko B., 2016, *Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland*, Acta Geologica Polonica, 66(3): 403–427

Márton E., Grabowski J., Plašienka D., Túnyi I., Krobicki M., Haas J., Pethe M., 2013, *New paleomagnetic results from the Upper Cretaceous red marls of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: Evidence for general CCW rotation and implications for the origin of the structural arc formation*, Tectonophysics, 592: 1–13.

Maruszczak H., 1990, *Sediment transport in the Vistula drainage basin. Suspension transport. Solute transport*, Geogr. Stud., Special Issue, 5, 85–90.

Mather A.S., Needle C.L., 2000, *The relationships of population and forest trends*, The Geographical Journal, 166(1), 2–13.

Matuszkiewicz J.M., 1994, *Regiony geobotaniczne*, [w:] M. Najgarowski (red.), *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, PPWK, Główny Geodeta Kraju, Warszawa, mapa 42.5.

Medwecka-Kornaś A. (red.), 1968, *Doliny potoków Jaszcze i Jamne w Gorcach*, Studia Naturae. Series A, 2, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków.

Mieg F., 1779–1782, *Karte des Königreiches Galizien und Lodomerien 1:28 800*, Wiedeń.

Mikulski Z., 1954, *Katastrofalne powodzie w Polsce*, Czasop. Geogr., 25(1–2), 380–395.
Mikulski Z., 1962, *Występowanie niżówek, wezbrań i powodzi w rzekach polskich*, Wiad. Służby Hydrolog. i Meteorolog., 49, 3
Mrozek T., Rączkowski W., Limanówka D., 2000, *Recent landslides and triggering climatic conditions in Laskowa and Pleśna Regions, Polish Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 34, 89–112.
Musiał W., 2018, *Przyrodnicze, ekonomiczne i społeczne uwarunkowania przemian w rolnictwie obszarów górzystych na przykładzie polskich Karpat*, 1. wersja ekspertyzy przygotowanej w ramach projektu TEP – Towarzystwa Ekonomistów Polskich i EFRWP – Europejskiego Funduszu Rozwoju Wsi Polskiej na temat „Problemy polskiego rolnictwa i gospodarki żywnościowej, Warszawa (https://tep.org.pl/wp-content/uploads/Przyrodnicze-ekonomiczne-spol-uwarunkow-przemian_Musial.pdf).
Nicholas A.P., Ashworth P.J., Kirkby M.J., Macklin M.G., Murray T., 1995, *Sediment Slugs: Large-scale Fluctuations in Fluvial Transport Rates and Storage Volumes*, Progress in Physical Geography, 19, 500–519.
Niedźwiedź T., Obrębska-Starklowa B., 1991, *Klimat*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejowski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. 1, PWN, Warszawa–Kraków, s. 68–84.
Niedźwiedź T., Orlicz M., Orliczowa J., 1985, *Wiatr w Karpatach Polskich*, Dokumentacja Geogr., 6, 1–90.
Niemirowski M., 1974, *The dynamics of contemporary river beds in the mountain streams*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 34, 1–97.
Niezborała J., 2007, *Prawidłowości wykształcenia i dynamiki koryta Solinki (Bieszczady Wysokie)*, Archiwum IG i GP UJ, 1–86.
Nita J., 2010, *Krajobraz a turystyka*, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, Sosnowiec, 14, 243–251
Nowalnicki T., 1971, *Beskidzkie jeziorka zaporowe*, Wierchy, 40, 274–280.
Nowalnicki T., 1976, *Jeziorka osuwiskowe w Beskidzie Sądeckim*, Wierchy, 45, 182–198.
Obidowicz A., Margielewski W., 2008, *Classification of mountainous peat bogs*, [w:] S. Żurek (red.), *Peat bogs in mountains, upland and lowlands of Poland*, Kielce, s. 103–109.
Obrębska-Starklowa B., Hess M., Olecki Z., Trepińska J., Kowanetz L., 1995, *Klimat*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty Polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, s. 31–47.
Orłowicz M., 1919, *Ilustrowany przewodnik po Galicyi, Bukowinie, Spiszu, Orawie i Śląsku Cieszyńskim*, Książnica Polska, Lwów, reprint Wyd. Rutheus, Krosno.
Osuch B., 1968, *Problemy wynikające z nadmiernej eksploatacji kruszywa rzecznego na przykładzie rzeki Wisłoki*, Zesz. Nauk. AGH w Krakowie, 219, 283–301.
Osuch B., 1991, *Stany wód*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejowski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. 1, PWN, Warszawa–Kraków, s. 159–166.
Oszczypko N., 1971, *Regiony osuwiskowe na tle budowy geologicznej Karpat*, Kwart. Geol., 15, 4, 1035–1037.
Oszczypko N., 1995, *Budowa geologiczna*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, s. 15–22.
Oszczypko N., 1996, *Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego*, Przegląd Geologiczny, 44, 1007–1018.
Oszczypko N., 2006, *Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathians fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland)*, Geological Quarterly, 50(1), 169–193.
Oszczypko N., Golonka J., Zuchiewicz W., 2002, *Osuwisko w Lachowicach (Beskidy Zachodnie): skutki powodzi z 2001 r.*, Przegl. Geol., 50(10), 893–898.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2014, *Geological structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt to the east of the Dunajec River – a new approach (Western Outer Carpathians, Poland)*, Geological Quarterly, 58(4), 737–758.
Oszczypko N., Uchman A., Malata E. (red.), 2006, *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*, ING Uniw. Jagiell.
Pagaczewski J., 1972, *Katalog trzęsień ziemi w Polsce*, Mater. i Prace Inst. Geofiz. PAN, 51, 3–36.
Paleczna M., 1995, *Wpływ morfologicznej działalności kreta na rozwój pogórskich stoków w okolicy Łazów*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego Progu Karpat między Rabą a Uszwicą*, Inst. Geogr. UJ, Kraków, s. 221–226.
Paszyński J., Niedźwiedź T., 1999, *Klimat*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 288–343.
Pawłowski B., 1977, *Szata roślinna gór polskich*, [w:] W. Szafer, K. Zarzycki (red.), *Szata roślinna Polski*, t. II, PWN, Warszawa, s. 189–252.
Perski Z., Nescieruk P., Wojciechowski T., 2019, *Zagrożenia osuwiskowe dla sztucznych zbiorników wodnych w Karpatach*, Przegląd Geologiczny, 67(5), 332–338.
Pękala K., 1969, *Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich*, Annales U.M.C.S., sec. B, 24(2), 47–98.
Pietrzak M., 2000, *Climatic and human-related factors in the development of relief (based on historical documents pertaining to the marginal zone of the Carpathian Foothills)*, [w:] B. Obrębska-Starkel (red.), *Images of weather and climate*, Prace Geogr., Inst. Geogr. UJ, 108, 65–71.
Pietrzak M., 2002, *Geomorfologiczne skutki zmian użytkowania ziemi na Pogórzu Wiśnickim*, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków.
Pietrzak M., 2005, *Relationship between settlement and relief in the Polish Carpathian Mountains*, [w:] W. Zgłobicki, J. Rejman (red.), *Human impact on Sensitive Geosystems*, Maria Curie-Skłodowska University Press, Lublin, s. 65–82.
Pietrzak M., 2006, *Zagrożenia stabilności granic geograficzno-historycznych w krajobrazie polskich Karpat*, [w:] J. Plit (red.), *Granice i ich rola w krajobrazach kulturowych*, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, 5, 106–116.
Pietrzyk-Sokulska E., 1997, *Zagadnienia sozologiczne eksploatacji surowców skalnych (na przykładzie województwa nowosądeckiego)*, Studia, Rozprawy, Monografie, 50, 1–80.
Pietrzyk-Sokulska E., 2004, *Kamieniołomy kopalin skalnych w krajobrazie Karpat – atrakcyjność złóż i ich otoczenia*, [w:] U. Myga-Piątek (red.), *Przemiany krajobrazu kulturowego Karpat. Wybrane aspekty*, Komisja Krajobrazu Kulturowego PTG, Sosnowiec, s. 63–75.
Pietrzyk-Sokulska E., 2005, *Kryteria i kierunki adaptacji terenów po eksploatacji surowców skalnych. Studium dla wybranych obszarów Polski*, Studia, Rozprawy, Monografie, 131, 1–171.
Plašienka D., 2011, *The Pieniny Klippen Belt – Structure, Evolution, and Position in the Carpathian Tectonic Framework*, The Open Congress CGS and SGS, September, 22–25, 2011, Moninec. Geol. Výzk. Mor. Slez., Brno, 1.
Plašienka D., Mikuš V., 2010, *Geological setting of the Pieniny and Šariš sec tors of the Klippen Belt between Litmanová and Drienica villages in the eastern Slovakia*, Mineralia Slovaca, 42: 155–178.
Plit J., 2004, *Przeobrażenia krajobrazów kulturowych Karpat Polskich dawniej i dziś*, [w:] U. Myga-Piątek (red.), *Przemiany krajobrazu kulturowego Karpat. Wybrane aspekty*, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, 3, 33–41.
Płaczkowska E., Krzemień K., 2018, *Natural conditions of coarse bedload transport in headwater catchments (Western Tatras, Poland)*, Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 100, 370–387.

Pohl J., 1978, *Związki rolniczego użytkowania ziemi ze środowiskiem przyrodniczym we wschodniej części Karpat*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 125, 123–143.
Pointereau P., Coulon F., Girard P., Lambotte M., Stuczynski T., Sanchez Ortega V., Del Rio A., 2008, *Analysis of the driving forces behind farmland abandonment and the extent and location of agricultural areas that are actually abandoned or are in risk to be abandoned*, JRC Scientific and Technical Reports, Institute for Environment and Sustainability, European Commission, Joint Research Centre.
Poprawa D., Rączkowski W., 1998, *Geologiczne skutki powodzi 1997 r. na przykładzie osuwisk województwa nowosądeckiego*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu Górnej Wisły w lipcu 1997 r.,* Mat. Konf. Nauk., 7–9.05.1998, Kraków, Wyd. PAN, Kraków, s. 19–131.
Poprawa D., Rączkowski W., 1999, *Osuwiska i inne zjawiska geodynamiczne na obszarze środkowej części Karpat*, [w:] J. Grela, H. Słota, J. Zieliński (red.), *Dorzecze Wisły – monografia powodzi – lipiec 1997,* IMGW, Warszawa, s. 159–163.
Poprawa D., Rączkowski W., 2003, *Osuwiska Karpat*, Przegl. Geol., 51(8), 685–692.
PROW, 2014–2020, *Program Rozwoju Obszarów Wiejskich* 2014–2020 (PROW 2014–2020), Minist. Roln. i Rozwoju Wsi, Warszawa (https://www.gov.pl/web/rolnictwo/-program-rozwoju-obszarow-wiejskich-2014-2020-prow-2014-2020).
Pulinowa M., 1972, *Osuwiska w środowisku naturalnym i sztucznym*, Dokumentacja Geogr. IGPAN, 4, 1–112.
Punzet J., 1981, *Zmiany w przebiegu stanów wody w dorzeczu górnej Wisły na przestrzeni 100 lat (1871–1970)*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 14, 5–28.
Punzet J., 1985, *Wezbrania Wisły w obrębie Krakowa – dawniej i dziś,* Gosp. Wodna, 8, 190–193.
Punzet J., 1998–1999, *Występowanie wezbrań w karpackiej części dorzecza Wisły*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 29–30, 81–111.
Radecki-Pawlik A., 2012, *Budowle hydrotechniczne w korytach rzek górskich*, [w:] K. Krzemień (red.), *Struktura koryt rzek i potoków (studium metodyczne)*, IGiGP UJ, Kraków, s. 55–78.
Radwanek-Bąk B., 2005, *Gospodarka zasobami kopalin skalnych w Karpatach polskich w warunkach zrównoważonego rozwoju*, Prace Państw. Inst. Geol., 183, 1–123.
Radwanek-Bąk B., 2006, *Eksploatacja kopalin i jej wpływ na środowisko naturalne w Karpatach*, Przegl. Geol., 54(10), 848.
Ralska-Jasiewiczowa M., 1980, *Late Glacial and Holocene vegetation of the Bieszczady Mts. (Polish Eastern Carpathians)*, Acta Palaeobotanica 20, 1–202.
Ramowa Konwencja o Ochronie i Zrównoważonym Rozwoju Karpat, 2003 (www.ekoinfo.pl).
Ratomski J., Stonawski J., 1993, *Survey and evaluation of the sedimentation of Tresna Reservoir on the Soła river*, [w:] K. Banasik, A. Żbikowski (red.), *Runoff and Sediment Yield Modelling (RSY–93)*, Proc. of the Intern. Symp., Agricultural University, Warszawa, s. 249–254.
Rączkowski W., 2007, *Landslides hazard in the Polish Flysch Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 26, 61–75.
Rączkowska Z., Łajczak A., Margielewski W., Święchowicz J., 2012, *Recent landform evolution in the Polish Carpathians*, [w:] D. Lóczy i in. (red.), *Recent Landform Evolution: The Carpatho-Balkan-Dinaric Region*, Springer Geography, s. 47–102.
Rączkowski W., Mrozek T., 2002, *Activating of landsliding in the Polish Flysch Carpathians by the end of 20th Century*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 36, 91–111.
Rinaldi M., Wyżga B., Surian N., 2005, *Sediment mining in alluvial rivers: physical effects and management perspectives*, River Research and Application, 21, 805–828.
Rosell F., Bozser O., Collen P., Parker H., 2005, *Ecological impact of beavers Castor fiber and Castor canadensis and their ability to modify ecosystems*, Mammal Review, 35(3–4), 248–276.

Sawicki L., 1917, *Osuwiska ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 r. w Galicji Zachodniej*, Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. Akad. Umiej. w Krakowie, 56A, 227–313.
Schenk V., Schenkova Z., Kottnauer P., Guterch B., Labak P., 2001, *Earthquake hazards maps for the Czech Republic, Poland and Slovakia*, Acta Geophys. Polonica, 49, 287–302.
Schramm W., 1925, *Zsuwiska stoków górskich w Beskidach. Wielkie zsuwisko w lesie wsi Duszatyn Ziemi Sanockiej*, Kosmos, 50, 1355–1374.
Słupik J., 1973, *Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, Dokumentacja Geogr., 2, 1–118.
Słupik J., 1978, *Obieg wody w glebie na stokach a rolnicze użytkowanie ziemi*, [w:] *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 125, 93–107.
Słupik J., 1981, *Rola stoku w kształtowaniu odpływu wody*, Prace Geogr., 142, 1–98.
Słupik J., 1986, *Ocena metod badań roli użytkowania ziemi w przebiegu spływu wody i erozji gleb w Karpatach*, Przegl. Geogr., 58, 1–2.
Sobczyk W., Kowalska A., 2019, *Ochrona obszarów Natura 2000 w pobliżu miejsc wydobycia kopalin, na przykładzie żwirowni w Trzcianie k. Dukli*, Edukacja – Technika – Informatyka, 2/28, 134–139.
Soja M., 2008, *Cykle rozwoju ludności Karpat polskich w XIX i XX wieku*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.
Soja R., 1977, *Deeping of channel in the light of the cross profile analysis (Carpathian river as example)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 11, 127–138.
Soja R., 1988, *Próba oszacowania wpływu zagospodarowania ziemi na odpływ rzeczny w Karpatach*, [w:] Z. Michalczyk, K.H. Wojciechowski (red.), *Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*, UMCS, Wydz. BiNoZ, Lublin, s. 129–137.
Soja R., 2002, *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 186, 1–130.
Soja R., Prokop P., 1996, *Drogi jako element antropogenicznego przekształcenia środowiska*, [w:] R. Soja, P. Prokop (red.), *Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego*, Monitoring Geoekosyst. Górskich, Bibl. Monit. Środ., Szymbark, s. 91–98.
Sokołowski S., 1923, *Z krainy regli*, Wierchy, 1, 82–96.
Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorczyk I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2015, *Physico-Geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data*, Geographia Polonica, 91(2), 143–170.
Spaleny M., 1977, *Badania zamulania zbiornika Tresna na Sole*, Gosp. Wodna, 10, 304–309.
Sroczyński W., 2004, *Jeziora zaporowe w krajobrazie Karpat*, [w:] U. Myga-Piątek (red.), *Przemiany krajobrazu kulturowego Karpat. Wybrane aspekty*, Komisja Krajobrazu Kulturowego PTG, Sosnowiec, s. 87–98.
Sroczyński W. (red.), 2006, *Studium form i mechanizmów degradacji środowiska w systemach rekreacyjnych brzegów jezior zaporowych południowo-wschodniej Polski*, Wyd. IGSMiE PAN, Kraków.
Sroczyński W., Wota A.K., 2001, *Prognozowanie oddziaływania karpackich zbiorników wodnych na środowisko geologiczne i powierzchnię ziemi*, Studia, Rozprawy, Monografie, 99, 1–86.
Stanford J.A., Ward J.V., 1993, *An ecosystem perspective of alluvial rivers: connectivity and the hyporheic corridor*, Journal of the North American Benthological Society, 12, 48–60.
Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*, Prace Geogr. IG PAN, 22, 1–239.

Starkel L., 1965, *Rozwój rzeźby polskiej części Karpat wschodnich*, Prace Geogr. IG PAN, 50, 1–143.
Starkel L., 1966, *The palaeogeography of Mid-and Eastern Europe during the last cold stage and West European Comparision*, Philosopical Transactions of the Royal Society, London, B 280, 351–371.
Starkel L., 1969, *Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 3, 33–44.
Starkel L., 1972, *Charakterystyka rzeźby polskich Karpat i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 10, 75–150.
Starkel L., 1975, *Rola typów rzeźby w użytkowaniu ziemi obszarów górskich na przykładzie polskich Karpat*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 162, 523–525.
Starkel L., 1979, *On some questions of the contemporary modelling of slopes and valley bottoms in the Flysch Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 13, 191–206.
Starkel L., 1980, *Erozja gleb a gospodarka wodna w Karpatach*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 235, 103–118.
Starkel L., 1984, *Karpaty i Kotliny Podkarpackie*, [w:] S. Sokołowski, J.E. Mojski (red.), *Budowa geologiczna Polski*, t. 1, *Stratygrafia*, cz. 3b, *Kenozoik, czwartorzęd*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 292–308.
Starkel L., 1986, *Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat)*, Czasop. Geogr., 57(2), 203–213.
Starkel L., 1990, *Zróżnicowanie przestrzenne środowiska Karpat i potrzeby zmian w użytkowaniu ziemi*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 30, 11–30.
Starkel L., 1991a, *Rzeźba terenu*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze Górnej Wisły*, cz. 1, PWN, Warszawa–Kraków, s. 42–54.
Starkel L., 1991b, *Geoekologiczne uwarunkowania obiegu wody*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejowski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. 1, PWN, Warszawa–Kraków, s. 91–95.
Starkel L. (red.), 1991c, *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze*, PWN.
Starkel L., 1995, *The pattern of the Holocene climatic variations in Central Europe based on various geological records*, Quaestiones Geographicae, Special Issue, 4, 259–264.
Starkel L., 1996, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 30, 21–38.
Starkel L., 1997, *Mass movement during the Holocene: Carpathian example and the European perspective*, Palaeoclimate Research, 19, 385–400.
Starkel L., 1998, *Funkcja powodzi w środowisku przyrodniczym dorzecza górnej Wisły*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Konf. Nauk. 7–9 maja 1998 r., Kraków, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 9–20.
Starkel L., 2001a, *Extreme rainfalls and river floods in Europe during the last millennium*, Geogr. Polonica, 74(2), 69–79.
Starkel L., 2001b, *Historia doliny Wisły (od ostatniego zlodowacenia do dziś)*, Monogr. Geogr. IGiPZ PAN, 2, 1–263.
Starkel L., 2002, *Wartości progowe w przekształcaniu systemów naturalnych środowiska przyrodniczego Karpat, Wyżyny Małopolskiej i Kotlin Podkarpackich*, [w:] Z. Górka, A. Jelonek (red.), *Geograficzne uwarunkowania rozwoju Małopolski*, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków, s. 221–227.
Starkel L., 2003a, *Rola ekstremalnych opadów i ich częstotliwości w przekształcaniu stoków i den dolin*, [w:] W. Bochenek, E. Gil (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych*, Bibl. Monit. Środ., Warszawa, s. 13–19.
Starkel L., 2003b, *Are the planation surfaces still existing in the Flysch Carpathians?* Geomorphologia Slovaca, 3(1), 73.

Starkel L., 2005, *Współczesna rzeźba Polski dziedziczy cechy peryglacjalne*, Przegląd Geograficzny, 77(1), 11–19.
Starkel L., 2006, *Geomorphic hazards in the Polish Flysch Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 40, 7–19.
Starkel L., 2007, *The diversity of fluvial system response to the Holocene hydrological changes using the Vistula river catchment as an example*, Annales Societatis Geologorum Poloniae, 77, 193–205.
Starkel L., 2008, *Procesy stokowe i fluwialne przekształcające rzeźbę – czy model z lat 70. Jest nadal aktualny?*, Landform Analysis, 9, 16–20.
Starkel L., 2012, *Typy i częstotliwość opadów ulewnych i wezbrań oraz ich efekty geomorfologiczne w Karpatach i górach klimatu monsunowego*, Prace i Studia Geograficzne, 49, 103–118.
Starkel L., Grela J. (red.), 1998, *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Konf. Nauk. 7–9 maja 1998 r., Wyd. Oddz. PAN, Kraków.
Starkel L., Kundzewicz Z.B., 2008, *Konsekwencje zmian klimatu dla zagospodarowania przestrzennego*, [w:] K. Saganowski, M. Zagrzejewska-Fedorowicz, P. Zuber (red.), *Ekspertyzy do Koncepcji Przestrzennego Zagospodarowania Kraju 2008–2033*, t. IV, Ministerstwo Rozwoju Regionalnego, Warszawa, s. 65–94.
Starkel L., Łajczak A., 2008, *Kształtowanie rzeźby den dolin w Karpatach (koryt i równin zalewowych)*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, IGiGP UJ, Kraków, s. 95–108.
Starkel L., Obrębska-Starklowa B., 2005, *Geomorfologiczne uwarunkowania położenia granicy rolno-leśnej w polskich Karpatach*, Problemy Zagospodarowania Ziem Górskich, 51, 11–16.
Stecki K., 1934, *Zsuwy ziemne w Beskidzie Zachodnim po ulewach w lipcu 1934 r.*, Kosmos, 59, 391–397.
Stelmach M., Malina R., Tkocz J., Żukowski B., 1990, *Obszary wiejskie i grunty rolnicze w Polsce – wyniki badań ankietowych 1988*, Inst. Plan. i Urządz. Ter. Wiejs., AR, Wrocław, cz. 1–4.
Stopka R., 2011, *Geomorfologiczne skutki działalności bobra europejskiego Castor fiber w dolinie górnego Sanu*, Roczniki Bieszczadzkie, 19, 319–334.
Strzelec M., Białek K., Spyra A., 2018, *Activity of beavers as an ecological factor that affects the bentos of small rivers – a case study in the Żylica River (Poland)*, Biologia, 73, 577–588.
Strzelecka B., 1958, *Historyczna dokumentacja niektórych młodszych zmian hydrograficznych na brzegu Karpat*, Czasopismo Geogr., 29, 4, 455–472.
Stupnicka E., 1960, *Geneza glin lessowych Pogórza Cieszyńskiego i Beskidów Śląskich*, Acta Geol. Polonica, 10, 2, 247–265.
Szafer W., 1977, *Podstawy geobotanicznego podziału Polski*, [w:] W. Szafer, K. Zarzycki (red.), *Szata roślinna Polski*, t. 2, PWN, Warszawa, s. 9–15.
Szumański A., 1977, *Zmiany układu koryta dolnego Sanu w XIX i XX wieku oraz ich wpływ na morfogenezę tarasu łęgowego*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 11, 39–53.
Śliwa P., Wilk Z., 1954, *Osuwisko w Bańskiej Wyżnej na Podhalu. Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, w Pieninach i na Podhalu*, Biul. Inst. Geol., 86, 117–130.
Święchowicz J., 2001, *Rola stoków i den dolin w odprowadzaniu zawiesiny ze zlewni pogórskiej*, [w:] W. Chełmicki (red.), *Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim. Procesy, gospodarka, monitoring*, Inst. Geogr. UJ, Kraków, s. 31–49.
Święchowicz J., 2002a, *The Influence Of Plant Cover And Land Use On Slope-Channel Decoupling in A Foothill Catchment: A Case Study From The Carpathian Foothills, Southern Poland*, Earth Surface Processes and Landform, 27(5), 463–479.
Święchowicz J., 2002b, *Linkage Of Slope Wash And Sediment And Solute Export From A Foothill Catchment In The Carpathian Foothills of South Poland*, Earth Surface Processes and Landform, 27(12), 1389–1413.

Święchowicz J., 2002c, *Współdziałanie procesów stokowych i fluwialnych w odprowadzaniu materiału rozpuszczonego i zawiesiny ze zlewni pogórskiej. Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim*, t. 3, Inst. Geogr. UJ, Kraków.

Święchowicz J., 2004, *Rola procesów ekstremalnych w transformacji stoków pogórskich (na przykładzie Dworskiego Potoku)*, [w:] B. Izmaiłow (red.), *Przyroda – Człowiek – Bóg*, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków, s. 83–91.

Święchowicz J., 2006, *The role of precipitation on slope transformation in the Carpathian Foothills (Poland)*, Geomorph. Slovaca, 2, 5–13.

Święchowicz J., 2008a, *Soil erosion on cultivated foothill slopes during extreme rainfall events in Wiśnicz Foothills of southern Poland*, Folia Geographica, ser. Geographica-Physica, 39: 79–93.

Święchowicz J., 2008b, *The frequency of slope wash in a small agricultural catchment (Wiśnicz Foothills, Poland)*, Quaestiones Geographicae, 27A(2): 105–113.

Święchowicz J., 2009, *Geomorfologiczne i ekonomiczne skutki deszczu nawalnego z dnia 17 czerwca 2006 r. na terenie Rolniczego Zakładu Doświadczalnego UJ w Łazach (Pogórze Wiśnickie)*, [w:] W. Bochenek, M. Kijowska (red.), *Funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w okresie przemian gospodarczych w Polsce*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szymbark, s. 219–230.

Święchowicz J., 2010, *Spłukiwanie gleby na użytkowanych rolniczo stokach pogórskich w latach hydrologicznych 2007–2008 w Łazach (Pogórze Wiśnickie)*, [w:] E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, Prace i Studia Geograficzne WGSR UW, 45: 243–263.

Święchowicz J., 2011, *The development of ephemeral gullies in cultivated areas of Wiśnicz Foothills, Poland*, [w:] W. Zgłobicki (red.), *Human impact on gully erosion*, Landform Analysis, 17: 205–209.

Święchowicz J., 2012a, *Wartości progowe parametrów opadów deszczu inicjujących procesy erozyjne w zlewniach użytkowanych rolniczo*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.

Święchowicz J., 2012b, *Water erosion on agricultural foothill slopes (Carpathian Foothills, Poland)*, Zeitschrift für Geomorphologie, 56(3) (Suppl.), : 21–35.

Święchowicz J., 2016, *Podatność na erozję wodną gleb wytworzonych z pyłowych utworów lessopodobnych (Przedgórze Brzeskie, Polska południowa)*, [w:] J. Święchowicz, A. Michno (red.), *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej. Monografia dedykowana dr hab. Bogdanie Izmaiłow w 44. rocznicę pracy naukowej*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 331–366.

Święchowicz J., 2017, *Assessment of natural and anthropogenic conditions for soil erosion by water in agricultural catchment in Poland*, Geographia Cassoviensis, 11(1), 89–105.

Święchowicz J., 2018, *The assessment of influence of soil erosion by water in the transformation of agricultural slopes of the Wiśnicz Foothills*, Landform Analysis, 36: 85–95 (doi: 10.12657/landfana.036.008).

Tokarski A.K., 1975. *Geologia i geomorfologia okolic Ustrzyk Górnych, polskie Karpaty Wschodnie*, Studia Geologica Polonica, 48, 1–92.

Towpasz K., Zemanek B., 1995, *Pogórze Karpackie i Bieszczady*, [w:] Z. Mirek, J.J. Wójcicki (red)., *Szata roślinna parków narodowych i rezerwatów Polski południowej*, Inst. Botan. PAN im. W. Szafera, Kraków, s. 211–248.

Trafas K., 1992, *Zmiany biegu Wisły pomiędzy ujściem Przemszy a Sandomierzem*, [w:] K. Trafas (red.), Zmiany biegu górnej Wisły i ich skutki, Wyd. UW, Warszawa, 31–61.

Tszydel M., Tończyk G., 2012, *Bóbr – przyjaciel czy wróg? Naturalna mała retencja odpowiedzią na niekorzystny bilans wodny Polski*, Kosmos, 61(2), 251–260.

Twardosz R., 1999, *Warunki pluwialne w Krakowie w latach 1792–1998*, Czasop. Geogr., 70(2), 221–234.
Twardosz R., 2000, *Pluvial conditions in Cracow at the end of the little ice age*, Prace Geogr. Inst. Geogr. UJ, 107, 281–287.
Urbaniak A., Michno A., 2019, *Zróżnicowanie współczesnych aluwiów koryta Lepietnicy*, Prace Geograficzne UJ, Komisja Geograficzna PAU, 158, 7–25.
Vannoppen W., Verachtert E., Poesen J., 2017, *Pipeflow response in loess-derived soils to precipitation and groundwater table fluctuations in a temperate humid climate*, Hydrological Processes, 586–596 (doi:10.1002/hyp.11049).
Wąs J., 2019, *Proces renaturyzacji koryta Łososiny w ujęciu biogeomorfologicznym (Beskid Wyspowy)*, Archiwum IGiGP UJ, 1–144.
Welc A., 1977, *Procesy eoliczne w zlewni Bystrzanki koło Szymbarku w latach 1969–1971*, Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN, 6, 67–85.
Wharton G., 2000, *Managing river environments*, Cambridge University Press, Cambridge, 1–92.
Wistuba M., Malik I., Krzemień K., Gorczyca E., Sobucki M., Wrońska-Wałach D., Gawior D., 2018, *Can low-magnitude earthquakes acts as a triggering factor for landslide activity? Examples from the Western Carpathian Mts., Poland*, Catena, 171, 359–375.
Witkowski K., 2015, *Evolution of the lower Skawa channel in context of its hydrotechnical infrastructure*, Acta Scientiarum Polonorum, Formatio Circumiectus, 14(1), 213–221
Witkowski K., Wysmołek G., 2015, *Inicjalne stadium rozwoju koryta wielonurtowego Skawy w Makowie Podhalańskim*, Acta Scientiarum Polonorum seria Formatio Circumiectus 14 (1), 223–228.
Wojciechowski T., 2019, *Osuwiska – problemy prawne, społeczne i administracyjne*. Przegląd Geologiczny, 67(5), 298–302.
Wojtanowicz J., 1990, *Procesy eoliczne*, [w:] M. Bogacki (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski południowo-wschodniej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 153, 99–107.
Wojtanowicz J., 1999, *Europa Środkowa jako region fizycznogeograficzny – podstawy wydzielenia, granice*, Przegląd Geograficzny, 71(3), 211–223.
Wolski J., 2016, *The landscape of abandoned villages in the Western Bieszczady: the problem of definition and classification*, Geographia Polonica, 89(3), 371–387.
Woo M.K., Waddington J.M., 1990, *Effects of Beaver Dams on Subarctic Wetland Hydrology*, Arctic, 43, 223–230.
Woskowicz-Ślęzak B., 2005, *Wpływ antropopresji na układ koryta dolnej Soły na przedpolu gór średnich*, [w:] A. Łajczak (red.), *Antropopresja w górach średnich strefy umiarkowanej i skutki geomorfologiczne, na przykładzie wybranych obszarów Europy Środkowej*, Wpływ człowieka na ekosystemy gór średnich – HIMME, vol. 2, 143–148.
Woskowicz-Ślęzak B., 2013, *Funkcjonowanie żwirodennej rzeki roztokowej na północnym przedpolu Karpat na przykładzie Soły od końca XVIII wieku*, Archiwum Katedry Rekonstrukcji Środowiska Geograficznego UŚ, Sosnowiec, s. 1–312.
Wójcik A., 1997, *Osuwiska w dorzeczu Koszarawy – strukturalne i geomorfologiczne ich uwarunkowania (Karpaty Zachodnie, Beskid Żywiecki)*, Biul. Państw. Inst. Geol., 376, 5–42.
Wójcik A., 2019, *Późnoglacjalny rozwój osuwisk w polskich Karpatach Zewnętrznych*, Przegląd Geologiczny, 67(5), 397–404.
Wójcik A., Wojciechowski T., 2016, *Osuwiska jako jeden z ważniejszych elementów zagrożenia geologicznego w Polsce*, Przegląd Geologiczny, 64(9), 701–709.
Wójcik A., Wojciechowski T., 2017, *Osuwiska*, [w:] J. Nawrocki, A. Becker (red.), *Atlas geologiczny Polski*, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, s. 144–145.

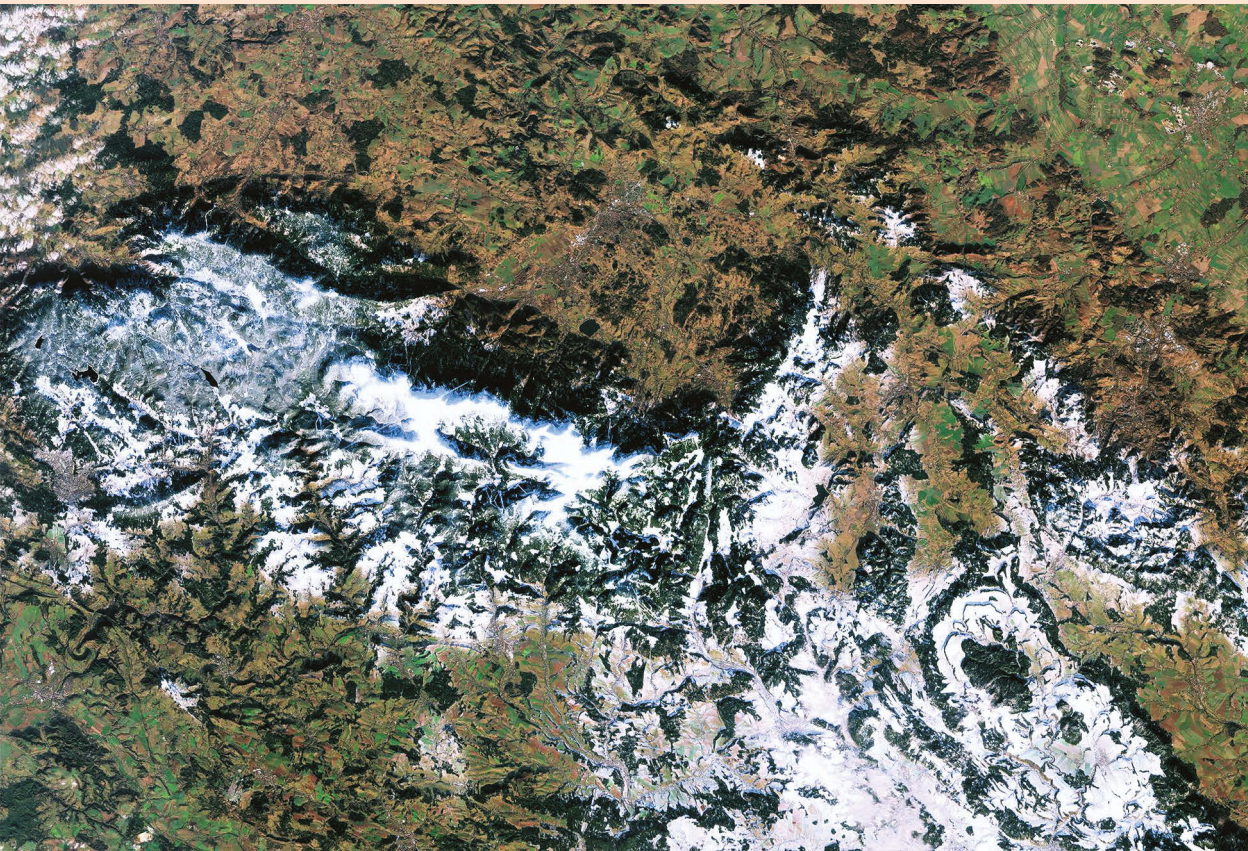
Wyżga B., 1993a, *Funkcjonowanie systemu rzecznego środkowej i dolnej Raby w ostatnich 200 latach*, Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN, 6, 1–92.
Wyżga B., 1993b, *River response to channel regulation: case study of the Raba River, Carpathians, Poland*, Earth Surf. Proc. and Landf., 18, 541–556.
Wyżga B., 2001a, *Impact of the Channelization – Induced Incision of the Skawa and Wisłoka Rivers, Southern Poland, on the Conditions of Overbank Deposition*, Regulated Rivers: Research and Management, 17, 85–100.
Wyżga B., 2001b, *Wpływ pogłębiania się koryt karpackich dopływów Wisły na zmiany warunków sedymentacji pozakorytowej*, [w:] W. Chełmicki (red.), *Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim*, cz. I, *Procesy, gospodarka, monitoring*, s. 83–104.
Wyżga B., 2003, *Współczesne wcinanie się rzek polskich Karpat – przyczyny, przebieg, skutki*, [w:] J. Lach (red.), *Dynamika zmian środowiska geograficznego pod wpływem antropopresji*, Akad. Pedag., Kraków, s. 161–167.
Wyżga B., 2007, *Gruby rumosz drzewny: depozycja w rzece górskiej, postrzeganie i wykorzystanie do rewitalizacji cieków górskich*, Inst. Ochrony Przyrody PAN, Kraków.
Wyżga B., 2008, *A rievier on channel incision in the Polish Carpathian rivers during the 20th century*, [w:] H. Habersack, H. Piégay, M. Rinaldi (red.), *Gravel-Bed Rivers VI: From Process Understanding to River Restoration*, Elsevier, Amsterdam, s. 525–555.
Wyżga B., Bojarski A., Jeleński J., Jelonek M., Litweka T., Zaleski J., 2005, *Ocena stanu istniejącego cieków z karpackiej części dorzecza górnej Wisły i możliwości jego poprawy w świetle „Zasad dobrej praktyki w utrzymaniu rzek i potoków górskich"*, [w:] L. Tomiałojć, A. Drabiński (red.), *Środowiskowe aspekty gospodarki wodnej*, Akad. Roln. we Wrocławiu, Wrocław, s. 191–208.
Wyżga B., Hajdukiewicz H., Radecki-Pawlik A., Zawiejska J., 2010. *Eksploatacja osadów z koryt rzek górskich – skutki środowiskowe i procedury oceny*, Gospodarka Wodna, 6, 243–249.
Wyżga B., Lach J., 2002, *Współczesne wcinanie się karpackich dopływów Wisły – przyczyny, środowiskowe efekty oraz środki zaradcze*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 48, 23–29.
Wyżga B., Radecki-Pawlik A., 2011, *Jak zmniejszyć zagrożenie i ryzyko powodziowe w dorzeczu górnej Wisły?*, Gospodarka Wodna, 10, 414–421.
Wyżga B., Zawiejska J., Hajdukiewicz H., 2013, *Uwarunkowania występowania i przyczyny zaniku wielonurtowej morfologii rzek polskich Karpat*, [w:] B. Wyżga (red.), *Stan środowiska rzek południowej Polski – znaczenie środowiskowe, degradacja i możliwości rewitalizacji rzek wielonurtowych*, IOP PAN, Kraków, s. 7–32.
Wyżga B., Zawiejska J., Radecki-Pawlik A., 2016, *Impact of channel incision on the hydraulics of flood flows: examples from Polish Carpathian rivers*, Geomorphology, 272, 10–20.
Wyżga B., Zawiejska J., Radecki-Pawlik A., Hajdukiewicz H., 2012, *Environmental Change, Hydromorphological Reference Conditions and the Restoration of Polish Carpathian Rivers*, Earth Surface Processes and Landforms, 37, 1213–1226.
Zabuski L., 2004, *Prediction of the slope movements on the base of inclinometric measurements and numerical calculations*, Polish Geol. Inst., Special Issue, 15, 29–38.
Zabuski L., Thiel K., Bober L., 1999, *Osuwiska we fliszu Karpat polskich. Geologia, modelowanie, obliczenia stateczności*, Wyd. IBW PAN, Gdańsk.
Zając T., Romanowski J., Kozyra K., 2015, *Bóbr europejski Castor fiber*, [w:] M. Makomaska-Juchiewicz, M. Bonk (red.), *Monitoring gatunków zwierząt. Przewodnik metodyczny*, cz. IV, Główny Inspektorat Ochrony Środowiska.
Zarzycki K., Głowaciński Z., 1986, *Bieszczady. Przyroda polska*, Wiedza Powsz., Warszawa.
Zawiejska J., 2006, *Struktura i dynamika koryta Dunajca*, praca doktorska, archiwum IGiGP UJ, Kraków, 1–179.

Zawiejska J., Krzemień K., 2004, *Man-induced changes in the structure and dynamics of the Upper Dunajec River channel*, Geografický Časopis, 56(2), 111–124.
Zawiejska J., Wyżga B., 2008, *Transformacja koryta Dunajca w XX wieku jako wynik ingerencji człowieka i zmian środowiskowych w zlewni*, [w:] B. Wyżga (red.), *Stan środowiska rzek południowej Polski i możliwości jego poprawy – wybrane aspekty*, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków, s. 41–50.
Zawiejska J., Wyżga B., 2010, *Twentieth-century Channel Change on the Dunajec River, Southern Poland: Patterns, Causes and Controls*, Geomorphology, 117(3), 234–246.
Zawiejska J., Wyżga B., Radecki-Pawlik A., 2015, *Variation in Surface Bed Material Along a Mountain River Modified by Gravel Extraction and Channelization, the Czarny Dunajec, Polish Carpathians*, Geomorphology, 231, 353–366.
Zawora T., 1967, *Współczesne procesy fluwialne w korycie Hoczewki,* Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 1, 37–51.
Zbyryt M., 2008, *Siedliskowe uwarunkowania zasiedleń terenów górskich przez bobry europejskie (Castor fiber L., 1758) na przykładzie Magurskiego Parku Narodowego*, Archiwum UR, Kraków.
Zbyryt M., Zbyryt A., 2013, *Rekolonizacja Magurskiego Parku Narodowego przez bobra europejskiego Castor fiber – 27 lat po reintrodukcji*, Parki Narodowe i Rezerwaty Przyrody, 32, 1, 78–88.
Zdrada J., 1980, *W czasach autonomii galicyjskiej (1850–1918)*, [w:] F. Kiryk, Z. Ruta (red.), *Bochnia. Dzieje miasta i regionu*, Wyd. nakł. Urzędu Miasta Bochnia, Kraków, s. 279–304.
Ziemońska Z., 1973, Stosu*nki wodne w polskich Karpatach Zachodnich*, Prace Geogr. IG PAN, 103, 1–127.
Ziętara T., 1964, *O odmładzaniu osuwisk w Beskidach Zachodnich,* Roczn. Nauk.- Dydakt. WSP Kraków, Prace Geogr., 22, 55–86.
Ziętara T., 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów,* Prace Geogr. IG PAN, 60, 1–116.
Ziętara T., 1969, *W sprawie klasyfikacji osuwisk w Beskidach zachodnich*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 3, 111–131.
Ziętara T., 1972, *Uwagi o modelowaniu rzeźby Beskidów Zachodnich w czasie powodzi w 1970 r.*, Sprawozd. z Posiedz. Kom. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie, PWN, Warszawa, 15(1), 193–195.
Ziętara T., 1974, *Rola osuwisk w modelowaniu pogórza Rożnowskiego (Zachodnie Karpaty fliszowe)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 8, 115–133.
Ziętara T., 1988, *Landslide areas in the Polish Flysch Carpathians*, Folia Geogr., ser. Geogr. -Physica, 20, 21–67.
Ziętara T., 1992, *Metody badań współczesnych procesów geomorfologicznych w otoczeniu zbiornika retencyjnego na Rabie w Dobczycach*, Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP, Prace Geogr., 14, 5–17.
Ziętara T., 1994, *Niszczenie brzegów zbiornika Besko przez współczesne procesy geomorfologiczne*, Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP Kraków, Prace Geogr., 15, 167–180.
Ziętara T., 1999, *The role of mud and debris flows modelling of the Flysch Carpathians relief., Poland*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 33, 81–100.
Ziętara T., 2000, *Zagrożenia i zniszczenia powodziowe na Ziemi Sądeckiej*, Rocznik Sądecki, 28, 167–185.
Ziętara T., 2002, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby terenu oraz niszczeniu infrastruktury osadniczej w górnej części dorzecza Wisły*, [w:] Z. Górka, A. Jelonek (red.), *Geograficzne uwarunkowania rozwoju Małopolski*, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków, s. 37–54.

Ziętara T., 2005, *Gwałtowne ulewy i powodzie w otoczeniu Kotliny Sądeckiej*, [w:] A. Kotarba, Z. Rączkowska (red.), *Wybrane problemy geomorfologii Karpat fliszowych*, VII Zjazd Geomorf. Polskich, 19–22 września 2005, Kraków, IGiGP UJ, SGP, Kraków, s. 57–62.
Ziętara T., Jakubska O., 1983, *Importance of structural directions in mass movements development in the Western Beskidy Mountains*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 16, 5–23.
Zuber K., Blauth J., 1907, *Katastrofa w Duszatynie*, Czasop. Techn., 25, 218–221.
Zuchiewicz W. 1984. *Ewolucja poglądów na genezę i wiek karpackich powierzchni zrównania*, Przegląd Geologiczny, 32, 468–477.
Zuchiewicz W., 2010, *Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego*, Wyd. AGH, Kraków, 1–234.
Zuchiewicz W., 2011, *Planation surfaces in the Polish Carpathians: myth or reality?*, Geographica Polonica 84, Spec. Issue, 2, 155–178.
Zwoliński Z., 2009, *The routine of landform geodiversity map design for the Polish Carpathian Mts*. [w:] E. Rojan, A.Łajczak (eds.), *Geoecology of the Euroasiatic Alpids*, Landform Analysis, 11, 79–87.
Zwoliński Z., 2010, Aspekty turystyczne georóżnorodności rzeźby Karpat, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, 14, 316-327.
Żurek S., 1983. *State of stock-taking of peat bogs in Poland.* Wiad. Melior. i Łąk., 7: 210–215.
Żurek S., 1987. *The peat deposits of Poland against the peat zones of Europe.* Dokument. Geogr. IGiPZ PAN, 4: 1–84.
Żurowski W., 1979, *Preliminary Results of European Beaver Reintroduction in the Tributary Streams of the Vistula River*, Acta Theriologica, 24, 7, 85–91.
Żytko K., Zając R., Gucik S., Ryłko W., Oszczypko N., Garlicka I., Nemčok J., Eliaš M., Menčik E., Stranik Z., 1989, *Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their foreland* 1: 5 000 000, [w:] D. Poprawa, J. Nemčok (red.), *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*, PIG, Warszawa.

Rozdział 5

Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich Przedgórza



Sudety (ESA/Copernicus)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-05

CC BY 4.0

Rozdział 5

Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich Przedgórza

Piotr Migoń, Marek Kasprzak, Agnieszka Latocha, Łukasz Pawlik

Sudety są zaliczane do gór średnich, co w warunkach środkowoeuropejskich oznacza położenie głównie w piętrze leśnym i tylko lokalnie powyżej górnej granicy lasu (Kotarba, Migoń 2010). Równocześnie jednak wielowiekowa gospodarcza działalność człowieka, trwająca w niektórych miejscach od neolitu, spowodowała istotne przeobrażenie środowiska przyrodniczego i stworzyła ramy dla funkcjonowania specyficznego systemu morfogenetycznego, kształtowanego przez czynniki naturalne i antropogeniczne o różnej sile i czasie oddziaływania. Dynamika tego systemu jest ogólnie niewielka, stąd znaczny udział form i utworów pokrywowych odziedziczonych z plejstocenu, a w zakresie większych form rzeźby – z okresów poprzedzających plejstocen (Jahn 1980). Starsze syntezy geomorfologiczne przedstawione dla Sudetów problematykę współczesnej ewolucji rzeźby traktowały w sposób całkowicie marginesowy (Walczak 1968). Nie oznacza to jednak, że w holocenie, w tym w ciągu ostatnich 100–200 lat, nie rozgrywały się zdarzenia morfogenetyczne, które zapisały trwały ślad w środowisku Sudetów i ich Przedgórza i miały istotne znaczenie dla zamieszkującej ten obszar ludności. Ich niedawnym przejawem były dramatyczne zmiany w rzeźbie den dolinnych w Sudetach Wschodnich, wywołane przejściem fali wezbraniowej w lipcu 1997 r., oraz podobne zdarzenia w Górach Izerskich w sierpniu 2006 r. i 2010 r., przy czym tym ostatnim towarzyszyły spływy gruzowo-błotne, niemające precedensu w najnowszej historii geomorfologicznej zalesionych stoków sudeckich.

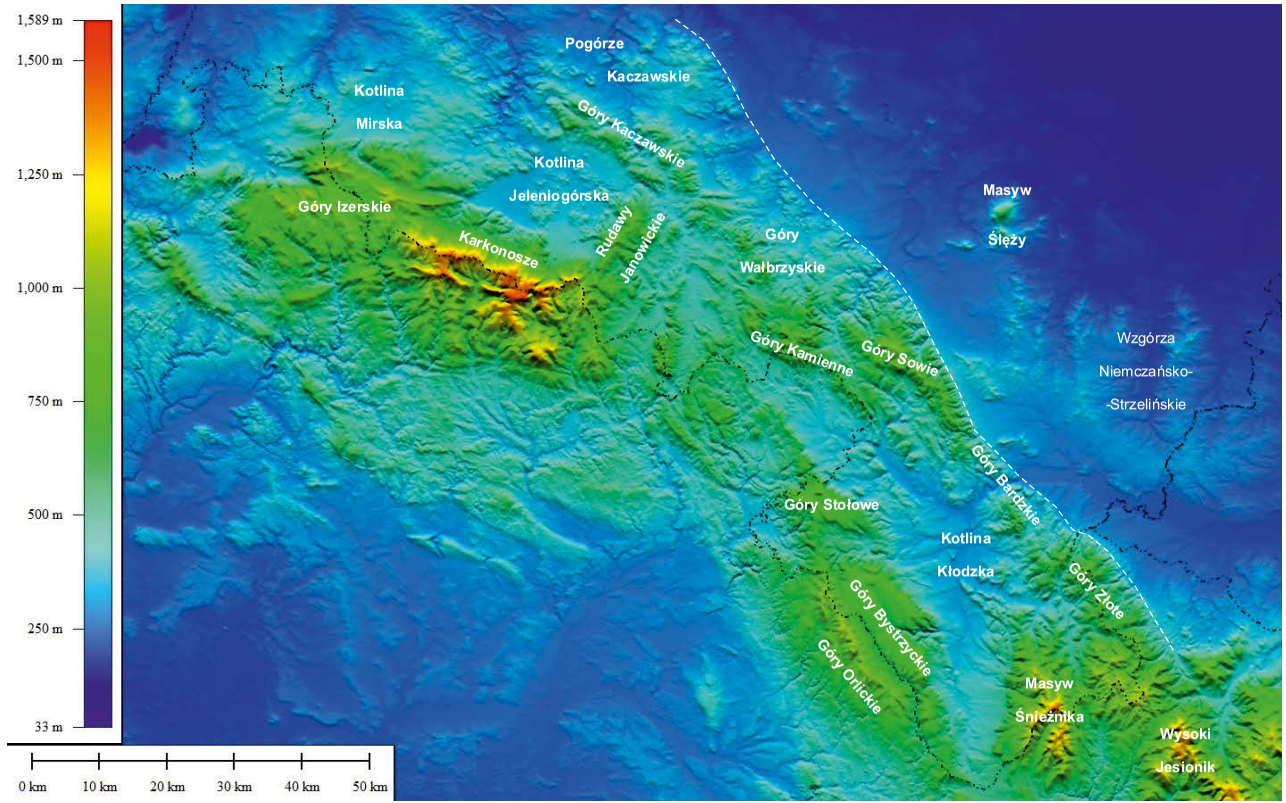
Omawiając funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego Sudetów, należy zwrócić uwagę, że jego rozpoznanie jest wciąż niepełne, zwłaszcza w aspekcie przestrzennym. Dysponujemy stosunkowo obszernymi materiałami faktograficznymi z Karkonoszy i Masywu Śnieżnika, ale już tylko wyrywkowymi obserwacjami z innych masywów górskich, natomiast część z nich pozostaje swoistą białą plamą (np. Góry Sowie, Rudawy Janowickie). Także formy fluwialne i przebieg procesów korytowych zostały udokumentowane jedynie dla niektórych rzek sudeckich, przede wszystkim dla Bobru i jego dopływów oraz rzek ziemi

kłodzkiej. Przedstawione w końcowej części rozdziału uogólnienia i wnioski opierają się zatem na założeniu, że obszary dobrze poznane są reprezentatywne dla całego systemu morfogenetycznego Sudetów.

Należy również odnotować znaczący postęp metodyczny w rozpoznaniu współczesnych procesów morfogenetycznych, możliwy dzięki udostępnieniu nowych źródeł danych, pojawieniu się nowych technik obserwacyjnych oraz metod obróbki i przetwarzania tych danych. Znaczącą rolę odgrywają wysokorozdzielcze dane wysokościowe pozyskane z lotniczego skaningu laserowego (LiDAR), które pozwoliły na identyfikację licznych, wcześniej nieznanych przejawów ruchów masowych, rozpoznanie form świadczących o dynamice równin zalewowych i ukazanie skali antropopresji dzięki ujawnieniu wielu form antropogenicznych. Modele wysokościowe umożliwiły również przeprowadzenie innych analiz, w tym m.in. modelowania wielkości erozji gleby, zarówno w czasach historycznych, jak i współcześnie. Cennych informacji dostarczyły ortofotomapy z różnych okresów, zwłaszcza w odniesieniu do dynamiki piętra leśnego nawiedzanego przez katastrofalne zdarzenia wiatrowe. Wybrane osuwiska w Sudetach są przedmiotem monitoringu geodezyjnego, a fotogrametria i naziemne skanowanie laserowe pozwoliły na ocenę natężenia transportu grubofrakcyjnego rumowiska w górskich potokach. Zapoczątkowane pod koniec pierwszej dekady XX w. badania dendrochronologiczne dostarczyły danych wskazujących na współczesną aktywność procesów stokowych, fluwialnych i erozji wąwozowej w miejscach jeszcze niedawno uważanych za całkowicie stabilne. Z kolei badania terenowe i laboratoryjne kaskad denudacyjno-sedymentacyjnych pozwoliły na wypracowanie modeli koncepcyjnych funkcjonowania systemu stokowo-dolinnego w małych zlewniach i górnych odcinkach dolin sudeckich.

5.1. Obszar opracowania

Obszar omawiany w tym rozdziale obejmuje zasadniczo polską część Sudetów i ich północno-wschodnie przedpole w granicach Przedgórza Sudeckiego (ryc. 5.1). W regionalizacji geomorfologicznej Polski (Gilewska 1999) obie te jednostki traktowane są łącznie i mają rangę podprowincji w obrębie Masywu Czeskiego. W jej granicach wyróżniono cztery makroregiony: Sudety Zachodnie, Środkowe, Wschodnie i Przedgórze Sudeckie. Kondracki (1994) oraz Solon i in. (2018) dzielą geomorfologiczny region Sudetów Zachodnich, wyróżniając Pogórze Zachodniosudeckie i podkreślając odrębność rzeźby pogórskiej od górskiego charakteru właściwych Sudetów Zachodnich i częściowo Środkowych. Granice pomiędzy trzema makroregionami sudeckimi są dość umowne, natomiast bardzo wyrazista jest granica morfologiczna rozdzielająca Sudety i Przedgórze Sudeckie. Stanowi ją stromy i rozcięty głębokimi dolinami rzecznymi próg związany z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego, o wysokości względnej przekraczającej miejscami 500 m (Krzyszkowski i in. 1995, Badura i in. 2003). Wzięto pod



Ryc. 5.1. Położenie głównych jednostek fizycznogeograficznych wymienianych w tekście na tle cyfrowego modelu wysokościowego ukazującego główne cechy rzeźby Sudetów i Przedgórza Sudeckiego: liczne masywy i pasma górskie oddzielone kotlinami śródgórskimi, rozległe obszary o rzeźbie pogórskiej w części północno-zachodniej i wyspowy charakter rzeźby denudacyjnej Przedgórza Sudeckiego. Linia przerywana wyznacza przebieg sudeckiego uskoku brzeżnego i równocześnie podstawę progu morfologicznego oddzielającego Sudety od Przedgórza Sudeckiego

uwagę również niektóre prace z Płaskowyżu Głubczyckiego, stanowiącego wyżynne przedpole Sudetów Wschodnich. Zarówno w starszych (Kondracki 1994), jak i nowszych podziałach fizycznogeograficznych Polski (Solon i in. 2018), a także geomorfologicznych (Gilewska 1999), jest on traktowany jako część Niziny Śląskiej, ale liczne podobieństwa rzeźby do właściwego Przedgórza Sudeckiego, wysokości bezwzględne oraz charakter współczesnych procesów rzeźbotwórczych uzasadniają potraktowanie tego obszaru jako integralnej części przedpola Sudetów (Badora 2007). Dla uzyskania kompletnego obrazu współczesnej ewolucji rzeźby regionu, reprezentatywnego dla pasa gór średnich Europy Środkowej, zdecydowano się uwzględnić także kluczowe prace poświęcone tej problematyce, dotyczące czeskiej części gór.

5.2. Główne cechy budowy geologicznej i rzeźby Sudetów i Przedgórza Sudeckiego

Zasadnicze zręby budowy geologicznej Sudetów ukształtowały się podczas waryscyjskich ruchów tektonicznych, w okresie od dewonu po wczesny perm, zatem podobnie do wielu innych masywów w średniogórzu europejskim (Żelaźniewicz 2015). Uformował się wówczas fundament krystaliczny, w którym dominują metamorficzne serie gnejsowo-łupkowe, typowe dla Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego, Gór Sowich, Bystrzyckich i Sudetów Wschodnich. Podrzędnie występują łupki zieleńcowe, amfibolity, serpentynity i wapienie krystaliczne. W skład fundamentu krystalicznego wchodzą także intruzje magmowe, głównie granitowe, które budują między innymi większość polskich Karkonoszy. Paleozoiczne serie skalne cechują się różnorodnym okruszcowaniem, co zadecydowało o rozwoju górnictwa w Sudetach już od XII–XIII w.

Od karbonu po schyłek kredy tworzyły się głównie serie osadowe, przeważnie piaskowce, zlepieńce i mułowce, występujące w obrębie dwóch dużych depresji tektonicznych: północnosudeckiej i śródsudeckiej. Zalegają one horyzontalnie (Góry Stołowe) lub zapadają pod niewielkimi kątami (Pogórze Kaczawskie i Izerskie). Pokrywa osadowa i fundament krystaliczny są w wielu miejscach poprzecinane skałami wulkanicznymi wieku karbońsko-permskiego oraz neogeńskiego. Ryolity i bazalty są bardzo odporne na procesy niszczące i tworzą wyraźne wzniesienia o charakterze twardzielcowym.

Geologicznym zapisem ery kenozoicznej, oprócz formacji bazaltowej, są głównie osady klastyczne: piaski, mułki i iły, rzadziej żwiry. Występują one na Przedgórzu Sudeckim i na Pogórzu Zachodniosudeckim, a obszarem źródłowym były dla nich tereny dzisiejszych Sudetów. W plejstocenie Przedgórze Sudeckie znalazło się przynajmniej trzy razy w zasięgu zlodowaceń kontynentalnych i było objęte depozycją utworów lodowcowych i wodnolodowcowych, których miąższość lokalnie przekracza 30 m. W młodszym plejstocenie odbywała się akumulacja lessu, którego pokrywa na Płaskowyżu Głubczyckim i na Wzgórzach

Niemczańsko-Strzelińskich osiąga 10 m grubości (Jary 1996, Jary i in. 2003, Jary, Ciszek 2013). W Sudetach przeważają utwory stokowe związane ze środowiskiem peryglacjalnym, o różnej litologii i grubości, zwykle poniżej 2 m (Traczyk 1996, Traczyk, Migoń 2003, Waroszewski i in. 2013, 2018, Migoń, Kacprzak 2014). Zalegają one na niezwietrzałym podłożu skalnym i mają najczęściej charakter gruzowo-gliniasty. Na stromych stokach górskich ich miąższość jest na ogół zredukowana do kilkudziesięciu centymetrów.

O głównych rysach poligenicznej rzeźby Sudetów decyduje obecność licznych izolowanych pasm i masywów górskich, rozdzielonych kotlinami różnej genezy oraz obszarami pogórskimi i wyżynnymi (Jahn 1980). Sudeckie masywy górskie to przeważnie zręby tektoniczne ograniczone stromymi, erozyjnie rozczłonkowanymi progami (Migoń 2008, Placek 2011, Różycka, Migoń 2017). Ich najwyższe partie, w wielu miejscach zrównane i przeważnie zalesione, wznoszą się przeciętnie do 800–1100 m n.p.m. Jedynie wierzchowiny Karkonoszy (1602 m n.p.m.), Masywu Śnieżnika (1425 m n.p.m.) oraz położonego w Czechach Wysokiego Jesionika (1491 m n.p.m.) sięgają ponad górną granicę lasu, która w Sudetach przebiega na wysokości około 1250–1300 m n.p.m. (Treml, Migoń 2015). W Karkonoszach i Wysokim Jesioniku rozwinęło się w plejstocenie lokalne zlodowacenie typu karowo-dolinnego, którego pozostałością są między innymi głębokie kotły polodowcowe, miejscami o skalistych zboczach, co nadaje fragmentom tych masywów cech rzeźby wysokogórskiej (Kasprzak, Traczyk 2019). Niektóre mniejsze masywy, na przykład Góry Kamienne na południe od Wałbrzycha, mają charakter twardzielcowy (Placek 2011), z kolei Góry Stołowe są unikatowym na skalę polską przykładem rzeźby płytowej. Dna kotlin położone są na wysokości 300–500 m n.p.m. Do ogólnego zróżnicowania rzeźby nawiązuje zróżnicowanie form dolinnych. Masywy górskie są rozcięte gęstą siecią głębokich dolin wciosowych, miejscami z korytami skalnymi, natomiast w obrębie kotlin doliny są płaskodenne, z rozwiniętym systemem kilku teras wieku późnoplejstoceńsko-holoceńskiego. Charakterystycznym elementem rzeźby fluwialno-denudacyjnej są doliny przełomowe. Z punktu widzenia współczesnej morfogenezy najistotniejszą cechą rzeźby sudeckiej wydaje się być bliskie sąsiedztwo powierzchni o mało urozmaiconej rzeźbie na wierzchowinach i w dnach kotlin oraz stromych (do 30–40°) powierzchni stokowych. Najnowsze przeglądowe ujęcie tektoniczno-denudacyjnej rzeźby Sudetów zawiera opracowanie Migonia i Kasprzaka (2015).

Pagórkowato-falista rzeźba Przedgórza Sudeckiego jest rozwinięta w obrębie pokryw lessowych i glacjalnych, maskujących starszą rzeźbę denudacyjną. Nachylenia stoków sporadycznie przekraczają 15°. Ponad te powierzchnie wyrastają góry wyspowe i grzbiety twardzielcowe, zbudowane ze skał starszego podłoża. Ich wysokość względna wynosi na ogół do 100–150 m, jedynie w Masywie Ślęży zbliża się ona do 500 m. Stoki wzgórz ostańcowych są przeważnie zalesione, natomiast niżej położone obszary są zajęte przez grunty orne, łąki i pastwiska. Dna dolin są szerokie i wyścielone grubymi warstwami aluwiów.

5.3. Warunki klimatyczne

Warunki klimatyczne Sudetów odzwierciedlają górski charakter obszaru i wykazują liczne specyficzne cechy wynikające z położenia masywu i jego wewnętrznego zróżnicowania (Schmuck 1969, Hess i in. 1980, Sobik 2005, Sobik, Błaś 2010). Do typowych cech klimatu Sudetów należy spadek temperatury wraz z wysokością oraz ogólny wzrost opadów, zachmurzenia, grubości i czasu zalegania pokrywy śnieżnej wraz z wysokością (tab. 5.1), przy czym granice pięter klimatycznych położone są o 150–300 m niżej niż w Karpatach. Odstępstwa od tych generalnych zależności związane są przede wszystkim z kotlinami śródgórskimi, w których powszechnie występują inwersje termiczne. Na Przedgórzu Sudeckim swoiste cechy klimatu wykazują góry wyspowe, a zwłaszcza Masyw Ślęży. W ich otoczeniu występują wyższe opady atmosferyczne, związane z efektem *seeder-feeder* (Błaś, Sobik 1998).

W Sudetach dominuje napływ wilgotnych mas powietrza z sektorów od południowo-zachodniego do północno-zachodniego, które trafiają na barierę orograficzną o wysokości ponad 1000 m. Podkreślić trzeba, że wysokim

Tabela 5.1. Podstawowe parametry klimatyczne dla wybranych stacji meteorologicznych w Sudetach. Dane za okres 1956–1965 (Hess i in. 1980), dla Szrenicy za okres 1981–1990 (Migała 2005)

Stacja	Region	Wysokość [m n.p.m.]	Średnia roczna temperatura powietrza [°C]	Roczna suma opadów [mm]	Czas trwania pokrywy śnieżnej [liczba dni]
Świdnica	Przedgórze Sudeckie	230	8,3	590	42
Kłodzko	Kotlina Kłodzka	316	7,0	643	68
Jelenia Góra Cieplice	Kotlina Jeleniogórska	370	6,8	650	65
Szczawno-Zdrój	Pogórze Wałbrzyskie	415	7,4	705	74
Lądek-Zdrój	Góry Złote	461	6,6	844	90
Świeradów-Zdrój	Góry Izerskie	543	6,5	1214	99
Sokołowsko	Góry Kamienne	570	5,5	964	111
Karpacz	Karkonosze	700	5,7	1217	116
Spalona	Góry Bystrzyckie	810	4,9	912	111
Szrenica	Karkonosze	1332	2,2	1462	220*
Śnieżka	Karkonosze	1603	0,4	1463	178

* Wartość szacunkowa na podstawie J. Kwiatkowski (1985), za lata 1966–1975.

masywom Gór Izerskich, z wierzchowiną położoną powyżej 1000 m n.p.m., i Karkonoszy (>1300 m n.p.m.) od zachodu nie towarzyszy przejściowa strefa pogórzy. Powoduje to znaczny wzrost wysokości opadów atmosferycznych, w tym śnieżnych, oraz częstotliwości dni z mgłą, która jest najwyższa w pasie gór średnich Europy środkowej (Błaś i Sobik 2000). Podobną rolę barier orograficznych spełniają inne pasma sudeckie o przebiegu NW–SE: Góry Sowie, Orlickie i Wysoki Jesionik. Ich obecność powoduje duże poziome gradienty opadowe w Sudetach i deficyt opadów w sąsiednich kotlinach śródgórskich i na Przedgórzu Sudeckim (Kwiatkowski 1984). Równocześnie jednak Schmuck (1969) klasyfikuje Sudety jako obszar o największej częstotliwości pojawiania się opadów nawalnych w Polsce. Z barierami orograficznymi wiążą się także efekty fenowe, bardzo typowe dla Sudetów (Kwiatkowski 1979). Konsekwencją ich wystąpienia w okresie zimowo-wiosennym bywa gwałtowny zanik pokrywy śnieżnej w niższych częściach stoków i w kotlinach, co z kolei skutkuje lokalnymi wezbraniami.

Przewaga cyrkulacji zachodniej ma też kluczowe znaczenie dla kierunków transportu zanieczyszczeń atmosferycznych. Znaczne zakwaszenie opadów i osadów atmosferycznych związanych z napływem mas powietrza z sektora zachodniego spowodowało katastrofalne zamieranie lasów sudeckich w latach 80. i 90. XX w., zwłaszcza w piętrze regla górnego i górnej części regla dolnego Karkonoszy i Gór Izerskich (Dore i in. 1999, Rydval, Wilson 2012). Wylesienie znacznych partii Sudetów wyraźnie zmieniło stosunki hydrologiczne w zlewniach, powodując między innymi większą częstotliwość pojawiania się wysokich stanów wód (Dubicki 1990).

Z punktu widzenia współczesnej morfogenezy najważniejszym elementem meteorologicznym jest opad i jego natężenie. W okresie od końca XIX w. zarejestrowano liczne przypadki wystąpienia opadów deszczu o znacznym natężeniu, przekraczającym 10 mm na godzinę i 50 mm na dobę, powodujące lokalne wezbrania, erozję gleby na polach użytkowanych rolniczo i grawitacyjne przemieszczenia mas skalnych na stokach. W Karkonoszach i Górach Izerskich, cechujących się najwyższymi opadami w całych Sudetach, nierzadkie były dobowe opady przekraczające 100 mm (tab. 5.2). Katastrofalne opady w lipcu 1997 r., kiedy pięciodniowe sumy opadów w Masywie Śnieżnika i w Wysokim Jesioniku powszechnie przekraczały 400 mm (Dubicki, Malinowska-Małek 1999), przyniosły efekty geomorfologiczne wyjątkowe w skali dziesięcioleci. Podobną skalę krótkookresowego opadu odnotowano w Górach Izerskich w sierpniu 2010 r., gdy suma opadów przekroczyła 200 mm w ciągu dwóch dni (Pilous 2011).

Analiza porównawcza historycznych (przełom XIX i XX w.) i współczesnych danych klimatycznych wskazuje na tendencję wzrostową wartości sum opadów w wyższych partiach masywów górskich, przy jednoczesnym ich spadku w dniach kotlin i na niżej położonych terenach (Latocha i in. 2016). W dłuższej perspektywie czasowej może to wpłynąć również na intensywność procesów morfologicznych.

Tabela 5.2. Opady dobowe powyżej 100 mm odnotowane na posterunkach opadowych w Karkonoszach

Data wystąpienia opadu	Miejscowość (stacja pomiarowa)	Wielkość opadu dobowego (mm)	Literatura
17 VII 1882	Labská louka Śnieżka	212 178	Czerwiński 1991
30 VII 1897	Śnieżka Karpacz Kowary	239 220 187	Czerwiński 1991
10 VIII 1964	Kowary Śnieżka	163 108	Otop 2004
31 VII 1977	Jakuszyce Śnieżka	154 150	Otop 2004
8 VIII 1978	Jakuszyce	171	Otop 2004
2 IX 1994	Kowary	105	Otop 2004
7 VII 1997	Karpacz Jakuszyce	121 105	Dubicki, Malinowska-Małek 1999
19 VII 1997	Przesieka Śnieżka	116 108	Dubicki, Malinowska-Małek 1999
7 VIII 2006	Labská louka	193	Migoń i in. 2006

5.4. Współczesne procesy kształtujące stoki

Stoki sudeckie są bardzo zróżnicowane pod względem współczesnej dynamiki, przy czym najważniejszymi czynnikami wpływającymi na to zróżnicowanie wydają się być rodzaj pokrywy roślinnej i sposób użytkowania, a w dalszej kolejności nachylenie.

Największymi przekształceniami objęte są strome stoki położone powyżej górnej granicy lasu, modelowane przez spływy gruzowo-błotne i procesy pokrewne, lawiny oraz sporadycznie odpadanie. Stoki piętra leśnego były natomiast przez długi czas uważane za generalnie stabilne, a istotniejsze zmiany w rzeźbie dokumentowano niemal wyłącznie wzdłuż dróg leśnych. Obecność zwartego drzewostanu miała skutecznie chronić stoki przed degradacją (np. Jahn 1989). Badania przeprowadzone w trakcie ostatniej dekady zmieniły takie postrzeganie zalesionych stoków sudeckich, co w dużym stopniu związane było ze znaczną intensyfikacją gospodarki leśnej, powodującej zarówno liniowe, jak i powierzchniowe przekształcenia stoków. Ponadto procesy biogeomorfologiczne, w szczególności związane z epizodami silnego wiatru i towarzyszącymi mu wiatrowałami, są obecnie zaliczane do kluczowych elementów współczesnej morfogenezy (Pawlik i in. 2013, 2016). Wnioski te są spójne z niektórymi cechami utworów pokrywowych na stokach sudeckich, wskazującymi na znaczne zatarcie struktur peryglacjalnych (Migoń, Kacprzak 2014). Domena leśna nie jest już postrzegana

jako stabilna, sprzyjająca przetrwałości form i utworów odziedziczonych z plejstocenu (Migoń 2017). Stoki wylesione były natomiast postrzegane jako cechujące się większą dynamiką, ale i w tym zakresie sytuacja uległa częściowej zmianie. W ostatnich dekadach nastąpiło wyraźne zahamowanie procesów erozyjno-denudacyjnych na stokach dawniej użytkowanych rolniczo, a obecnie podlegających zarastaniu wskutek wtórnej sukcesji roślinnej. Niemniej dynamika wylesionych, użytkowanych rolniczo stoków piętra pogórskiego pozostaje większa niż stoków z utrzymującymi się lub wprowadzonymi zbiorowiskami leśnymi. Na takich stokach głównymi procesami rzeźbotwórczymi są spłukiwanie i erozja liniowa. Ich natężenie jest szczególnie wysokie na użytkowanych rolniczo obszarach Przedgórza Sudeckiego, czemu sprzyja obecność gleb rozwiniętych na podłożu lessowym. Zagadnienie to przedstawiono szczegółowo w części 5.4.2.

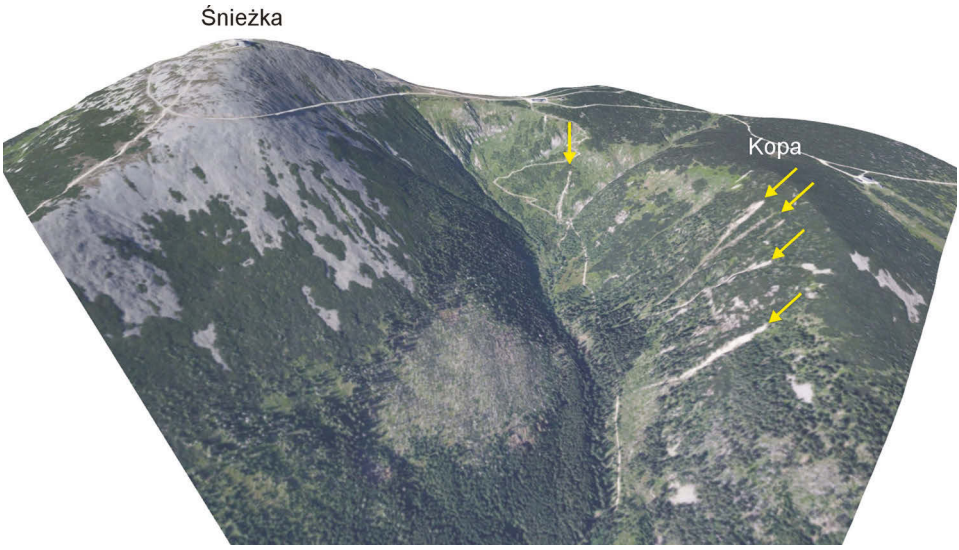
Ważną grupą procesów kształtujących stoki sudeckie są procesy osuwiskowe. Z krótkiej, dekadowej perspektywy czasowej zachodzą one sporadycznie, w trakcie szczególnie dużych epizodów opadowych, na ogół w dolnych częściach zboczy dolinnych, intensywnie podcinanych przez rzeki. Mają one płytko położoną powierzchnię poślizgu i są to niemal wyłącznie osuwiska zwietrzelinowe niewielkich rozmiarów. W ciągu ostatnich 15 lat nastąpił jednak znaczący przyrost informacji o występowaniu osuwisk w Sudetach w ogóle, głównie dzięki udostępnieniu wysokorozdzielczych cyfrowych danych wysokościowych[1]. W niektórych pasmach i masywach są one powszechne (Góry Kamienne, wschodnia część Gór Wałbrzyskich, Góry Bardzkie), w innych udokumentowano pojedyncze przypadki (Synowiec 2003, Migoń i in. 2010, 2014, 2017, Parzóch i in. 2012, Kasprzak i in. 2016, Kowalski 2017, 2018, Różycka i in. 2017, Kowalski, Wojewoda 2017, Jancewicz, Traczyk 2017, Kotwicka i in. 2019), zaś największe rozpoznane sudeckie osuwisko pod Toczkiem w Górach Bystrzyckich zajmuje powierzchnię 43 ha (Migoń i in. 2016). Zbliżoną powierzchnię zajmują największe kompleksy osuwiskowe w Górach Kamiennych (Migoń i in. 2017). Udokumentowano także współczesne uaktywnianie osuwisk lub reaktywację starszych form (Żurawek 1999, Urbański, Różański 2016, Kowalski 2017).

5.4.1. Ruchy masowe

5.4.1.1. Spływy gruzowo-błotne

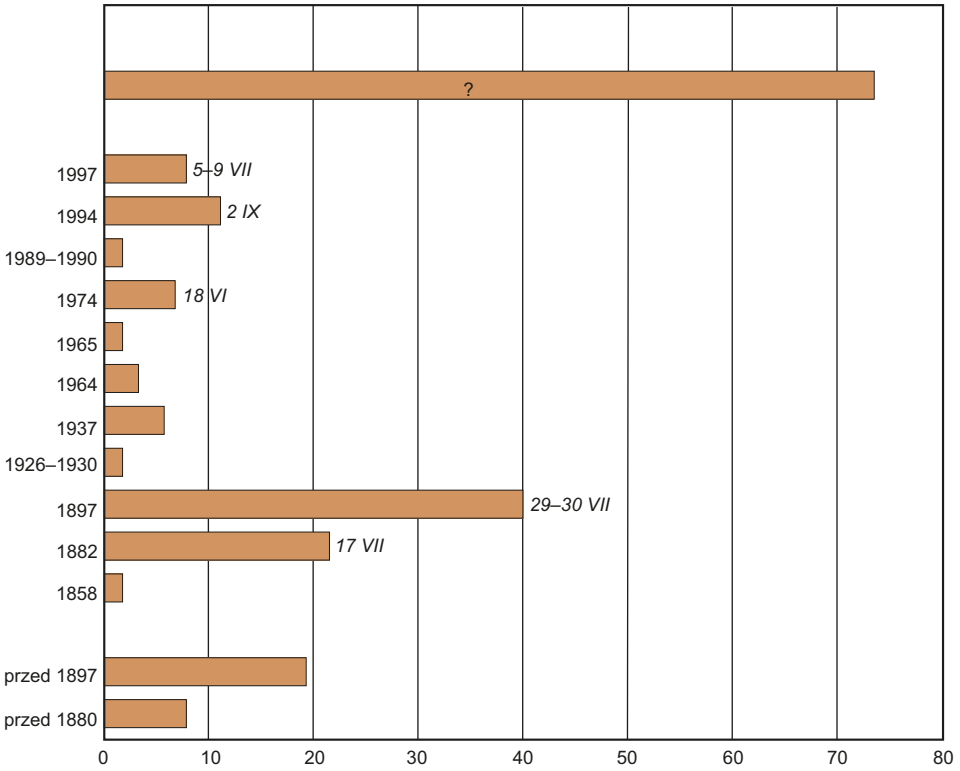
W polskiej części Sudetów obecność spływów gruzowych i gruzowo-błotnych odnotowano wyłącznie w najwyższych partiach Karkonoszy (Czerwiński 1967, Tomaszewski 1967, Parzóch, Dunajski 2002, Szymanowski 2004a, b, Migoń i in. 2006, Parzóch i in. 2007, Migoń, Parzóch 2008; ryc. 5.2). Występują one w trzech sytuacjach geomorfologicznych: na zboczach kotłów polodowcowych, okrytych cienką pokrywą zwietrzelinową i stokową (Kocioł Łomniczki, Małego Stawu,

[1] W dalszej części tekstu przywoływane są tylko publikacje zawierające kartograficzną dokumentację form osuwiskowych i dokładne określenie ich lokalizacji, pozwalające na weryfikację zawartych w nich stwierdzeń.



Ryc. 5.2. Wizualizacja górnego odcinka doliny Łomniczki w Karkonoszach. Strzałki wskazują na szlaki spływów gruzowych. Zwraca uwaga całkowity brak form tego typu na stokach Śnieżki i Czarnego Grzbietu (po lewej), co wynika z odmienności litologicznej podłoża i utworów pokrywowych (Źródło danych: GUGiK, geoportal.gov.pl)

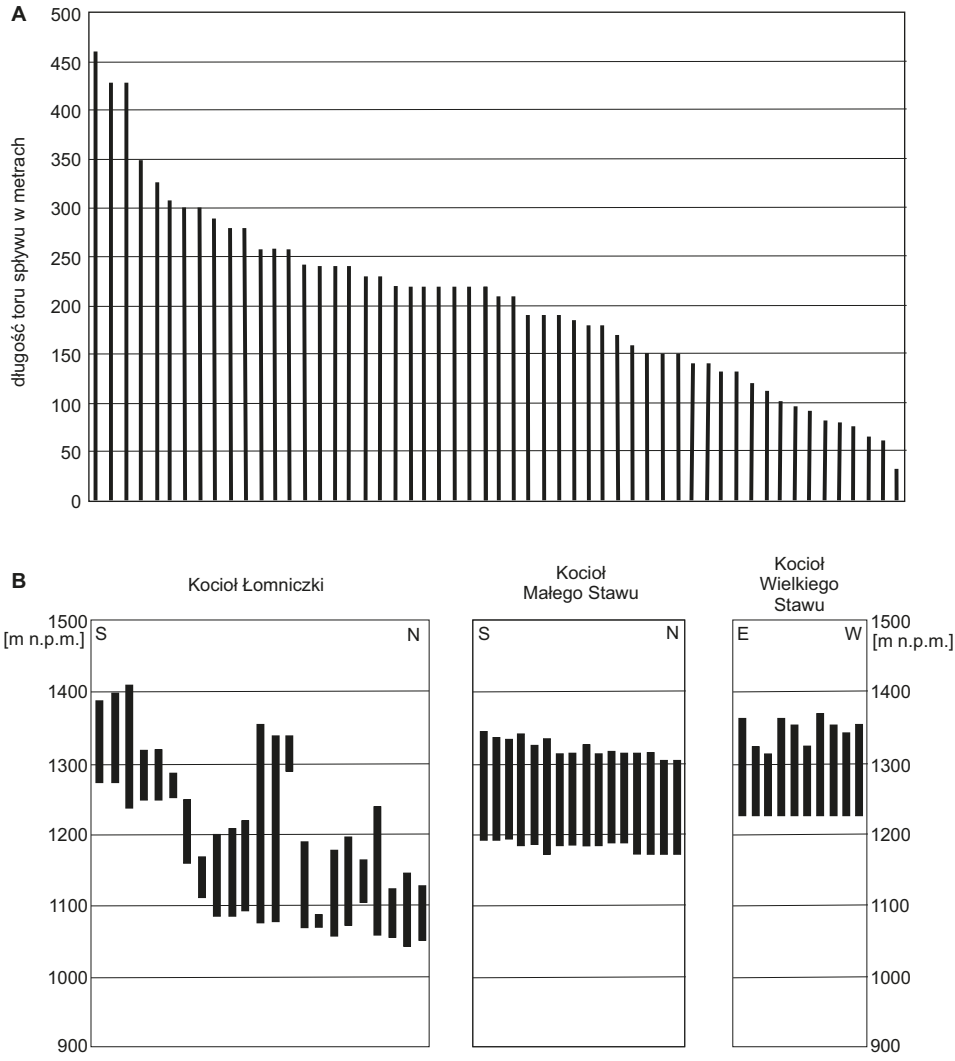
Wielkiego Stawu i Czarny Kocioł Jagniątkowski), na zboczach głęboko wciętych dolin rzecznych (dolina Łomniczki) oraz na stożkach usypiskowych w obrębie kotłów (Śnieżne Kotły). Dla części z nich znana jest dokładnie data zdarzenia (ryc. 5.3). Bezprecedensowe w historii ostatnich 100 lat było uruchomienie siedmiu spływów gruzowych w Kotle Łomniczki i na niżej położonym lewym zboczu doliny Łomniczki w efekcie ulewnego opadu w dniach 2–3 września 1994 r., kiedy na Śnieżce spadło w ciągu doby 62 mm deszczu, a w pobliskich Kowarach 105 mm. Największy z tych spływów osiągnął 430 m długości (Szymanowski 2004a). Znaczącym epizodem było uruchomienie spływu gruzowego w Wielkim Śnieżnym Kotle w sierpniu 2006 r., który po osiągnięciu nasady stożka usypiskowego rozdzielił się na kilka osobnych szlaków, przy czym najdłuższy z nich dotarł do płaskiego dna kotła (Migoń i in. 2006). Natomiast nikłe skutki dla stabilności stoków karkonoskich miały katastrofalne opady z lipca 1997 r., kiedy uruchomionych zostało tylko kilka spływów gruzowych, mimo że natężenie opadu było porównywalne z natężeniem odnotowanym w latach 1897 i 1974, kiedy szybkie przemieszczenia zwietrzeliny były powszechne. Nie ulega jednak wątpliwości, że spływy gruzowe są typowym procesem dla współczesnych warunków środowiskowych. Zachodziły one także w okresie poprzedzającym pojawienie się bezpośrednich świadectw historycznych ich obecności, czyli przed końcem XIX w. Podczas szczegółowego inwentaryzowania form pozostawionych przez dawniejsze spływy gruzowe stwierdzono w polskiej części Karkonoszy obecność ponad 70 takich zespołów (Szymanowski 2004b, Gąsiorek 2006, Parzóch, Migoń 2010).



Ryc. 5.3. Występowanie spływów gruzowych i płytkich zsuwów zwietrzelinowych w Karkonoszach od połowy XIX w. (wg Migonia i in. 2002, zmodyfikowane)
Przy niektórych latach podano daty wystąpienia ruchów masowych. Formy o nieznanym wieku oznaczono znakiem „?"

Zdecydowana większość spływów inicjowana jest powyżej górnej granicy lasu, ale najdłuższe z nich docierają do piętra leśnego i przemieszczają się dalej w jego obrębie. Leśne odcinki najdłuższych spływów w dolinie Łomniczki z września 1994 r. miały do 200 m długości.

Karkonoskie spływy gruzowe są zróżnicowane pod względem wielkości, a największe formy osiągają ponad 400 m długości przy rozpiętości wysokościowej ponad 200 m (ryc. 5.4). Spływy na ogół inicjowane są jako płytkie zsuwy zwietrzelinowe na wyjątkowo stromych (>30°) odcinkach stoku i po kilkudziesięciu metrach ulegają transformacji w linijne spływy o szerokości do kilkunastu metrów, poruszające się wzdłuż wyraźnego toru w dół stoku. Typowym zespołem form związanym z odcinkiem tranzytowym jest prosta lub lekko kręta rynna o głębokości 2–3 m, otoczona przez wały boczne o wysokości do 2 m i szerokości 3–6 m (ryc. 5.5). Wielkość materiału gruzowego na wałach bocznych jest zróżnicowana. Dominuje frakcja głazowa w masie drobnoziarnistej, ale sporadycznie występują także bloki o długości do 3 m. Strefy akumulacyjne to na ogół płaskie



Ryc. 5.4. Długość (A) i rozpiętość wysokościowa (B) torów pozostawionych przez spływy gruzowe w polskiej części wschodnich Karkonoszy (wg Szymanowskiego 2004a). W Kotle Wielkiego Stawu wszystkie spływy gruzowe osiągały taflę jeziora, dlatego wysokości bezwzględne zakończenia toru są jednakowe

stożki lub jęzory o nieregularnym kształcie; pojawiają się też wyraźne czoła zbudowane z głazów i rumoszu drzewnego. Mniejsze formy nie wykształcają wyraźnych rynien tranzytowych i materiał gruzowy przemieszcza się jako lawina gruzowa o szerokości zbliżonej do szerokości strefy oderwania. Odmienne cechy mają spływy gruzowe na stożkach usypiskowych w Śnieżnych Kotłach. Część z nich jest inicjowana w rynnach korazyjnych (żlebach) rozcinających ściany skalne,

a uruchomieniu podlega głazowo-gruzowy materiał zarówno wypełniający rynny, jak i budujący stożki znajdujące się poniżej (ryc. 5.6). Przyczyną jest znaczny, skoncentrowany spływ wody pochodzącej z opadów rynnami korazyjnymi. Rozcięcie powierzchni stożków sięga 2 m, zaś strefa depozycji położona jest na przedpolu i przybiera postać głazowo-gruzowego jęzora lub jęzorów (Gąsiorek 2006). Nawiązując do typologii spływów gruzowych w Tatrach Zachodnich (Krzemień 1988), należy stwierdzić, że w Karkonoszach występują głównie formy typu B (nisza – rynna z wałami bocznymi – jęzor) i znacznie rzadziej typu C (rynna korazyjna w stoku skalnym – rynna z wałami bocznymi – jęzor). Dodatkowo częste są formy złożone z dwóch elementów: niszy i szerokiej strefy akumulacji, bez wyraźnej linijnej strefy tranzytowej, pozostawione przez płytkie zsuwy zwietrzelinowe.

Ryc. 5.5. Fragment rynny spływu gruzowego z 2 września 1994 r. na zboczu doliny Łomniczki (fot. P. Migoń)

Bezpośrednim impulsem inicjującym spływy gruzowe w Karkonoszach są opady o znacznej wysokości, przekraczającej 100 mm na dobę. Dane z okolicznych stacji opadowych wskazują, że wielkości godzinowe opadu wystarczające do uruchomienia spływów są rzędu 12–18 mm (Migoń i in. 2002, 2006), co jest wartością wyraźnie niższą od określonej dla Tatr Wysokich wartości progowej 40 mm na godzinę (Kotarba 1992). Jest możliwe, że rzeczywiste godzinowe wielkości opadu były jednak wyższe, ponadto istotną rolę mogły odgrywać warunki opadowe okresu poprzedzającego. V. Pilous (1977) opisał zespół spływów gruzowych w Obří důl pod Śnieżką, powstały 18 czerwca 1974 r. w konsekwencji opadu dobowego o wysokości 73 mm, zwracając jednak uwagę na wysokie wartości opadów w poprzednich dniach (12.06 – 30,6 mm; 13.06 – 61,1 mm; 14.06 – 20,2 mm; 15.06 – 19,6 mm; wszystkie dane ze Śnieżki) oraz generalnie deszczowy kwiecień i maj. Drábová (2018) przeanalizowała dane opadowe z rejonu Śnieżki, konkludując, że przekroczenie wartości dobowej 225 mm prowadzi do uruchomienia spływów gruzowych, niezależnie od warunków okresu poprzedzającego. Zwróciła równocześnie uwagę na liczne ekstremalne epizody opadowe (do 200 mm na dobę), które nie wywołały spływów. Podobny wydźwięk mają obserwacje zależności opad – spływy gruzowe z czeskich Gór Izerskich (Smolíková i in. 2016). Przyczyn braku jednoznacznej relacji należy

Ryc. 5.6. Tory świeżych spływów gruzowych rozcinających stożki usypiskowe w Wielkim Śnieżnym Kotle (fot. P. Migoń)

poszukiwać w złożoności uwarunkowań spływów gruzowych. Oprócz wielkości opadu istotną rolę musi odgrywać dostępność zwietrzelin podatnych na upłynnienie i przemieszczenie. Jest godne odnotowania, że wysokie opady z przełomu lipca i sierpnia 1977 r. oraz z 18–22 lipca 1997 r. (tzw. druga fala opadowa) nie spowodowały w Karkonoszach spływów gruzowych. Podobnie musiało upłynąć prawie 40 lat od roku 1897, kiedy odnotowano zejście kilkudziesięciu spływów w całych Karkonoszach, aby procesy te znów zaczęły częściej występować (Migoń i in. 2002).

Spływy gruzowe powszechnie występują też w czeskiej części masywu, gdzie były przedmiotem szczegółowych studiów i inwentaryzacji (Pilous 1973, 1975, 1977). Także i tam odnotowano wiele spływów inicjowanych przez pojedyncze epizody opadowe, m.in. 17 lipca 1882 r., 29–30 lipca 1897 r. oraz 18 czerwca 1974 r. Łączna liczba zinwentaryzowanych spływów przekracza 170. Niektóre z nich osiągają znaczne rozmiary, do 900 m długości i 100 m szerokości, a całkowita powierzchnia objęta przez spływy przekracza 60 ha, z czego połowa przypada na polodowcowy Obří důl u stóp Śnieżki.

We wschodnich Sudetach obecność spływów gruzowych odnotowano w północnej części Wysokiego Jesionika, głównie w masywie Keprnika (1423 m

n.p.m.). Ich łączna liczba sięga 100, a maksymalna długość – podobnie jak w Karkonoszach – 900 m (Sokol, Vavřík 1971, Gába 1992). Przy najdłuższych spływach jednak tylko początkowe odcinki znajdują się w obrębie powierzchni stokowej, podczas gdy dalszy transport odbywał się łożyskami głęboko wciętych strumieni. Przykładowo, spływ z 4 lipca 1991 r. na północnym stoku Keprníka miał całkowitą długość 900 m, z czego 550 m przypada na łożysko Keprnickiego Potoku. Także w Wysokim Jesioniku spływy gruzowe musiały powszechnie występować we wcześniejszych stuleciach, o czym świadczą sfosylizowane głazowe formy akumulacyjne w dnach dolin. Ich powstanie wiązane jest z silniejszym niż obecnie wylesieniem stromych stoków masywu (Klimek i in. 2003). Křížek i in. (2018) wyznaczyli 95 szlaków spływów gruzowych na stokach i zidentyfikowali blisko 50 miejsc akumulacji materiału skalnego w niższych częściach dolin.

Na szczególną uwagę zasługuje zdarzenie z czeskiej części Gór Izerskich, gdzie silne opady w pierwszych dniach sierpnia 2010 r. wywołały kilka spływów gruzowych na stokach Smědavskiej hory, kilka kilometrów od granicy polsko-czeskiej (Pilous 2011, Smolíková i in. 2016). Najdłuższy z nich miał 980 m długości, przy zmiennej szerokości szlaku od 12 do 45 m, obejmując w ten sposób około 60% całkowitej długości stoku. W wielu miejscach na szlakach spływowych pokrywa zwietrzelinowa została całkowicie zdarta, a w strefie akumulacji zostały złożone zarówno bloki granitu o długości do 2 m, jak i liczne powalone drzewa.

5.4.1.2. Osuwiska

Osuwiska, czyli przemieszczenia wzdłuż wyraźnych powierzchni poślizgu, powstają w Sudetach znacznie rzadziej niż w Karpatach. Ich występowaniu nie sprzyja budowa geologiczna: dominacja skał krystalicznych i niewielkie kąty nachylenia powierzchni uławicenia w skałach osadowych, a także mała miąższość pokryw zwietrzelinowych. W XX i początkach XXI w. nasilenie procesów osuwiskowych odnotowano podczas epizodów intensywnych opadów i wywołanych nimi wezbrań w korytach, przy czym większość osuwisk powstała w miejscach podcięcia stoku przez procesy naturalne (erozja boczna wezbranych wód potoków) lub wskutek działalności człowieka (skarpy związane z budową dróg w poprzek stoku). Podczas katastrofalnego epizodu opadowego w zlewni górnej Bystrzycy Dusznickiej w lipcu 1998 r. powstało około 20 płytkich osuwisk translacyjnych, niemal wszystkie w obrębie zwietrzałych margli i piaskowców górnokredowych (Żurawek 1999). Opady z lipca 1997 r. nie wywołały natomiast powszechnych procesów osuwiskowych, zapewne w związku z ich wystąpieniem na obszarze zbudowanym głównie ze skał krystalicznych. Niemniej pojedyncze formy w Międzygórzu (długość 94 m) i w Janowcu nad Nysą Kłodzką poniżej Barda (szerokość niszy 130 m) osiągnęły spore rozmiary jak na sudeckie warunki. Uaktywnianie się płytkich osuwisk podczas silnych opadów znane jest też z czeskiej części Sudetów (Aichler, Pecina 1998, Pilous 2000). W ostatniej dekadzie powstawanie osuwisk miało charakter incydentalny, jednak poszczególne zdarzenia były na swój sposób spektakularne. Parzóch i in. (2012) opisali płytkie osuwisko zwietrzelinowe w dolinie Czarnej w Masywie Śnieżnika o długości

280 m i szerokości od 5 m w strefie oderwania do 30 m w strefie depozycji. Miało ono charakter konsekwentno-zwietrzelinowy, a powierzchnią poślizgu była ostra granica zwietrzeliny i nienaruszonej skały podłoża. Rozpoznanie budowy wewnętrznej koluwiów osuwiskowych przeprowadzili następnie Makoś i Sobczyk (2018). Kowalski (2017) opisał niewielkie osuwisko (50 × 20 m) na zboczu doliny Bobru koło Wlenia, powstałe w 2011 r., a reaktywowane w 2016 r. Jest ono o tyle interesujące, że bezpośrednią przyczyną było antropogeniczne podcięcie stoku podczas prac budowlanych. Zupełnie inną skalę miało największe współczesne osuwisko, jakie zaczęło się tworzyć 26 września 2016 r. na zwałowisku wewnętrznym Kopalni Węgla Brunatnego Turów (Bazarnik 2018). W centralnej części zwałowiska, na powierzchni około 6 km^2, doszło do przemieszczenia mas ziemnych obejmującego poziomy od +270 do +40 m n.p.m. (WUG 2016). Masy ziemne przemieszczały się w sposób ciągły z prędkością szacowaną na około 10 m·doba^{-1}, a czoło zwałowiska uległo przemieszczeniu o około 400 m. W grupie osuwisk indukowanych działalnością człowieka na uwagę zasługuje także niewielkie, ale czynne osuwisko uszkadzające nawierzchnię drogi łączącej Ciechanowice i Miedziankę w Rudawach Janowickich. Jego aktywność polega na ruchu przypowierzchniowej warstwy podłoża w kierunku zagłębienia po wyrobisku nieczynnej kopalni iłów.

Materiały historyczne wskazują, że traktowanie Sudetów jako obszaru pozbawionego większych form osuwiskowych jest nieuzasadnione. Na szczególną uwagę zasługuje duże, głęboko zakorzenione osuwisko skalne typu translacyjnego z 24 sierpnia 1598 r. w Bardzie. Wywołane ono zostało podcięciem zbocza po zewnętrznej części zakola przez wezbrane wody Nysy Kłodzkiej (Oberc 1957). Osuwisko w Bardzie ma 350 m długości i jest widoczne w postaci wyraźnego skalnego amfiteatru oraz szerokiego na 200 m jęzora o urozmaiconej rzeźbie, zakończonego wysokim na 10–15 m czołem (ryc. 5.7) (Migoń i in. 2002, Sikora, Piotrowski 2016). Generalnie jednak wiek osuwisk sudeckich pozostaje nieznany, niemniej przynajmniej w kilku przypadkach istnieją mocne przesłanki, by postulować ich późnoholoceński wiek czy nawet historyczną aktywność, a zatem w warunkach środowiskowych (klimatycznych) zbliżonych do współczesnych (Kacprzak i in. 2013, Malik i in. 2016, Jancewicz, Traczyk 2017).

Stopień udokumentowania form osuwiskowych w poszczególnych częściach Sudetów jest różny. Największe zagęszczenie stwierdzono w niecce śródsudeckiej, na obszarach zbudowanych ze skał wulkanicznych wieku karbońskiego i permskiego, zalegających na miękkich skałach osadowych. We wschodniej części Gór Kamiennych występuje ponad 50 osuwisk, przy równoczesnej ich największej różnorodności genetycznej (osuwiska rotacyjne, translacyjne, spływowe, przykłady rozciągania bocznego). Największe kompleksy osuwiskowe zajmują powyżej 40 ha (Synowiec 2003, Migoń i in. 2010, 2014, 2017, Kasprzak i in. 2016, 2019, Jancewicz, Migoń 2017). Kilkanaście osuwisk, z największym o powierzchni 10,5 ha, stwierdzono w przyległej części Gór Wałbrzyskich (Kotwicka i in. 2019), pojedyncze formy występują w Górach Kruczych (Synowiec 2003). Ze skałami

Ryc. 5.7. Widok osuwiska w Bardzie – najbardziej znanego historycznego osuwiska w Sudetach. Po prawej stronie u góry widoczna ściana skalna skarpy głównej (poniżej krzyża), nad rzeką fragment czoła osuwiska, podciętego przez wezbraną Nysę Kłodzką w lipcu 1997 r. (fot. P. Migoń)

wulkanicznymi są także związane osuwiska w dolinie Kaczawy na Pogórzu Kaczawskim (Kowalski, Wojewoda 2017).

Osuwiska przekształcały też rzeźbę obszarów zbudowanych ze skał osadowych wieku kredowego. Różnorodne przejawy przemieszczeń, od głęboko zakorzenionych osuwisk rotacyjnych po płytkie osuwiska obejmujące utwory pokrywowe, udokumentowano w Górach Stołowych dzięki kombinacji kartowania geomorfologicznego, analizy rzeźby na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego i badań elektrooporowych (Migoń, Kasprzak 2012, 2016, Duszyński i in. 2017). Kilka dużych osuwisk znajduje się w obrębie progów tektonicznych w Górach Bystrzyckich (Różycka i in. 2015, 2017, Migoń i in. 2016), mniejsze formy stwierdzono w Zaworach (Kowalski 2018) i w okolicach Wlenia w Sudetach Zachodnich (Kowalski 2017). W innych pasmach polskich Sudetów występowanie osuwisk udokumentowano ponadto w Górach Bardzkich (Jancewicz, Traczyk 2017) i Górach Sowich (Kowalski 2018).

5.4.1.3. Obrywy i odpadanie

Przejawy ruchów masowych o wymiarze katastrofalnym w obrębie form naturalnych – obrywów czy lawin kamiennych – są w Sudetach bardzo rzadkie, co wynika wprost z natury powierzchni stokowych. Ich nachylenie sporadycznie przekracza

45°, a rozleglejsze ściany skalne występują tylko w kotłach polodowcowych Karkonoszy, gdzie osiągają do 180 m wysokości. Zdarzeń tego typu można spodziewać się przede wszystkim w Górach Stołowych, gdzie pionowe ściany skalne zbudowane z piaskowców ciosowych dochodzą do 40 m wysokości. Miejscami sprzyjającymi wystąpieniu obrywów i odpadania są ponadto antropogeniczne formy rzeźby, w tym ściany kamieniołomów oraz głębokich przekopów drogowych i kolejowych (Huszcza 2014, Syc 2016).

Ocena intensywności ruchów masowych tego typu w Górach Stołowych jest jednak problematyczna. Analiza stref akumulacji blokowej wskazuje na obecność procesów przewracania kolumn skalnych, odpadania i obrywów ze ścian urwisk, ale w trakcie ostatnich 150 lat nie odnotowano żadnych spektakularnych przypadków tego typu (Pulinowa 1989), zaś wyniki badań pokryw blokowych i rzeźby progów skalnych wskazują, że rozpad ścian zachodzi przede wszystkim poprzez stopniową miejscową dezintegrację, a obrywy odgrywały niewielką rolę (Duszyński, Migoń 2015, Duszyński i in. 2016). W czasach historycznych odnotowano tylko jeden przykład zawalenia się wolnostojącej skałki i było to zdarzenie na lokalną skalę (Duszyński, Migoń 2019). Odpadanie mniejszych fragmentów skalnych notowane jest w czeskiej części Gór Stołowych – Broumovskiej vrchovinie. Prowadzone od lat 70. XX w. pomiary geodezyjne na Szczelińcu nie przyniosły jednoznacznych wyników, a przemieszczenia wzdłuż stref spękań mają raczej oscylacyjny niż postępowy charakter. Niemniej zarejestrowane deformacje, choć powolne (<1 mm·a^{-1}), wskazują na geodynamiczną niestabilność masywu (Cacoń, Košťák 1976, Cacoń i in. 2018).

Odpadanie zachodzi w obrębie odsłoniętych, spękanych ścian skalnych, rzadziej pojedynczych, skałek i prowadzi do rozrostu usypisk w formie regularnych stożków lub mniej nieregularnych hałd (Remisz i in. 2009, Remisz 2012, Remisz, Bijak 2012). Rozpad ścian skalnych zachodzi ze szczególną efektywnością w dwóch sytuacjach morfologicznych: w kotłach polodowcowych, zwłaszcza w Wielkim Śnieżnym Kotle, oraz w obrębie skalnych ścian nisz osuwiskowych. Potwierdzającymi przykładami są niestabilne, skąpo lub wcale nieporośnięte osypiska pod Kalwarią w Bardzie i pod Suchawą w Górach Kamiennych (ryc. 5.8).

W ścianach zarówno współczesnych, jak i dawnych kamieniołomów, które licznie występują w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim, powszechnie obserwuje się ruchy masowe, zwłaszcza odpadanie, i związane z nimi formy akumulacyjne – stożki usypiskowe lub chaotyczne nagromadzenia gruzu skalnego i zwietrzeliny, w zależności od litologii. Skały podłoża oraz orientacja spękań warunkują również intensywność procesów oraz rozmieszczenie i wielkość form. Najbardziej wydajne odpadanie, utrzymujące się nawet długo po zaniechaniu prac w kamieniołomie, obserwuje się w skałach wulkanicznych oraz niektórych piaskowcach ciosowych, natomiast w obrębie opuszczonych wyrobisk w wapieniach i łupkach krystalicznych, które szybko ulegają zarastaniu, współczesne procesy są mało wydajne lub nie występują (Huszcza 2014).

Ryc. 5.8. Aktywny stożek usypiskowy pod Suchawą w Górach Kamiennych (fot. P. Migoń)

5.4.1.4. Lawiny

Lawiny śnieżne, podobnie jak spływy gruzowo-błotne, występują praktycznie wyłącznie w Karkonoszach i w Wysokim Jesioniku, na stokach położonych powyżej górnej granicy lasu (Kwiatkowski 1985, Spusta, Kociánová 1998, Kříž 1995, Krause, Křížek 2017). Mają one duże znaczenie ekologiczne, przede wszystkim dla kształtowania przebiegu górnej granicy lasu (Kociánová, Spusta 2000), ale ich bezpośrednie oddziaływanie morfogenetyczne jest nieznaczne. Lawiny śnieżno-gruntowe powodują zdarcie przypowierzchniowej warstwy zwietrzelinowej, ale związane z tym średnie obniżenie powierzchni szacowane jest na zaledwie 2 mm (Klementowski 1977). Istotniejsze są skutki długoterminowe. Zniszczenie roślinności i odsłonięcie zwietrzałego podłoża skalnego stwarza dobre warunki dla erozji linijnej i spłukiwania. Będący miejscem częstych lawin Biały Jar we wschodnich Karkonoszach jest równocześnie miejscem aktywnych procesów erozyjnych (ryc. 5.9). Lawiny śnieżne, szczególnie te powodowane przez narciarzy, są w zasadzie jedyną przyczyną śmierci ludzi wskutek ruchów masowych w polskich Sudetach, nie licząc skutków uderzenia odłamkiem skalnym na trasie turystycznej w Jarze Kamieńczyka 22 czerwca 1973 r. Wydarzenie z 20 marca 1968 r., kiedy to lawina śnieżna w Białym Jarze zaskoczyła grupę 24 osób, uśmiercając 19 z nich, pozostaje najtragiczniejszym zdarzeniem lawinowym w Polsce (Margas, Szymczak 1969).

Ryc. 5.9. Geomorfologiczne efekty współczesnych procesów erozyjnych w Białym Jarze (wschodnie Karkonosze) (fot. K. Parzóch)

5.4.2. Spłukiwanie i erozja linijna

W warunkach sudeckich i przedgórskich spłukiwanie jest najbardziej powszechnym procesem morfogenetycznym zachodzącym na stokach, jednak jego efektywność oraz częstotliwość występowania są bardzo zróżnicowane, w zależności od stopnia i rodzaju pokrycia terenu przez roślinność oraz użytkowania terenu.

Na zalesionych, przeważnie zadarnionych stokach górskich Sudetów spływ powierzchniowy odbywa się sporadycznie, co wynika także z dobrej przepuszczalności większości gruzowo-gliniastych pokryw zwietrzelinowych i stokowych. Współczynniki filtracji wynoszą w nich z reguły powyżej 1 m na dobę (Tomaszewski 1979, Tarka 1997). Jego efektywność geomorfologiczna jest znikoma. Pomiary prowadzone na poletkach eksperymentalnych w piętrze leśnym Karkonoszy i Masywu Śnieżnika (Bieroński i in. 1992, Klementowski 2002) wykazały, że średnie obniżanie powierzchni terenu w wyniku spłukiwania wynosi w przeliczeniu zaledwie 0,02–0,05 mm na 1000 lat. Niewiele większe wartości odnotowano na zrębach zupełnych i wiatrowałach (dużych obszarach, na których drzewa zostały wyrwane z korzeniami i przewrócone), które są szybko kolonizowane przez roślinność trawiastą. Nawet podczas katastrofalnych opadów w lipcu 1997 r. rzeźbotwórcze efekty spłukiwania na stokach Sudetów Wschodnich okazały się znikome (Czerwiński, Żurawek 1999, Klementowski 2002).

Znacznie większa jest efektywność spłukiwania na stokach użytkowanych rolniczo, szczególnie podczas intensywnych opadów. Obszarem, w którym proces

ten osiąga największe natężenie, są Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie, na których powszechnie występują pokrywy lessowe. Niestety skutki ulew dla rzeźby stoków zostały tylko fragmentarycznie udokumentowane w literaturze (Górecki, Klementowski 1989, Teisseyre 1994). Podczas pojedynczych epizodów opadowych obniżenie powierzchni stoków dotkniętych spłukiwaniem dochodziło do 10 mm, a grubość osadzonej u podnóża stoku warstwy namytej (deluwialnej) przekracza 20 cm.

Generalnie na terenie Sudetów i ich przedpola badania denudacji mechanicznej/erozji gleb nie były prowadzone na większą skalę, ani przestrzenną, ani czasową. Wartości denudacji znane dla tego obszaru opierają się na danych z czterech źródeł (tab. 5.3):

1) Szacowanie denudacji na postawie materiału zdeponowanego w zbiornikach wodnych zamykających zlewnie różnych wielkości. Większość obserwacji pochodzi z Sudetów Zachodnich, głównie z Karkonoszy (m.in. Bieroński i in. 1992, Katrycz 1998, Parzóch 2005a, b), a ponadto ze Zbiornika Otmuchowskiego na przedpolu Sudetów Wschodnich (Wiśniewski 1962, Bolesta 1966).
2) Wartości erozji gleby obliczane na podstawie pomiarów na poletkach eksperymentalnych zlokalizowanych w Masywie Śnieżnika (Klementowski 1996) oraz w Karkonoszach (Bieroński i in. 1991). Obserwacje te były jednak krótkoterminowe (1–2 lata), a większość poletek znajdowała się na obszarze zalesionym.

Tabela 5.3. Wartości erozji gleby (denudacji) w Sudetach i na ich przedpolu w oparciu o różne metody obliczeniowe i źródła (wg Latocha i in. 2016, zmodyfikowane)

Metoda pomiaru	Źródło	Erozja gleby	
		[mm·a^{-1}]	[t·ha^{-1}·a^{-1}]
Depozycja w zbiornikach wodnych	Wiśniewski 1962, Bolesta 1966, Jahn 1968, Chomiak i in. 1969, Jońca 1971, Bieroński i in. 1992, Traczyk 1991, Katrycz 1998, Parzóch, Sobczyk 2004	0,0002–0,1	0,003–1,5
Poletka eksperymentalne	Bieroński i in. 1992, Klementowski 1996	0,000266–0,023 0,0001–6,6667	0,00399–0,345 0,0015–100,0005
Terasy rolne	Latocha 2005, 2007a, 2009, 2012, Latocha, Urbanowicz 2010	0,15–2,67 0,28–1,35	2,25–40,05 4,2–20,25
Modelowanie erozji gleby (model RUSLE)	Latocha i in. 2016	0,01–0,52* (historyczna/ średnia: 0,27) 0,01–0,21* (współczesna/ średnia: 0,06)	0,15–7,8* (historyczna/ średnia: 4,05) 0,15–3,15* (współczesna/ średnia: 0,90)

* zakres odnosi się do średnich wartości różnych klas użytkowania gruntów

3) Ocena wielkości erozji historycznej na dawnych gruntach ornych na podstawie badań terenowych – pomiarów morfometrycznych dawnych teras rolnych i szacowaniu objętości materiału stokowego zatrzymanego na ich zapleczu. Pomiary te były prowadzone na obszarze Masywu Śnieżnika, Gór Złotych i Gór Sowich (Latocha 2005, 2007a, Latocha, Urbanowicz 2010).
4) Szacowanie erozji gleby za pomocą modelu RUSLE. Modelowanie przeprowadzono dla testowego obszaru powiatu kłodzkiego, obejmującego część Sudetów Wschodnich i część Sudetów Środkowych, uwzględniając erozję historyczną (dane odnośnie do użytkowania terenu i klimatu z przełomu XIX i XX w.) i współczesną (Latocha i in. 2016).

Uzyskane wyniki wskazują, że zarówno litologia i topografia podłoża, jak i użytkowanie terenu są istotnymi czynnikami wpływającymi na intensywność spłukiwania materiału ze stoków. Jednocześnie należy traktować te dane wyłącznie jako szacunkowe, ze względu na krótki czas prowadzonych obserwacji procesów współczesnych (a tym samym ich dużą zależność od warunków pogodowych w okresie pomiarów) oraz – w odniesieniu do procesów historycznych – niewielki zasięg przestrzenny poszczególnych obszarów badawczych. Ponadto pomiary materiału akumulowanego w większych zbiornikach wodnych w Sudetach Zachodnich są prawdopodobnie niedoszacowane, co wynika z obecności licznych mniejszych zbiorników i zapór przeciwpowodziowych oraz przeciwrumowiskowych w wyższych partiach analizowanych zlewni (Jahn 1968). Wykazano jednocześnie, że terasy rolne mogą być traktowane jako pułapki sedymentacyjne, które efektywnie modyfikują procesy erozyjno-akumulacyjne w obrębie stoku, choć wyłącznie na skalę lokalną (Latocha 2007a, 2012).

Pomimo wykazanych ograniczeń warto podkreślić, że średnia współczesna erozja gleby obliczona na podstawie modelu RUSLE dla ziemi kłodzkiej (0,06 mm a^{-1}) odpowiada średniej denudacji obliczonej dla całych Sudetów: 0,05–0,01 mm a^{-1} (Jahn 1968). Warto też zaznaczyć bardzo dużą zmianę w natężeniu erozji gleby, jaka nastąpiła w ostatnim stuleciu, do czego przyczyniły się przede wszystkim zmiany pokrycia i użytkowania terenu. Rozwój wtórnej sukcesji roślinnej na opuszczone grunty porolne, co związane było z silną depopulacją terenów górskich, przyczynił się do skutecznego zahamowania erozji. Jej średnia wielkość zmalała o 76,2% (z 4,03 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$ w XIX w. do obecnych 0,96 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$), przy czym na najwyżej położonych i najbardziej stromych stokach, gdzie dawne grunty orne zostały zastąpione trwałymi użytkami zielonymi i lasami, spadek ten był jeszcze większy i wyniósł 92–99%, z 15–17 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$ do mniej niż 1 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$ (Latocha i in. 2016).

Drugim, obok spłukiwania, procesem kształtującym rzeźbę stoków, a związanym ze spływem wody, jest erozja linijna. Obejmuje ona mniejsze powierzchnie, ale jej efekty są daleko bardziej spektakularne.

Na obszarze górskim erozja linijna, w tym wąwozowa, rozwinęła się przede wszystkim na terenach rolniczych, wzdłuż nieutwardzonych polnych dróg dojazdowych. Największe formy holwegów (wąwozów drogowych) występują zwykle w dolnych partiach stoków, przede wszystkim w mniej odpornych skałach

osadowych (głównie w piaskowcach), natomiast w skałach krystalicznych ich występowanie jest ograniczone do obszarów z grubą warstwą zwietrzeliny (gnejsy, łupki krystaliczne, granity) lub pokrywą deluwialną. Rozwój największych holwegów nawiązuje do stoków o najwyższym nachyleniu, gdzie drogi były prowadzone zgodnie ze spadkiem. Długość wąwozów drogowych występujących w Sudetach na ogół nie przekracza kilkuset metrów, natomiast ich głębokość może dochodzić do 4 m, przy średniej głębokości 1–2 m (Włosińska 2011, Migoń, Latocha 2018). Czudek (2005) wskazuje, że gęstości wąwozów przekraczające 2 km·km^{-2} są rejestrowane na skałach najbardziej podatnych na erozję, natomiast obserwacje w Górach Stołowych wykazały zagęszczenie holwegów na dawnych gruntach rolniczych od 0,2 do 1,9 km·km^{-2}, w zależności od spadku stoku i podłoża skalnego (Latocha 2014). Większość wąwozów drogowych związanych z dawnymi terenami rolniczymi to obecnie formy nieaktywne, świadczące o dużo większej intensywności erozji linijnej w przeszłości niż obecnie. Wiąże się to ze znacznym przyrostem powierzchni zalesionych i zadarnionych kosztem gruntów ornych w XX w. oraz zaprzestaniem użytkowania wielu dróg polnych (Latocha, Migoń 2006, Latocha 2009, Latocha i in. 2016). Jednocześnie często w obrębie holwegów współcześnie nieużytkowanych obserwuje się aktywne procesy w obrębie ich skarp (spełzywanie, odpadanie, osuwanie), co prowadzi do akumulacji materii mineralno-organicznej w dnie wąwozu. Jednak nawet w takich przypadkach lokalnie wąwozy te nadal koncentrują część odpływu wody ze stoku, co zaobserwowano m.in. w głębokich holwegach na terenach rolniczych w okolicach Ratna w Sudetach Środkowych, utworzonych w podłożu klastycznych skał osadowych wieku permskiego (Włosińska 2011).

Drugim obszarem występowania form wąwozowych i współczesnych procesów erozji linijnej w Sudetach są tereny intensywnej gospodarki leśnej przy użyciu ciężkiego sprzętu. Erozji wybitnie sprzyja obecność gęstej sieci dróg leśnych, w tym nieutwardzonych lub o zniszczonej nawierzchni, ścieżek oraz szlaków (ryz) zrywkowych, które podczas intensywnych opadów zaczynają pełnić funkcję epizodycznych koryt (Parzóch 2001a, 2002, Klementowski 2002, Kasprzak 2005, Góra 2010, Parzóch, Migoń 2010). Odsłanianiu powierzchni stokowej i poddawaniu jej procesom erozyjnym sprzyja także wydeptywanie roślinności wzdłuż szlaków poddanych intensywnej presji turystów, co udokumentowano w Karkonoszach (Kasprzak 2006) i w Górach Stołowych (Migoń i in. 2011, Owczarek, Kassa 2011). Przeciętne pogłębienie rynien erozyjnych podczas pojedynczych epizodów skoncentrowanego spływu wód stokowych wynosi 0,01–0,3 m, ale podczas ulew o znacznym natężeniu może ono sięgać 2 m (Parzóch 2002), a wyjątkowo nawet ponad 4 m (Czerwiński, Żurawek 1999) (ryc. 5.10). Tak znacznej erozji towarzyszy depozycja materiału w formie stożków torencjalnych. Dalsze pogłębianie rynien jest utrudnione ze względu na cechy podłoża. Zwykle po rozcięciu piaszczysto-pylastych pokryw deluwialnych intensywność rozcinania słabnie, a rynny podlegają poszerzaniu. Na bardziej stromych stokach rozcinane są także zalegające niżej gruzowo-gliniaste pokrywy soliflukcyjne, a erozję hamuje dopiero strop dolnych, kamienistych horyzontów pokrywy zwietrzelinowej lub lita skała

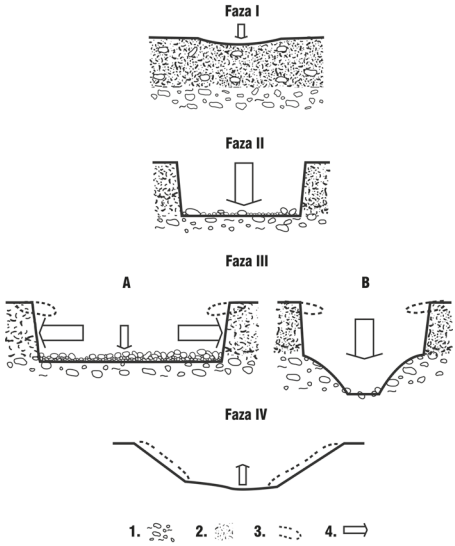
Ryc. 5. 10. Skutki erozji linijnej na drodze leśnej podczas silnych opadów w Górach Bardzkich w sierpniu 2006 r. (fot. P. Migoń)
A – w trakcie opadów, B – finalny efekt rozcinania powierzchni drogi

(Parzóch 2001a; ryc. 5.11). Cechy morfometryczne ryz zrywkowych, zwłaszcza ich głębokość, wykazują zależność od litologii podłoża i charakteru pokrywy zwietrzelinowej, nachylenia stoku, stopnia ich porośnięcia roślinnością, a także od ich lokalizacji w obrębie stoku (Góra 2010). W przypadku bardziej intensywnych prac leśnych przekształcaniu podlegają nie tylko drogi i szlaki zrywkowe, ale też całe powierzchnie stoków, których morfologia staje się bardzo chaotyczna (Borecka 2009, Borończyk 2009).

Erozję linijną współcześnie można obserwować w Sudetach również na stokach narciarskich. Są to jednak formy niewielkich rozmiarów i w większości efemeryczne. Pomiary żłobin erozyjnych na stokach narciarskich w Karkonoszach wykazały następujące wartości: szerokość 5–50 cm, głębokość 10–70 cm, długość od kilkunastu centymetrów do 20 m (Paszkiewicz 2008). Natomiast dla form erozyjnych w Masywie Śnieżnika, w rejonie Czarnej Góry, wartości te wynoszą: szerokość 25–60 cm, głębokość 3–14 cm (sporadycznie powyżej 20 cm), długość 3–9 m, maksymalnie do 20 m (Kierepka 2016). W obu przypadkach wykazano, że zdecydowanie większą rolę w inicjowaniu procesów erozyjnych odgrywa ciężki sprzęt stosowany na stokach do przygotowania tras niż bezpośrednie oddziaływanie narciarzy. Jednocześnie jednak formy erozyjne są niwelowane w trakcie prac renowacyjnych tras narciarskich, stąd ich znikoma trwałość w rzeźbie terenu. Również kilkuletni monitoring prowadzony na stokach narciarskich w Karkonoszach potwierdził, że oddziaływanie narciarstwa na morfologię stoków jest

minimalne ze względu na zwartą pokrywę darniową (Parzóch 2016). Procesy erozyjne są zauważalne przede wszystkim w pierwszej fazie budowy i przygotowania infrastruktury narciarskiej, jednak bardzo szybko ulegają spowolnieniu i zanikowi. Jednocześnie przy odpowiednio stosowanych zabezpieczeniach można praktycznie całkowicie uniknąć nasilenia procesów erozyjnych na tych obszarach.

W przeciwieństwie do Sudetów formy związane z erozją wąwozową są znacznie powszechniejsze na Przedgórzu Sudeckim, w pasie występowania lessu. W środkowej części Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich gęstość wąwozów wynosi średnio 0,13 km·km^{-2}, ale wartości maksymalne sięgają 3,2 km·km^{-2} (Jary, Kida 2002). Na Płaskowyżu Głubczyckim odpowiednie wartości wynoszą 0,1 i 1,9 km·km^{-2} (Jary 1991). Wartości te, wyraźnie niższe od stwierdzonych we wschodniej Polsce, wynikają ze specyficznej litologii lessów i wysokiego udziału procentowego minerałów ilastych, co czyni je mniej podatnymi na erozję liniową. Głębokość wąwozów w okolicach Niemczy i Strzelina dochodzi do 12 m, a o ich aktywnym rozwoju świadczą pionowe ściany zamknięć, progi erozyjne w dnach oraz przejawy sufozji na zboczach w postaci nisz i kotłów (Maziarz i in. 2012). Większość form znajduje się jednak w bardziej dojrzałym stadium parowu i jest zarośnięta bądź wręcz jest położona w lesie, co może wskazywać na powtórne wkroczenie lasu na dawne tereny użytkowane rolniczo.



Ryc. 5.11. Rozwój rynien erozyjnych indukowanych antropogenicznie w górskich masywach sudeckich (wg Parzócha 2001a)

1 – plejstoceńskie pokrywy stokowe gliniasto-gruzowe, 2 – późnoplejstoceńskie i holoceńskie pokrywy deluwialne, 3 – okapy mineralno-darniowe, 4 – kierunki i względna intensywność procesów pogłębiania i poszerzania rynny

5.4.3. Procesy biogeomorfologiczne

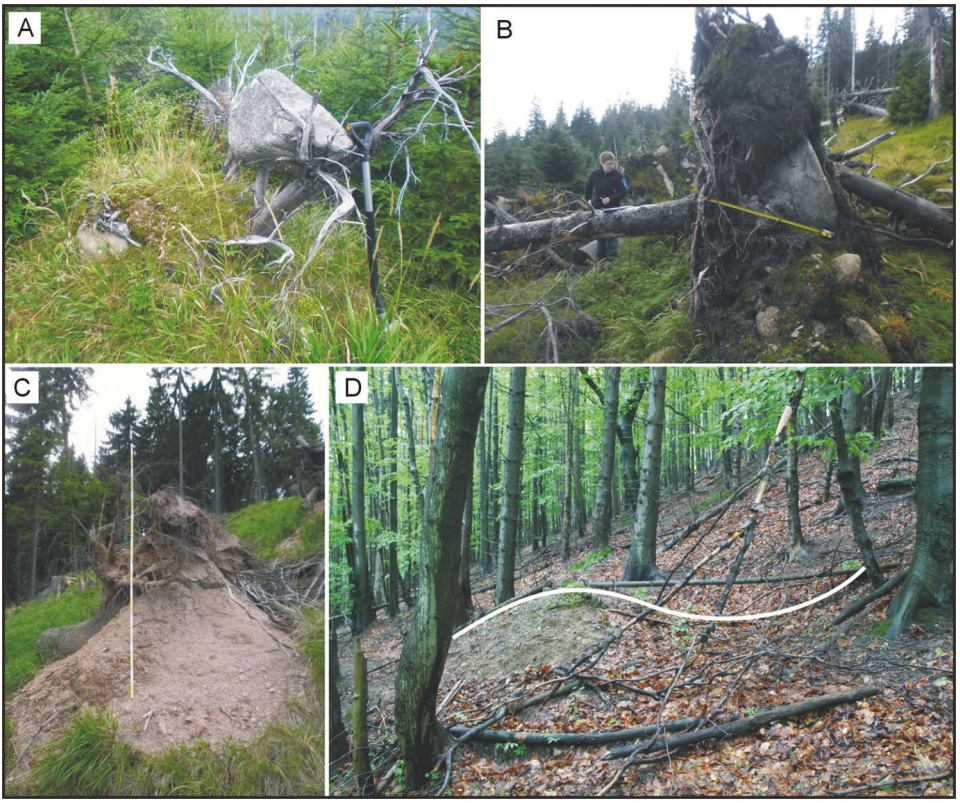
Biogeomorfologia jako subdyscyplina w obrębie geomorfologii narodziła się pod koniec lat 80. XX w., a procesy biogeomorfologiczne zdefiniowano jako te, które są inicjowane lub modyfikowane przez działalność organizmów żywych (Viles 1988). Zakres zainteresowania biogeomorfologii obejmuje także formy rzeźby, które w pewnych przypadkach mogą mieć w całości genezę organiczną, np. biohermy, kopce ziemne budowane przez mrówki i termity czy kopce typu *Mima mounds* budowane w Ameryce Północnej przez gryzonie z rodziny gofferowatych. Bezpośredni lub pośredni wpływ organizmów żywych w tych strefach klimatycznych,

w których komponenty biosfery mogą się swobodnie rozwijać, obejmuje w zasadzie wszystkie przejawy aktywności morfogenetycznej: wietrzenia, erozji, transportu i akumulacji. Ze względu na stosunkowo nieodległe w czasie zainicjowanie badań w tym kierunku, rozpoznanie form i procesów biogeomorfologicznych (lub biogenicznych) w Sudetach jest jak dotąd fragmentaryczne i obejmuje zaledwie pojedyncze gatunki flory i fauny. Tym samym ocena biomorfodynamiki domen morfogenetycznych Sudetów jest wciąż niewystarczająca, a w wielu miejscach nie podjęto jeszcze żadnych prób analizy w tak ujętym kierunku badawczym, zwłaszcza w podsystemie korytowym i dolinnym.

Pierwsze próby opisu i ujęcia ilościowego procesów biogeomorfologicznych w Sudetach należy przypisać Jońcy (1964, 1975), który oszacował wartości denudacji stoków w wyniku aktywności biologicznej różnych gatunków zwierząt (np. kretów). Książka Jońcy wydana w 1975 r., choć praktycznie niezauważona, była prawdopodobnie pierwszym tego typu opracowaniem na świecie. Kolejna taka pozycja, opisująca przejawy aktywności fauny ujęte następnie w ramach tzw. zoogeomorfologii, pojawiła się dopiero dwadzieścia lat później (Butler 1995).

Jak dotychczas w Sudetach najlepiej opracowane zostało zagadnienie biotransportu, pedoturbacji (zaburzeń gleb) i formowania mikrotopografii stoku (morfologii wykrotowej) w wyniku procesu saltacji wykrotowej drzew w następstwie naporu bardzo silnego wiatru (w leśnictwie zjawisko to jest określane jako wiatrowały lub wywroty). Pierwsze obserwacje zostały przeprowadzone przez Hasińskiego (1971) w Karkonoszach i odnosiły się do przebiegu denudacji na obszarach wiatrowałów. Na rzeźbotwórczą rolę wykrotów drzew zwrócił uwagę Parzóch (2001b), opisując mikrorelief stoku zalesionego złożonego z kopców i zagłębień posaltacyjnych. Ten sam proces został następnie ujęty w systemie denudacyjnym Karkonoszy (Parzóch i in. 2008). Zagłębienia są miejscami, gdzie rozwijały się bryły korzeniowe drzew przed ich powaleniem, natomiast sąsiadujące z nimi kopce uformowane zostały w efekcie degradacji materiału glebowo-zwietrzelinowego wyniesionego z karpą wyrwanego drzewa oraz w efekcie dekompozycji samego systemu korzeniowego podtrzymującego materiał skalny (Pawlik 2009, 2012a, Migoń i in. 2011).

W Sudetach badane były zarówno formy reliktowe w postaci morfologii wykrotowej, jak i formy współczesne, powstałe przede wszystkim po orkanie Cyryl 18–19 stycznia 2007 r. (Pawlik i in. 2012, 2013, 2016, 2017, Pawlik 2013a, b, 2014, 2015). Katastrofalny charakter zniszczeń w drzewostanach sudeckich w trakcie tego epizodu huraganowego wiatru (ponad 1 mln m^3 zniszczonych drzew), przede wszystkim w Górach Suchych będących częścią Gór Kamiennych (Pawlik 2012b), oraz duży odsetek drzew wyrwanych z korzeniami w stosunku do złamanych (wiatrowałów względem wiatrołomów), który wyniósł 80% i objął głównie świerki, uwidocznił dużą rolę procesu saltacji wykrotowej w biotransporcie mas skalnych, pedoturbacji, a nawet w biomechanicznym wietrzeniu spękanego podłoża skalnego. Fragmenty skalne odseparowane od podłoża w trakcie wykrotowania nierzadko osiągają 1 m długości, a w dnie zagłębień wykrotowych odsłania się lita skała (ryc. 5.12). Takie następstwa dotyczą w zasadzie każdej



Ryc. 5.12. Efekty geomorfologiczne procesu saltacji wykrotowej
A i B – karpy przewróconych drzew w różnym stopniu dezintegracji i rozkładu drewna z widocznymi dużymi fragmentami granitu w systemach korzeniowych drzew (Karkonosze Polskie, A – czas powalenia drzewa nieznany, B – efekt orkanu Cyryl z 2007 r., w obu przypadkach udokumentowano stan z 2011 r.), C – karpa powalonego drzewa w efekcie orkanu Cyryl, widoczny duży stożek poniżej karpy składający się z materiału glebowego wyniesionego wraz z systemem korzeniowym drzewa (Góry Suche, stan z 2010 r.), D – przykład reliktowej morfologii wykrotowej na stoku Rogowej Kopy w Górach Stołowych (biała linia wyznacza przebieg kopca i zagłębienia, wiek powstania wywrotu nieznany, stan z 2015 r.) (wszystkie fot. Ł. Pawlik)

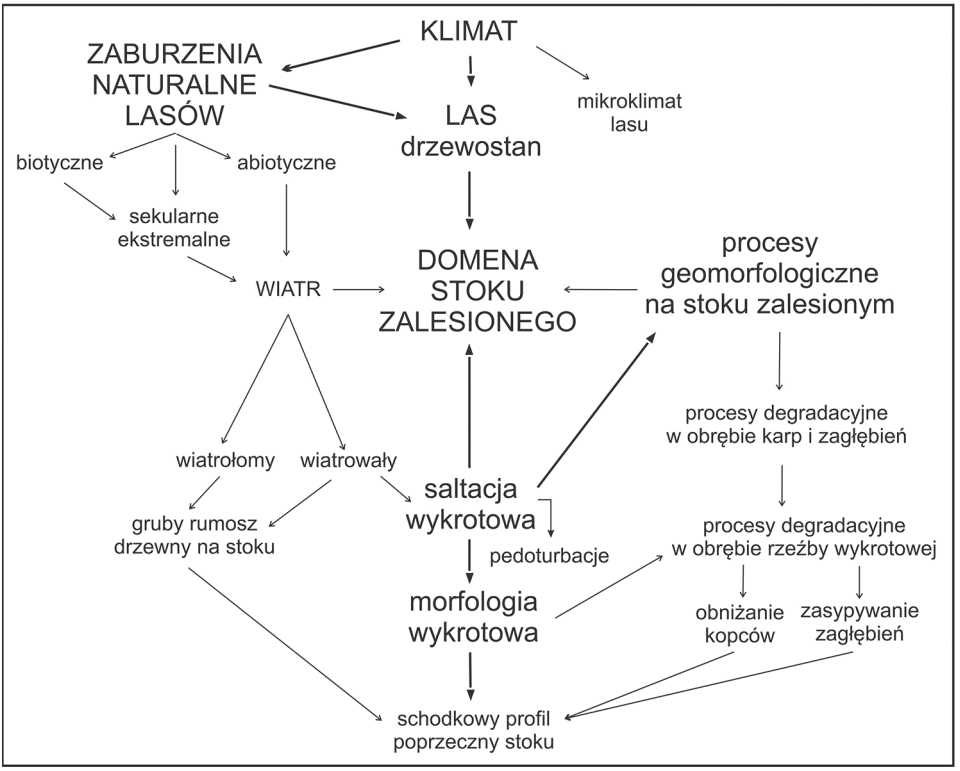
powierzchni pokrytej lasem, bez względu na rodzaj gleby, podłoża geologicznego, nachylenia stoku czy ekspozycji. Proces ten występuje zarówno w reglu górnym, jak i dolnym, podsystemie stokowym, jak i korytowo-dolinnym. Natomiast jednym z najważniejszych czynników, który decyduje o dużym natężeniu zniszczeń w lasach sudeckich, jest gospodarczy charakter drzewostanów. W miejscach, gdzie dominują monokultury świerkowe pochodzenia antropogenicznego (nasadzone), zniszczenia są szczególnie duże, a tym samym następstwa geomorfologiczne powalania drzew przez ich wyrwanie z korzeniami mogą być powszechne. Gospodarcza działalność człowieka w lasach ma swoje konsekwencje także w niewielkiej możliwości uformowania i przetrwania unikatowej obecnie w Sudetach

morfologii wykrotowej. Ponieważ karpy są odcinane od pnia, wykorzystywanego następnie jako drewno gospodarcze, często wracają do zagłębienia pod wpływem siły ciężkości.

W Sudetach pomierzono m.in. objętości karp powalonych drzew. Ich średnie objętości wyniosły w Karkonoszach 0,4–1,4 m^3, w Górach Suchych 2,4–4,2 m^3, natomiast w Górach Stołowych 0,6 m^3. W przeliczeniu na wartości transportu uzyskano następujące wyniki: od 41 $m^3 \cdot ha^{-1}$ w Karkonoszach do 81 $m^3 \cdot ha^{-1}$ w Górach Suchych (Pawlik 2013a, b, 2014, Pawlik i in. 2016). Dane te odnoszą się do pojedynczych zdarzeń wiatrowych. Pomiary reliktowej morfologii wykrotowej dały następujące wyniki: w Górach Stołowych – 1,6·1,7 m^{-3} (odpowiednio podano średnią objętość zagłębień i kopców), w Górach Suchych – 1,5 m^3 (ta sama średnia wartość dla zagłębień i kopców), w obrębie Muchowskich Wzgórz na Pogórzu Kaczawskim – 1,5·2,6 m^{-3} i 1,4·3,1 m^{-3} na chronionym obszarze Broumovská Vrchovina w czeskiej części Sudetów Środkowych. Dane te odpowiadają średniemu transportowi od 15,3 $m^3 \cdot ha^{-1}$ w Górach Suchych do 61,5 $m^3 \cdot ha^{-1}$ w Górach Stołowych i dotyczą stoków o nachyleniu 15–25°, nie jest natomiast możliwe stwierdzenie, czy w tych przypadkach rzeźba kopców i zagłębień jest wynikiem jednego epizodu morfotwórczego czy większej ich liczby. Podkreślić jednak należy, że w przypadku saltacji wykrotowej transport na niewielkie odległości może zachodzić nawet na powierzchniach płaskich. Formą diagnostyczną w tej sytuacji, zarówno dla biotransportu, jak i zaburzeń glebowych, są kopce i zagłębienia posaltacyjne oraz karpy powalonych drzew. Często przy minimalnym transporcie dochodzi tylko do wymieszania materiału glebowego, który prawie w całości wraca do zagłębienia.

W Sudetach zaobserwowano szereg istotnych następstw geomorfologicznych i pedogenetycznych procesu saltacji wykrotowej (Pawlik i in. 2013, 2017, Pawlik, Kasprzak 2015):

- kopce i zagłębienia wykrotowe, których występowanie w większym nagromadzeniu nabiera funkcji diagnostycznej i biowskaźnikowej, potwierdzając obecność lasu; morfologia wykrotowa świadczy jednoznacznie o powaleniu drzew przez silny wiatr, który jest głównym czynnikiem kształtującym dynamikę lasu w strefie klimatu umiarkowanego, na stokach o nachyleniu niewielkim do umiarkowanego;
- odsłonięte bruki stokowe, również takie, które powstały po degradacji karp i osunięciu się wielu fragmentów skalnych w dół stoku;
- skorupy gruzowe powstałe z przemycia materiału glebowego na szczytach i zboczach kopców;
- formy akumulacji gruzu poniżej karp, w postaci niewielkich stożków powstałych w efekcie degradacji (erozji i odpadania) materiału glebowego wyniesionego w karpach powalonych drzew;
- naruszenie profili glebowych do głębokości 1 m, w niektórych przypadkach aż do głębokości zalegania spękanej skały podłoża; przemieszczanie fragmentów skalnych nawet we frakcji blokowej (w Karkonoszach o maksymalnej długości krawędzi bloków granitowych do 185 cm).



Ryc. 5.13. Schemat zależności i interakcji różnych czynników inicjujących saltację wykrotową i prowadzących do powstania morfologii wykrotowej

Morfologia wykrotowa jest dość trwała i w warunkach sudeckich może przetrwać nawet powyżej 100 lat. Ze względu na fakt, że huraganowy wiatr powodujący wiatrowały jest stałym elementem reżimu klimatu umiarkowanego, szczególnie w regionach górskich, takich jak Karkonosze z dużą liczbą dni z wiatrem fenowym, natomiast areał obszarów zalesionych systematycznie wzrasta, należy spodziewać się dalszych przejawów aktywności procesu saltacji wykrotowej (ryc. 5.13). Istotną kwestią oczekującą definitywnego rozstrzygnięcia lub przynajmniej pewnego przybliżenia jest oddziaływanie przebudowy (renaturalizacji) drzewostanów sudeckich na ich podatność na zniszczenia przez silny wiatr oraz wpływ zmian klimatycznych na cechy wiatru (prędkość, kierunek, porywistość), z dalszymi tego implikacjami dla dynamiki ekosystemów leśnych i domen geomorfologicznych w obrębie stoków i den dolin rzecznych.

Ze względnie dobrym rozpoznaniem morfogenetycznej roli wiatru i wywołanej nim saltacji wykrotowej kontrastuje bardzo skromny stopień rozpoznania roli zwierząt w kształtowaniu rzeźby stoków, zarówno zalesionych, jak i odsłoniętych, użytkowanych rolniczo. Rozproszone obserwacje wskazują, że zwłaszcza na obszarach zbudowanych z luźnych lub słabo skonsolidowanych utworów

powierzchniowych znaczącą rolę odgrywają zwierzęta ryjące, głównie lisy i borsuki. Kopce i stożki zbudowane z materiału mineralnego towarzyszące wejściom do niekiedy rozbudowanych systemów korytarzy osiągają do kilku metrów wysokości, natomiast same korytarze sprzyjają rozwojowi procesów sufozji mechanicznej, co stwierdzono na obszarach lessowych o rzeźbie wąwozowej.

5.5. Procesy kształtujące dna dolinne

5.5.1. Procesy sekularne

W Sudetach występuje gęsta sieć cieków różnego rzędu i o różnej morfologii koryta. W najwyższych partiach stoków występują tzw. strumienie stokowe (Bieroński 1994a), niewykształcające form dolinnych i płynące po podłożu luźnych utworów zwietrzelinowo-stokowych. Większość dolin wciosowych w obrębie górskich masywów Sudetów cechuje się obecnością koryt rozwiniętych w przemytych pokrywach głazowych, ze sporadycznie występującymi niskimi progami skalnymi i rumoszowymi. Grubofrakcyjny materiał mineralny występujący w dnach dolin jest rezydualnym brukiem, powstałym przez selektywną erozję plejstoceńskich stokowych pokryw soliflukcyjnych i krótki transport podczas większych wezbrań. Koryta skalne są stosunkowo nieliczne, podobnie jak wodospady, nawet przy dużych spadkach podłużnych. Towarzyszą one głównie makroformom pochodzenia tektonicznego (progom tektonicznym) we wszystkich piętrach wysokościowych gór – przykładami mogą być jar Wilczki w Międzygórzu przy zachodnim progu Masywu Śnieżnika, skalny odcinek koryta Kamiennej między Szklarską Porębą a Piechowicami w Karkonoszach, graniczny odcinek Izery powyżej ujścia Jizerki czy pojedyncze odcinki Kwisy powyżej Świeradowa-Zdroju. Występują jednak także w dnach kotlin, jak w przypadku koryta Kwisy w Kotlinie Mirskiej. Wskazuje to na istnienie śródgórskich stref erozyjnych. Z racji dużej odporności krystalicznych skał podłoża na erozję odcinki koryt skalnych pełnią funkcje korytarzy tranzytowych dla rumowiska rzecznego.

W obrębie szerokich den dolinnych kotlin śródgórskich i pogórzy występują przeważnie systemy jednokorytowe, wcięte do głębokości 1–5 m w holoceńskie utwory aluwialne. Koryta są głównie kręte, rzadziej meandrujące, żwirodenne (Kasprzak 2010a). W odcinkach cechujących się wyraźnym zmniejszeniem spadku podłużnego powstały wielokorytowe systemy anastomozujące, z kilkoma równorzędnymi ramionami wciętymi w równinę zalewową zbudowaną z utworów kohezyjnych (Teisseyre 1991). Opisane one zostały m.in. w Kotlinie Kamiennogórskiej, Kotlinie Krzeszowskiej i dolinie Oławy na Przedgórzu Sudeckim. Zaskakujący jest brak w Sudetach dobrze rozwiniętych, trwałych systemów wielonurtowych koryt roztokowych, obecnych dość powszechnie w Karpatach. Trudno też mówić o naturalnym układzie koryt rzecznych w niższych położeniach wysokościowych. Wszystkie koryta większych rzek sudeckich są przynajmniej częściowo uregulowane, także wiele koryt potoków

w wyższych partiach stoków jest przekształconych przez wprowadzenie korekcji progowych, zapór przeciwrumowiskowych i kamiennych opasek wzdłuż brzegów (Witek 2012a, b, Latocha, Witek 2013, Witek-Kasprzak 2018). Rumosz drzewny w korytach występuje sporadycznie, a jeśli pojawia się po wezbraniach, to jest szybko usuwany za pomocą ciężkiego sprzętu.

Przebieg współczesnej morfogenezy den dolinnych w Sudetach i na Przedgórzu jest generalnie słabo poznany, szczególnie pod względem ilościowym, co kontrastuje z ogólnie dobrym stanem rozpoznania współczesnej morfogenezy fluwialnej Karpat. Niewiele wiadomo także o dynamice transportu fluwialnego w zakresie materiału zawieszonego i rozpuszczonego i jego sezonowej zmienności, zwłaszcza w odniesieniu do większych rzek. Prowadzony w ostatnich latach monitoring przemieszczania największych elementów skalnych w korycie Łomniczki w Karpaczu Wilczej Porębie wykazał, że w latach 2011–2016 dochodziło do przemieszczania się żwirów i głazów o średnicy dłuższej osi dochodzącej do 0,8 m (Walicka i in. 2019). Ich przemieszczenia poziome dochodziły do 2–3 m. Mniejsze elementy rumowiska, wyniesione poza monitorowany odcinek koryta, przemieściły się w tym czasie, głównie wskutek wezbrania w lipcu 2013 r., nawet o 15 m. W pobliskiej małej zlewni Wilczego Potoku transport substancji rozpuszczonych wynosi około 50 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$, co odpowiada średniemu rocznemu obniżeniu powierzchni zlewni o 0,02 mm (Bieroński i in. 1992). Całkowita denudacja chemiczna jest jednak bliska zeru, o czym decyduje znaczna mineralizacja opadów i osadów atmosferycznych.

Można przyjąć, że koryta rzek zachodniosudeckich są stabilne pod względem przebiegu procesów erozyjno-akumulacyjnych i w warunkach naturalnych dopasowane do przepływów wezbraniowych. System fluwialny cechuje się mniejszą dynamiką od systemu fluwialnego Karpat. Katastrofalne w skutkach zmiany rzeźby dolinnej znane są jedynie ze źródeł historycznych, opisujących największe regionalne powodzie XVIII i XIX w., o prawdopodobieństwie wystąpienia $p \leq 1\%$.

W trakcie stosunkowo krótkich (maksymalnie kilkunastoletnich) serii obserwacyjnych w korytach górskich potoków stokowych i dolinnych odnotowano zarówno efekty erozji dennej, jak i akumulacji bez jednoznacznych tendencji (Bieroński, Tomaszewski 1979). Procesy erozji i akumulacji rzecznej mogą współwystępować i dotyczyć tych samych miejsc. Dzieje się tak w dnie koryt i na powierzchni równiny zalewowej, kiedy czoło fali odpowiada za erozję danej strefy, a w jej ogonie dochodzi do depozycji rumowiska. Miejsc takich nie można zakwalifikować według dominującej roli jednego procesu. Współwystępowanie erozji i akumulacji dotyczy też zapór z rumoszu drzewnego (depozycja rumowiska od strony doprądowej i rozwój kotłów eworsyjnych w części zaprądowej) i koron zapór (akumulacja nad ponurem, erozja poniżej poszuru). W tej sytuacji efekty morfologiczne procesów fluwialnych prowadzą do powiększania lokalnych różnic wysokościowych w obrębie dna doliny. Odcinki poniżej zapór są najwyraźniejszą strefą erozji dennej i wgłębnej.

Także powierzchnie stożków napływowych rozwiniętych w Sudetach poniżej krawędzi morfologicznych nie wykazują współcześnie dużej aktywności.

Zmiany korytowe mają miejsce jedynie w części proksymalnej stożków albo poniżej ich dolnej krawędzi. Co więcej, główne przełomy rzeczne również nie są typowymi odcinkami erozyjnymi. Za takowe uznać należałoby jedynie odcinki jarowe dolin, zwłaszcza gardziele skalne. Nawet jednak w tych strefach zachodzi specyficzna akumulacja największych elementów rumowiska. Dostawie rumowiska do koryta na odcinkach gardzieli sprzyjają procesy stokowe (odpadanie), związane z cechami litologicznymi i spękaniem ścian skalnych.

Ważną rolę morfogenetyczną odgrywają rezydualne bruki korytowe, powstrzymujące postęp erozji dennej i powodujące jej zastępowanie erozją boczną. Istotne są też progi, powstające wskutek zatorów rumowiskowych i organicznych. Przy ogólnie niewielkim transporcie dennym w korytach potoków górskich pełnią one rolę pułapek sedymentacyjnych i decydują o naprzemiennym występowaniu odcinków o przewadze erozji i akumulacji (Bieroński 1994b). Główne pułapki sedymentacyjne dla rumowiska rzecznego w Sudetach tworzą jednak sztuczne progi, zapory przeciwrumowiskowe oraz suche i mokre zbiorniki licznie budowane na początku XX w. dzięki finansowaniu zapewnionemu przez ustawę przeciwpowodziową parlamentu niemieckiego oraz z funduszy prowincji śląskiej (Kasprzak 2010b). Występują one nie tylko na głównych rzekach, ale i na mniejszych ciekach, w górnych odcinkach dolin, i efektywnie przyczyniają się do wzrostu zróżnicowania procesów erozyjno-akumulacyjnych w korycie, nawet w zlewniach o obecnie osłabionej antropopresji (Latocha 2014).

Morfogeneza koryt aluwialnych w typowych dla Sudetów kotlinach śródgórskich była przedmiotem licznych studiów A.K. Teisseyre'a (1977, 1979b, 1990), a także A. Kostrzewskiego (1970). Obserwacje prowadzone były głównie w Kotlinie Kamiennogórskiej i jej otoczeniu: na górnym Bobrze i jego dopływach – Zadrnej i Lesku oraz na Strzegomce i środkowym Bobrze. Badane rzeki wykazują wyraźną tendencję do rozwijania meandrowego wzoru koryta, czemu towarzyszy podcinanie zewnętrznych brzegów zakoli i rozwój łach po stronie wewnętrznej. Transformacja koryta prostego w kręte może dokonać się w ciągu kilkudziesięciu lat, o czym świadczą przykłady z doliny Leska. Równocześnie obserwuje się szybkie zarastanie łach meandrowych, w tym znajdujących się na nich naturalnych koryt przelewowych, co prowadzi do intensyfikacji podcinania zakola zewnętrznego. W okresie zimowym koryta rzek sudeckich poszerzają się na drodze termoerozji w drobnoziarnistych pokrywach aluwialnych. Podcięcia brzegu podczas pojedynczych epizodów odwilżowych mogą dochodzić do 1 m głębokości, a ogólnie termoerozja, aktywna przez 3–4 miesiące w roku, powoduje 60–98% rocznych ubytków brzegu (Teisseyre 1979b, 1990). Istotne znaczenie dla przebiegu procesów korytowych w krętych korytach żwirodennych ma obecność miejsc dostawy grubofrakcyjnego rumoszu ze stoku wprost do koryta. Poniżej takich miejsc w odcinkach o długości kilkudziesięciu metrów rozwija się wielonurtowy układ roztokowy (Owczarek 2004).

5.5.2. Zdarzenia ekstremalne

Zasadnicze zmiany w rzeźbie den dolinnych dokonują się podczas wezbrań, a ich skala znacznie przekracza wielkość przekształceń odnotowanych dla okresów międzywezbraniowych. Jak w przypadku innych obszarów górskich, wezbrania sudeckich rzek niejednokrotnie mają lokalny zasięg, niekiedy ograniczający się do doliny pojedynczego potoku będącej pod wpływem opadu z komórki burzowej. Nawet w przypadku powodzi w skali regionalnej nie notuje się jednakowo wysokiej aktywności systemu fluwialnego wszystkich masywów sudeckich. Opóźnienie w formowaniu fali wezbraniowych w stosunku do maksimum opadowego jest niewielkie. Ściśle nawiązuje ono do kształtu zlewni i jej cech retencyjnych. W razie wystąpienia spływu przedinfiltracyjnego może wynosić zaledwie kilka minut, co obserwowano podczas wezbrania rzeki Małej Kamiennej w Górach Izerskich w sierpniu 2006 r. (Kasprzak 2007).

W ostatnich 150 latach wezbraniami, które w największym stopniu przyczyniły się do modyfikacji koryt, były te z lat 1882, 1897, 1926, 1977, 2006 i 2010 w Sudetach Zachodnich (Teisseyre 1979a, Czerwiński 1991 – tu liczne odniesienia do starszej literatury niemieckiej, Kasprzak, Migoń 2015) oraz z lat 1997, 1998 i 2009 w Sudetach Wschodnich (Czerwiński, Żurawek 1999, Hrádek 1999, Żurawek 1999, Łach 2001, Zieliński 2001, 2003, Latocha, Parzóch 2010). Zestawienie opisanych w literaturze przedmiotu zdarzeń wraz z charakterystyką wybranych powodzi znajduje się w pracy Kasprzaka (2010b). Wzdłuż potoków i rzek sudeckich wyróżnić można trzy odcinki, cechujące się specyficznymi geomorfologicznymi efektami wezbrań.

W głębokich dolinach wciosowych rozcinających masywy górskie efekty wezbrań są niewielkie w porównaniu z dwoma pozostałymi odcinkami. Przejście fali wezbraniowej powoduje zwykle likwidację zatorów rumowiskowo-drzewnych i uruchomienie rezydualnego bruku korytowego, który w zależności od frakcji jest transportowany na różną odległość. W korycie Wilczki podczas wezbrania w lipcu 1997 r. transportowane były nawet bloki o długości ponad 4 m (Żurawek 1999). Pogłębianie dna jest jednak hamowane wzmożoną dostawą materiału ze stoku i podcinanych brzegów koryta, tak że nawet w wysoko położonych odcinkach koryt może zachodzić na dużą skalę tworzenie odsypów głazowych (Klimek i in. 2003).

Największe przekształcenia mają miejsce u podnóża rozcinanych progów morfologicznych i u wylotów odcinków przełomowych, w miejscach nagłego zmniejszenia spadku i siły nośnej rzeki, przy równoczesnym rozszerzeniu aluwialnego dna. W warunkach naturalnych odcinki te znajdowały się w obrębie stożków napływowych, których rzeźba została jednak znacznie zatarta przez rozwój osadnictwa i infrastruktury, a naturalny układ koryt został zmieniony przez regulację. Podczas wezbrań rzeki zaczynają roztokować i tworzą formy typowe dla środowiska aktywnych stożków napływowych: liczne równoległe do siebie koryta na przemian ze strefami pozakorytowej akumulacji głazowo-żwirowej (ryc. 5.14).

Ryc. 5.14. Zmiany w rzeźbie dna doliny Wilczki w Międzygórzu, w strefie nasady stożka napływowego, spowodowane wezbraniem w lipcu 1997 r. Powstanie kilku równoległych do siebie traktów przepływowych i depozycja grubego materiału wskazują na tendencję do rozwoju roztokowego wzoru koryta (fot. P. Migoń)

W dolinie Wilczki taka strefa znacznych zmian miała około 2 km długości i szerokość 300 m (Żurawek 1999), w sąsiednich mniejszych dolinach długość tych stref była odpowiednio mniejsza. Aktywnie działała erozja boczna, powodując znaczne straty materialne, powstały też liczne koryta przelewowe ścinające zakola. Grubość utworów głazowo-żwirowych zdeponowanych na terasie zalewowej sięgała 1,5 m, przy maksymalnej wielkości głazów do 50 cm. Podobne rozległe strefy akumulacji pozakorytowej powstały w lipcu 1998 r. wzdłuż Bystrzycy Dusznickiej w Polanicy-Zdroju, nieobjętej wcześniejszym wezbraniem z 1997 r. Jeszcze większe rozmiary osiągnęły formy erozyjne i akumulacyjne na przedgórskim stożku Nysy Kłodzkiej poniżej Barda, koło nieistniejącej już wsi Pilce. Łączna długość trzech nowych koryt wyciętych w równinie zalewowej wyniosła 4,5 km na odcinku o długości około 2 km (Migoń i in. 2002). Źródła historyczne wskazują, że efekty katastrofalnych wezbrań potoków karkonoskich pod koniec XIX w. w Kotlinie Jeleniogórskiej były podobne (Czerwiński 1991).

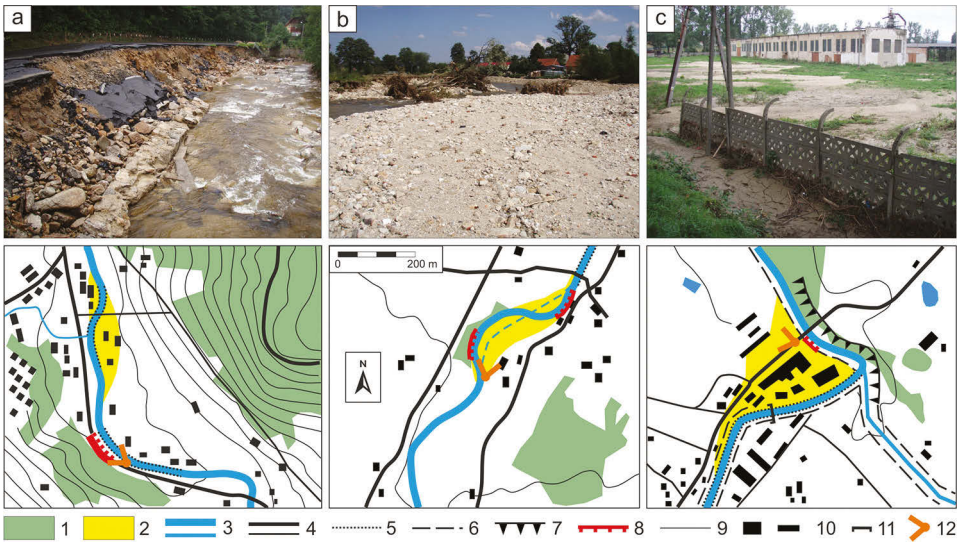
Do trzeciej grupy należą koryta w obrębie kotlin śródgórskich, w oddaleniu od progów morfologicznych. Przekształcenia rzeźby ograniczone tu były do raczej wąskich stref przykorytowych, niemniej efekty miejscami były także spektakularne. Wzdłuż Białej Lądeckiej powstały liczne nowe koryta równoległe do koryta pierwotnego (Żelazno) oraz ścinające zakola (Radochów), o długości do 450 m (Łach 2001, Migoń i in. 2002). Nadbudowa równiny zalewowej grubą warstwą

Ryc. 5.15. Efekty depozycji grubofrakcyjnych aluwiów na równinie zalewowej Białej Lądeckiej podczas wezbrania w lipcu 1997 r. Poniżej aluwia drobnoziarniste tzw. mady rolniczej (fot. P. Migoń)

żwirową, zdeponowaną na starszych piaszczysto-pylastych aluwiach, wynosiła do 0,8 m (ryc. 5.15). Na odcinkach tych powszechnie tworzą się nowe formy łach korytowych i rozwija się roztokowy wzór koryta (Teisseyre 1979a, Zieliński 2003). W czasie powodzi w 2009 r. Biała Lądecka częściowo odtworzyła wzór erozyjno-akumulacyjny obserwowany w trakcie poprzedniego katastrofalnego wezbrania, pojawiły się natomiast również nowe miejsca podcięć brzegów oraz akumulacji śród- i pozakorytowej (Latocha, Parzóch 2010).

Formy rzeźby i procesy morfologiczne związane z obiektami inżynierii wodnej i antropogenicznymi przekształceniami koryta są punktowe lub liniowe, o charakterze lokalnym, niemniej w istotny sposób decydują o współczesnych kierunkach rozwoju koryt i den dolinnych, zwłaszcza podczas wezbrań (Zurawek 1999, Parzóch 2005a, b, Latocha, Parzóch 2010, Latocha 2014, Witek-Kasprzak 2018). Przegrodzenie den dolin nawet niewielkimi groblami wymuszało w odcinkach o małym spadku powstanie układów anastomozujących, sięgających do 1 km w górę od grobli (Teisseyre 1991). Najbardziej intensywne procesy zachodzą na ogół w bezpośrednim sąsiedztwie obiektów hydrotechnicznych oraz na styku brzegu umocnionego i naturalnego (Witek 2012a, b, Latocha, Witek 2013, Witek-Kasprzak 2018).

W ostatnich dwóch dekadach za największe zdarzenia powodziowe w Sudetach można uznać powodzie na rzekach Sudetów Zachodnich w 2006 oraz 2010 r. Ich efektem były dotkliwe zniszczenia brzegów i występującej nad nimi



Ryc. 5.16. Erozyjne i akumulacyjne efekty wezbrania na Kwisie w Górach i na Pogórzu Izerskim w dniach 6–8 sierpnia 2006 r.
1 – lasy, 2 – osady pozakorytowe z sierpnia 2006 r., 3 – rzeki, 4 – drogi, 5 – mury oporowe, 6 – obwałowania, 7 – skarpy morfologiczne, 8 – odcinki erozji bocznej, 9 – poziomice, 10 – zabudowania, 11 – jazy, 12 – miejsca wykonania fotografii (wszystkie fot. M. Kasprzak, za: Kasprzak, Migoń 2015, zmienione)

infrastruktury: w sierpniu 2006 r. głównie wzdłuż Kwisy (Świeradów-Zdrój–Mirsk) (ryc. 5.16), w sierpniu 2010 r. wzdłuż Miedzianki i Witki – dopływów Nysy Łużyckiej. 7 sierpnia 2010 r. rzeka Miedzianka zniszczyła umocnione nabrzeża i uszkodziła, niekiedy doprowadzając do całkowitej ruiny, ponad 300 domów w Bogatyni. Obserwowane skutki morfologiczne i poniesione straty były bardzo podobne do zdarzeń, jakie rozegrały się w tym mieście w 1916 r.

Z punktu widzenia współczesnych tendencji morfogenezy zasadnicze znaczenie ma kwestia trwałości form powstałych podczas katastrofalnych wezbrań. Zagadnienie to zostanie omówione w dalszej części rozdziału.

5.6. Inne procesy morfogenetyczne

Stoki i dna dolin rzecznych są współcześnie najintensywniej przekształcanymi elementami rzeźby. Na powierzchniach płaskich (zrównania wododziałowe w górach, dna kotlin poza dolinami rzecznymi, wysoczyzny Przedgórza Sudeckiego) efekty współczesnych procesów rzeźbotwórczych są praktycznie niezauważalne, chyba że zostały one znacznie przekształcone antropogenicznie i pozbawione naturalnej roślinności. Wówczas zaczynają działać procesy erozyjne, ale i one ograniczone są czasowo do stosunkowo rzadkich epizodów opadowych o wyjątkowo dużym natężeniu.

Także rola rzeźbotwórcza procesów innych niż fluwialne i stokowe jest znacznie mniejsza. Na ogół nie pozostawiają one trwałych, zauważalnych śladów w postaci nowych form. Dotyczy to m.in. procesów eolicznych, których efektywne działanie jest ograniczone do nielicznych miejsc i powierzchni. W wyniku badań skutków procesów niweo-eolicznych (Jahn 1969, Kida, Jary 2002) na Pogórzu Zachodniosudeckim i na Przedgórzu Sudeckim stwierdzono, że transport przesuszonego gruntu odbywa się na niewielkie odległości, a średnie obniżenie powierzchni jest szacowane na mniej niż 0,1 mm·a^{-1}. Skutki deflacji w postaci bruków eolicznych i ostańców deflacyjnych obserwowano też w najwyższych partiach Karkonoszy, głównie wzdłuż dróg pozbawionych trwałej pokrywy roślinnej (Jahn 1979, Parzóch 1994). Podobnie efekty rzeźbotwórcze procesów mrozowych, zachodzących z niewielką intensywnością (Klementowski 1997), są znikome.

Procesy krasowe odgrywają we współczesnej morfogenezie Sudetów skromną rolę, co częściowo wynika z niewielkiej powierzchni zajmowanej przez skały węglanowe, szacowanej na niecałe 15 km^2 (Pulina 1977). Dodatkowym czynnikiem jest obserwowany w ostatnich latach zmniejszony dopływ wody do obszarów krasowych, co potwierdzają ustne relacje grotołazów penetrujących system krasowy Jaskini Niedźwiedziej w Masywie Śnieżnika. Pomiary denudacji chemicznej na obszarach krasowych pozwoliły na stwierdzenie, że w ciągu 100 lat usuwana jest powierzchniowa warstwa skały o grubości 2–3 mm, ale wartości te trudno powiązać z powstawaniem lub rozwojem konkretnych form. Tempo rozwoju próżni podziemnych pod wpływem oddziaływania wód allochtonicznych jest większe o rząd wielkości i wynosi 11–14 mm na 100 lat (w przeliczeniu na objętość usuniętej skały do 139 m^3·km^{-2}·a^{-1}). O epizodycznej dynamice systemów krasowych w Sudetach i jej związku z wyjątkowymi zdarzeniami hydrometeorologicznymi świadczy m.in. usunięcie dużych objętości namuliska z dolnych korytarzy Jaskini Niedźwiedziej podczas wielkiego wezbrania Kleśnicy w lipcu 1997 r. (Piasecki, inf. ustna). W ostatnim stuleciu nie odnotowano natomiast powstania nowych form zapadliskowych.

Większe wartości denudacji chemicznej stwierdzono w zlewni potoku Jaskiniec w Górach Złotych (Rzonca, Buczyński 2013). Określono, że na obszarze występowania soczewy marmuru, w której wykształcona jest Jaskinia Radochowska, rocznie ubywa 19 617,47 kg $CaCO_3$, co przy zakładanej gęstości marmuru 2670 kg m^{-3} przekładałoby się na 7,35 m^3 tej skały. Odnosząc tę wartość do powierzchni odsłonięć marmuru (ok. 0,0362 km^2), tempo denudacji powierzchni terenu oszacowano na około 20 mm na 100 lat, a więc o rząd wielkości większe, niż wynika z danych przedstawianych przez Pulinę (1977).

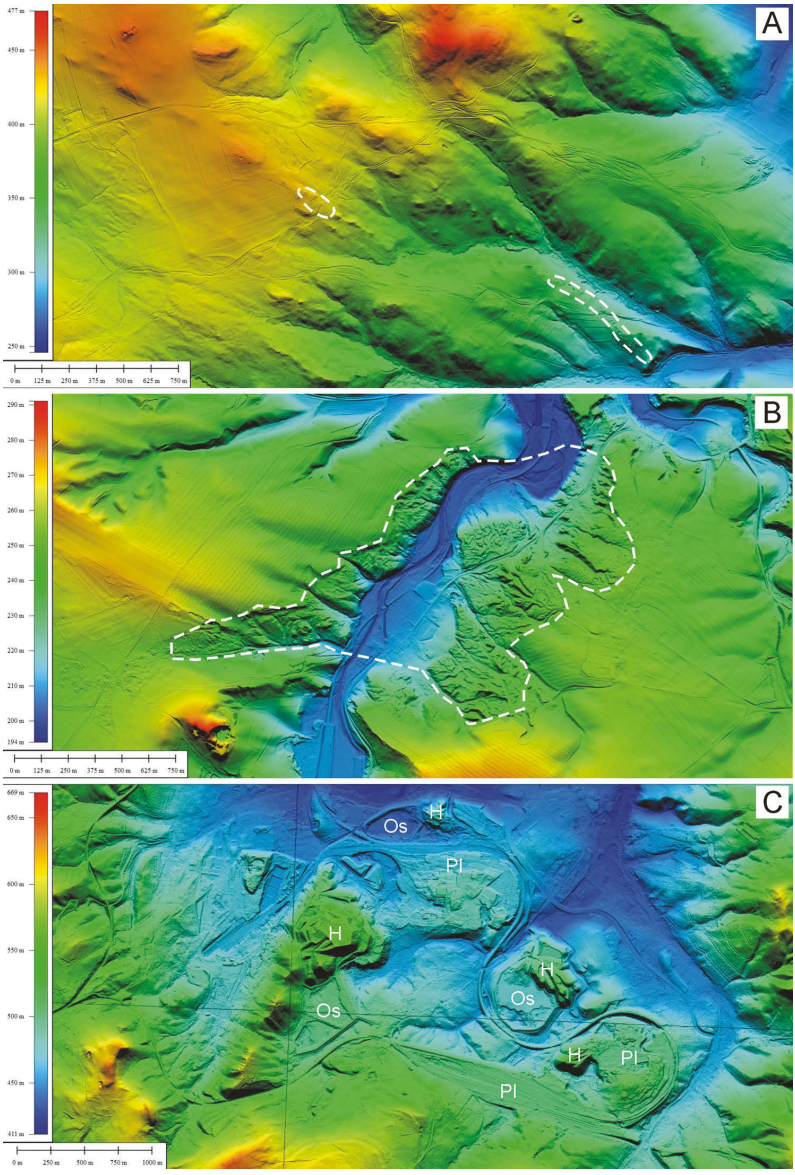
5.7. Formy antropogeniczne

Wielowiekowa obecność człowieka w Sudetach i na ich Przedgórzu, na lessowych obszarach Płaskowyżu Głubczyckiego trwająca już od neolitu, spowodowała powstanie licznych i różnorodnych antropogenicznych form rzeźby. Są

one nie tylko nowym elementem w krajobrazie regionu, ale także przez samą swoją obecność modyfikują, niekiedy w stopniu znaczącym, przebieg naturalnych procesów stokowych i fluwialnych, i to nawet po zaprzestaniu działalności gospodarczej, która doprowadziła do ich powstania (Latocha 2012, 2014). Formy rzeźby antropogenicznej związane są z różnymi działaniami człowieka (tab. 5.4), osiągają różne wymiary i zagęszczenie. Z punktu widzenia funkcjonowania współczesnego systemu morfogenetycznego ta ostatnia cecha ma, jak się wydaje, kluczowe znaczenie. Przykładowo w Karkonoszach duże formy antropogeniczne są nieliczne, natomiast gęsta sieć wąwozów drogowych, rynien zrywkowych i antropogenicznych spłaszczeń stokowych w istotny sposób decyduje o drogach krążenia wody i materiału mineralnego w zlewniach (Parzóch 2001a, 2003). Podobnie występujące w dużym nagromadzeniu na obszarze wyludnionych zlewni w Górach Stołowych formy i obiekty antropogeniczne w obrębie stoków (skarpy drogowe, terasy rolne i osadnicze) i koryt potoków (różnorodne obiekty hydrotechniczne), choć niewielkich rozmiarów, przyczyniają się do większego zróżnicowania stref erozji i akumulacji, niż miałoby to miejsce w warunkach naturalnych (Latocha 2014).

Tabela 5.4. Formy antropogeniczne powszechnie spotykane w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim

Rodzaj działalności	Formy antropogeniczne
górnictwo i eksploatacja surowców skalnych	– wyrobiska powierzchniowe – kamieniołomy, żwirownie – szyby i rowy poszukiwawcze – zapadliska górnicze – niecki z osiadania – odsypy, hałdy i zwałowiska
rolnictwo	– terasy rolne (w tym umocnione murami oporowymi) – hałdy i kopce materiału kamienistego
gospodarka leśna	– rynny zrywkowe
przemysł	– hałdy – zbiorniki osadnikowe i ich obwałowania
transport	– nasypy drogowe i kolejowe – przekopy drogowe i kolejowe – półki stokowe – tunele
gospodarka wodna	– zapory ziemne i kamienne – wały przykorytowe – sztuczne koryta – korekcje progowe w korytach – niecki stawów
osadnictwo	– terasy osadnicze
turystyka	– ścieżki turystyczne – rynny torów saneczkowych



Ryc. 5.17. Przykłady przekształceń rzeźby wywołanej działalnością górniczą, widoczne na cyfrowym modelu wysokościowym, powstałym na podstawie danych LiDAR
A – ośrodek górnictwa rudnego w dolinie Staruchy na Pogórzu Kaczawskim, linią przerywaną zaznaczono linijne ciągi zapadlisk po szybikach poszukiwawczych (pingach), uwagę zwraca także gęsta sieć wąwozów drogowych, B – wielkopowierzchniowe przekształcenia powierzchni ziemi związane z eksploatacją piasków złotonośnych na terasach Kaczawy na południe do Złotoryi (obwiedzione linią przerywaną), C – wielkoskalowe formy antropogeniczne związane z górnictwem węgla kamiennego w Kotlinie Wałbrzyskiej: H – hałdy materiału płonnego, Os – zagłębienia osadników wraz z obwałowaniami, Pl – tereny splantowane

5.7.1. Efekty działalności górniczej

Największe rozmiary osiągają formy związane z dawnym i współczesnym górnictwem. Są to jednocześnie w większości formy bardzo trwałe w rzeźbie terenu – nawet jeśli ich powstanie datowane jest na okres średniowiecza, to nadal mogą być czytelne, co potwierdzają zarówno obserwacje terenowe, jak i dane LiDAR (ryc. 5.17). Przykładem takich starych form są pola górnicze związane z eksploatacją złota (Pilous 1986, Večeřová, Večeřa 2002), po polskiej stronie Sudetów zachowane najlepiej na Pogórzu Kaczawskim (Migoń, Latocha 2018).

Szczególnie silnie przekształconym przez działalność górniczą obszarem w Sudetach jest Kotlina Wałbrzyska w Górach Wałbrzyskich (ryc. 5.17C). W efekcie trwającej od XVI w. eksploatacji węgla kamiennego powstało tu łącznie 38 dużych zwałów o łącznej powierzchni 276 ha, kubaturze ponad 58 mln m^3 – całość antropogenicznego przekształcenia terenu objęła aż 42% powierzchni terenu górniczego (Wójcik 1993, 1996, 2013). Na szczególną uwagę zasługuje wysokość zwałów, dochodząca do 105 m, co jest wartością porównywalną z naturalnymi wzniesieniami ostańcowymi w Kotlinie Wałbrzyskiej, zbudowanymi ze skał osadowych. Z kolei wartość osiadania wskutek prac górniczych sięgnęła 18 m i objęła aż 37% całego obszaru. Po zaprzestaniu aktywności górniczej w latach 90. XX w. krajobraz Kotliny Wałbrzyskiej uległ dalszym znaczącym przekształceniom. Dawne tereny górnicze zmieniły swoje przeznaczenie lub są rekultywowane, odradzający się przemysł lokowany jest w nowo wyznaczonej strefie. Na obszary niegdyś silnie zindustrializowane wkroczyła roślinność. Aktualnie górujące nad okolicą zwałowiska odpadów pokopalnianych zaczynają znikać, eksploatowane jako źródło kruszywa. Prowadzona w przeszłości działalność górnicza powoduje deformacje (osiadanie) powierzchni terenu (Blachowski, Milczarek 2014, Blachowski i in. 2015). Do niedawna w miejscach płytkiego zalegania osadów karbonu pod powierzchnią terenu na masową skalę powstawały też biedaszyby (Lorenz 2016, Wójcik 2018). Są to głębokie na kilka metrów i długie na kilkanaście metrów wykopy w gruncie i krótkie sztolnie oraz występujące w pobliżu nich usypiska odpadów o wysokości do kilku metrów.

Wielkie rozmiary osiągają formy powstałe wskutek odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego w Turoszowie. Łączna powierzchnia wyrobiska kopalni, wraz ze zwałowiskiem wewnętrznym wypełniającym część zagłębienia eksploatacyjnego, zajmuje ponad 23 km^2, a zwałowisko zewnętrzne około 21 km^2.

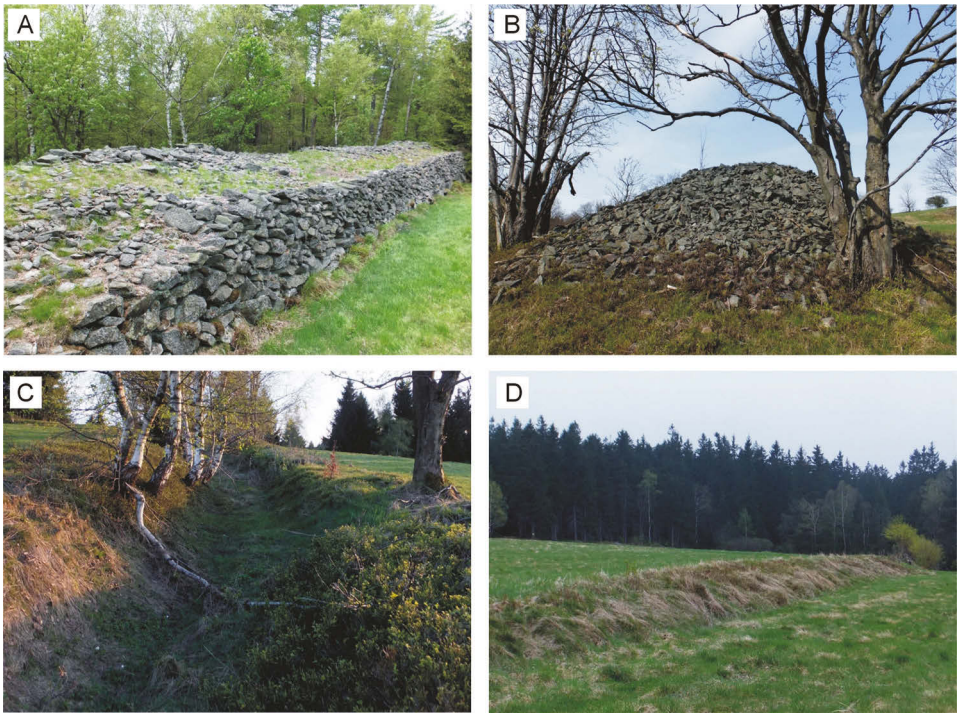
Bardzo liczne w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim są kamieniołomy oraz związane z nimi zarówno formy wklęsłe (wyrobiska), jak i wypukłe (hałdy skały płonnej). Największe kamieniołomy – np. wapienia krystalicznego na Połomie w Wojcieszowie, granitu w okolicach Strzegomia i Strzelina, bazaltów koło Lubania i Złotoryi – osiągają znaczne rozmiary, do kilkuset metrów długości i kilkudziesięciu metrów wysokości ścian. Część kamieniołomów jest nadal użytkowana, a obszar przekształceń rzeźby rozrasta się, jednak zdecydowana większość wyrobisk nie podlega już eksploatacji. Niemniej są one nadal bardzo wyraźnymi elementami rzeźby, pozwalającymi ocenić stopień wielowiekowej antropogenicznej

ingerencji w powierzchnię terenu. Przykładowo wielkie kamieniołomy piaskowca w Górach Stołowych, działające na przełomie XIX i XX w., doprowadziły do cofnięcia ścian skalnych nawet o 150 m na długości blisko 500 m (Migoń i in. 2011). Na niektórych obszarach nie tyle wielkość, ile liczba miejsc eksploatacji decyduje o znacznym stopniu antropogenicznego przekształcenia terenu. Ilustruje to m.in. sytuacja w powiecie kłodzkim, gdzie na mapach topograficznych z początku X ww. zidentyfikowano ponad 700 kamieniołomów, w tym jednak 85% miało powierzchnię poniżej 0,4 ha (Migoń, Latocha 2018).

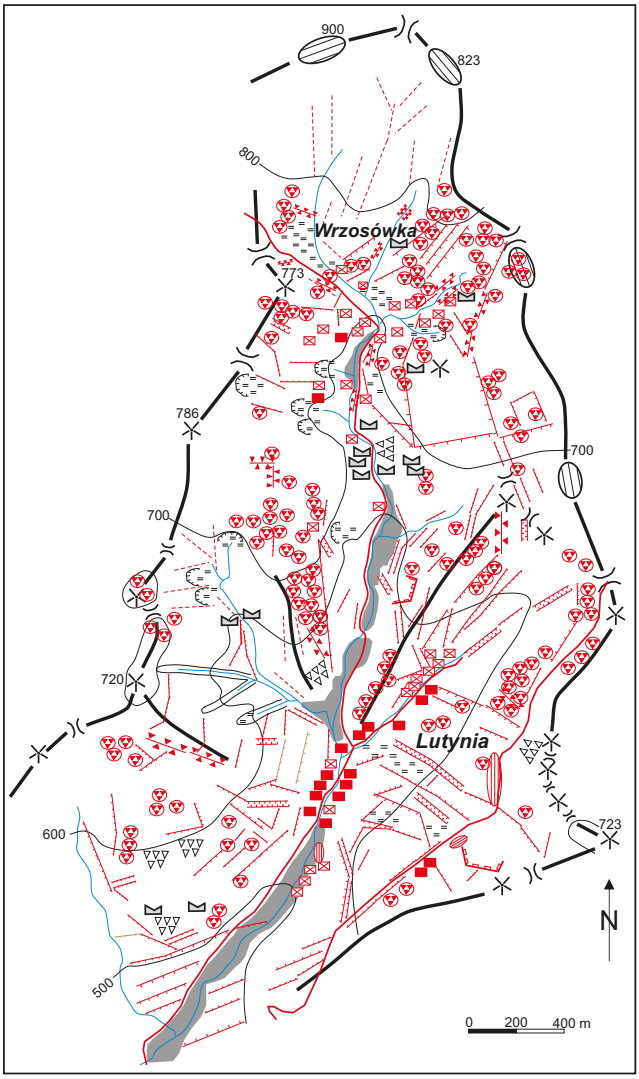
Mniejsze przekształcenia powierzchni pociągnęło za sobą górnictwo rudne, które z racji mało zasobnych złóż zwykle funkcjonowało przez krótki czas, niemniej zagęszczenie małych form na stoku bywa znaczne. Przykładowo górnictwo rud polimetalicznych we wschodniej części Pogórza Kaczawskiego trwające z przerwami od XVI do XIX w. spowodowało powstanie kilkuset nowych form w obrębie jednej tylko niewielkiej doliny potoku Starucha o powierzchni około 3,5 km^2 (Migoń, Latocha 2018). Warto przy tym podkreślić bardzo duże zróżnicowanie form, jakie związane są z działalnością poszukiwawczą i wydobywczą rud – oprócz sztolni podziemnych na powierzchni terenu znajdują się odkrywki, wloty sztolni, wały, rowy poszukiwawcze i eksploatacyjne, hałdy, wykopy liniowe, wyrobiska próbne na terenach górniczych i poszukiwawczych, leje po szybach, niewielkie łomy. Do pośrednich form z kolei należą mało- i wielkoskalowe wtórne deformacje, takie jak pingi, niecki z osiadania i zapadliska, które szczegółowo analizowane były na terenach tzw. Starego Zagłębia Miedziowego w obrębie niecki północnosudeckiej (Kowalski, Maciejak 2016, Kowalski i in. 2017). Nawet w ostatnich latach odnotowano pojawianie się nowych zapadlisk na terenach pogórniczych, np. w 2001 i 2006 r. w Konradowie w Górach Opawskich czy w okolicach Miedzianki i Ciechanowic w Rudawach Janowickich. W 2013 r. powstało zapadlisko przy drodze łączącej Sichów–Chroślice w powiecie jaworskim nad chodnikiem kopalni węgla, której działalność ustała na początku XX w. (Maciejak, Maciejak 2015). Szczegółowe badania odnośnie do liczby oraz morfometrii form związanych z dawną eksploatacją rud żelaza, srebra, a w późniejszym okresie również rud polimetalicznych i uranu przeprowadzono w Masywie Śnieżnika w Sudetach Wschodnich. Zidentyfikowano 40 sztolni, 1270 zagłębień eksploatacyjnych i 8 szybów, a w czasie ostatniej fazy prac górniczych na tym obszarze w latach 1948–1953 wydrążono łącznie ponad 47 km podziemnych korytarzy (Ciężkowski i in. 1996). Głębokości zagłębień w miejscu dawnych szybów i wlotów sztolni sięgają 15 m, a ich średnice – 20 m, mniejsze zagłębienia poeksploatacyjne (pingi) mają postać jam o głębokości do 2 m i średnicy do 5 m (Migoń, Latocha 2018). Nawet jeśli rozmiary poszczególnych form nie są imponujące, to ich duże nagromadzenie powoduje, że skalę przekształceń antropogenicznych należy uznać za bardzo dużą. Przykładowo w obrębie trzech dawnych obszarów górniczych w Masywie Śnieżnika, o łącznej powierzchni 0,7 km^2, zidentyfikowano na podstawie badań terenowych i danych LiDAR blisko 210 hałd oraz 190 zagłębień poszukiwawczych. Podobną inwentaryzację przeprowadzono dla rejonu złoża Miedzianka–Ciechanowice (Siuda, Borzęcki 2014).

5.7.2. Efekty działalności rolniczej

Nie tak spektakularne, ale znaczące z punktu widzenia współczesnej morfogenezy są formy związane z rolnictwem w terenach górskich (ryc. 5.18, 5.19). W Sudetach w XIX w. powszechne stało się terasowanie stoków w celu ograniczenia erozji gleb (Inglot 1979). Terasy rolne występują zwykle grupowo i równolegle do siebie, w odległościach od 20 do 100 m. Cechy morfometryczne teras rolnych w Sudetach są bardzo zróżnicowane w zależności od lokalizacji. Ich długości wynoszą od 50 do ponad 1000 m, a wysokości czół od 0,5 do 5,5 m, przy nachyleniu od 25° do nawet 60°. Obserwuje się prawidłowość, niezależną od litologii podłoża, że im bardziej stromy i dłuższy jest stok, tym wyższe i bardziej strome jest czoło terasy (Latocha, Urbanowicz 2010). Wiele systemów terasowych położonych jest powyżej terenów obecnie użytkowanych rolniczo, a część występuje na obszarze zalesionym lub zadarnionym, co dowodzi znacznie większego zasięgu dawnych gruntów ornych. Świadczy to o reliktowym charakterze większości teras rolnych w Sudetach, choć jednocześnie należy uznać je za formy bardzo dobrze zachowane w rzeźbie terenu, o stosunkowo dużej trwałości (Migoń, Latocha



Ryc. 5.18. Przykładowe formy rzeźby związane z dawną działalnością rolniczą w Sudetach (wszystkie fot. A. Latocha)
A – odsyp kamienny w postaci muru, B – nieregularna hałda materiału kamienistego zebranego z pola ornego, C – wąwóz drogowy, D – terasa rolna z naorania



Ryc. 5.19. Rozmieszczenie teras rolniczych, hałd kamienistych i innych form antropogenicznych w zlewni Lutego Potoku w Górach Złotych (wg Latochy 2007a)

2018). Terasy nadal użytkowane ograniczone są do użytków rolnych położonych na niższych wysokościach i mniejszych nachyleniach, np. w obrębie Pogórza Kaczawskiego.

Przykładowe wartości gęstości skarp antropogenicznych, w tym głównie teras rolnych, wynoszą: 13,2 km·km^{-2} w Górach Sowich, 13,1 km·km^{-2} w Masywie Śnieżnika (Migoń, Latocha 2018) i zaledwie 2 km·km^{-2} w Górach Stołowych (Latocha 2014). O tak dużym zróżnicowaniu przestrzennym gęstości skarp decyduje głównie litologia podłoża i nachylenia stoków oraz odmienna historia gospodarcza poszczególnych obszarów. Terasowanie stoków doprowadziło do zmian topografii i profili podłużnych stoków, co z kolei wpłynęło na dynamikę procesów morfologicznych na skutek powstania pułapek sedymentacyjnych, co zostało przedstawione w części 5.4.2.

Terasom rolnym często towarzyszą hałdy materiału kamienistego zbieranego z pól. Pojedyncze formy są na ogół niewielkie, do 10 m długości i 2 m wysokości, ale miejscami występują one w znacznym zagęszczeniu. Przykładowo w górnej części zlewni Konradowskiego Potoku w Masywie Śnieżnika (pow. 6,6 km^2) stwierdzono obecność ponad 180 hałd i kopców (Latocha 2007a), w jednej tylko wiosce (Karpno) w Górach Złotych odnotowano 140 hałd na 1 km^2 (Latocha i in. 2019).

Wały i pryzmy kamieni wybieranych z dawnych gruntów ornych stanowią bardzo charakterystyczny rys antropogenicznej rzeźby terenu w Sudetach. Natomiast rozmieszczenie tych form oraz ich cechy morfometryczne są przestrzennie mocno zróżnicowane i wykazują zależność od: (1) litologii podłoża i wynikającego z niej stopnia nasycenia uprawianej gleby materiałem skalnym oraz wielkości odłamków skalnych, (2) nachylenia stoków, (3) lokalizacji w obrębie większych form, (4) odległości od struktur osadniczych. Najbardziej spektakularne formy kamiennych murów i wałów związanych z dawną działalnością rolniczą występują w Górach Izerskich (Duma i in. 2020). Średnia gęstość kamiennych wałów dla tego obszaru wynosi 2,2 km·km^{-2}, przy czym jest przestrzennie zróżnicowana i osiąga maksymalne wartości w rejonie Chromca–Kopańca (6,8 km·km^{-2}) i Górzyńca (5,7 km·km^{-2}). Kamienne wały występują tu głównie w obrębie stoków, na wysokości od 395 do 805 m n.p.m., w większości na nachyleniach 10–15°, maksymalnie do 20°. Mniej liczne są one na spłaszczeniach śródstokowych oraz grzbietowych – w tych przypadkach spadki nie przekraczają 3–6°. Długości poszczególnych segmentów kamiennych wałów w Górach Izerskich są bardzo zróżnicowane i wynoszą od 8 do 876 m, przy czym najwięcej wałów osiąga długość w granicach od kilkudziesięciu do 100–120 m (średnia długość segmentu wynosi 114 m, a maksymalna powyżej 400 m). Wysokości wałów wynoszą od 0,3 do 4,5 m, a ich szerokości od 0,5 do 7 m. Formy te zbudowane są w całości z występujących w podłożu skał gnejsowych. Wyjątkowość kamiennych wałów w Górach Izerskich w skali Sudetów wynika również z tego, że są to jedyne obszary, gdzie kamienne wały zamykają dawne grunty orne w wielokątne działki – w przeciwieństwie do pozostałych rejonów Sudetów, gdzie formują one struktury otwarte, pasowe, zlokalizowane zgodnie ze spadkiem stoku wzdłuż dawnych

miedz i dróg lub poprzecznie do stoku, tworząc umocnienia skarp teras rolnych i drogowych.

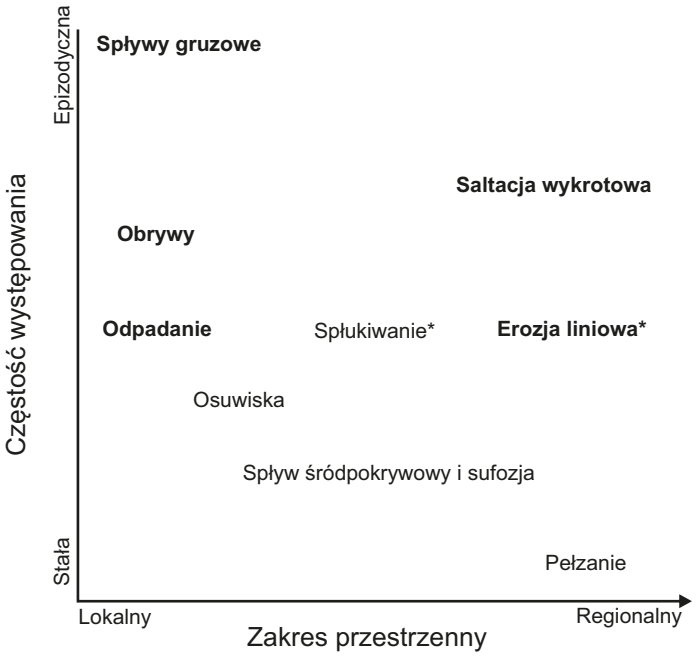
Analizy morfometryczne wałów i hałd kamiennych przeprowadzone na różnych obszarach Sudetów, na zróżnicowanym podłożu (gnejsy, granity, piaskowce, łupki łyszczykowe) wskazują, że największe kamienne formy związane są z występowaniem w podłożu gnejsów. Poza Górami Izerskimi, największe formy kamiennych wałów zidentyfikowano w Górach Bystrzyckich w Sudetach Środkowych, również na podłożu skał gnejsowych. Wały osiągają tam długości kilkuset metrów, wysokości do 1,4 m, a szerokości 5–6 m, natomiast hałdy – długości do 30 m, szerokości do 20 m i wysokości do 2–3 m.

Terasy antropogeniczne na stokach związane są nie tylko z działalnością rolniczą, ale i z osadnictwem. W Sudetach występuje bardzo wiele reliktowych form teras osadniczych, które okazują się bardzo trwałymi elementami rzeźby terenu. Na niektórych wyludnionych obszarach są to jedyne ślady lokalizacji dawnej zabudowy i mimo że większość tych reliktowych form znajduje się obecnie w lasach, można je łatwo zidentyfikować w terenie jako nienaturalne spłaszczenia stoków. Formy te są również bardzo dobrze czytelne na cyfrowym modelu wysokościowym utworzonym na podstawie danych LiDAR. Terasy osadnicze powszechnie powstają współcześnie, co jest związane z intensywnym rozwojem nowej zabudowy na obszarach górskich, zarówno jednorodzinnej, jak i wielkoskalowej na potrzeby usług turystycznych.

5.8. Kierunki przekształceń rzeźby

5.8.1. Stoki

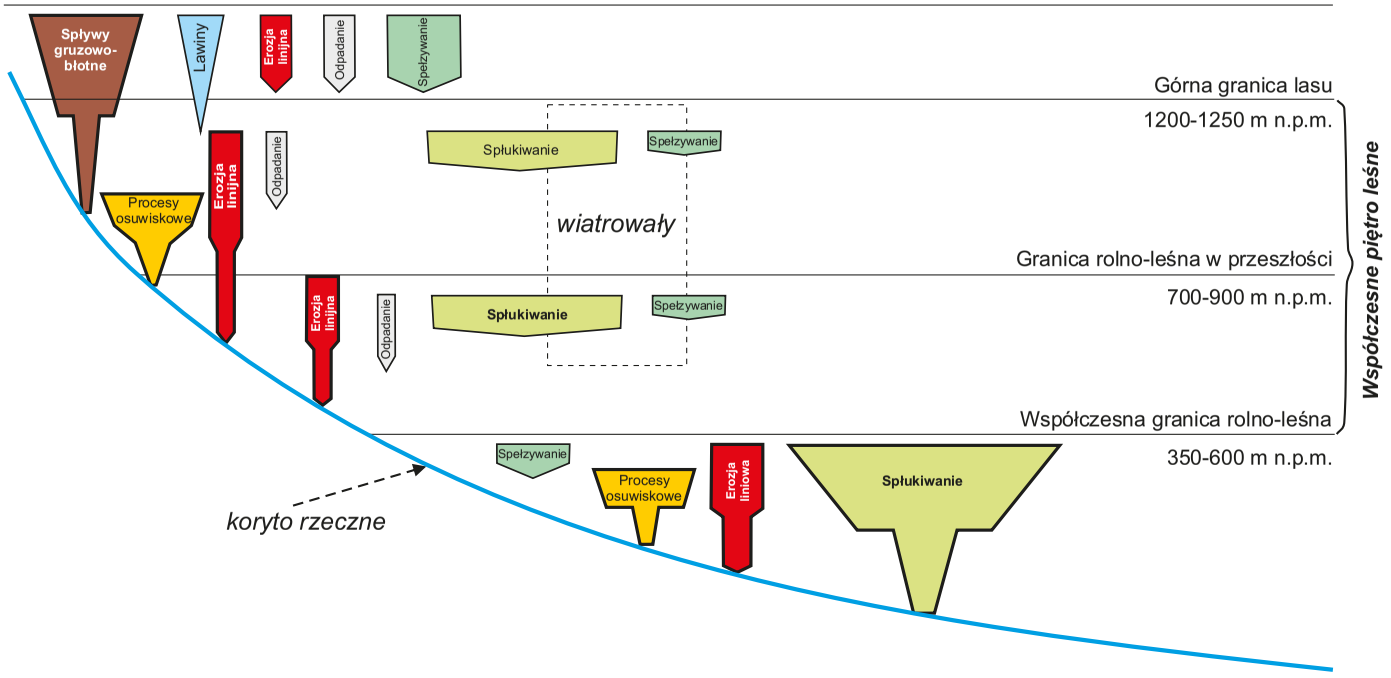
Znaczne zróżnicowanie stoków sudeckich pod względem długości, nachylenia, a przede wszystkim sposobu użytkowania i rodzaju pokrywy roślinnej powoduje, że trudno mówić o jednym uniwersalnym kierunku ich przekształceń. Są wśród nich stoki o bardzo dużej jak na sudeckie warunki dynamice – przykładem są modelowane przez spływy gruzowe stoki Kotła Łomniczki w Karkonoszach, ale w niższych partiach Sudetów znaczne obszary zajmują stoki generalnie stabilne, w obrębie których nie odnotowuje się ewidentnych przejawów grawitacyjnych procesów współczesnych, a obecność głazowo-blokowych pokryw peryglacjalnych wskazuje na odziedziczony charakter powierzchni stokowej. Stabilność ta może być jednak łatwo naruszona, zarówno przez czynniki naturalne, jak i antropogeniczne. Wśród czynników naturalnych kluczowe znaczenie mają wiatrowały, powodujące znaczne przekształcenia mikrorzeźby stoków, zmianę struktury pokryw zwietrzelinowo-stokowych oraz kierunków transportu zwietrzeliny (Pawlik i in. 2013, 2016, Pawlik 2014). Zmiany te mają jednak na ogół lokalny charakter, bez implikacji dla całego systemu stokowego i łączności z systemem korytowym. Najważniejszym czynnikiem antropogenicznym są prace leśne, często skutkujące przyspieszoną erozją wskutek zdarcia runa i podszytu oraz tworzenia linijnych dróg transportu materiału (ryzy zrywkowe, koleiny) (Klementowski 1996,



Ryc. 5.20. Procesy geomorfologiczne w piętrze leśnym Sudetów w aspekcie przestrzennym i czasowym (wg Migonia 2017)
Gwiazdka oznacza procesy, których występowanie jest ściśle powiązane z antropogenicznym zmianami pokrycia terenu

Parzóch, 2001a, b, 2002, 2003, Latocha 2007a, Borończyk 2009, Góra 2010). Transfer zwietrzelin, nawet w warunkach pełnego zalesienia, odbywa się zatem z różną intensywnością, co nawiązuje do czasowo-przestrzennego zróżnicowania procesów działających na stoku (ryc. 5.20) (Migoń 2017).

Niemniej można wskazać na pewne ogólne prawidłowości o zasadniczym znaczeniu (ryc. 5.21). Pierwszą z nich jest liniowy charakter oddziaływania procesów stokowych o dużej wydajności, powszechnych zwłaszcza w Karkonoszach. Znaczące przekształcenia rzeźby stoków stwierdzano w przypadku linijnych spływów gruzowych i gruzowo-błotnych, erozji żłobinowej i rynnowej, miejscami – na obszarach poddanych silnej antropopresji związanej z działalnością rolniczą, górniczą i turystyką – osiągającej rozmiary erozji wąwozowej, natomiast procesy działające na większych powierzchniach występują sporadycznie (osuwiska) albo cechują się bardzo małą efektywnością (spłukiwanie). Trwałość erozyjnych form linijnych jest różna. Strefy oderwania i rynny spływów gruzowych, mimo że podlegają szybkiemu zarastaniu i wypełnianiu (Parzóch, Dunajski 2002), są



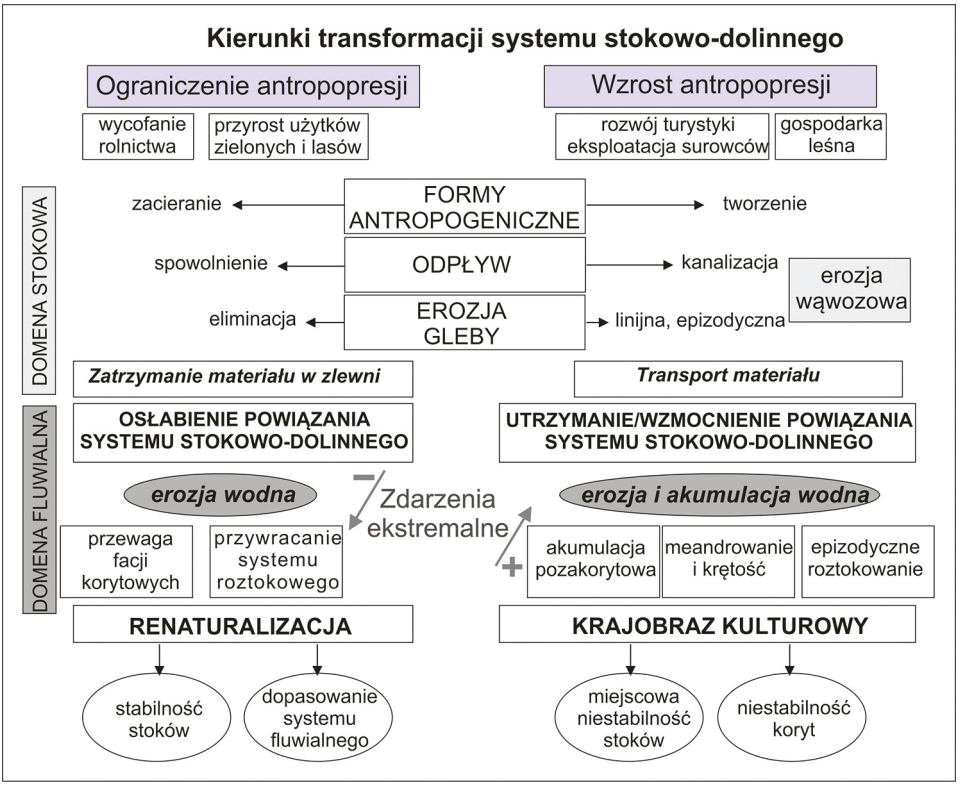
Ryc. 5.21. Schemat ilustrujący rodzaj i natężenie współczesnych procesów morfogenetycznych na stokach sudeckich i ich relacje przestrzenne do procesów korytowych

Schemat ukazuje piętrowość procesów, ale nawiązuje przede wszystkim do użytkowania terenu. Procesy o większej wydajności i trwalszych efektach są zaznaczone pogrubionym konturem

widoczne w rzeźbie stoków przez co najmniej 100 lat, a prawdopodobnie przez okres znacznie dłuższy. Także czas funkcjonowania seminaturalnych erozyjnych rozcięć na stokach, w tym ryz zrywkowych, można oszacować na przynajmniej 100–200 lat (Parzóch 2001a). Brak niestety precyzyjnych danych o wieku wąwozów na obszarach lessowych Przedgórza Sudeckiego, ale większość została odnotowana już na mapach topograficznych z końca XIX w. Nietrwałe są natomiast drobne formy erozji żłobinowej na polach uprawnych, szybko likwidowane przez zaoranie. Generalnie można więc mówić o tendencji do rozcinania powierzchni stoków, aczkolwiek jest ona raczej lokalna niż regionalna, a w znacznie mniejszym stopniu do ich równomiernego spłaszczania bądź cofania.

Drugą istotną cechą jest swoista autonomia stoku w warunkach naturalnych bądź słabej antropopresji. Szerokie powierzchnie podstokowe o cechach pedymentów (Czudek 1997), nadbudowane plejstoceńskimi pokrywami stokowymi, są buforem rozdzielającym podsystem stokowy od podsystemu den dolinnych. W Karkonoszach materiał transportowany przez spływy gruzowe zatrzymuje się w dolnych częściach stoku, w dnach kotłów, bądź jest deponowany w jeziorach karowych, nie zasila więc bezpośrednio rumowiska korytowego. Także formy akumulacyjne odpowiadające stokowym rynnom erozyjnym znajdują się przeważnie na stoku, na spłaszczeniach w jego obrębie (Parzóch 2001a, 2002). W Masywie Śnieżnika obserwowano liczne drogi zrywki drzew podlegające szybkiemu pogłębianiu, ale tylko w nielicznych przypadkach materiał mineralny osiągał koryta potoków (Klementowski 1996, 2002, Latocha 2007a). Łączność stoku z korytami ma miejsce tylko podczas nielicznych, wyjątkowo ulewnych opadów. Jednocześnie jednak w Górach Stołowych zaobserwowano znacznie częstsze przypadki powiązania systemu stokowego z korytowym w postaci stałych i okresowych potoków rozcinających stare, nieużytkowane drogi leśne. Sytuacja ta wynika głównie z braku utrzymywania drożności przepustów drogowych, co powoduje odpływ wody po powierzchni drogi, jej rozcinanie, a tym samym odprowadzanie materiału przez wodę (Latocha 2014).

Po trzecie, funkcjonowanie stokowego systemu morfogenetycznego jest w znaczącym stopniu uwarunkowane przeszłą i obecną działalnością człowieka (ryc. 5.22). W warunkach dzisiejszych dowodzi tego rola wszelkich form linijnych pochodzenia antropogenicznego (dróg, ścieżek, ryz zrywkowych, rowów) w koncentrowaniu spływu powierzchniowego i erozji. W trakcie ekstremalnych zdarzeń opadowych odnotowywano pogłębienia tych form do 2–4 m (Czerwiński, Żurawek 1999, Parzóch 2001a, 2002), podczas gdy sąsiednie powierzchnie zadarnione pozostawały praktycznie nietknięte. Na rolniczych obszarach Przedgórza Sudeckiego krótkotrwałe ulewy powodują znaczną erozję gleby na polach ornych, której wielkość jest dodatkowo uzależniona od rodzaju upraw (Teisseyre 1994). Sedymentologicznym zapisem wzmożonej denudacji na stokach rolniczych są podstokowe pokrywy deluwialne. Na Przedgórzu Sudeckim sięgają one 3 m miąższości (Raczkowski 1958), natomiast w wielu miejscach w Sudetach (m.in. Kotlina Jeleniogórska, Kotlina Kłodzka) dochodzą do 1,5 m grubości. W wyższych partiach zlewni osiągają one mniejsze miąższości (od kilkunastu centymetrów



Ryc. 5.22. Złożoność procesów kształtujących system stokowo-dolinny w warunkach antropopresji w górskich zlewniach Sudetów, w świetle dwóch scenariuszy przyszłych zmian (wg Latochy, Migonia 2006, zmienione)

do poniżej 1 m), niemniej już samo ich występowanie na tych obszarach należy interpretować w kontekście słabego powiązania systemu stokowo-dolinnego oraz deponowania części materiału stokowego w obrębie różnorodnych stokowych pułapek sedymentacyjnych, zarówno naturalnych (np. spłaszczenia i podnóża stoków), jak i antropogenicznych (np. terasy rolne, skarpy drogowe). Jednocześnie datowania radiowęglowe osadów stokowych w Masywie Śnieżnika pozwalają na powiązanie warstwy deluwialnej w górnej części pokrywy stokowej z nasiloną antropopresją polegającą na wycinaniu pierwotnej puszczy sudeckiej na potrzeby działalności górniczej, rolniczej i osadnictwa (Latocha 2007a, b).

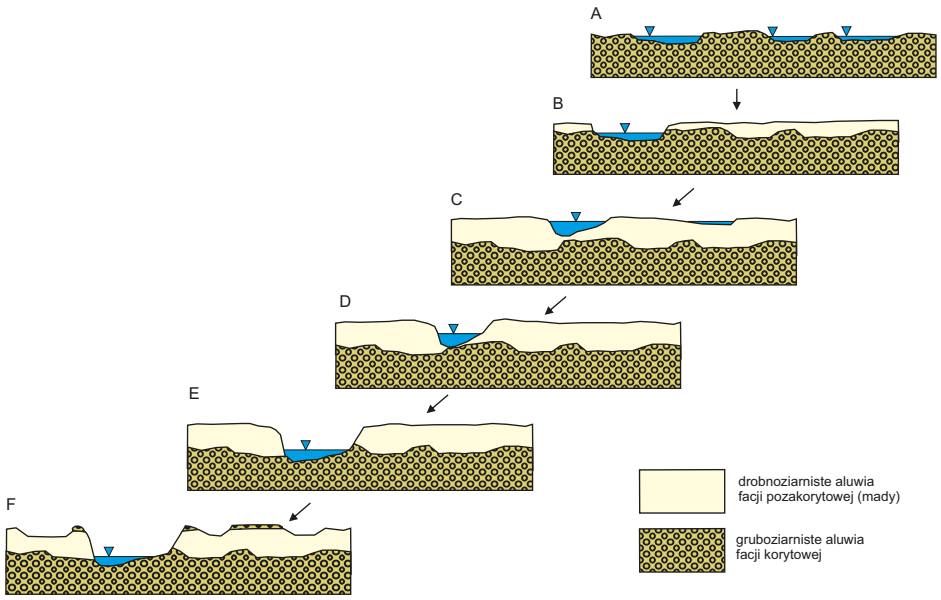
Powyższe okoliczności rzutują na sposób całościowego ujęcia współczesnego systemu morfogenetycznego Sudetów. Pierwszą próbą w tym zakresie był model systemu denudacyjnego Karkonoszy, nawiązujący do piętrowości stref klimatyczno-roślinnych, przy uwzględnieniu specyficznego podsystemu skalnych ścian kotłów polodowcowych o szczególnie dużej dynamice (Bieroński i in. 1992). Bardziej adekwatna była jednak propozycja K. Parzócha (2001b), wypracowana

również na podstawie badań w Karkonoszach, według której system ten składa się raczej z mozaikowo rozmieszczonych domen morfogenetycznych, niezależnych od wysokości bezwzględnej. Każda z nich cechuje się występowaniem specyficznych grup procesów, uwarunkowanych głównie skalą antropopresji. Tak wyznaczane domeny morfogenetyczne okazały się jednak elementami bardzo zmiennymi w czasie. Szybko postępujące odnawianie zbiorowisk leśnych w Karkonoszach w XXI w. sprawiło, że zaproponowany 20 lat temu obraz przestrzenny jest już praktycznie nieaktualny, a ważnym aspektem zmian czasowo-przestrzennych są nieuwzględniane wcześniej w rozważaniach morfogenetycznych wiatrowały. Niemniej znaczne zmiany systemu morfogenetycznego pod wpływem działań człowieka, zarówno zwiększających antropopresję, jak i powodujących naturalną sukcesję roślinności po wycofaniu gospodarki rolnej, stwierdzono także w niższych masywach górskich w Sudetach Wschodnich i Środkowych (ryc. 5.22) (Latocha 2007a, 2009, 2014, Latocha i in. 2016). Pozwala to przypuszczać, że zasada uwarunkowanych antropopresją domen morfogenetycznych jest mimo pewnych ograniczeń najwłaściwsza dla budowy ogólnego modelu systemu denudacyjnego stoków sudeckich.

5.8.2. Dna dolin

Podobnie jak stoki, także dna dolinne są zróżnicowane pod względem kierunków przekształceń rzeźby. Ich rozwój też wykazuje silną zależność od czynnika antropogenicznego (Latocha 2007a, 2014, Klimek 2010, Witek 2012a, b, Witek-Kasprzak 2018), a uregulowanie zdecydowanej większości koryt rzek i potoków, w Karkonoszach nawet do wysokości 900 m n.p.m., sprawia, że trudno w ogóle mówić o naturalnych tendencjach rozwojowych. Ujawniają się one dopiero podczas zdarzeń ekstremalnych, a stają się w pełni zrozumiałe w szerszej perspektywie czasowej, obejmującej cały holocen (Szczepankiewicz 1970, Teisseyre 1985; ryc. 5.23).

Litologia i stratygrafia pokryw aluwialnych wskazuje na ewolucję koryt rzek sudeckich. W okresie poprzedzającym okres gospodarki rolnej, co w części Przedgórza Sudeckiego nastąpiło już w neolicie, ale dopiero w XVI–XVIII w. w wyżej położonych partiach Sudetów, przeważały koryta żwirodenne, o typie zbliżonym do roztokowego, i przeważał w nich transport denny (Teisseyre 1985, 1991). W rozszerzeniach dolin i kotlinach śródgórskich dominowały szerokie łożyska żwirowe, przekształcane podczas stanów wezbraniowych. Początki sedymentacji drobnoziarnistych aluwiów związane są z wkroczeniem na większą skalę rolnictwa, wylesieniem stoków, wzmożeniem spłukiwania z pól uprawnych i transportem zawiesinowym. Datowanie radiowęglowe osadów aluwialnych w Masywie Śnieżnika koreluje się z historycznie potwierdzonym początkiem osadnictwa na sąsiadujących terenach (Latocha 2007a, b). Spowodowało to stopniową transformację wielonurtowych układów roztokowych w jednokorytowe systemy kręte i meandrujące, typowe dla ostatnich kilkuset lat (Teisseyre 1977). Podczas przepływów pozakorytowych, których częstotliwość zapewne wzrosła w związku



Ryc. 5.23. Tendencje rozwojowe rzek sudeckich w okresie historycznym (opracowanie własne na podstawie publikacji głównie A.K. Teisseyre'a, cytowanych w tekście)
A – okres przed wkroczeniem rolnictwa: wielonurtowe koryto roztokowe, B – wkroczenie rolnictwa i wzrost dostawy materiału drobnego: transformacja w koryta kręte i meandrowe, C – powszechność rolnictwa w górach, znaczna dostawa materiału: ustabilizowane systemy jednokorytowe i jednonurtowe, depozycja grubych pokryw aluwialnych na równinie zalewowej, D – wprowadzenie teras rolnych, ograniczenie dostawy materiału: początek intensywnego rozcinania równin aluwialnych, E – zanik rolnictwa i dostawy materiału drobnego ze stoków, rozcięcie aluwiów drobnoziarnistych do stropu starszych aluwiów: żwirodenne rzeki jednokorytowe, F – sporadyczne zdarzenia ekstremalne: odnowienie tendencji do roztokowania

z wylesieniem stoków sudeckich, żwirowe łożyska rzek zaczęły być nadbudowywane utworami facji pozakorytowej. Pokrywy te, nazwane przez S. Szczepankiewicza (1970) madami rolniczymi w celu podkreślenia genetycznego związku z gospodarką rolną, osiągają na Przedgórzu Sudeckim i w kotlinach śródgórskich 4–6 m grubości (Teisseyre 1985, 1994, Klimek 2010), a w postaci warstwy o grubości kilkudziesięciu centymetrów obecne są w dnach górskich potoków nawet do wysokości 750 m n.p.m. (Latocha 2007a, b).

Nadbudowa den dolinnych została jednak zahamowana mniej więcej 70–140 lat temu, a agradacja zastąpiona rozcinaniem pokryw aluwialnych. W wielu miejscach sięgnęła ona do stropu serii żwirowych, a wcięcie współczesnych koryt w równinę zalewową sięga nawet 3 m (Chmal 2002). To odwrócenie tendencji jest wiązane ze stopniowym ograniczaniem dostawy drobnego materiału ze stoków do koryt rzek sudeckich, początkowo wskutek terasowania stoków, a następnie zmniejszania areału gruntów ornych i stopniowej sukcesji roślinności na nieużytkowane grunty porolne towarzyszące spadkowi zaludnienia Sudetów.

W niektórych wyżej położonych zlewniach sudeckich, zwłaszcza na ziemi kłodzkiej, grunty orne zanikły całkowicie (Plewniak 1978, Latocha 2007a). W warunkach niedociążenia rzeki sudeckie wykazują tendencję do wcinania i rozwoju meandrowego wzoru koryta. Wcinanie się rzek ma też swoje bezpośrednie antropogeniczne uwarunkowania. Jest ono indukowane nadmiernym prostowaniem koryt przy równoczesnym braku zabezpieczeń brzegów i dna, budową mostów o zbyt wąskim prześwicie oraz tam i zastawek (Witek-Kasprzak 2018).

Odmienny przebieg procesów fluwialnych stwierdzono podczas zdarzeń ekstremalnych, gdy znaczny udział w całkowitym transporcie ma materiał denny. Obserwacje poczynione w trakcie wezbrania w 1997 r. (Hrádek 1999, Żurawek 1999, Zieliński 2001, Migoń i in. 2002) wskazują, że układ erozyjnych i akumulacyjnych form powodziowych jest typowy dla górskich i przedgórskich rzek roztokowych. Według T. Zielińskiego (2001, s. 1100) *rzeka (Nysa Kłodzka) znajduje się w pobliżu progu przejścia do wzoru roztokowego, tj. kilkukorytowego, rozproszonego systemu fluwialnego o małej krętości* (...) *Najprawdopodobniej w warunkach długotrwałego wzrostu wydatku przepływu Nysa łatwo stałaby się rzeką roztokową*. Trwała transformacja Nysy i innych rzek sudeckich w tym kierunku jest jednak mało prawdopodobna przy obecnym, znacznym stopniu zagospodarowania den dolin sudeckich, a także w obliczu rosnącego deficytu opadów atmosferycznych zasilających koryta. Działania podjęte bezpośrednio po wezbraniach z 1997 r. polegały

Ryc. 5.24. Koryto Wilczki w Międzygórzu w lipcu 2005 r., w miejscu przedstawionym na ryc. 14
Wszystkie formy rzeźby fluwialnej powstałe podczas wezbrania zostały usunięte w trakcie prac porządkowych (fot. P. Migoń)

przede wszystkim na zablokowaniu wlotów do przelewowych koryt powodziowych, a następnie ich zasypaniu, umocnieniu podcinanych brzegów, a więc generalnie zmierzały do odtworzenia stanu sprzed wezbrania, ze stabilnym jednym krętym korytem. Po upływie niecałych 10 lat od wezbrania większość powstałych wówczas form już nie istniała (ryc. 5.24), a taki sam los spotkał efektowne formy powodziowe powstałe podczas wielkich wezbrań w Sudetach Zachodnich w 1882 i 1897 r. Po powodzi w Białej Lądeckiej już po tygodniu największe formy erozyjne brzegów oraz akumulacji pozakorytowej, które zlokalizowane były w obrębie obszarów zabudowy wsi, zostały naprawione i usunięte.

5.9. Przekształcenia rzeźby Sudetów – prognoza na przyszłość

5.9.1. Kierunki przekształceń

Sudety są obszarem, na którym charakter i tempo współczesnych przemian rzeźby są głównie odzwierciedleniem rodzaju i zakresu antropopresji. Wyjątkiem pozostają najwyższe partie Karkonoszy i nieliczne stoki skalne w innych pasmach, które nie noszą piętna przekształceń antropogenicznych. Są one modelowane przez rzadkie obrywy, odpadanie, epizodyczne spływy gruzowo-błotne i lawiny śnieżno-gruntowe, będące naturalnymi składnikami systemu denudacyjnego piętra subalpejskiego i izolowanych enklaw stoków skalnych w piętrze leśnym. W piętrze leśnym grupą procesów ściśle naturalnych mogą wydawać się te inicjowane przez wiatrowały, ale masowe powalanie drzew jest szczególnie powszechne w drzewostanach niedostosowanych do siedliska (monokulturach świerkowych), zatem i w tym wypadku zaznacza się element antropopresji (Pawlik 2015, Pawlik i in. 2016, 2017). Dlatego zasadne jest spojrzenie w przyszłość przez pryzmat działalności człowieka, która jest bardzo zróżnicowana w czasie, a przede wszystkim w przestrzeni (ryc. 5.22) (m.in. Latocha, Migoń 2006, Klimek, Latocha 2007, Migoń, Latocha 2018).

System morfogenetyczny Sudetów jest silnie zależny od aktualnych uwarunkowań społeczno-gospodarczych. W okresie powojennym nastąpiło spowolnienie procesów denudacyjnych na stokach i powiązana z tym intensyfikacja erozji w korytach rzek, co nawiązywało do stopniowego wyłączania z użytkowania rolniczego gruntów ornych i ich zarastania, zwłaszcza tych położonych powyżej granicy opłacalności produkcji rolniczej. Wynikało to z intensywnej depopulacji tego obszaru, związanej z wysiedleniem ludności niemieckiej po II wojnie światowej i mniejszym zasiedleniem przez nowych osadników, a następnie stopniowym odpływem ludności, zwłaszcza w latach 50–60. XX w. oraz kryzysem gospodarczym w rolnictwie w latach 90. XX w. Trend ten został jednak w ostatnich latach zahamowany, a lokalnie nawet odwrócony, głównie w wyniku wprowadzenia w 2004 r. programów rolnośrodowiskowych, zwłaszcza dopłat za koszenie łąk, z których korzysta wiele gospodarstw rolnych na obszarach górskich (Latocha 2016). Również intensywny rozwój nowej zabudowy, w tym letniskowej i rekreacyjnej, oraz infrastruktury turystycznej przyczynia się lokalnie do ponownego

ożywienia procesów erozyjnych. Silne przekształcenia powoduje także nasilona w ostatnich latach eksploatacja surowców i gospodarka leśna. Nie należy więc oczekiwać dalszego spowolnienia procesów denudacyjnych, a raczej utrzymania go na obecnym poziomie lub wręcz ponownego lokalnego nasilenia.

Oprócz terenów nowych inwestycji budowlanych, większych zmian można się spodziewać jedynie na obszarach intensywnej gospodarki leśnej, często prowadzonej przy wykorzystaniu ciężkiego sprzętu poruszającego się nieutwardzonymi lub zniszczonymi drogami leśnymi. W takich miejscach opady o dużej intensywności będą generować spływ linijny, powodujący pogłębianie dróg i ryz zrywkowych, rozcinanie pokryw, depozycję rumoszu na spłaszczeniach śródstokowych, a w sprzyjających warunkach topograficznych jego dostawę bezpośrednio do koryt.

Prognoza zmian w rzeźbie den dolinnych bezpośrednio nawiązuje do prognoz ewolucji stoków. Dominujący w ostatnich dekadach trend nasilonej erozji wgłębnej w korytach będzie słabnąć lub ulegnie zahamowaniu w nawiązaniu do aktualnych zmian użytkowania stoków. Ograniczanie dostawy materiału stokowego zaowocuje dalszą erozją wgłębną i rozcinaniem pokryw glin aluwialnych, powszechnych w dolinach sudeckich. Można się także spodziewać, że niżej zalegające serie żwirowe zaczną pełnić funkcję bruku, a erozja wgłębna zostanie zastąpiona poszerzaniem koryt wskutek erozji bocznej. Inaczej będzie przebiegać ewolucja koryt w warunkach wzmożonej dostawy ze stoku, zwłaszcza grubego materiału z dróg leśnych. Wówczas oczekiwaną tendencją będzie lokalna agradacja w korytach. Należy wreszcie zaznaczyć, że znaczący wpływ na zachowanie systemu fluwialnego będą miały urządzenia hydrotechniczne, z których wiele jest aktualnie remontowanych, a kolejne są przewidziane do budowy. Ocena skutków ich funkcjonowania dla procesów erozji, transportu i depozycji w korytach rzek sudeckich powinna się stać jednym z priorytetów badawczych w najbliższych latach.

Można także prognozować, że będzie rosła liczba form antropogenicznych. W ostatnich latach podjęto na nowo eksploatację wielu kamieniołomów, zakładane są nowe łomy i wytyczane są nowe drogi. Na znaczną skalę rozwija się budownictwo zarówno domów prywatnych, jak i ośrodków wczasowych, czego konsekwencją są liczne lokalne zmiany konfiguracji stoku i powszechne powstawanie teras osadniczych.

5.9.2. Zagrożenia geomorfologiczne w przyszłości

Prognoza zagrożeń geomorfologicznych powinna uwzględniać zarówno cechy organizacji współczesnego systemu morfogenetycznego, w znacznym stopniu pozostającego pod wpływem różnorodnych oddziaływań człowieka, jak i przewidywane zmiany klimatu. O ile wiedza o tym systemie wynika bezpośrednio z obserwacji faktów i dokumentowania przeobrażeń, które miały miejsce w ostatnich kilkudziesięciu latach, to prognoza zmian klimatu opiera się na przyjęciu pewnych założeń i modeli, które są przedmiotem ożywionej dyskusji, wykraczającej poza aspekty czysto naukowe. W szczególności ilościowe ujęcie przewidywanych trendów jest mocno problematyczne (Kundzewicz 2011, Zwoliński 2011).

W konsekwencji także prognozowanie zagrożeń geomorfologicznych jest trudne, a podejście konserwatywne ściera się z alarmistycznym.

Niemniej, jeśli przyjąć, że współczesne trendy zmian klimatu dla Europy Środkowej obejmują wzrost temperatury powietrza, zwłaszcza zimą, wzrost nieregularności opadów oraz większą częstotliwość zdarzeń ekstremalnych różnego typu, głównie opadowych i wiatrowych, niektóre procesy mogą przybierać charakter katastrofalny, z implikacjami dla ludzi zamieszkujących tereny górskie i pogórskie oraz dla elementów infrastruktury. Prognozować można:

– wzrost częstotliwości wezbrań w rzekach górskich, zwłaszcza tzw. powodzi błyskawicznych, wywoływanych przez krótkotrwałe i przestrzennie ograniczone opady o bardzo dużej wydajności (>50 $mm \cdot h^{-1}$). W warunkach powszechnej zabudowy hydrotechnicznej zwężonych koryt można się spodziewać większej częstotliwości pojawiania się przepływów pozakorytowych i epizodów transportu rumowiska grubofrakcyjnego. Transport grubego materiału powoduje dotkliwe uszkodzenia i zniszczenia elementów infrastruktury.
– wzrost częstotliwości występowania wiatrowałów, zwłaszcza w osłabionych przez suszę drzewostanach świerkowych. Przy dużym zasięgu przestrzennym takich zdarzeń na lokalne przekształcenia morfologii stoku będą nakładać się zmiany stokowego systemu denudacyjnego w szerszej skali.
– wzrost częstotliwości występowania spływów gruzowych w górnych częściach zlewni położonych powyżej górnej granicy lasu oraz w piętrze leśnym na stokach o dużym nachyleniu (>30°).
– uaktywnianie osuwisk do niedawna uważane za niemal nieistotne dla współczesnej morfogenezy Sudetów. Zdarzenia takie, jak osuwisko pod Średniakiem w Masywie Śnieżnika z 2011 r., dowodzi, że także stoki zalesione są podatne na przemieszczenia tego typu.

5.10. Podsumowanie i wnioski

Obserwacje kierunków zmian w rzeźbie Sudetów w ostatnich 100–200 latach, oceniane na tle dłuższej skali czasowej holocenu, pozwalają na następujące uogólnienia:

Współczesny system morfogenetyczny cechuje się generalnie niską dynamiką, a znaczniejsze zmiany rzeźby mają – w skali regionu – zasięg lokalny. Naturalnymi procesami rzeźbotwórczymi wywołującymi największe przekształcenia rzeźby są spływy gruzowo-błotne w najwyższych partiach gór oraz powiązane ze sobą procesy erozji i akumulacji fluwialnej w dnach dolin, związane z wezbraniami. Na nisko położonych stokach użytkowanych rolniczo (poniżej 500 m n.p.m.) istotną rolę odgrywają spłukiwanie i erozja liniowa. W zajmującym położenie pośrednie piętrze leśnym (500–1200 m n.p.m.) współczesne przekształcenia rzeźby są najmniejsze i ograniczone do powierzchni wiatrowałów i częściowo z nimi stowarzyszonych form antropogenicznych: dróg leśnych, szlaków zrywkowych, a także obszarów objętych wycinką lasu.

Najważniejszą rolę we współczesnej morfogenezie odgrywają opady o znacznym natężeniu, wywołujące różnorodne procesy stokowe i wezbrania w korytach rzecznych. Trwałość form powstających podczas ekstremalnych zdarzeń opadowych jest różna i zależna od ich wielkości, przy czym część z nich jest w krótkim czasie świadomie likwidowana przez człowieka. Drugim typem zdarzeń pogodowych wywołujących istotne skutki we współczesnym systemie morfogenetycznym są epizody bardzo silnego wiatru, zdolnego do powalania drzew na dużych powierzchniach, z implikacjami dla rzeźby stoku, cech utworów pokrywowych i dróg krążenia wody na stoku.

Współczesna morfogeneza Sudetów i ich przedpola dokonuje się w warunkach dużej antropopresji. Sposób użytkowania ziemi ma kluczowe znaczenie dla przebiegu i wielkości erozji i akumulacji, zarówno na stokach, jak i w dnach dolin. Denudacja stoków użytkowanych rolniczo jest wielokrotnie większa niż stoków zalesionych i zadarnionych. Liniowe formy antropogeniczne zapewniają połączenie podsystemu stokowego z korytowym, które jest bardzo słabe w warunkach naturalnego środowiska.

Obserwowana w ostatnich dekadach słabnąca antropopresja (depopulacja i zaniechanie rolnictwa w wyższych partiach stoków) przyczyniła się do wyraźnej stabilizacji stoków, przy jednoczesnym wzroście tendencji erozyjnej w korytach w związku ze zmniejszeniem obciążenia zawiesinowego. Biorąc jednak pod uwagę aktualne procesy społeczno-gospodarcze w Sudetach i na ich przedpolu, można przyjąć, że lokalnie antropopresja będzie ponownie się nasilać, zwłaszcza w związku z nową zabudową, infrastrukturą turystyczną, eksploatacją surowców i gospodarką leśną. Może to miejscowo ponownie zwiększyć intensywność procesów erozyjno-denudacyjnych.

Literatura

Aichler J., Pecina V., 1998, *Dokumentace sesuvů spojených z povodněmi v roce 1997 v Jesenické oblasti*, Geol. Výzk. na Moravě a ve Slezsku w roce 1997, Český geologický Ústav, Brno, s. 94–96.

Badora K., 2007, *Regionalizacja fizycznogeograficzna Płaskowyżu Głubczyckiego*, [w:] J.A. Lis, M.A. Mazur (red.), *Przyrodnicze wartości polsko-czeskiego pogranicza jako wspólne dziedzictwo Unii Europejskiej*, Uniwersytet Opolski, s. 177–189.

Badura J., Zuchiewicz W., Górecki A., Sroka W., Przybylski B., 2003, *Morfometria strefy sudeckiego uskoku brzeżnego między Złotym Stokiem a Dobromierzem*, Przegl. Geol., 51, 1048–1057.

Bazarnik M., 2018, *Slope stability monitoring in open pit mines using 3D terrestrial laser scanning*, AG 2018 – 4th International Conference on Applied Geophysics, E3S Web of Conferences 66, 01020, 1–10.

Bieroński J., 1994a, *Rola strumieni stokowych w systemie zlewni górskich Sudetów*, [w:] J. Tomaszewski (red.), *Problemy hydrologii regionalnej. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej*, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, s. 163–167.

Bieroński J., 1994b, *Warunki formowania i transportu rumowiska wleczonego w zlewniach karkonoskich*, [w:] J. Tomaszewski (red.), *Problemy hydrologii regionalnej. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej*, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, s. 168–175.

Bieroński J., Chmal H., Czerwiński J., Klementowski J., Traczyk A., 1992, *Współczesna denudacja w górskich zlewniach Karkonoszy*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 151–169.
Bieroński J., Tomaszewski J., 1979, *Procesy korytowe w dolinie Białego Strumienia (Grzbiet Lasocki – Sudety Zachodnie)*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 20, 163–184.
Blachowski J., Milczarek W., 2014, *Analysis of surface changes in the Walbrzych hard coal mining grounds (SW Poland) between 1886 and 2009*, Geol. Quart., 58, 353–368.
Blachowski J., Milczarek W., Grzempowski P., 2015, *Historical and present-day vertical movements on old mining terrains – Case study of the Walbrzych coal basin (SW Poland)*, Acta Geodyn. Geomater., 12(3), 1–10.
Błaś M., Sobik M., 1998, *Wybrane cechy klimatu Ślęży na tle klimatu Sudetów i Niziny Śląskiej w świetle dostępnych materiałów*, Acta Univ. Wratisl., 2022, Prace Inst. Geogr., C5, 55–68.
Błaś M., Sobik M., 2000, *Mgła w Karkonoszach i innych wybranych masywach górskich Europy*, Opera Corcontica, 38, 35–46.
Bolesta W., 1966, *Zamulanie zbiorników wodnych i sposoby przeciwdziałania*, Gosp. Wodna, 7, 262–269.
Borecka M., 2009, *Zapis działalności człowieka w rzeźbie i w osadach na obszarze zlewni Chłopiny*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Borończyk M., 2009, *Geomorfologiczne skutki gospodarki leśnej na obszarze Masywu Śnieżnika*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Butler D.R., 1995, *Zoogeomorphology: animals as geomorphic agents*, Cambridge University Press, Cambridge.
Cacoń S., Košťák B., 1976, *Displacement registration of sandstone blocks in the Stolowe Gory Mountains, Poland*, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 13, 117–122.
Cacoń S., Mąkolski K., Jamroz O., Kaczałek M., 2018, *Ruchy masowe i współczesna geodynamika na obszarze Gór Stołowych*, [w:] C. Kabała (red.), *Góry Stołowe – przyroda i ludzie*, Park Narodowy Gór Stołowych, Kudowa-Zdrój, s. 63–80.
Chmal H., 2002, *Stanowisko mady w Kamieńcu Ząbkowickim*, [w:] A. Traczyk, A. Latocha (red.), *VI Zjazd Geomorfologów Polskich. Środowiska górskie – ewolucja rzeźby, Jelenia Góra, 11–14 września 2002. Streszczenia referatów i posterów*, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, s. 25–26.
Chomiak T., Cyberski J., Mikulski Z., 1969, *Akumulacja rumowiska w zbiornikach retencyjnych*, Prace Państw. Inst. Hydrol.-Meteorol., 96, 3–19.
Ciężkowski W., Irmiński W., Kozłowski S., Mikulski S., Przeniosło S., Sylwestrzak H., 1996, *Zmiany w litosferze wywołane eksploatacją surowców mineralnych*, [w:] A. Jahn, S. Kozłowski, M. Pulina (red.), *Masyw Śnieżnika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*, s. 85–119.
Czerwiński J., 1967, *Osuwisko w dolinie Łomniczki w Karkonoszach*, Opera Corcontica, 4, 169–175.
Czerwiński J., 1991, *Powodzie w rejonie Karkonoszy od XV w. do czasów współczesnych*, Acta Univ.. Wratisl., 1237, Prace Inst. Geogr., A6, 85–104.
Czerwiński J., Żurawek R., 1999, *The geomorphological effects of heavy rainfalls and flooding in the Polish Sudetes in July 1997*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 33, 27–43.
Czudek T., 1997, *Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru*, Sursum, Tišnov.
Czudek T., 2005, *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru*, Moravské zemské muzeum, Brno.
Dore A.J., Sobik M., Migała K., 1999, *Patterns of precipitation and pollutant deposition by rain and snow in the western Sudetes Mountains, Poland*, Atm. Env., 33, 3301–3312.

Drábová Z., 2018, *Rainfall analysis of debris flows in the Obří důl Valley in the Krkonoše Mts., Czechia*, Geographica, Acta Univ. Carolinae, 53(2), 220–237.
Dubicki A., 1990, *Stan obecny oraz prognoza antropogenicznych zmian reżimu hydrologicznego w Sudetach*, Ochrona Środowiska, 1/2, 23–26.
Dubicki A., Malinowska-Małek J., 1999, *Wysokość, natężenie i przestrzenny rozkład opadów atmosferycznych*, [w:] A. Dubicki, H. Słota, J. Zieliński (red.), *Dorzecze Odry. Monografia powodzi. Lipiec 1997*, IMGW, Seria Atlasy i Monografie, Warszawa, s. 23–43.
Duma P., Latocha A., Łuczak A. Piekalski J., 2020, *Stone walls as a characteristic feature of the cultural landscape of the Izera Mountains, southwestern Poland*, Intern. Journ. Historical Archaeology, 24, 22–43.
Duszyński F., Migoń P., 2015, *Boulder aprons indicate long-term gradual and non-catastrophic evolution of cliffed escarpments, Stołowe Mts, Poland*, Geomorphology, 250, 63–77.
Duszyński F., Migoń P., 2019, *Historyczne przypadki epizodycznych ruchów masowych w Górach Stołowych*, Przyroda Sudetów, 22, 143–160.
Duszyński F., Migoń P., Kasprzak M., 2016, *Underground erosion and sand removal from a sandstone tableland, Stołowe Mountains, SW Poland*, Catena, 147, 1–15.
Duszyński F., Jancewicz K., Kasprzak M., Migoń P., 2017, *The role of landslides in downslope transport of caprock-derived boulders in sedimentary tablelands, Stołowe Mts, SW Poland*, Geomorphology, 295, 84–101.
Gába Z., 1992, *Mury pod Keprníkem v červenci 1991*, Severní Morava, 64, 43–50.
Gąsiorek M., 2006, *Stoki murowe w polskiej części Karkonoszy zachodnich*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Gilewska S., 1999, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 243–288.
Góra K., 2010, *Geomorfologiczne skutki gospodarki leśnej w rejonie góry Trojak*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Górecki A., Klementowski J., 1989, *Skutki geomorfologiczne nawalnego deszczu w Księgienicach Wielkich*, Czas. Geogr., 60, 299–313.
Hasiński W., 1971, *Wpływ wiatrowałów karkonoskich na przebieg denudacji*, Czas. Geogr., 41, 301–303.
Hess M., Niedźwiedź T., Obrębska-Starklowa B., 1980, *O prawidłowościach piętrowego zróżnicowania stosunków klimatycznych w Sudetach*, Rocznik Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie, 71, Prace Geogr., 8, 167–201.
Hrádek M., 1999, *Geomorphological aspects of the flood of July 1997 in the Morava and Oder basins in Moravia, Czech Republic*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 33, 45–66.
Huszcza B., 2014, *Współczesne przemiany dawnych antropogenicznych form rzeźby w rejonie Nowej Rudy*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Inglot S. (red.), 1979, *Historia chłopów śląskich*, Ludowa Spółdzielnia Wydawnicza, Warszawa.
Jahn A., 1968, *Geomorfologiczne wnioski z obserwacji dna jeziora zaporowego*, Czas. Geogr., 39, 117–123.
Jahn A., 1969, *Niveo-eoliczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę*, Problemy Zagosp. Ziem Górskich, 5, 53–92.
Jahn A., 1979, *Procesy erozyjne na grzbiecie Karkonoszy. Eksperyment polowy*, Problemy Zagosp. Ziem Górskich, 20, 127–139.
Jahn A., 1980, *Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów*, Czas. Geogr., 51, 129–154.
Jahn A., 1989, *The soil creep on slopes in different altitudinal and ecological zones of Sudetes Mountains*, Geogr. Ann., 71A, 161–170.

Jancewicz K., Migoń P., 2017, *Osuwiska w masywie Granicznika w Górach Kamiennych*, Przyroda Sudetów, 20, 239–254.
Jancewicz K., Traczyk A., 2017, *Mało znane formy ruchów masowych w dolinie Węglówki w Górach Bardzkich (Sudety Środkowe)*, Przyroda Sudetów, 20, 289–314.
Jary Z., 1991, *Erozja wąwozowa na Wysoczyźnie Głubczyckiej*, Acta Univ. Wratisl., 1237, Prace Inst. Geogr., A6, 131–151.
Jary Z., 1996, *Chronostratygrafia oraz warunki sedymentacji lessów południowo-zachodniej Polski na przykładzie Płaskowyżu Głubczyckiego*, Acta Univ. Wratisl., 1766, Studia Geogr., 53.
Jary Z., Ciszek D., 2013, *Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland and western Ukraine*, Quat. Intern., 296, 37–50.
Jary Z., Kida J., 2002, *Erozja wąwozowa na obszarach lessowych południowo-zachodniej Polski*, Zesz. Probl. Postępów Nauk Roln., 487, 79–86.
Jary Z., Kida J., Śnihur M., 2003, *Less i osady lessopochodne w południowo-zachodniej Polsce*, Czas. Geogr., 73, 63–100.
Jońca E., 1964, *Wpływ gryzoni i kretów na erozję gleb na Pogórzu Wałbrzyskim (Sudety Środkowe)*, Czas. Geogr., 35, 61–72.
Jońca E., 1971, *Zróżnicowanie denudacji mechanicznej w Sudetach Środkowych*, Czas. Geogr., 42, 299–301.
Jońca E., 1975, *Wpływ zwierząt na rzeźbę powierzchni Ziemi*, Acta Univ. Wratisl., 263, Studia Geogr., 23, Wrocław.
Kacprzak A., Migoń P., Musielok Ł., 2013, *Using soils as indicators of past slope instability in forested terrain, Kamienne Mts, SW Poland*, Geomorphology, 194, 65–75.
Kasprzak M., 2005, *Tempo degradacji powierzchni dróg i ścieżek turystycznych w Karkonoszach*, Opera Corcontica, 42, 17–30.
Kasprzak M., 2006, *Erozja wodna na drogach i ścieżkach turystycznych w Karkonoszach*, Przyroda Sudetów, 9, 179–190.
Kasprzak M., 2007, *Povodeň po suchém létu*, Časopis Krkonoše – Jizerské hory, 8, 31.
Kasprzak M., 2010a, *Geomorfologiczne i ekologiczne skutki wezbrań*, [w:] P. Migoń (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 14, 141–203.
Kasprzak M., 2010b, *Wezbrania i powodzie na rzekach Dolnego Śląska*, [w:] P. Migoń (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 14, 81–140.
Kasprzak M., Duszyński F., Jancewicz K., Michniewicz A., Różycka M., Migoń P., 2016, *The Rogowiec Landslide Complex (Central Sudetes, SW Poland) – a case of a collapsed mountain*, Geol. Quart., 60, 695–713.
Kasprzak M., Migoń P., 2015, *Historical and recent floods in the West Sudetes – geomorphological dimension*, Z. Geomorph. N.F., 59, SI 3, 73–97.
Kasprzak M., Traczyk A., 2019, *Ukształtowanie powierzchni Karkonoszy*, [w:] R. Knapik, P. Migoń, A. Raj (red.), *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*, Jelenia Góra, s. 47–90.
Katrycz M., 1998, *Transport rumowiska wleczonego w zlewni Wilczego Potoku – Karkonosze Wschodnie*, Acta Univ. Wratisl., 2061, Prace Inst. Geogr., A9, 37–58.
Kida J., Jary Z., 2002, *Procesy niveo-eoliczne na przedpolu Gór Bardzkich w grudniu 2001 r.*, Zesz. Probl. Postępów Nauk Roln., 487, 87–95.
Kierepka P., 2016, *Zmiany rzeźby terenu i procesów rzeźbotwórczych na obszarach intetnsywnie użytkowanych turystycznie na przykładzie kompleksu narciarskiego „Czarna Góra”*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Klementowski J., 1977, *Morfologiczne skutki lawiny śnieżnej w Karkonoszach w zimie 1976 r.*, Czas. Geogr., 48, 307–312.

Klementowski J., 1996, *Degradacja pokryw stokowych w warunkach antropopresji. Procesy kriogeniczne, spłukiwanie i erozja żłobinowa*, [w:] A. Jahn, S. Kozłowski, M. Pulina (red.), *Masyw Śnieżnika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*, PAE, Warszawa, s. 121–142.
Klementowski J., 2002, *Spłukiwanie i erozja żłobinowa na stokach Śnieżnika Kłodzkiego (Sudety Wschodnie)*, Zesz. Probl. Postępów Nauk Roln., 487, 97–108.
Klimek K., 2010, *Past and present interaction between the catchment and the valley floor: Upper Osoblaha basin, NE Sudetes slope and foreland*, Quat. Intern., 220, 112–121.
Klimek K., Latocha A., 2007, *Response of small mid-mountain rivers to human impact with special attention to the last 200 years, Eastern Sudetes, Central Europe*, Geomorphology, 92, 147–165.
Klimek K., Malik I., Owczarek P., Zygmunt E., 2003, *Climatic and human impact on episodic alluviation in small mountain valleys, the Sudetes*, Geogr. Polonica, 76(2), 55–64.
Kociánová M., Spusta V., 2000, *Vliv lavinové áktivity na kolísání horní hranice lesa v Krkonoších*, Opera Corcontica, 37, 473–480.
Kondracki J., 1994, *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*, PWN, Warszawa.
Kostrzewski A., 1970, *Uziarnienie i obróbka współczesnych aluwiów Bobru jako wyraz dynamiki rzecznego środowiska sedymentacyjnego*, PTPN, Poznań.
Kotarba A., 1992, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 191–208.
Kotarba A., Migoń P., 2010, *Góry wysokie a góry średnie Europy – spojrzenie geomorfologa*, Czas. Geogr., 81, 3–19.
Kotwicka W., Jancewicz K., Migoń P., 2019, *Rzeźba osuwiskowa południowo-wschodniej części Gór Wałbrzyskich, Sudety Środkowe*, Przegl. Geol., 67, 10, 828–836.
Kowalski A., 2017, *Rozmieszczenie i geneza form osuwiskowych w przełomowej dolinie Bobru w okolicach Wlenia (Sudety Zachodnie)*, Przegl. Geol., 66, 629–641.
Kowalski A., 2018, *Osuwiska jako przyczyna błędnych interpretacji budowy geologicznej – przykłady z Sudetów*, Biul. Państw. Inst. Geol., 473, 27–48.
Kowalski A., Maciejak K., 2016, *Zastosowanie metod geomorfometrycznych w analizie deformacji powierzchni terenu spowodowanych działalnością górniczą na przykładzie kopalni „Nowy Kościół" („Stare Zagłębie Miedziowe", synklinorium północnosudeckie)*, Biul. Państw. Inst. Geol., 466, 137–146.
Kowalski A., Wojewoda J., 2017, *Nowo rozpoznane formy osuwiskowe w dolinie Kaczawy na Pogórzu Kaczawskim (Sudety Zachodnie)*, Landf. Anal., 34, 15–27.
Kowalski A., Maciejak K., Wojewoda J., Kozłowski A., Raczyński P., 2017, *Antropogeniczne zmiany rzeźby na terenach górniczych Starego Zagłębia Miedziowego (synklinorium północnosudeckie) w świetle analiz geomorfometrycznych NMT LiDAR i danych archiwalnych*, Biul. Państw. Inst. Geol., 469, 177–200.
Krause D., Křížek M., 2017, *Dating of recent avalanche events in the Eastern High Sudetes, Czech Republic*, Quat. Intern., 470(A), 166–175.
Kříž V., 1995, *Laviny Hrubého Jeseníku, Králického Sněžníku a Moravoslezských Beskyd*, Univ. Ostraviensis Acta Facult. Rer. Nat., Geographia – Geologia, 3, 69–86.
Křížek M., Krause D., Raschová T., 2018, *Debris flows in the Hrubý Jeseník Mountains, Bohemian Massif, Czech Republic*, Journ. Maps, 14, 428–434.
Krzemień K., 1988, *The dynamics of debris flows in the upper part of the Staroroboclańska Valley (Western Tatra Mts)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 22, 123–144.
Krzyszkowski D., Migoń P., Sroka W., 1995, *Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault*, Folia Quat., 66, 73–98.
Kundzewicz Z., 2011, *Zmiany klimatu, ich przyczyny i skutki – obserwacje i projekcje*, Landf. Anal., 15, 39–49.

Kwiatkowski J., 1979, *Zjawiska fenowe w Sudetach i na przedpolu Sudetów*, Problemy Zagosp. Ziem Górskich, 20, 243–280.
Kwiatkowski J., 1984, *Związki opadów atmosferycznych w polskich Sudetach i na ich przedpolu z czynnikami cyrkulacyjnymi*, Ossolineum, Wrocław.
Kwiatkowski J., 1985, *Szata śnieżna, szadź i lawiny*, [w:] A. Jahn (red.), *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław, s. 117–144.
Latocha A., 2005, *Geomorphic evolution of mid-mountain drainage basins under changing human impacts, East Sudetes, SW Poland*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 39, 71–93.
Latocha A., 2007a, *Przemiany środowiska przyrodniczego w Sudetach Wschodnich w warunkach antropopresji*, Acta Univ. Wratisl., 3008, Studia Geogr., 80.
Latocha A., 2007b, *Zróżnicowanie pokryw deluwialnych i aluwialnych w Sudetach Wschodnich w świetle analiz sedymentologicznych i datowań radiowęglowych*, Przegl. Geol., 55, 38–45.
Latocha A., 2009, *Land use changes and longer-term human-environment interactions in a mountain region (Sudetes Mountains, Poland)*, Geomorphology, 108, 48–57.
Latocha A., 2012, *Small catchments as sediment archives of past human activities, the example of Sudetes Mountains (SW Poland)*, Z. Geomorph. N.F. 56, Suppl. 3, 115–130.
Latocha A., 2014, *Geomorphic connectivity within abandoned small catchments (Stołowe Mts, SW Poland)*, Geomorphology, 212, 4–15.
Latocha A., 2016, *Programy rolnośrodowiskowe a zmiany krajobrazu w Sudetach (na przykładzie powiatu kłodzkiego)*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 43, 43–52.
Latocha A., Migoń P., 2006, *Geomorphology of medium-high mountains under changing human impact, from managed slopes to nature restoration: a study from the Sudetes, SW Poland*, Earth Surf. Proc. Landf., 31, 1657–1673.
Latocha A., Parzóch K., 2010, *Efekty geomorfologiczne powodzi w dolinie Białej Lądeckiej w czerwcu 2009 r.*, Przyroda Sudetów, 13, 251–262.
Latocha A., Urbanowicz M., 2010, *Terasy rolne w Górach Sowich*, [w:] E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, Prace i Studia Geogr., 45, 307–321.
Latocha A., Witek M., 2013, *Dawne obiekty hydrotechniczne na ziemi kłodzkiej: stan zachowania i rola w przebiegu procesów fluwialnych, w tym wezbrań ekstremalnych*, [w:] E. Kościk (red.), *Gdy nadciągała wielka woda: klęski powodzi na ziemiach polskich na przestrzeni wieków*, Wydawnictwo GAJT, Wrocław, s. 105–125.
Latocha A., Reczyńska K., Gradowski T, Świerkosz K., 2019, *Landscape memory in abandoned areas – physical and ecological perspectives (Central European mountains case study)*, Landscape Res., 44, 600–613.
Latocha A., Szymanowski M., Jeziorska J., Stec M., Roszczewska M., 2016, *Effects of land abandonment and climate change on soil erosion. An example from depopulated agricultural lands in the Sudetes Mts., SW Poland*, Catena, 145, 128–141.
Lorenz D., 2016, *Uwarunkowania i skala zjawiska biedaszybów w Wałbrzychu i powiecie wałbrzyskim*, Probl. Rozwoju Miast, 2, 31–38.
Łach J., 2001, *Geomorphic results of flood in July 1997 in the Biała Lądecka Valley (Eastern Sudeten, Poland)*, Moravian Geogr. Rep., 9(2), 24–28.
Maciejak K., Maciejak M., 2015, *Kopalnia Schwarze Minna*, Hereditas Minariorum, 2, 85–98.
Makoś M., Sobczyk A., 2018, *Przydatność pomiarów georadarowych i analiz geomorfometrycznych do rozpoznania wewnętrznej struktury płytkich osuwisk – na przykładzie góry Średniak w Masywie Śnieżnika, Sudety Wschodnie*, Przegl. Geol., 66, 636–647.
Malik I., Wistuba M., Migoń P., Fajer M., 2016, *Activity of slow-moving landslides recorded in eccentric tree rings of Norway spruce trees (Picea abies Karst.) – an example from the Kamienne Mts. (Sudetes Mts., Central Europe)*, Geochronometria, 43, 24–37.

Margas C., Szymczak H., 1969, *Klęski żywiołowe w polskich Karkonoszach i regionie jeleniogórskim (1253–1968)*, Wierchy, 38, 55–115.
Maziarz M., Owczarek P., Jary Z., 2012, *Rozwój erozji wąwozowej w masywie Gromnika – Wzgórza Strzelińskie (Przedgórze Sudeckie)*, [w:] I. Malik (red.), *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis zmian w rzeźbie i osadach*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 77, 279–288.
Migała K., 2005, *Piętra klimatyczne w górach Europy a problem zmian globalnych*, Acta Univ. Wratisl., 2718, Studia Geogr., 78.
Migoń P., 2008, *Main features of geomorphology of the Sudetes re-assessed in the light of digital elevation model*, Geografie. Sborn. České Geogr. Spol., 113, 400–416.
Migoń P., 2017, *Stoki sudeckie piętra leśnego w holocenie*, Acta Geogr. Lodz., 106, 37–52.
Migoń P., Hrádek M., Parzóch K., 2002, *Extreme events in the Sudetes Mountains. Their long-term geomorphic impact and possible controlling factors*, Studia Geomorphol. Carpatho-Balcan., 36, 29–49.
Migoń P., Jancewicz K., Kasprzak M., 2014, *Zasięg obszarów objętych osuwiskami w Górach Kamiennych (Sudety Środkowe) – porównanie map geologicznych i cyfrowego modelu wysokości z danych LiDAR*, Przegl. Geol., 62, 463–471.
Migoń P., Jancewicz K., Różycka M., Duszyński F., Kasprzak M., 2017, *Large-scale slope remodelling by landslides – geomorphic diversity and geological controls, Kamienne Mts, Central Europe*, Geomorphology, 289, 134–151.
Migoń P., Kacprzak A., 2014, *Lateral variability of hillslope regolith and soils and implications for the interpretation of Pleistocene environments*, Geomorphology, 221, 69–82.
Migoń P., Kasprzak M., 2012, *Rzeźba północnego progu Gór Stołowych w rejonie Białej Skały*, Przyroda Sudetów, 15, 155–168.
Migoń P., Kasprzak M., 2015, *Rozwój rzeźby terenu*, [w:] A. Żelaźniewicz (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*, wyd. II, Polska Akademia Nauk – Oddział we Wrocławiu, s. 101–144.
Migoń P., Kasprzak M., 2016, *Pathways of geomorphic evolution of sandstone escarpments in the Góry Stołowe tableland (SW Poland) – insights from LiDAR-based high-resolution DEM*, Geomorphology, 260, 51–63.
Migoń P., Kasprzak M., Knapik R., 2006, *Spływ gruzowy w Wielkim Śnieżnym Kotle w sierpniu 2006 r.*, Przyroda Sudetów, 9, 157–168.
Migoń P., Latocha A., 2018, *Human impact and geomorphic change through time in the Sudetes, Central Europe*, Quat. Intern., 470A, 194–206.
Migoń P., Latocha A., Parzóch K., Kasprzak M., Owczarek P., Witek M., Pawlik Ł., 2011, *Współczesny system morfogenetyczny Gór Stołowych*, [w:] T. Chodak, C. Kabała, J. Kaszubkiewicz, P. Migoń, J. Wojewoda (red.), *Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych*, WIND, Wrocław, s. 1–52.
Migoń P., Pánek T., Malik I., Hradecký J., Owczarek P., Šilhán K., 2010, *Complex landslide terrain in the Kamienne Mountains, Middle Sudetes, SW Poland*, Geomorphology, 124, 200–214.
Migoń P., Parzóch K., 2008, *Spływy gruzowe w Sudetach*, Przegl. Geogr., 80, 385–401.
Migoń P., Różycka M., Jancewicz K., 2016, *Zespół osuwisk na Toczku (Góry Bystrzyckie) w świetle analizy geomorfometrycznej*, Przyroda Sudetów, 19, 167–188.
Oberc J., 1957, *Rejon Gór Bardzkich*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
Otop I., 2004, *Maksymalne dobowe opady atmosferyczne w Karkonoszach w drugiej połowie XX wieku*, Opera Corcontica, 41, 25–29.
Owczarek P., 2004, Evolution of alluvial channel forms under the influence of hillslope sediment delivery (S Poland), [w:] M. Mikoš, D. Gutknecht (red.), *INTERPRAEVENT*

2004 – Changes within Natural and Cultural Habitats and Consequences, Tagungspublikation, 4, Riva/Trient, 225–232.
Owczarek P., Kassa A., 2011, *Ocena tempa degradacji wybranych odcinków szlaków turystycznych Parku Narodowego Gór Stołowych w świetle badań dendrochronologicznych*, Przyroda Sudetów, 14, 155–166.
Parzóch K., 1994, *Efekty erozyjne i tempo sukcesji roślinnej na pasie granicznym w Karkonoszach*, Acta Univ. Wratisl., 1702, Prace Inst. Geogr., A7, 27–36.
Parzóch K., 2001a, *Erozja rynnowa na stokach wylesionych w Karkonoszach*, Przyroda Sudetów Zachodnich, 4, 171–180.
Parzóch K., 2001b, *Współczesne procesy geomorfologiczne w Karkonoszach w warunkach antropopresji*, niepubl. rozprawa doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Parzóch K., 2002, *Procesy erozyjne na stokach wylesionych w Karkonoszach*, Zesz. Probl. Postępów Nauk Roln., 487, 239–247.
Parzóch K., 2003, *Skutki antropogenicznej transformacji rzeźby stoków górskich w Karkonoszach*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, Polskie Towarzystwo Geograficzne – Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 161–164.
Parzóch K., 2005a, *Sztuczne zbiorniki wodne w Sudetach jako źródło informacji o denudacji mechanicznej*, [w:] A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze*, Uniwersytet Śląski, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, PTG Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 183–188.
Parzóch K., 2005b, *Wpływ zapór przeciwrumowiskowych na przebieg procesów fluwialnych w potoku górskim na przykładzie Karkonoszy*, [w:] A. Łajczak (red.), *Antropopresja w górach średnich strefy umiarkowanej i skutki geomorfologiczne, na przykładzie wybranych obszarów Europy Środkowej*, Human Impact on Mid Mountain Ecosystems, 2, 105–108.
Parzóch K., 2016, *Wytyczne w zakresie przeprowadzania badań wpływu stacji narciarskich na rzeźbę terenu*, [w:] K. Okrasiński (red.), *Poradnik ochrony ekosystemów górskich. Oddziaływanie ośrodków narciarskich na środowisko*, Stowarzyszenie Pracownia na rzecz Wszystkich Istot, Bystra, s. 168–181.
Parzóch K., Dunajski A., 2002, *Katastrofalne ruchy masowe w Karkonoskim Parku Narodowym związane z nadmiernymi opadami*, [w:] Z. Denisiuk (red.), *Strategia zachowania różnorodności biologicznej i krajobrazowej obszarów przyrodniczo cennych dotkniętych klęską powodzi*, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków, s. 155–165.
Parzóch K., Migoń P., 2010, *Zdarzenia ekstremalne w systemie stokowym – grawitacyjne ruchy masowe i erozja gleb*, [w:] P. Migoń (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 14, 205–239.
Parzóch K., Migoń P., Szymanowski R., 2008, *Współczesne procesy geomorfologiczne w ekotonie górnej granicy lasu w Karkonoszach Polskich*, [w:] A. Mazur, A. Raj, R. Knapik (red.), *Monitoring ekosystemów leśnych w Karkonoskim Parku Narodowym*, Karkonoski Park Narodowy, Jelenia Góra, s. 39–55.
Parzóch K., Migoń P., Szymanowski M., Gąsiorek M., 2007, *Spływy gruzowe w północnej części Karkonoszy*, Opera Corcontica, 44/1, 81–88.
Parzóch K., Pawlik Ł., Solarska A., Witek M., 2012, *Osuwisko na stokach Średniaka w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego w 2011 roku*, Przyroda Sudetów, 15, 197–208.
Parzóch K., Sobczyk A., 2004, *Denudacja w małej zlewni górskiej strumienia stokowego w Karkonoszach*, [w:] A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – funkcjonowanie, rewitalizacja i ochrona*, Uniwersytet Śląski, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, PTG – Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 181–184.

Paszkiewicz O., 2008, *Antropogeniczne przekształcenia stoków w rejonie nartostrad w polskiej części Karkonoszy*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.

Pawlik Ł., 2009, *Znaczenie saltacji wykrotowej w kształtowaniu rzeźby stoku*, Czas. Geogr., 80, 130–146.

Pawlik Ł., 2012a, *Przekształcenia powierzchni stokowych w Sudetach w wyniku procesu saltacji wykrotowej*, Landf. Anal., 20, 75–90.

Pawlik Ł., 2012b, *Zniszczenia w lasach sudeckich pod wpływem orkanu Cyryl (18–19.01.2007 r.) – implikacje historyczne i regionalne*, Przegl. Geogr., 84, 53–75.

Pawlik Ł., 2013a, *Remodelling of slope surface in the Suche Mts., SW Poland, as an effect of catastrophic windthrow caused by the Kyrill storm in 2007*, [w:] A. Decaulne (red.), *Arbres & dynamiques*, Presses Universitaires Blaise Pascal, University of Clermont-Ferrand 2, France, s. 49–69.

Pawlik Ł., 2013b, *Implikacje procesu saltacji wykrotowej w biomechanicznym przekształcaniu pokryw stokowych i mikrorzeźby stoku w piętrze regla górnego Karkonoszy polskich*, Prace Geogr. UJ, 135, 41–56.

Pawlik Ł., 2014, *Biogenic imprint on hillslopes in the Sudety Mts. – origin and consequences of the tree uprooting process*, Studia Geomorphol. Carpatho-Balcan., 48, 17–34.

Pawlik Ł., 2015, *Wiatrowały i wiatrołomy w lasach Nadleśnictwa Wałbrzych w świetle analizy danych z SILP w środowisku GIS oraz ocena efektów powierzchniowych procesu saltacji wykrotowej w Górach Suchych, Sudety Środkowe*, Landf. Anal., 28, 61–72.

Pawlik Ł., Kacprzak A., Musielok Ł., Bebak J., 2012, *Distinct form of microrelief on steep slopes of the Rogowa Kopa, Stołowe Mts. – in the light of geomorphological and pedological evidence*, [w:] P. Migoń, M. Kasprzak (red.), *Sandstone Landscapes. Diversity, Ecology and Conservation. Proceedings of the 3rd International Conference on Sandstone Landscapes, Kudowa-Zdrój (Poland), 25–28 April 2012*, Uniwersytet Wrocławski, s. 132–138.

Pawlik Ł., Kasprzak M., 2015, *Electrical resistivity tomography (ERT) of pit-and-mound microrelief, Mt Rogowa Kopa case study, the Stołowe Mountains, SW Poland*, Landf. Anal., 29, 41–47.

Pawlik Ł., Migoń P., Owczarek P., Kacprzak A., 2013, *Surface processes and interactions with forest vegetation on a steep mudstone slope, Stołowe Mountains, SW Poland*, Catena, 109, 203–216.

Pawlik Ł., Migoń P., Szymanowski M., 2016, *Local- and regional-scale biomorphodynamics due to tree uprooting in semi-natural and managed montane forests of the Sudetes Mountains, Central Europe*, Earth Surf. Proc. Landf., 41, 1250–1265.

Pawlik Ł., Musielok Ł., Migoń P., Wrońska-Wałach D., Duszyński F., Kasprzak M., 2017, *Deciphering the history of forest disturbance and its effects on landforms and soils – lessons from a pit-and-mound locality at Rogowa Kopa, Sudetes, SW Poland*, Bull. Geogr. Phys. Geogr. Series, 12, 59–80.

Pilous V., 1973, *Strukturní mury v Krkonoších – I. část*, Opera Corcontica, 10, 15–69.

Pilous V., 1975, *Strukturní mury v Krkonoších – II. část*, Opera Corcontica, 12, 7–50.

Pilous V., 1977, *Strukturní mury v Krkonoších – III. část*, Opera Corcontica, 14, 7–94.

Pilous V., 1986, *Antropogenní montánní tvary reliéfu v Krkonošském národním parku – III. Část*, Opera Corcontica, 23, 5–52.

Pilous V., 2000, *Povodňové sesuvy*, Krkonoše, 33(6), 4–5.

Pilous V., 2011, *Povodňové mury v povodí horní Smědé v Jizerských horách*, Sborník Severočeského Muzea, Přírodni Vědy, 29, 3–40.

Placek A., 2011, *Rzeźba strukturalna Sudetów w świetle wyników pomiarów wytrzymałości skał i analiz numerycznego modelu wysokości*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 16.

Plewniak W., 1978, *Zmiany w środowisku geograficznym doliny Dzikiej Orlicy w Górach Bystrzyckich wywołane wyludnianiem wsi*, Acta Univ. Wratisl., 324, Prace Inst. Geogr., B2, 97–109.
Pulina M., 1977, *Zjawiska krasowe w Sudetach polskich*, Dokument. Geogr., 2–3, IGiPZ PAN, Warszawa.
Pulinowa M.Z., 1989, *Rzeźba Gór Stołowych*, Prace Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, 1008.
Raczkowski W., 1958, *Zagadnienie denudacji na obszarze pól uprawnych*, Czas. Geogr., 29, 355–371.
Remisz J., 2012, *Morfodynamika stoków usypiskowych w Sudetach*, niepubl. rozprawa doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Remisz J., Bijak S., 2012, *Dendrochronologiczny zapis aktywności stoków usypiskowych Suchawy i Kruczej Skały (Sudety Środkowe)*, Przyroda Sudetów, 15, 209–218.
Remisz J., Migoń P., Malik I., Owczarek P., 2009, *Stoki usypiskowe w polskiej części Sudetów – rozmieszczenie i wiek*, [w:] A. Kostrzewski, R. Paluszkiewicz (red.), *Geneza, Litologia i Stratygrafia Utworów Czwartorzędowych*, t. V., UAM, Seria Geografia, 88, 447–465.
Różycka M., Michniewicz A., Migoń P., Kasprzak M., 2015, *Identification and morphometric properties of landslides in the Bystrzyckie Mountains (Sudetes, SW Poland) based on data derived from airborne LiDAR*, [w:] J. Jasiewicz, Z. Zwoliński, H. Mitasova, T. Hengl (red.), *Geomorphometry for Geosciences*, Adam Mickiewicz University in Poznań – Institute of Geoecology and Geoinformation, International Society for Geomorphometry, Poznań, s. 247–250.
Różycka M., Migoń P., 2017, *Tectonic geomorphology of the Sudetes – review and re-appraisal*, Ann. Soc. Geol. Polon., 87, 275–300.
Różycka M., Migoń P., Michniewicz A., 2017, *Topographic Wetness Index and Terrain Ruggedness Index in landslide studies, on examples from the Sudetes, SW Poland*, Z. Geomorph. N.F., 61, SI 2, 61–80.
Rydval M., Wilson R., 2012, *The impact of industrial SO_2 pollution on North Bohemia conifers*, Water Air Soil Poll., 223, 5727–5744.
Rzońca B., Buczyński S., 2013, *Intense karst denudation in a crystalline basin with a small share of carbonate rocks (Sudety Mountains, SW Poland)*, Catena, 107, 154–164.
Schmuck A., 1969, *Klimat Sudetów*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 5, 93–153.
Sikora R., Piotrowski A., 2016, *Stanowisko nr 2 „Obryw Bardzki"*, [w:] J. Wojewoda, A. Kowalski (red.), *Wyzwania polskiej geologii*, 3, *Polski Kongres Geologiczny. Przewodnik do wycieczek kongresowych*, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Wrocław, s. 48–52.
Sobik M., 2005, *Klimat*, [w:] J. Fabiszewski (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*, Polska Akademia Nauk – Oddział we Wrocławiu, Wrocław, s. 39–57.
Sobik M., Błaś M., 2010, *Wyjątkowe zdarzenia meteorologiczne*, [w:] P. Migoń (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 14, 35–80.
Siuda R., Borzęcki R., 2014, *Relikty górnictwa i hutnictwa rejonu złoża Miedzianka–Ciechanowice jako obiekty geoturystyczne*, Przegl. Geol., 62, 397–402.
Smolíková J., Blahůt J., Vilímek V., 2016, *Analysis of rainfall preceding debris flows on the Směda vská hora Mt., Jizerské hory Mts., Czech Republic*, Landslides, 13, 683–696.
Sokol F., Vavřík K., 1971, *Vznik a asanace svahových sesuvů v Hrubém Jeseníku*, Ochrana Přírody, 26(4), 84–86.
Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorczyk I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018, *Physi-*

co-geographical mesoregions of Poland. Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data, Geogr. Polonica, 91, 143–171.
Spusta V., Kociánová M., 1998, *Lavinový katastr české části Krkonoš v období 1961/62–1997/98*, Opera Corcontica, 35, 3–205.
Syc P., 2016, *Wpływ działalności gospodarczej na krajobraz i procesy geomorfologiczne na terenie gminy Lewin Kłodzki*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Synowiec G., 2003, *Formy osuwiskowe w Górach Kamiennych*, Przegl. Geol., 51, 59–65.
Szczepankiewicz S., 1970, *Cechy niektórych pokryw późnoczwartorzędowych*, Acta Univ. Wratisl., 124, Studia Geogr., 13, 3–15.
Szymanowski R., 2004a, *Spływy gruzowo-błotne w Kotle Łomniczki*, Przyroda Sudetów, 7, 223–232.
Szymanowski R., 2004b, *Stoki murowe w polskiej części Karkonoszy wschodnich*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Tarka R., 1997, *Zasilanie wód podziemnych w górskich masywach krystalicznych na przykładzie Masywu Śnieżnika w Sudetach*, Acta Univ. Wratisl., 1964, Prace Geol.-Miner., 56.
Teisseyre A.K., 1977, *Współczesne procesy rzeczne w dorzeczu górnego Bobru i Strzegomki (Sudety Środkowe)*, Geol. Sudetica, 12(2), 93–109.
Teisseyre A.K., 1979a, *Przebieg zjawisk erozji i sedymentacji w środowisku małych rzek górskich*, [w:] A. Jahn (red.), *Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku*, PAN Wrocław, Komisja Nauk o Ziemi, Wrocław, s. 59–67.
Teisseyre A.K., 1979b, *Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich*, Geol. Sudetica, 14(1), 125–158.
Teisseyre A.K., 1985, *Mady rzek sudeckich*, cz. I, *Ogólna charakterystyka środowiskowa (na przykładzie zlewni górnego Bobru)*, Geol. Sudetica, 20(1), 113–195.
Teisseyre A.K., 1990, *Dynamika sudeckich rzek żwirodennych w zimnej połowie roku*, Acta Univ. Wratisl., 1808, Prace Inst. Geogr., A4, 119–144.
Teisseyre A.K., 1991, *Bank crevassing and channel anastomosis in the upper River Bóbr valley (Central Sudetes, SW Poland)*, Acta Univ. Wratisl., 1286, Prace Geol.-Miner., 21.
Teisseyre A.K., 1994, *Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku*, Acta Univ. Wratisl., 1399, Prace Geol.-Miner., 43.
Tomaszewski J.T., 1967, *O niektórych podstawowych problemach dotyczących potoków błotno-kamienistych*, Czas. Geogr., 38, 431–439.
Tomaszewski J.T., 1979, *Przepuszczalność wodna karkonoskich gruntów*, Problemy Zagosp. Ziem Górskich, 20, 103–126.
Traczyk A., 1991, *Osady zbiornika przeciwrumowiskowego w Karpaczu i ich znaczenie dla oceny degradacji stoków w zlewni Łomnicy*, Czas. Geogr., 62, 77–84.
Traczyk A., 1996, *Geneza i znaczenie stratygraficzne rytmicznie warstwowanych osadów stokowych w Sudetach*, Acta Univ. Wratisl., 1808, Prace Inst. Geogr., A8, 93–104.
Traczyk A., Migoń P., 2003, *Cold-climate landform patterns in the Sudetes. Effects of lithology, relief and glacial history*, Acta Univ. Carolinae, Geographica, 35, Suppl. 2000, 185–210.
Treml V., Migoń P., 2015, *Controlling factors limiting timberline position and shifts in the Sudetes: a review*, Geogr. Polonica, 88, 55–70.
Urbański K., Różański P., 2016, *Stanowisko nr 3. Osuwisko w Janowcu*, [w:] J. Wojewoda, A. Kowalski (red.), *Wyzwania polskiej geologii*, 3, *Polski Kongres Geologiczny. Przewodnik do wycieczek kongresowych*, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Wrocław, s. 53–55.
Večeřová V., Večeřa J., 2002, *Jesenické zlaté stezky*, Pinka, Jeseník.
Viles H.A., 1988, *Introduction*, [w:] H.A. Viles (red.), *Biogeomorphology*, Basil Blackwell, Oxford, s. 1–8.

Walczak W., 1968, *Sudety*, PWN, Warszawa.
Walicka A., Jóźków G., Kasprzak M., Borkowski A., 2019, *Terrestrial Laser Scanning for the detection of coarse grain size movement in a mountain riverbed*, Water, 11(11), 2199, 1–20.
Waroszewski J., Egli M., Brandova D., Christl M., Kabała C., Malkiewicz M., Kierczak J., Glina B., Jezierski P., 2018, *Identifying slope processes over time and their imprint in soils of medium-high mountains of Central Europe (the Karkonosze Mountains, Poland)*, Earth Surf. Proc. Landf., 43, 1195–1212.
Waroszewski J., Kaliński K., Malkiewicz M., Mazurek R., Kozłowski G., Kabała C., 2013, *Pleistocene – Holocene cover-beds on granite regolith as parent material for Podzols – An example from the Sudeten Mountains*, Catena, 104, 161–173.
Wiśniewski B., 1962, *Pomiar zamulania zbiornika wodnego w Otmuchowie*, Gosp. Wodna, 9, 475–476.
Witek M., 2012a, *Wpływ zabudowy hydrotechnicznej na współczesne kształtowanie rzeźby koryt rzek ziemi kłodzkiej*, Landf. Anal., 19, 91–102.
Witek M., 2012b, *Wpływ zabudowy hydrotechnicznej na procesy w korycie Bystrzycy Dusznickiej*, [w:] I. Malik (red.), *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis zmian w rzeźbie i osadach*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 77, 427–440.
Witek-Kasprzak M., 2018, *Przekształcenia koryt rzek górskich na terenie ziemi kłodzkiej w warunkach antropopresji*, niepubl. rozprawa doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Włosińska M., 2011, *Wąwozy drogowe w Górach Stołowych – wybrane przykłady*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Wójcik J., 1993, *Przeobrażenia ukształtowania powierzchni ziemi pod wpływem górnictwa w rejonie Wałbrzycha*, Acta Univ. Wratisl., 1557, Studia Geogr., 59.
Wójcik J., 1996, *Przekształcenia rzeźby powstałej pod wpływem górnictwa węglowego w Wałbrzychu i okolicy, 1865–1990*, Przegl. Geogr. 68, 181–191.
Wójcik J., 2008, *Górnicze zmiany rzeźby terenu rejonu wałbrzyskiego*, Landf. Anal., 9, 339–342.
Wójcik J., 2013, *Mining changes on the example of the Wałbrzych Basin relief (The Sudetes, Poland)*, Z. Geomorph. N.F., 57, 187–205.
Wójcik J., 2018, *Tereny pokopalniane Zagłębia Wałbrzyskiego 20 lat po zamknięciu kopalń węgla*, Przegląd Geograficzny, 90, 267–290.
Wyższy Urząd Górniczy, 2016, *Informacja nr 46/2016/EW o zdarzeniu niebezpiecznym, polegającym na utracie stateczności skarp zwałowiska wewnętrznego (osuwisku), zaistniałym w dniu 26.09.2016 r. ok. godz. 2100, w zakładzie górniczym PGE GiEK S.A. Oddział KWB „Turów”*, Wyższy Urząd Górniczy Departament Górnictwa Otworowego i Wiertnictwa Katowice, 5 października 2016 r. (http://www.wug.gov.pl/bhp/26_09_2016/printpage; dostęp: 20.12.2020).
Zieliński T., 2001, *Erozyjne efekty katastrofalnych wezbrań w dorzeczu górnej Nysy Kłodzkiej podczas powodzi 1997 i 1998 r.*, Przegl. Geol., 49, 1096–1100.
Zieliński T., 2003, *Catastrophic flood effects in alpine/foothill fluvial system (a case study from the Sudetes Mts, SW Poland)*, Geomorphology, 54, 293–306.
Zwoliński Z., 2011, *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, Landf. Anal., 15, 5–15.
Żelaźniewicz A., 2015, *Przeszłość geologiczna*, [w:] A. Żelaźniewicz (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*, wyd. 2, Polska Akademia Nauk – Oddział we Wrocławiu, Wrocław, s. 39–99.
Żurawek R., 1999, *Zmiany erozyjne w dolinach rzek Sudetów Kłodzkich wywołane powodziami w lipcu 1997 r. oraz w lipcu 1998 r.*, Problemy Zagosp. Ziem Górskich, 45, 43–61.

Rozdział 6

Współczesna ewolucja rzeźby Kotlin Podkarpackich

Kotlina Oświęcimska (ESA/Copernicus)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-06

CC BY 4.0

Rozdział 6

Współczesna ewolucja rzeźby Kotlin Podkarpackich

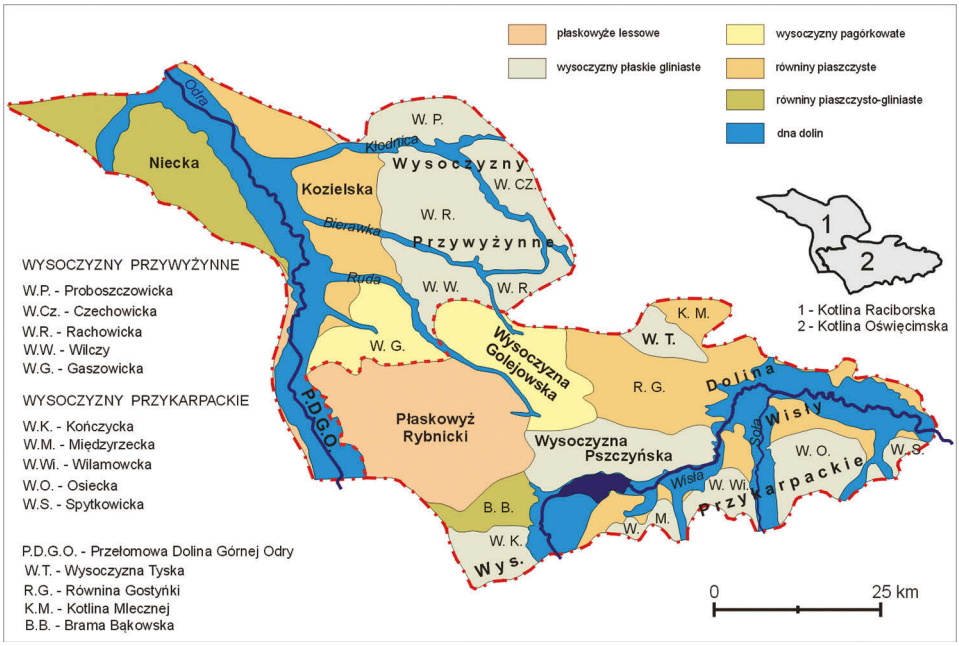
Piotr Gębica, Leszek Starkel, Agnieszka Czajka, Renata Dulias, Maria Fajer, Jan Maciej Waga

Kotliny Podkarpackie ciągną się na przedpolu Karpat Zewnętrznych fliszowych i Sudetów Wschodnich, przechodząc na wschód od granic Polski w Wysoczyzny Wschodniego Przedkarpacia leżące w dorzeczu górnego Dniestru na Ukrainie, a na zachodzie przez Bramę Morawską łączą się z kotlinami północnego przedpola Alp w dorzeczu Dunaju. Od północy granicę Kotlin Podkarpackich wyznaczają wzniesienia Wyżyny Śląsko-Małopolskiej, Wyżyny Lubelskiej i Roztocza, wchodzące w skład wału metakarpackiego. Południową granicę kotlin stanowi próg Pogórza Karpackiego, natomiast południowo-zachodnią wyznacza krawędź Sudetów Wschodnich. Przewężenie Bramy Krakowskiej między Wyżyną Krakowsko-Częstochowską a Pogórzem Wielickim dzieli je na dwie części. Część wschodnia, znacznie rozleglejsza, nosi nazwę Kotliny Sandomierskiej, część zachodnią określa się jako Kotlinę Raciborsko-Oświęcimską (Klimek, Starkel 1972, Starkel 1972, Gilewska 1999). Kotlina Oświęcimska leży w dorzeczu górnej Wisły, natomiast Kotlina Raciborska w dorzeczu górnej Odry i przechodzi ku zachodowi w rozległą Nizinę Śląską. Granica między tymi dwoma makroregionami przebiega na linii Krapkowice–Głuchołazy (Brama Krapkowicka) (Klimek, Starkel 1972).

6.1. Kotlina Raciborsko-Oświęcimska

6.1.1. Położenie i podział

Kotlina Raciborsko-Oświęcimska leży w zachodniej części Kotlin Podkarpackich. Według M. Klimaszewskiego (1972) oraz K. Klimka i L. Starkla (1972) oprócz Kotliny Raciborskiej należy do niej również Płaskowyż Głubczycki. S. Gilewska (1999), podobnie jak S. Szczepankiewicz (1972), zaliczyli obie te jednostki do Niziny Śląskiej, zaś P. Migoń (2008) traktuje Płaskowyż Głubczycki jako wyżynne



Ryc. 6.1. Kotlina Raciborsko-Oświęcimska – jednostki geomorfologiczne i typy rzeźby, mapa opracowana na podstawie prac K. Klimka, L. Starkla (1972) i S. Gilewskiej (1999), zmieniona i uzupełniona

przedpole Sudetów Wschodnich. Autorzy, uwzględniając przejściowo-łącznikowy charakter Kotliny Raciborskiej (szczególnie jej północnej części – Niecki Kozielskiej), między Kotlinami Podkarpackimi a Niziną Śląską, opisali ją razem z Kotliną Oświęcimską (ryc. 6.1). Najwyższą częścią kotliny, wzniesioną do 310 m n.p.m., jest Płaskowyż Rybnicki, dlatego w regionalizacji fizycznogeograficznej zaliczono go do Wyżyny Śląskiej (Kondracki 1981). Zamyka on Kotlinę Oświęcimską od zachodu.

6.1.2. Charakterystyka środowiska przyrodniczego

Obszar Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej leży w obrębie zachodniej części zapadliska przedkarpackiego. Dno tego zapadliska wypełniają osady miocenu, głównie morskiego – iły i iłowce, lokalnie z gipsami, siarką i solą. Miąższość osadów mioceńskich jest bardzo zróżnicowana, od kilkuset metrów w rowach tektonicznych do kilku metrów nad zrębami (Klimek, Starkel 1972, Lewandowski 2015). Powierzchnia osadów mioceńskich jest porozcinana kopalnymi dolinami. Ich sieć należy do systemów pra-Wisły i pra-Odry, m.in. dolina biegnąca równoleżnikowo osią zapadliska na linii Oświęcim–Racibórz czy najgłębsza z tych form – dolina/rynna Rudy (Lewandowski 1993). Obszar kotliny pokrywają utwory czwartorzędowe o zróżnicowanej genezie (glacjalne, fluwioglacjalne, eoliczne, fluwialne,

antropogeniczne) i zmiennej miąższości. Lokalnie, m.in. w Paprocanach i Bieruniu, ponad powierzchnię zasypania czwartorzędowego wznoszą się pagóry zrębowe zbudowane ze skał karbońskich i triasowych (Klimek, Starkel 1972).

Rzeźba Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej ma na wielu obszarach cechy przejściowe pomiędzy rzeźbą wyżynną i nizinną. Występują tam cztery główne typy ukształtowania terenu (ryc. 6.1): 1 – płaskowyże oraz wysoczyzny, o cokołach utworzonych z utworów wieku mioceńskiego (lokalnie starszego) nadbudowane glinami morenowymi, ich reziduum, utworami wodnolodowcowymi, a także lessami, 2 – faliste równiny denudacyjne wykształcone na osadach lodowcowych i wodnolodowcowych, lokalnie przemodelowane przez procesy eoliczne, 3 – równiny piaszczystych teras nadzalewowych i stożków napływowych, lokalnie przemodelowane przez procesy eoliczne oraz 4 – równiny teras zalewowych.

Współczesna rzeźba kotliny jest wynikiem działalności wielu czynników morfotwórczych, zmieniających swoją aktywność wraz z powtarzającymi się wahaniami klimatu. Pierwszym z tych czynników był wpływ lądolodów skandynawskich na akumulację utworów lodowcowych i wodnolodowcowych w kotlinach – tworzących baseny sedymentacyjne. Kotliny stanowiły jednak także drogę odpływu wód proglacjalnych i ekstraglacjalnych – płynących z gór. Przepływ wód rzecznych powodował w kilku cyklach erozję i akumulację osadów. W ten sposób powstawały systemy teras i przedgórskich stożków napływowych. Wśród czynników morfotwórczych odgrywających istotną rolę w modelowaniu rzeźby kotlin należy wymienić także procesy eoliczne, z którymi związane jest powstanie pokryw lessowych (Dwucet 1986, Jersak 1991, Jary 1996) oraz form piaszczystych (wydm, niecek deflacyjnych, pól eolicznych piasków pokrywowych) (Waga 1994, Dulias 2002).

Według J. Lewandowskiego (2015) większa część Kotliny Oświęcimskiej nie została przykryta lądolodem Odry. Rozciągłość i morfologia Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej sprzyjała jednakże oscylacjom jego czoła i predysponowała kierunki odpływu olbrzymiej ilości wód roztopowych, które mogły rozmywać formy i osady świadczące o dalekim zasięgu lądolodu. W Kotlinie Raciborskiej widoczne są także poziomy zasypania fluwioglacjalnego z okresu degradacji lądolodu odrzańskiego i organizacji odpływu wód w kierunku zachodnim i północno-zachodnim (Karaś-Brzozowska 1963, Waga 1994).

Rzeźba polodowcowa i wodnolodowcowa wykształcona w okresie zlodowacenia odrzańskiego była przemodelowywana przez procesy peryglacjalne i rzeczne. Wyraźniej świadectwa tych procesów są zapisane w postaci głęboko wciętych dolin dorzecza Odry, ponieważ na obszarze dorzecza górnej Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej formy i serie osadów wieku warciańskiego są pogrzebane pod osadami młodszymi (Niedziałkowska i in. 1985, Waga 1992).

Rozległe terasy rzeczne powstały w pełni vistulianu z materiału, który został wskutek procesów denudacyjnych przemieszczony z górnych części zlewni Odry i Wisły. Na przedpolu Karpat powstały stożki napływowe, z których największy jest stożek Wisły rozciągający się poniżej Ustronia (Gilot i in. 1982, Niedziałkowska i in. 1985). W okresie tym na Płaskowyżu Rybnickim oraz na Wysoczyznach Przykarpackich akumulowane były również lessy (Dwucet 1986, Jersak 1991).

We współczesnej rzeźbie terenu wyróżniają się ponadto dwa zespoły form z późnego vistulianu. Pierwszym z nich są wydmy oraz towarzyszące im niecki deflacyjne, a także równiny pokrywowych piasków eolicznych. Są one bardziej charakterystyczne dla Kotliny Raciborskiej (Waga 1994, 2009) niż dla Kotliny Oświęcimskiej, gdzie są słabiej wykształcone (np. w okolicach Żor i na Równinie Gostyni) (Dulias 2002, 2009). Drugi zespół form z późnego vistulianu powstał w wyniku erozji i ruchów masowych. W tym czasie dopływy Odry i Olzy rozcinające Płaskowyż Rybnicki, dno Bramy Bąkowskiej i Wysoczyznę Kończycką bardzo intensywnie erodowały wstecznie (Waga 2009). W sytuacji nieprzepuszczalnego podłoża (iły mioceńskie i poziomy glin morenowych) doprowadzało to na zboczach młodych dolin do intensywnego przemieszczania gruntu przesyconego wodą. Podobne procesy rozwijały się na pozostałych Wysoczyznach Przykarpackich.

Później przez wielolecia na Płaskowyżu Rybnickim i na Wysoczyźnie Gaszowickiej powstawała gęsta sieć parowów i wądołów. Podobnie działo się w obrębie wysokiego, zachodniego zbocza doliny Odry (Płaskowyż Głubczycki). Mimo dużego urozmaicenia rzeźby na tych obszarach i gęstej sieci parowów – maksymalnie do 5 km·km^{-2} w okolicach Wodzisławia Śląskiego i Świerklan (Dwucet 1986) oraz do 4 km·km^{-2} na Płaskowyżu Głubczyckim (Jary 1996) – wąwozy występują tam bardzo rzadko.

O ile pogłębienie dolin z dorzecza Odry, takich jak Nacyna, Lesznica, Bierawka, Kłodnica, sięga w Kotlinie Raciborsko-Oświęcimskiej kilku metrów (Dwucet 1986), to doliny rzeczne w dorzeczu Wisły, takie jak Pszczynka czy Korzenica, noszą słabe ślady odmłodzenia holoceńskiego – są pogłębione do kilkudziesięciu centymetrów. W holocenie obserwuje się ponadto aktywność osuwiskową na stokach, co w znacznym stopniu było, obok erozji, stymulowane przez działalność człowieka, głównie na obszarach lessowych – rolnictwo neolityczne, średniowieczne i okresu nowożytnego oraz wylesianie (Klimek 2007).

O warunkach klimatycznych Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej decyduje w znacznym stopniu jej położenie w sąsiedztwie zachodniej części łuku Karpat i masywu Sudetów oraz bliskość Bramy Morawskiej, umożliwiającej częsty napływ mas powietrza z południowego zachodu i południowego wschodu. Kotlina Raciborsko-Oświęcimska należy do najcieplejszych regionów w Polsce.

W rozkładzie kierunków wiatru w Kotlinie Oświęcimskiej notowana jest dominacja wiatru południowo-zachodniego (22,7%), co jest związane z orientacją geograficzną doliny górnej Wisły. Na pozostałym obszarze kotliny dominują wiatry z sektora SW i zachodniego. Wymiana powietrza w Kotlinie Raciborskiej następuje w kierunku południkowym dzięki dolinie Odry (Kruczała 2000). Bardzo słabo przewietrzane są główne doliny lessowe w południowej części Płaskowyżu Rybnickiego (Radosz 2007). Średnia roczna suma opadów wynosi od 600–700 mm w Kotlinie Raciborskiej do 700–800 mm w Kotlinie Oświęcimskiej (Kruczała 2000, Serwis IMGW-BIP Klimat Polski).

W kontekście takich uwarunkowań fizycznogeograficznych istotne znaczenie dla współczesnego modelowania rzeźby ma pokrycie terenu i sposób jego

użytkowania. Znaczna część Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej jest wykorzystywana rolniczo jako dobrej jakości grunty orne i kształtowana przez procesy geomorfologiczne w rytm morfogenetycznych pór roku. Z punktu widzenia przebiegu procesów erozyjno-denudacyjnych podkreślić należy istotne zmiany pokrycia i użytkowania terenu w ostatnich 100–200 latach. W niektórych małych zlewniach (np. Ruptawki) tereny zabudowane zajmują ponad 60% ich powierzchni, w innych w miejsce pól pojawiły się rozległe formy antropogeniczne, np. w zlewni Dębinki zwałowiska i zalewiska w nieckach osiadania zajmują niemal ¼ jej powierzchni (Dulias 2008a).

6.1.3. Współczesne procesy geomorfologiczne – uwarunkowania i skutki

Współczesne procesy geomorfologiczne na obszarze Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej zachodzą w warunkach środowiska przyrodniczego wyraźnie zmienionego wskutek długotrwałej i intensywnej działalności człowieka. Jednym z głównych czynników naturalnych wpływających na charakter, przebieg i intensywność tych procesów są cechy litologiczne podłoża – szerokie rozprzestrzenienie utworów drobnoziarnistych – lessów, glin i deluwiów pyłowych, czyli utworów podatnych na procesy erozji wodnej, a po przesuszeniu – także erozji wietrznej. Zróżnicowana przepuszczalność utworów podłoża (mioceńskich iłów, czwartorzędowych piasków i żwirów) w połączeniu z dużym nachyleniem stoków stwarza warunki do zachodzenia ruchów masowych. Współczesnemu spłukiwaniu i erozji linijnej sprzyjają stosunki wysokościowe w obrębie płaskowyżów i wysoczyzn lessowych (szczególnie wysokie wyniesienie Płaskowyżu Rybnickiego ponad dna dolin) oraz rozczłonkowanie ich stoków dolinami plejstoceńskimi i holoceńskimi. Natężenie erozji w odrzańskiej i wiślańskiej części kotliny jest zróżnicowane ze względu na duże różnice w położeniu baz erozyjnych Odry (pod Krapkowicami – 160 m n.p.m.) i Wisły (pod Zatorem – 220 m n.p.m.). Charakter i przebieg współczesnych procesów geomorfologicznych jest także uwarunkowany różnorodną działalnością człowieka oraz utworzonymi z jego bezpośrednim i/lub pośrednim udziałem formami rzeźby terenu.

6.1.3.1. Procesy stokowe

Stoki na obszarze Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej są zróżnicowane pod względem budowy geologicznej, cech morfometrycznych, stosunków wodnych oraz rodzaju pokrywy roślinnej i sposobu użytkowania. Modelowane są przez różne procesy stokowe, z różną intensywnością oraz częstotliwością zależną od czynników naturalnych i antropogenicznych.

W przekształcaniu stoków istotną rolę odgrywa spłukiwanie. Przyczyną powstawania bardzo świeżych i głębokich rozcięć erozyjnych na obszarach rolniczych są nawalne deszcze, powodujące również spłukiwanie materiału glebowego. W ostatnich 20–30 latach wraz ze zmianą sposobu użytkowania gruntów ornych, tj. wprowadzeniem wielkoobszarowych upraw monokulturowych, zaorywaniem dróg i miedz, na glebach o wyższych klasach bonitacyjnych, w okresach

wczesnowiosennym i jesiennym dochodzi do wzmożonego spłukiwania i redepozycji materiału, m.in. w nieckach na polach i w rowach odwodnieniowych. U wylotów dolin nieckowatych i bruzd erozyjnych tworzą się stożki napływowe. O intensywności tych procesów może świadczyć przykład z Pielgrzymowic, gdzie wiele rowów melioracyjnych zostało zupełnie zamulonych – w 1996 r. wymagały oczyszczenia na długości aż 8,5 km (Dulias, Pełka-Gościniak 2002). Podobne zjawisko wystąpiło 20 lat później w Lyskach.

Spektakularne przykłady rozwoju form erozji linijnej występują w Miejscu Odrzańskim (Wieland 1988). W obrębie lewego, stromego zbocza doliny Odry można obserwować różne stadia wykształcenia form, od dojrzałego parowu głównego do młodych, bocznych wąwozów o pionowych, wysokich (do 7 m) ścianach. System ten rozwinął się przy wydatnym udziale człowieka (parów – z przekształcenia rozwiniętego w okresie prahistorycznym wąwozu kołowego, zaś wąwozy z zapoczątkowanego w latach 30. XX w. układu odprowadzania wody deszczowej i roztopowej z rowów przydrożnych). Ściany bocznych wąwozów w Miejscu Odrzańskim są intensywnie modelowane przez procesy obrywania, osuwania i sufozji, a ich dna i podstawy ścian okresowo rozcinane przez erozję linijną (Wieland 1988).

W wielu małych zlewniach Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej będących w zasięgu osiadań górniczych powierzchnia odwadniana przez spływ powierzchniowy wyraźnie się zmniejszyła z powodu powstania zagłębień bezodpływowych i zmian w przebiegu działów wodnych (Czaja 1988, Dulias 2013). Skrajnym przykładem jest zlewnia Dębinki, w której niemal połowa powierzchni (4 km^2) stała się bezodpływowa (Dulias 2008a). Zmiany te są na tyle duże, że zmodyfikowały przebieg procesów erozyjno-denudacyjnych.

W większości zlewni górniczych potencjał erozyjny podsystemu stokowego został wyraźnie zwiększony wskutek zmian nachylenia stoków, a mianowicie zmniejszenia udziału terenów równinnych (np. w zlewni Marklówki na Płaskowyżu Rybnickim o ponad 12%, a w zlewni Cienkiej na Wysoczyźnie Rachowickiej o ponad 20%) oraz zwiększenia udziału stoków o nachyleniu 1–3°, a w miejscach występowania zwałowisk także większym, powyżej 9° (np. w zlewni Radlińskiego Potoku o ponad 4%) (Dulias 2013).

Stoki w kotlinie są też modelowane przez procesy osuwiskowe, zachodzące głównie na Płaskowyżu Rybnickim i Wysoczyźnie Kończyckiej. Naliczono tu niemal 750 różnie zachowanych i mających różną wielkość osuwisk, co sprawia, że pod względem ich liczebności obszar ten zajmuje trzecie miejsce w Polsce, po Karpatach i Sudetach (Waga, Fajer 2021a). Najwięcej form osuwiskowych występuje w pasie od okolic Kończyc, Zebrzydowic, Jastrzębia-Zdroju, Wodzisławia Śląskiego, Lubomii, Syrynii do Raciborza Obory. Pojawiają się one też na stromym, zachodnim zboczu doliny Odry między Miedonią i Podlesiem.

Dla rozwoju osuwisk na Płaskowyżu Rybnickim istotne są dwa czynniki: obecność wysokich (do 100 m) krawędzi morfologicznych górujących nad doliną Odry i Olzy, rozciętych głębokimi dolinami erozyjnymi oraz budowa geologiczna – występowanie nieprzepuszczalnych warstw iłów i glin. K. Dwucet (1986)

stwierdziła, że formy osuwiskowe powstały głównie wskutek okresowego zawodnienia spągowych partii utworów lessopodobnych. Silne natężenie osuwania gruntów było odnotowane w 1977 r. w okolicach Pogrzebienia i Syrynii (Puchejda 1978), a wiązało się ono z bardzo wysokimi opadami zimowymi i letnimi w 1977 r. W strefie tej zbocze doliny Odry, eksponowane ku zachodowi, otrzymuje wyższe ilości opadów niż wierzchowina Płaskowyżu Rybnickiego.

Osunięcia ziemi wywołane czynnikami antropogenicznymi obserwowano też w okolicy Świerklan, w Rybniku czy w Jastrzębiu-Zdroju (Grzesiak, Trzepierczyński 2014). Część procesów osuwiskowych została wywołana czynnikami górniczymi – zmniejszeniem spójności gruntu i zmianami nachylenia stoków na obszarach deformacji górniczych, ewentualnie wstrząsami indukowanymi pracami górniczymi. Badania na Płaskowyżu Rybnickim, na obszarze tzw. Wzgórz Pszowskich (Krajewski i in. 1968), wykazały, że duża liczba zerw i osuwisk na ich stromych stokach opadających do doliny Syrynki jest uwarunkowana nie tylko obecnością w podłożu mioceńskich iłów, ale także działalnością górniczą kopalni „Anna". W okolicach Jastrzębia-Zdroju zinwentaryzowano 51 osuwisk, w większości powstałych na skarpach parowów i zboczach małych dolinek z niewielkimi ciekami, najczęściej o nachyleniu 35–40°, zbudowanych z utworów lessopodobnych, spoczywających na utworach piaszczysto-żwirowych. Niemal 60% tych osuwisk powstało w granicach wpływów górniczych, w sąsiedztwie progów i uskoków terenowych o genezie niewątpliwie związanej z eksploatacją podziemną (Krajewski i in. 1982). I. Chmielowska (1995) podaje przykład osuwisk z obszaru dawnej kopalni „1 Maja". W 1994 r. powstały tu liczne, drobne zerwy w bocznych dolinkach na lewym brzegu Lesznicy, na obszarze zbudowanym z plejstoceńskich utworów gliniastych, podścielonych iłami miocenu. Zerwy wytworzyły się po przejściu frontu eksploatacji. Mimo że główną rolę w formowaniu się osuwisk odgrywają naturalne predyspozycje terenu, to działalność górnicza jest czynnikiem aktywizującym procesy osuwiskowe. Duże znaczenie ma tu zmniejszenie ogólnej spójności gruntu – w strefie rozciągania niecki osiadania grunty ulegają rozluźnieniu i w konsekwencji powstają szczeliny, których istnienie jest czynnikiem przyspieszającym rozwój osuwisk. W 2005 r. na obszarze kopalni „Rydułtowy" bardzo silny wstrząs górotworu spowodował poważne szkody w zabudowie i infrastrukturze. W przeszłości tąpnięcia mogły być przyczyną uruchamiania osuwisk, szczególnie na terenach, gdzie występują grunty kurzawkowe.

6.1.3.2. Procesy fluwialne

Kotlina Raciborsko-Oświęcimska odwadniana jest przez górną Odrę i Wisłę, które wraz z dopływami tworzą stosunkowo gęstą sieć rzeczną. Obie te rzeki charakteryzuje w obrębie kotliny podobny reżim wezbrań wywołanych intensywnymi opadami w miesiącach letnich na ich obszarach źródłowych.

W XIX w. rozpoczęto powszechną regulację koryt obu rzek. Skrócono ich bieg, umocniono brzegi opaskami kamiennymi i ostrogami, ukierunkowano nurt (Łajczak 1995). W wyniku regulacji koryto Odry w obrębie kotliny zostało skrócone o 36%, a jego spadek wzrósł o 37,5% (z 0,5 do 0,8 $m \cdot km^{-1}$). Szerokość koryta

w efekcie prac regulacyjnych uległa zmniejszeniu o około 70 m i obecnie wynosi średnio 60 m. Przed regulacją szerokość równiny zalewowej Odry, zatapianej podczas dużych wezbrań, wynosiła około 4–5 km. Konstrukcja wałów przeciwpowodziowych spowodowała ograniczenie strefy zatapiania wezbraniowego nawet do 200 m (Czajka 2007). Prace regulacyjne przeprowadzone na odcinku Wisły w obrębie kotliny przyczyniły się do jego skrócenia o 15,4%, a spadek wzrósł o 22,5%. Szerokość koryta zmniejszyła się o około 40 do 70 m i wynosi obecnie od 20 do 50 m (Czajka 2007).

Osłabienie retencji i szybki spływ wód opadowych wynikające z deforestacji zlewni spowodowało intensywną erozję gleb i wzrost dostawy drobnego materiału do koryt rzecznych. W rzekach wzrosła amplituda wahań stanów wody i zwiększyła się gwałtowność krótkich fal wezbraniowych. Na odcinku pomiędzy Chałupkami a Miedonią w latach 1978–1990 wody Odry niosły rocznie około 277 500 ton materiału, z czego w postaci osadów pozakorytowych deponowane było około 195 tys. ton, co daje depozycję 5500 ton·km^{-1}·a^{-1}. W końcu lat 80. XX w. depozycja materiału unoszonego była mniej intensywna a przyczyną tego była zmniejszona w tym czasie częstotliwość dużych wezbrań.

Średnia łączna dostawa materiału unoszonego przez Wisłę i jej dopływy w obrębie Kotliny Oświęcimskiej wynosiła w drugiej połowie XX w. około 570 000 ton·a^{-1}, z czego dalej wynoszonych było około 450 000 ton rocznie. W ciągu roku w strefie międzywala Wisły depozycji ulegało średnio 120 000 ton materiału (średnio 20 950 ton·km^{-1}·a^{-1}), czyli czterokrotnie więcej niż w badanym odcinku Odry. Znaczna ilość transportowanego przez górną Odrę i Wisłę materiału jest deponowana na równinie zalewowej podczas największych wezbrań. Na Górnej Odrze stany wody ponadpełnokorytowe występują ze średnią częstotliwością od 0 do 4 zdarzeń·a^{-1}. Natomiast średni czas łącznego trwania zatopienia równiny zalewowej w obrębie międzywala Górnej Odry wynosi od 1 do 13 dni·a^{-1}. Na Wiśle stany wody ponadpełnokorytowe występują ze średnią częstotliwością od 0 do 3 zdarzeń·a^{-1} (Bieruń Nowy) do 5 zdarzeń·a^{-1} (Dwory/Gromiec). Największą częstotliwość takich stanów wody stwierdzono w latach 60. XX w., w połowie lat 70. XX w. i po 1995 r. Średni czas łącznego trwania zatopienia równiny zalewowej w międzywalu Wisły wynosi od 2,7 dni·a^{-1} (Bieruń Nowy) do 1,7 dni·a^{-1} (Dwory/Gromiec).

Depozycja osadów zachodzi przede wszystkim w strefie przykorytowej, powodując pionowy przyrost mad (Ciszewski, Czajka 2009). Osady te to przede wszystkim piaski przewarstwiane materiałem drobniejszym z dużą zawartością materii organicznej. Średnie tempo przyrostu pionowego osadów waha się od 1,7 do 6 cm·a^{-1}. Przeciętna miąższość deponowanych osadów jest mniejsza na Wiśle niż na Odrze, co może wynikać z faktu występowania na Odrze większych przepływów maksymalnych, podczas których zachodzi depozycja pozakorytowa. Przyrost wysokości brzegów Odry jest lokalnie równoważony jednoczesnym jego zwężeniem i spłyceniem, przeciwnie do koryta Wisły, gdzie zwężaniu koryta towarzyszy jego pogłębianie (Czajka 2007).

Antropopresja zaznaczyła się nie tylko w zmianach ilościowych, ale również jakościowych osadów. Zmianie uległ skład chemiczny osadów w dolinach rzek

sąsiadujących z terenami uprzemysłowionymi i zurbanizowanymi. W aluwiach Odry i Wisły zmiany te rozpoczęły się w połowie XVIII w. wraz z rozpoczęciem eksploatacji węgla kamiennego na Górnym Śląsku i w rejonie karwińsko-ostrawskim. Począwszy od tego czasu obecny jest w aluwiach Odry i Wisły miał węglowy oraz metale ciężkie (Ciszewski, Czajka 2009).

Duża dostawa materiału niesionego przez rzeki już od średniowiecza stanowiła poważny problem w utrzymaniu zbiorników zaporowych. Zamulanie dużego zbiornika wodnego, jakim jest Zbiornik Goczałkowicki, spowodowało, że w ciągu 19 lat osiągnął on głębokość krytyczną. Od około 1975 r. falowanie powoduje erodowanie stropu osadów dennych. Naprzemienność procesów zamulania i erodowania sprawia, że od wielu lat objętość misy zbiornika wodnego nie ulega większym zmianom (Łajczak 2003).

W zlewniach Rudy na Płaskowyżu Rybnickim i Bierawki w Niecce Kozielskiej zaznaczyły się dwie fazy antropopresji, starsza – średniowieczna, związana z intensywną kolonizacją rolniczą i erozją gleb, oraz młodsza, związana z górnictwem węglowym i rozwojem przemysłu metalurgicznego w czasie ostatnich 200 lat. Materiał pochodzący ze średniowiecznej erozji gleb został zdeponowany w dnach dolinek rozcinających wysoczyzny lessowe, a następnie w dnach dopływów Odry. Aluwia te budują m.in. współczesny nadzalewowy poziom dna doliny Rudy (Klimek 1995). Faza ta zapisała się w cechach strukturalnych aluwiów i częściowo także w ich cechach geochemicznych (dwukrotny wzrost koncentracji Zn). Młodsza faza antropopresji charakteryzowała się ponadto wzrostem o rząd wielkości koncentracji metali ciężkich (Cd i Pb) w osadach budujących niższy stopień terasowy i we współcześnie formowanych łachach piaszczystych (Klimek 1995, 1996, Klimek, Woskowicz-Ślęzak 2016). Są to w przewadze warstwowane piaski średnio- i drobnoziarniste przewarstwione ciemnymi mułami z dużym nagromadzeniem w nich miału węglowego. Wskazuje to na ich osadzanie po rozpoczęciu górnictwa węglowego na obszarze rybnickim, zapoczątkowanym na przełomie XVIII/XIX w. (Klimek 1995, 1996).

Stosunkowo intensywna gospodarka prowadzona od średniowiecza na obszarze Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej spowodowała, że niemal wszystkie koryta rzeczne zostały na tym terenie przebudowane. Działaniom tym opiera się jedynie Soła na odcinku od Czańca po Oświęcim (Woskowicz-Ślęzak, Ślęzak 2012, Woskowicz-Ślęzak 2013). Zaś krótkie odcinki koryta Rudy (między Stodołami i Paprocią oraz Rudą Kozielską i Górną Hutą), a także Bierawki (w okolicach Goszyc) mają bieg naturalny lub zrenaturyzowany. Wyjątkowym zjawiskiem jest naturalizacja odcinków dawnych sztucznych kanałów Suminy (obecnego dopływu Rudy). W przypadku przełomów w Suminie i Małej Nędzy kanały uległy tak dużym przekształceniom, że dziś są najbardziej naturalnie wyglądającymi fragmentami doliny rzecznej (Fajer 2018).

W Kotlinie Raciborsko-Oświęcimskiej na uwagę zasługują doliny mniejszych rzek będące w zasięgu bezpośrednich i pośrednich wpływów górnictwa węglowego. Przekształcenia w ich korytach obejmują zmiany cech fizycznych samego koryta (długość, spadek, bieg) oraz zmiany w ilości transportowanej w korycie

wody i materii. Część koryt, oprócz umocnienia brzegów kostką brukową lub faszyną, została ujęta w kamienno-betonowe żłoby, np. Potok Goławiecki, Gostynia, Potok Tyski (ryc. 6.2). W wielu korytach utworzono betonowe lub kamienne stopnie wodne dla redukcji spadku podłużnego, np. w korycie Szotkówki czy Kłodnicy. Na obszarach osiadań górniczych liczne koryta zostały obwałowane na znacznej długości, np. Mlecznej – 32 km, Gostyni – 28 km (Dulias 2013). Na terenach o mało urozmaiconej rzeźbie, np. w dolnych odcinkach Pszczynki i Korzenicy, obniżenie powierzchni o około 2,5 m spowodowało konieczność przełożenia ponadpółkilometrowych odcinków obu rzek i obwałowania ich na długości 2 km. Kilkumetrowej wysokości obwałowania koryta Szotkówki utworzone pod koniec XX w. w ciągu 10 lat znalazły się pod taflą zalewiska w niecce osiadania (Dulias 2016). Świadczy to o dużej, ponadprzeciętnej dynamice procesów geomorfologicznych w dolinach mniejszych rzek kotliny.

W wyniku wymuszonych skutkami górnictwa zabiegów hydrotechnicznych część koryt rzecznych została skrócona, np. koryto Nacyny o 1,2 km, a Mlecznej o 1,5 km. Wiele rzek jest jednak obecnie dłuższych, np. Knurówka, Potok Szczygłowicki czy Marklówka, co jest konsekwencją wydłużenia ich górnych odcinków objętych osiadaniem górniczym (przecięcie poziomu wodonośnego przez obniżającą się powierzchnię i wypływ wody).

Ryc. 6.2. Przykład terasy zalewowej nadbudowanej skałą płonną i ograniczonej hałdowałami w dolinie Potoku Goławieckiego, Kotlina Oświęcimska (fot. R. Dulias, 2008)

Z geomorfologicznego punktu widzenia jedną z najważniejszych zmian w dolinach opisywanych rzek są zmiany bazy erozyjnej oraz spadków dna i kształtów profilów podłużnych. Obniżenia bazy erozyjnej są związane z osiadaniem obejmującym ujścia rzek. Spektakularnym przykładem jest Cienka (dopływ Kłodnicy), dla której stwierdzono obniżenie bazy o 13,2 m (Dulias 2013). Obniżenia bazy erozyjnej rzędu 5–6 m wykazano m.in. dla wielu małych cieków w dorzeczu Odry. Spośród badanych rzek jedynie dla Nacyny stwierdzono podwyższenie bazy erozyjnej o 4 m, co było związane z utworzeniem Zalewu Rybnickiego. Obniżenie bazy erozyjnej powoduje wzrost tempa wcinania się rzek, czego przykłady podają A.T. Jankowski (1986), J. Wach (1987), R. Dulias (2013, 2016).

Deformacje powierzchni obszarów górniczych powodują odkształcenia dolin rzecznych skutkujące zmianami ich spadku – zwiększeniem, zmniejszeniem, a także odwróceniem. Zwiększenie spadku prowadzi do przyspieszenia procesów erozyjnych, szczególnie gdy dotyczy dolnego, ujściowego odcinka rzeki (Jankowski 1986, Dulias 2013). Konsekwencją zmniejszenia spadku jest zmniejszenie prędkości wody i wzmożona akumulacja niesionego materiału – koryto ulega spłyceniu, może też dojść do spiętrzenia wody i rozlania cieku na obszar doliny. Spłaszczenie profilu podłużnego rzek w połączeniu ze wzrostem ilości materiału niesionego przez rzeki (zwłaszcza zawiesiny) przyspiesza nabudowywanie teras zalewowych (Wach 1987). Przejście eksploatacji pod korytem cieku, zwłaszcza w odcinku środkowym, może też spowodować odwrócenie spadku i powstanie zalewiska ze zwierciadłem wody sięgającym rzędnej tego odwrócenia (Mackiewicz i in. 1979, Pozzi i in. 2008). Są to baseny sedymentacyjne dla osadów niesionych przez rzeki (Wach 1987, Dulias 2013). Wiele rzek będących w zasięgu działalności górniczej i różnych zabiegów hydrotechnicznych ma więc obecnie niewyrównane profile podłużne – naprzemiennie występują długie odcinki o małym spadku i krótkie odcinki z dużym spadkiem (Jankowski 1986, Wach 1987, Dulias 2008b, 2011, 2013). Znaczne zwiększenie spadku odnotowano dla rzek małych i średnich, np. Radlińskiego Potoku (+4,4‰) czy Jordanka (+2,5‰) (Dulias 2013).

Charakterystyczną cechą wielu rzek Kotliny jest ponadnormatywne zanieczyszczenie wód zawiesiną (Mackiewicz i in. 1979, Nocoń, Kostecki 2005, Działoszyńska-Wawrzkiewicz 2008). Głównym składnikiem zawiesin jest pył węglowy. Zwiększona ilość materiału niesionego przez rzeki przyspiesza nabudowywanie teras zalewowych, często zazębiających się z materiałem hałdowałów sypanych wzdłuż koryt rzecznych (Wach 1987) (ryc. 6.2). Podczas wysokich stanów wód namuły antropogeniczne z den i brzegów są powtórnie unoszone i redeponowane. Dużym zanieczyszczeniem mułem węglowym odznaczają się wody Nacyny – w latach 70. XX w. jego zawartość w wodzie dochodziła nawet do 6000 $mg \cdot dm^{-3}$ (Mackiewicz i in. 1979). Ścieki z dużą ilością zawiesin zamulają m.in. koryta – Bierawki, Szotkówki, Potoku z Gogołowej i Potoku Goławieckiego. W ostatnich dwóch dekadach obserwuje się systematyczną poprawę sytuacji ekologicznej regionu, co ma odzwierciedlenie w zmniejszonej antropopresji, w tym na środowisko wodne. Przykładowo w latach 1998–2004 we wszystkich stanowiskach

pomiarowych wzdłuż Kłodnicy wyraźnie zmalały maksymalne stężenia zawiesiny m.in. w Gliwicach Sośnicy z 5562 do 1433 mg·dm^{-3}, a w Gliwicach Łabędach z 4242 do 131 mg·dm^{-3} (Nocoń, Kostecki 2005).

6.1.3.3. Współczesne procesy eoliczne

Mimo znacznego udziału procesów eolicznych w kształtowaniu rzeźby Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej u schyłku zimnego piętra wisły, w obecnych uwarunkowaniach klimatycznych odgrywają one mniejszą rolę. J. Wojtanowicz (2010) zaliczył ten region do obszarów o zróżnicowanym natężeniu współczesnych procesów eolicznych – od bardzo silnego (500–1000 t·km^{-2}) na wierzchowinach południowej części Płaskowyżu Rybnickiego do słabego (50–200 t·km^{-2}) na zalesionych terenach Niecki Kozielskiej, Wysoczyzny Golejowskiej i Doliny Wisły. Warunki anemologiczne dla rozwoju procesów eolicznych są najmniej korzystne w Kotlinie Oświęcimskiej w związku z dominacją wiatrów słabych natomiast na pozostałym obszarze są potencjalnie bardziej sprzyjające. Wpływ na zwiększenie intensywność deflacji może mieć ukierunkowanie wiatrów z sektora południowo-zachodniego przez Bramę Morawską.

Przejawy procesów eolicznych obserwowano w kopalni piasków podsadzkowych w Kotlarni, ale były to jedynie niewielkie pola riplemarków wiatrowych i małe cienie piaszczyste oraz powierzchnie bruków deflacyjnych. Także na prawie 10 000 ha pożarzyska leśnego (1992 r.) w okolicach Kuźni Raciborskiej dawne formy wydmowe nie zostały objęte znaczącymi wtórnymi procesami eolicznymi. Wypalony teren został już w następnym sezonie wegetacyjnym zajęty przez roślinność z dominacją trzcinnika piaskowego, która utrwaliła powierzchnie i zapobiegła przewiewaniu piasku (Waga, inf. ustna).

Bardziej znaczącą rolę odgrywają procesy erozji eolicznej na terenach użytkowanych rolniczo w czasie prac agrotechnicznych w sezonie wiosennym i jesiennym. Obserwowane są także intensywne procesy wywiewania pyłu ze składowisk skały płonnej górnictwa węgla kamiennego, szczególnie z dróg technologicznych.

6.1.3.4. Procesy i formy antropogeniczne

Obszar Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej jest w zasięgu antropopresji od neolitu, lecz dopiero w ostatnich kilkuset latach ma ona znaczący wpływ na przebieg współczesnych procesów geomorfologicznych i ukształtowanie powierzchni terenu.

Ogromny wpływ na ewolucję rzeźby Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej wywarło odkrywkowe i podziemne górnictwo różnych surowców. Kluczowe znaczenie miała eksploatacja węgla kamiennego, zdecydowanie mniejsze, ale także istotne – piasków podsadzkowych, kruszyw mineralnych, surowców ilastych oraz rud żelaza.

W zlewniach Rudy i Bierawki występują liczne, zróżnicowane pod względem wielkości i kształtu kopce i leje, będące śladem dawnego górnictwa rud żelaza (ryc. 6.3). Trudnili się tym już cystersi od XIII–XIV w., a koniec eksploatacji nastąpił prawdopodobnie w połowie XIX w. (Grygierczyk i in. 1997, Fajer, Waga

Ryc. 6.3. Hałdy wokół szybów eksploatacyjnych mioceńskich syderytów, Stanica–Górniki (fot. J.M. Waga)

2002). Formy poeksploatacyjne położone wśród lasów i nieużytków są dobrze zachowane, łącznie z zarysem niecek z osiadania.

Szerokie rozprzestrzenienie różnowiekowych skał ilastych sprzyjało ich górniczemu pozyskiwaniu już od średniowiecza, ale z największym nasileniem w XIX w. oraz w pierwszej połowie XX w. na potrzeby licznych cegielni. Wyrobiska po tych surowcach ilastych są liczne, ale występują w dużym rozproszeniu – najwięcej jest ich na Wysoczyźnie Rachowickiej (8, Dulias 2013).

W granicach kotliny eksploatowane są złoża kruszyw naturalnych, w większości w dużych dolinach rzecznych – Odry, Wisły, Soły, Olzy. W ostatnich latach największe wydobycie prowadzono ze złoża Przecieszyn w dolinie Soły (0,56 mln ton), Gardawice na Wysoczyźnie Golejowskiej (500 000 ton), a także Racibórz Roszków i Lubomia III w dolinie Odry.

Duże znaczenie w przekształcaniu rzeźby kotliny miała eksploatacja piasków podsadzkowych. Do największych wyrobisk należą: Kotlarnia, Dzierżno Duże (objętość wyeksploatowanego materiału – 111 mln m^3), Dzierżno Małe (14 mln m^3), Pławniowice i wchodzące częściowo w obręb kotliny – Dziećkowice (64,6 mln m^3) (Dulias 2013). Głębokość większych form wynosiła średnio 15–20 m. W wielu piaskowniach składowano odpady górnictwa węglowego i z czasem zamieniły się w nadpoziomowe zwałowiska, przykładowo „Przezchlebie". W licznych piaskowniach, w tym w największych, występują zbiorniki wodne – ich brzegi są modelowane przez procesy litoralne (brzegowe) (Rzętała 2003, Rzętała 2008).

Ogromny wpływ na zmiany ukształtowania powierzchni Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej miała i ma nadal eksploatacja węgla kamiennego. Zapoczątkowana jeszcze w końcu XVIII w., największą presję na rzeźbę wywarła w XX w.,

zwłaszcza w jego drugiej połowie. W granicach kotliny, według stanu na 1993 r. (przed zmianami strukturalnymi w górnictwie węglowym), znajdowały się obszary górnicze 26 kopalń w całości i 6 kopalń po części. W granicach kotliny wydobyto dotychczas około 3,5 mld ton węgla kamiennego (Dulias 2016). Powstały tu wielkie zwałowiska skały płonnej, osadniki, a przede wszystkim rozległe niecki osiadania. Obecność tych form wpłynęła modyfikująco na przebieg współczesnych procesów erozyjno-denudacyjnych, niezależnie od tego, że one same są przez te procesy modelowane.

Zwałowiska (hałdy) skały płonnej i odpadów przeróbczych należą do powszechniejszych form antropogenicznych na obszarze kotliny (Pełka, Pociecha 1991, Dulias 2013). Wybitnie wyróżniają się w rzeźbie Płaskowyżu Rybnickiego, gdzie jest ich 39 i zajmują łącznie powierzchnię prawie 9 km^2. Formy te mają różne kształty. Starsze formy są najczęściej stożkowate, np. hałdy kopalni „Dębieńsko" na Wysoczyznach Przywyżynnych czy hałdy kopalni „Rydułtowy" na Płaskowyżu Rybnickim (Pełka-Gościniak, Szczypek 1997). Liczne zwałowiska mają kształt masywnych stoliw. Niektóre formy osiągają bardzo duże wysokości – za najwyższą jest uważana „Szarlota" na Płaskowyżu Rybnickim – 134 m (Gawor, Szmatłoch 2010). Wiele zwałowisk zajmuje bardzo dużą powierzchnię – największą pod tym względem jest „Smolnica" (2,55 km^2) na Wysoczyźnie Wilczy (Dulias 2013).

Zwałowiska o dużej masie mogą przyczynić się, w wyniku nacisku na podłoże, do wyciskania gruntu u jego podstawy w formie nabrzmienia (wybrzuszenia, ondulacji). W Kotlinie Raciborsko-Oświęcimskiej proces ten występuje prawdopodobnie wokół około 20–25 zwałowisk utworzonych na podłożu mioceńskich iłów, plejstoceńskich glin i lessów (Dulias 2016). Zwałowiskiem, na którego przedpolu proces ten jest obserwowany od ponad 30 lat, jest zwał „Pochwacie" w granicach kopalni „Jastrzębie" (Jankowski 1986, Krokoszyński, Rybicki 2010, Dulias 2013).

Podziemna eksploatacja węgla kamiennego ujawnia się na powierzchni terenu w postaci deformacji ciągłych – niecek osiadania oraz deformacji nieciągłych – zapadlisk i form linijnych o charakterze szczelin i progów. Niecki osiadania na Płaskowyżu Rybnickim mają głębokość do 20–25 m (Dulias 2011), na Wysoczyźnie Rachowickiej – do kilkunastu metrów, a we wschodniej części Kotliny Oświęcimskiej – do 7 m (Dulias 2008b). Zapadliska powstawały głównie na Płaskowyżu Rybnickim (Palki 1981). Ze względu na stosunkowo niewielkie rozmiary (średnice do 20 m, głębokość do 3 m) większość form została zniwelowana.

Deformacje liniowe są szczególnie częste na Płaskowyżu Rybnickim. Progi i szczeliny, występują zazwyczaj równocześnie i ciągną się na długości kilkuset metrów (Janusz i in. 1982). Szerokości szczelin wynoszą od kilku milimetrów do około 0,6 m, a wysokość progów dochodzi do 0,8 m, rzadziej do 1,2 m. Liczne progi terenowe powstały na Wysoczyźnie Rachowickiej, na obszarze kopalni „Knurów" (Kruczkowski 1999).

Obniżenie powierzchni terenu na obszarze osiadań górniczych w połączeniu z powstaniem wysokich zwałowisk i głębokich wyrobisk po eksploatacji

powierzchniowej spowodowało zmiany cech morfometrycznych rzeźby – wysokości bezwzględnych i względnych oraz nachylenia stoków. Dla obszaru Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej wykazano istotne zmiany w powierzchni poszczególnych przedziałów wysokościowych – o prawie 21 km^2 zmniejszyła się powierzchnia obszarów o wysokości 250–260 m n.p.m., natomiast powierzchnia obszarów położonych na wysokościach 220–230 i 230–240 m n.p.m. zwiększyła się odpowiednio o 11,6 i 13,4 km^2 (Dulias 2013). Z rozkładu zmian wysokości względnych na obszarze kotliny wynika, że generalnie rzeźba obszarów równinnych została urozmaicona, a silniej urzeźbionych złagodzona. Zmiany nachylenia stoków wyrażają się zmniejszeniem powierzchni terenów równinnych (o nachyleniu poniżej 1°) o prawie 68 km^2 oraz zwiększeniem powierzchni stoków o nachyleniu powyżej 1°.

Ubytek mas skalnych z podłoża Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej jest związany niemal w całości z górnictwem węgla kamiennego, a wywołane nim zmiany rzeźby mają charakter regionalny, wielkopowierzchniowy. Skala ubytku jest tak duża, że nawet po jego rozłożeniu na cały, nawet niegórniczy obszar kotliny, daje to obniżenie (w zależności od zastosowanej metody obliczenia) średnio o 1,9–2,1 m (Dulias 2013).

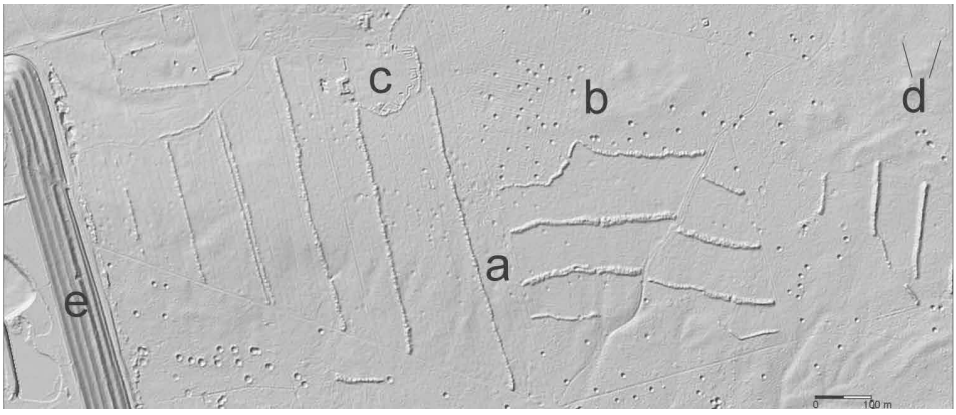
Charakterystyczną cechą rzeźby kotliny są misy licznych zbiorników wodnych, w tym kilku dużych (Dzierżno Duże i Małe, Zbiornik Goczałkowicki, Zbiornik Rybnicki, Paprocany, Łąka, część zbiornika Dziećkowice) i wielu mniejszych o różnej genezie – w nieckach osiadania, poeksploatacyjnych, hodowlanych itd. Badania nad procesami brzegowymi kształtującymi misy tych zbiorników prowadzili głównie M.A. Rzętała (2003) i M. Rzętała (2008).

W dopływach górnej Wisły i Odry co najmniej od VI w. zakładano stawy, ale racjonalną i nowoczesną gospodarkę rybną rozpropagowali cystersi w XIII w. Gospodarce stawowej sprzyjały dogodne warunki naturalne (zasobne w wodę doliny o umiarkowanym i wyrównanym spadku oraz klimat), a także położenie na skrzyżowaniu głównych szlaków komunikacyjno-handlowych oraz powstawanie nowych dworów i miast (Nyrek 1966). Produkcja pierwotna w stawach naszej strefy klimatycznej jest 3–4 razy większa niż w przypadku upraw polowych (Niedbała 2003), dlatego opłacalne było zalewanie trudnych w uprawie wilgotnych den dolin, a nawet śródpolnych i śródleśnych wądołów. Największy rozwój gospodarki rybnej przypadał na XV–XVI w. (Nyrek 1966, Kocel 1995). Stawy w Kotlinie zajmowały wtedy około 15 000 ha, na przełomie XVIII i XIX w. już tylko około 7500 ha (Nyrek 1966). Gospodarka stawowa podupadła na skutek gwałtownego rozwoju górnictwa i przemysłu, które zanieczyszczały rzeki zasilające stawy. Zamulane zbiorniki masowo osuszano i zamieniano na łąki. Część dawnych systemów stawowych funkcjonuje do dziś, stanowiąc, obok nowych, wysoce produkcyjne gospodarstwa. Paciorkowe ułożenie stawów sprawia, że oprócz funkcji gospodarczych i istotnej roli w małej retencji, pełnią one też funkcję zbiorników sedymentacyjnych (Dulias, Pełka-Gościniak 2002). W zachodniej części kotliny pozostałości licznych stawów paciorkowych zachowały się m.in. w okolicach Lysek, Bogunic i Rud (Piech 1998, Czylok i in. 2014). Stawy czynne są jeszcze

w okolicach Palowic (Śleziak 1997). Przez niedostatek wody przestały funkcjonować także starsze stawy w górnych odcinkach dopływów dolnej Soły. Dla zapewnienia zaopatrzenia w wodę budowano tam szereg młynówek usytuowanych niekiedy piętrowo na zboczach dolin, np. na Górze Grojeckiej. W zlewni Rudy i Suminy zachowały się z kolei pozostałości kanałów ochrony przeciwpowodziowej (Waga 2003, Fajer 2018) w części rozmyte i zamienione przez erozję w przełomy uwarunkowane antropogenicznie (Zygmunt 2002, 2003, Fajer 2018).

Duże zbiorniki usytuowane na prawobrzeżnych dopływach Odry w obrębie Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej pełniły zwykle rolę energetyczną (Kocel 1995, 1997, Fajer i in. 2006), gospodarka hodowlana była w nich realizowana komplementarnie. Po tych zbiornikach zachowały się najczęściej fragmenty grobli piętrzących, a także osady denne w obrębie ich dawnych mis (Klimek, Krąpiec 2003).

Szczególnego rodzaju przeobrażenia rzeźby terenu w Kotlinie Raciborsko-Oświęcimskiej związane są z działaniami militarnymi. Pierwsza grupa form o tym charakterze to różnej wielkości umocnienia, należące do tzw. *ars militaris*, pochodzące z różnych okresów, np. grodzisko w Lubomi (VIII–IX w.) (Waga, Fajer 2020), system warowny twierdzy Koźle (XVIII–XIX w.), punkty niemieckiej obrony przeciwlotniczej (FlaK) z czasu II wojny światowej, powojenne umocnienia o takim samym przeznaczeniu, strzelnice i transzeje, głównie z II wojny światowej. Druga grupa to pozostałości po eksplozjach ładunków wybuchowych, przede wszystkim bomb. Do obszarów (także w skali Europy) o najbardziej przeobrażonej rzeźbie wskutek tzw. bombardowań powierzchniowych z okresu II wojny światowej należą okolice Kędzierzyna-Koźla i Zdzieszowic w Niecce Kozielskiej (ryc. 6.4).



Ryc. 6.4. Antropogeniczne formy terenu koło Kędzierzyna-Koźla (Nadleśnictwo Kędzierzyn – obszar na wschód od Zakładów Azotowych Kędzierzyn S.A.) (źródło: polska.e-mapa.net)
a – podłużne wały zepchniętych karp korzeniowych i humusu z terenu odsłoniętego pod uprawę sosny, b – leje po bombardowaniach w czasie II wojny światowej zakładu IG Farben w Kędzierzynie, produkującego syntetyczne paliwo lotnicze, c – pozostałości obozu jenieckiego z okresu II wojny światowej, d – pozostałości mielerzy, e – skarpa nadpoziomowego składowiska popiołów z elektrociepłowni Z.A. Kędzierzyn S.A.

Na terenach zabudowanych oraz rolnych leje po bombach zostały zasypane, a ich sąsiedztwo wyrównane, jednak na obszarach leśnych i zabagnionych nieużytkach zachowały się liczne nierówności, obserwowane na obrazie LiDAR jako struktury ospowate. Są to głównie kratery eksplozyjne po bombach burzących o średnicy do 15 m i głębokości do 3 m. W okolicach Kędzierzyna i Zdzieszowic zachowały się pozostałości niemal 5700 dużych lejów i 220 małych (Waga, Fajer 2021b).

W lasach państwowych Górnego Śląska od lat 70. XX w. coraz częściej pojawiają się podłużne zwały warstw humusowych z karpami korzeniowymi (ryc. 6.4). Powstają one w ramach prac urządzeniowych na zrębach. Wraz z degradowaniem naturalnych elementów rzeźby terenu niszczone są ślady dawnej działalności ludzkiej, w tym gospodarki węglarsko-smolarskiej (mielerzy), osad śródleśnych, form należących do *ars militaris*, a także omawianych tu innych pozostałości działań wojennych.

6.1.4. Denudacja antropogeniczna i tendencje zmian rzeźby

Denudacja antropogeniczna na obszarze Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej przez stulecia była związana przede wszystkim z działalnością rolniczą, dopiero w ostatnim stuleciu wzrósł udział denudacji powiązanej z działalnością górniczą. Na podstawie wydobycia węgla kamiennego i skały płonnej oraz odpowiednich współczynników eksploatacji dla okresu od początku górnictwa (1792) do 2009 r. tempo denudacji obliczono na 11 mm·a^{-1}. W ostatnich latach (1994–2009) wskaźnik denudacji wynosił średnio 37 mm·a^{-1}, a w odniesieniu do obszaru bezpośrednich wpływów górniczych dla 9 kopalń przekroczył wartość 100 mm·a^{-1} (np. „Jankowice" – 204 mm·a^{-1}, „Pniówek" – 154 mm·a^{-1}) (Dulias 2011, 2013).

Rozmiary denudacji antropogenicznej obliczone z różnicy cyfrowych modeli wysokościowych dla lat 1883 i 1993 dla Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej jako całości wynoszą 7,5 mm·a^{-1}, co po uwzględnieniu rozmiarów agradacji rzędu 4,5 mm·a^{-1} daje ujemny bilans denudacyjny na poziomie 3 mm·a^{-1}. Bilans ten jest bardzo zróżnicowany przestrzennie, co widać w odniesieniu do poszczególnych zlewni, np. dla położonych na Wysoczyźnie Rachowickiej: Ostropki – 2 mm·a^{-1}, a dla Dopływu z Przyszowic – 53 mm·a^{-1}.

Obszar Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej jest obecnie głównym rejonem wydobycia węgla kamiennego w Polsce i Europie. Już w 2010 r. z obszaru tego pochodziło 65% węgla eksploatowanego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, a w perspektywie najbliższych 10–30 lat poziom ten zostanie prawdopodobnie utrzymany, gdyż około 2/3 zasobów przemysłowych węgla występuje w podłożu kotliny, a polityka energetyczna Polski na razie jest skierowana na ten surowiec. Mając na uwadze, że największe perspektywy rozwoju górnictwa dają złoża na obszarze Płaskowyżu Rybnickiego i Wysoczyzn Przywyżynnych, odznaczających się degradacyjnym charakterem morfodynamicznym (Bogacki, Starkel 1999), można przyjąć, że współczesne, antropogenicznie uwarunkowane procesy geomorfologiczne będą zachodziły w zbliżonym do obecnego tempie. Można zatem

prognozować, że w ciągu 30 lat powierzchnia kotliny obniży się średnio o ponad 1 m.

Tempo wypełniania osadami zagłębień bezodpływowych (niecek osiadania i innej genezy) będzie największe na Płaskowyżu Rybnickim, gdyż liczne formy bezodpływowe powstały w wyniku przegrodzenia zwałowiskami, głębokich dolinek o silnie nachylonych zboczach. W agradacji antropogenicznej znaczny udział będzie miała depozycja materiału ze zwałowisk.

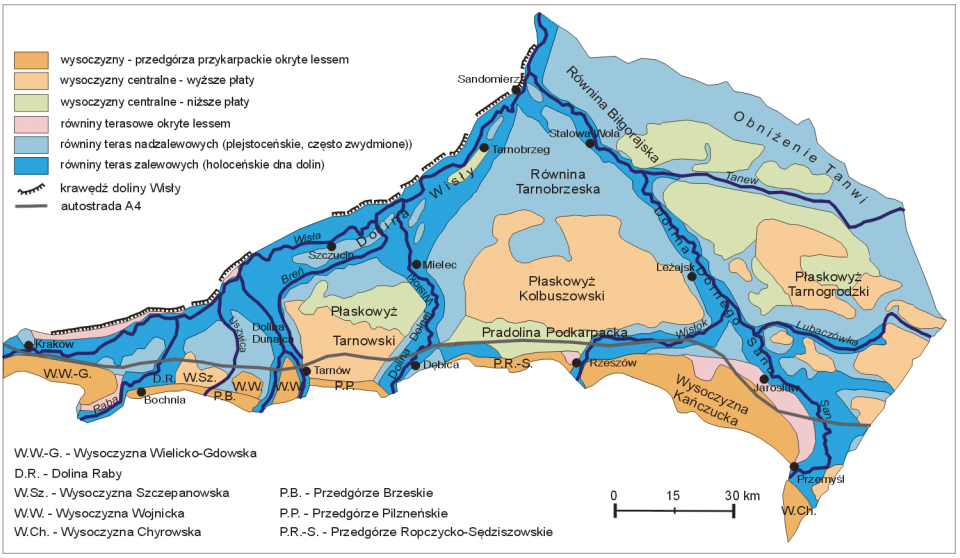
Procesy erozji rzecznej będą zachodziły intensywnie, szczególnie na Wysoczyźnie Rachowickiej. Jeżeli tempo erozji rzecznej na niektórych odcinkach koryt będzie porównywalne z dotychczasowym, czyli w przedziale wartości 0,5–24 $cm \cdot a^{-1}$, to przy założeniu braku prac hydrotechnicznych teoretycznie można prognozować pogłębienia koryt od 0,15 m do nawet 7,2 m w okresie 30 lat.

Górnictwo w opisywanych rejonach kotliny wiąże się z dużym wydobyciem skały płonnej, stąd można oczekiwać dalszego nadsypywania starych zwałów i tworzenia nowych. Przemieszczenia mas skalnych, niejednokrotnie na wielką skalę, będą także związane z rekultywacją zwałowisk oraz z coraz częstszym wykorzystywaniem starego, przepalonego materiału zwałowego w budownictwie drogowym (Dulias 2016).

6.2. Kotlina Sandomierska

6.2.1. Położenie, granice i podział na jednostki geomorfologiczne

Kotlina Sandomierska jest największym makroregionem pasa kotlin przedgórskich o powierzchni 14,5 tys. km^2, położonym na wschód od Bramy Krakowskiej. Ma kształt trójkąta odwadnianego przez Wisłę i jej karpackie dopływy, którego południową podstawą jest próg Pogórza Karpackiego, zachodnim ramieniem krawędź Wyżyny Małopolskiej, wschodnie ramię stanowi Wyżyna Lubelska i krawędź Roztocza (ryc. 6.5). Rozciągłość równoleżnikowa kotliny w granicach Polski sięga 250 km, a południkowa 80–100 km. Jej powierzchnia w obrębie wysoczyzn wznosi się na wysokość od 280 do 210 m n.p.m., zaś koryta rzek leżą na wysokości od 190 m n.p.m. u brzegu Karpat do 138 m n.p.m. poniżej ujścia Sanu do Wisły, w najniższym punkcie Kotliny Sandomierskiej (Starkel 1972). Dna doliny Wisły i Sanu ciągną się wzdłuż obu ramion nizinnego trójkąta i spotykają się na wysokości 142 m n.p.m., między Sandomierzem a Zawichostem. Zbierają one wody większości rzek karpackich, które płynąc zgodnie z ogólnym pochyleniem kotliny na północ, oddzielają kilka centralnie położonych wysoczyzn (płaskowyżów) oraz wysoczyzn przykarpackich. Na podłożu mioceńskim zachowały się resztki osadów lodowcowych z okresu zlodowacenia Sanu (na wschód od doliny Sanu również młodszego zlodowacenia – Buraczyński 2013), z pokrywą piasków przewianych lub lessów. Obejmują one na wschód od doliny Sanu rozległy Płaskowyż Tarnogrodzki (do 230 m n.p.m.), na południe od Przemyśla fragment Płaskowyżu Chyrowskiego. Między Wisłoką, Wisłokiem a Sanem występuje Płaskowyż Kolbuszowski (do 266 m), a między Wisłoką i Dunajcem Płaskowyż Tarnowski (do



Ryc. 6.5. Jednostki geomorfologiczne i typy rzeźby Kotliny Sandomierskiej (wg Starkla 1972, częściowo zmienione i uzupełnione)

255 m). Na zachód od doliny Dunajca znajdują się mniejsze płaty Wysoczyzny Wojnickiej i Szczepanowskiej (ryc. 6.5). Pomiędzy Płaskowyżem Tarnowskim i Kolbuszowskim a progiem Pogórza i Wysoczyzną Kańczucką ciągnie się równoleżnikowe obniżenie erozyjne zwane Rynną Podkarpacką (Starkel 1972), którym odpływały do dorzecza Dniestru wody roztopowe lądolodu zlodowacenia Sanu. Na odcinku Rzeszów–Przeworsk–Jarosław–Przemyśl rynna wykorzystywana jest przez dna dolin dolnego Wisłoka i Sanu.

6.2.2. Typy rzeźby i ich budowa geologiczna

W obrębie Kotliny Sandomierskiej dominują dwa typy rzeźby o różnej wysokości, zespole form i odmiennej budowie geologicznej (Starkel 1972, 2005, *Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski* 1980, Łanczont, Wojtanowicz 2005) (ryc. 6.5). Jeden z nich to wysoczyzny międzydolinne (płaskowyże) o wysokości względnej 40–80 m (210–280 m n.p.m.), rzeźbie pagórkowatej o nachyleniach stoków do 10° lub płaskiej o nachyleniach nieprzekraczających 5°. Pod utworami czwartorzędowymi zalegają na różnej głębokości iły mioceńskie. Wśród nich można wyróżnić dwa podtypy. Jeden podtyp to gliniasto-piaszczyste wysoczyzny centralne – płaskowyże, przecięte dolinami rzek na kilka płatów (Płaskowyż Szczepanowski, Tarnowski, Kolbuszowski, Tarnogrodzki). Fundament płaskowyżów stanowią mało odporne iły i piaski mioceńskie przykryte żwirami karpackimi, glinami i piaskami lodowcowymi. Na ich powierzchni przeważnie występują wydmy, w części wschodniej okryte są niekiedy lessami (do 10 m miąższości), utworami

stokowymi lub cienkimi pokrywami pylasto-piaszczystymi genezy eolicznej (okolice Leżajska, Krzeszowa, Lubaczowa i Chotyńca – Wojtanowicz 1997, Gębica, Sokołowski 2001, Gębica i in. 2017). Na Płaskowyżu Kolbuszowskim w rejonie Grodziska występuje zespół kilkudziesięciu małych jeziorek prawdopodobnie genezy termokrasowej (Wojtanowicz, Jóźwiakowska 1997). Drugi podtyp to wysoczyzny przykarpackie – przedgórza położone u stóp progu Pogórza Karpat o wierzchowinach leżących na wysokości 240–280 m n.p.m., szerokości 3–18 km, okryte grubym płaszczem lessu i rozczłonkowane siecią dolin nieckowatych i płaskodennych. Niektóre człony tej listwy (Przedgórze Brzeskie, Pilzneńskie, Ropczycko-Sędziszowskie) zostały włączone do Pogórza Karpackiego (Starkel 1972, 1980), ponieważ leżą na mało odpornych ściętych utworach fliszu lub sfałdowanego miocenu jednostki stebnickiej lub zgłobickiej. Jednak biorąc pod uwagę ich położenie w strefie północnego podnóża Progu, znacznie mniejsze wysokości względne, brak pokrywy leśnej i inne cechy środowiska, zdecydowano, że te wąskie listwy przedgórzy zostają włączone do Kotliny Sandomierskiej (ryc. 6.5). Inne wysoczyzny (Wysoczyzna Kańczucka, Chyrowska, Wojnicka, Wielicko-Gdowska) ścinają mało odporne iły i piaski miocenu zapadliska przedkarpackiego i są przykryte lessem (ryc. 6.5). Są to tereny rolnicze o silnej erozji gleb.

Odmienny zespół form mają szerokie od kilku do kilkunastu kilometrów sterasowane obniżenia dolinne: rozległej doliny Wisły i jej karpackich dopływów (Raby, Dunajca, Wisłoki i Sanu) oraz równoleżnikowego obniżenia Rynny Podkarpackiej – wykorzystywanej przez dolny bieg Wisłoka i Sanu, i obniżenie Tanwi u stóp Roztocza (Starkel 1972, Buraczyński 2013). W ich obrębie zaznaczają się plejstoceńskie równiny teras i stożki piaszczyste o wysokości względnej 8(10)–20 m, często zwydmione, oraz równiny teras z pokrywą lessów (terasa lessowa u wylotu dolin karpackich i w dolinie Wisły) (ryc. 6.5), rozcięte nieckowatymi dolinkami denudacyjnymi, wąwozami i parowami, a na powierzchni urozmaicone płytkimi zagłębieniami typu wymoków. Plejstoceńskie terasy piaszczyste i centralnie położone płaskowyże pokrywają pola piasków przewianych i wydmy należące do największych w Polsce (Wojtanowicz 1971, 1972, Buraczyński 1991, Izmaiłow 2001, Gębica 2004). Wydmy paraboliczne, wały wydmowe podłużne i poprzeczne o wysokości do 25 m powstały w późnym vistulianie i na początku holocenu (Wojtanowicz 1971, Izmaiłow 2001, Zieliński i in. 2014, Gębica i in. 2016). Tworzą one na północnym przedpolu Płaskowyżu Kolbuszowskiego i Równinie Biłgorajskiej zwarte kompleksy wydm.

Zbliżoną rzeźbę mają piaszczyste równiny, występujące na północnym skłonie Płaskowyżu Kolbuszowskiego w widłach Wisły i Sanu (Równina Tarnobrzeska) i południowym stoku Roztocza (Równina Biłgorajska), przykryte eolicznymi piaskami pokrywowymi i zwartymi kompleksami wydm. Piaski tworzące stożki napływowe u wylotu dolin wyżynnych wiązane są z okresem vistuliańskim. U samego progu Roztocza ciągnie się podnóże wysłane deluwiami stokowymi (Buraczyński, Butrym 1989, Łanczont, Wojtanowicz 2005, Buraczyński 2013).

Największe powierzchnie w Kotlinie Sandomierskiej zajmują współczesne równiny zalewowe i nadzalewowe, zbudowane z osadów żwirowo-piaszczystych

(facji korytowej), przykrytych zmiennej miąższości pokrywą osadów pozakorytowych (mad). Terasę nadzalewową (rędzinną) o szerokości 5–10 km i wysokości 6–8 (10) m rozcinają różnowiekowe generacje holoceńskich paleomeandrów, natomiast terasa zalewowa (łęgowa) o szerokości od 200 m do 1 km i wysokości 4–6 m nad poziom koryt była formowana w XVIII–XIX w. przeważnie przez koryta o rozwinięciu roztokowym. Terasa łęgowa jest zalewana w czasie corocznych wezbrań. Terasa rędzinna (nadzalewowa) głównych dolin o wysokości 6–10 m nie jest zalewana w wyniku pogłębienia koryt rzecznych (Starkel 1972, Gębica 2004). Ostatni raz była zalana podczas powodzi w lipcu 1934 r. (Lewakowski 1935). Współczesnym uregulowanym korytom karpackich dopływów Wisły o spadku 0,7–0,3‰ i szerokości od 20–50 m do 100–200 m, o krętym przebiegu, towarzyszą lokalnie wąskie listwy przykorytowych teras piaszczystych o wysokości 1–3 m. Po regulacji kilkakrotnemu zmniejszeniu uległy szerokości koryt i na niektórych odcinkach nastąpił wzrost ich spadku, któremu towarzyszyło powszechne pogłębianie koryt (Klimek 1983). Tendencja do pogłębiania koryt trwa.

W samej dolinie Wisły, płynącej Kotliną Oświęcimską, przez Bramę Krakowską i wzdłuż północno-zachodniego obramowania Kotliny Sandomierskiej, na całej długości od Goczałkowic po Zawichost występuje naprzemianległość czterech zasadniczych typów (genetycznych) odcinków dolin: zwężeń (przełomów), rozszerzeń, stref dawnych bifurkacji i odcinków asymetrycznych (Gębica 1995, Starkel 2001). Zwężenia o typie przełomów występują w rejonie Góry (powyżej Brzeszcza), w Bramie Krakowskiej (szerokość doliny w rejonie Tyńca jedynie 400 m) i koło Zawichostu. Przeważająca część biegu rzek odznacza się rozszerzeniami dolinnymi, z których największe występują przy połączeniach lejkowatych z dnami dolin dopływów. Powyżej ujść dopływów spotyka się obszary podmokłe z zachowanymi śladami odciętych koryt meandrowych i płaskich (szerokości do 1,5 km) zatorfionych obniżeń drenowanych przez małe cieki (np. obniżenie Drwinki w dolinie Wisły, obniżenie Gróbki w dolinie Raby i Kisieliny w dolinie Dunajca). Natomiast poniżej ujścia Dunajca i Wisłoki występują ciągi nieczynnych obecnie obniżeń „zapasowych" szerokości 2–5 km (odwadnianych przez Breń i Trześniówkę), oddzielonych od współczesnego dna doliny płatami zwydmionych teras vistuliańskich lub ostańców erozyjnych (Garb Szczuciński i Tarnobrzeski). Inny typ reprezentują wyraźnie asymetryczne odcinki doliny Wisły (np. między Nowym Brzeskiem a Opatowcem), w których koryto Wisły spychane przez karpackie dopływy – Rabę i Dunajec – pod krawędź Wyżyny Małopolskiej, podcina ją, co spowodowało odcięcie od lewobrzeżnej terasy lessowej pagórów meandrowych (Trawniki i Skała w rejonie Grobli – Gębica 1995) czy wzgórza Pączek koło Sandomierza, leżących obecnie na prawym brzegu doliny (ryc. 6.5).

Wisła płynie korytem w przewadze meandrowym o średnim spadku 0,25‰, szerokości od 80 do 300 m, ograniczonym wałami z towarzyszącymi mu wąskimi listwami terasy łęgowej i wysokiej na 4–6 m terasy rędzinnej (nadzalewowej), szerokości do 10 km. Terasa nadzalewowa rozcięta jest systemami różnowiekowych starorzeczy holoceńskich, coraz młodszych w kierunku współczesnego koryta, co świadczy o stałym przesuwaniu się koryta Wisły w kierunku północnym.

Do terasy rędzinnej doliny Wisły dowiązują wyloty mniejszych dolin drenujących obszar Kotliny Sandomierskiej (Breń, Trześniówka, Mokrzyszówka, Łęg i inne), które w odróżnieniu od górskich rzek odprowadzają powoli wody opadowe. Wysoczyzny charakteryzują się ograniczoną retencją i powolnym spływem wód, natomiast główne doliny rzek wypełnione miąższymi aluwiami cechuje przemieszczanie się fal powodziowych i najbogatsze zbiorniki wód podziemnych (Starkel 1998).

6.2.3. Współczesne procesy geomorfologiczne – uwarunkowania i skutki

Natężenie oraz przebieg współczesnych procesów rzeźbotwórczych uwarunkowane jest cechami środowiska naturalnego i działalnością człowieka.

6.2.3.1. Procesy stokowe

Informacje na temat współczesnych procesów denudacyjnych na terenie Kotliny Sandomierskiej są bardzo skromne. Dlatego oceniając intensywność i skutki współczesnych procesów morfogenetycznych, możemy posłużyć się wynikami badań ze Stacji Terenowej Uniwersytetu Jagiellońskiego w Łazach, położonej na pograniczu Pogórza Wiśnickiego i Przedgórza Brzeskiego. Na wysoczyznach zbudowanych z pokryw piaszczysto-gliniastych, o na ogół przepuszczalnych glebach i łagodnie nachylonych stokach, spłukiwanie nie odgrywa większej roli, chociaż efekty rozbryzgu w postaci ubijania (rozmywania) gleby na polach ornych przez bombardującą działalność kropel deszczu, były obserwowane na Płaskowyżu Tarnowskim w czerwcu 2009 r. (Gębica i in. 2019). Jest ono natomiast intensywne w pasie Przedgórza Brzeskiego na glebach powstałych na podłożu lessowym, gdzie w czasie dwóch największych ulew w 2007 r. ekstremalne spłukiwanie (zmyw) gleby na poletkach pomiarowych Stacji w Łazach wynosiło odpowiednio 13,6 $t \cdot ha^{-1}$ i 19,43 $t \cdot ha^{-1}$ (Święchowicz 2010). Natomiast wartość natężenia spłukiwania 43,4 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$ dla okresu obserwacyjnego 2007–2008 na Stacji w Łazach jest znacznie niższa niż dla sąsiednich obszarów pogórskich (Święchowicz 2010). Erozja linijna i spłukiwanie gleby ma miejsce na stokach w czasie roztopów i nawalnych opadów, zwłaszcza na wiosnę na polach z uprawami okopowymi. Na Przedgórzu Ropczycko-Sędziszowskim w czasie opadów rozlewnych 3 czerwca 2006 r. z maksymalnym opadem 10,3 mm (w czasie 1 godziny) w dniu 4 czerwca na łagodnie nachylonym stoku z uprawami buraków powstały bruzdy i żłobiny erozyjne o długości 20–100 m i głębokości kilkudziesięciu centymetrów. U podnóża stoku zostały zdeponowane pokrywy deluwialne o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów (Długosz, Gębica 2008, Gębica i in. 2019) (ryc. 6.6). Podczas krótkotrwałych ulew gęsta sieć dróg koncentruje zwykle znaczną część spływu powierzchniowego. Na drogach polnych powstają żłobiny erozyjne, a także małe kociołki eworsyjne. Na przykład w czasie ulewy 20 sierpnia 2004 r. w rejonie Pilzna (maksymalny opad dobowy 72 mm) u wylotu dróg zostały zakumulowane płaskie stożki zbudowane z materiału żwirowego i błota. Zniszczeniu uległy nawierzchnie asfaltowe dróg, obejmujące niekiedy 30% ich powierzchni

Ryc. 6.6. Efekty spłukiwania na stoku z uprawami po ulewie w czerwcu 2006 r. w Sędziszowie Małopolskim (Przedgórze Ropczycko-Sędziszowskie) (fot. P. Gębica)

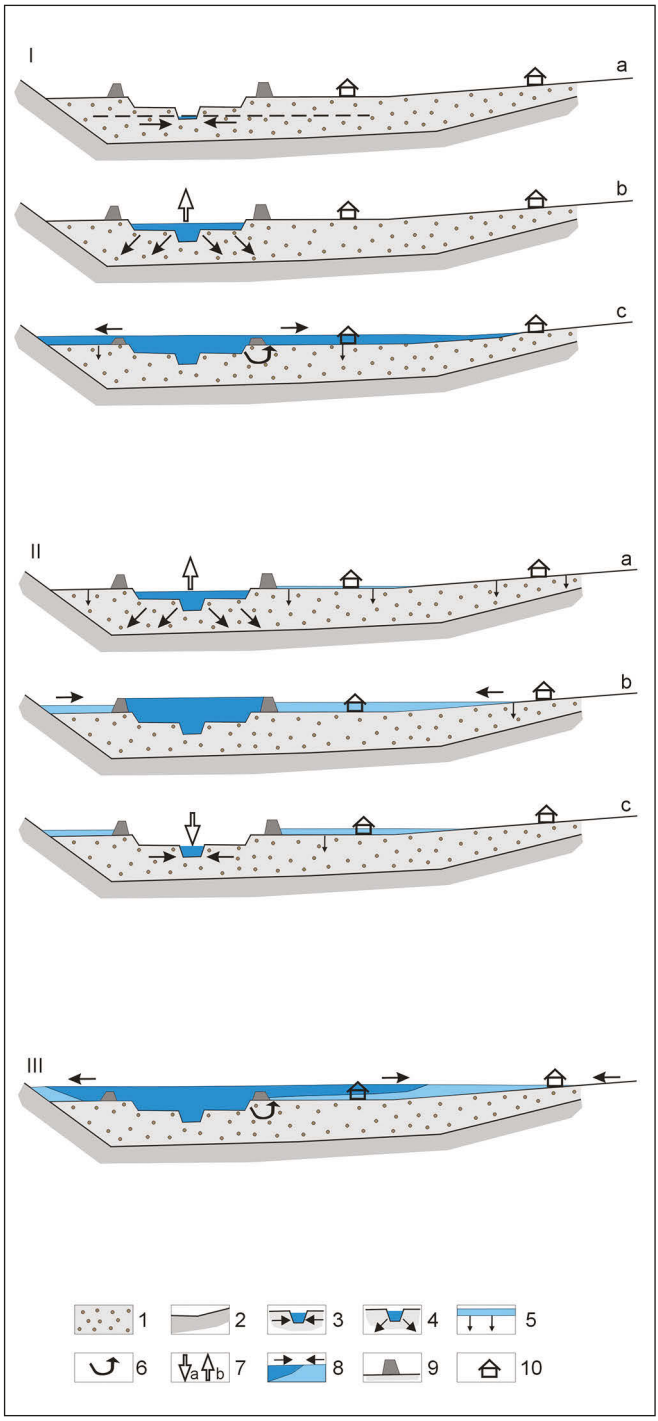
(Gębica i in. 2019). Znacznie bardziej spektakularne efekty intensywnej erozji gleb obserwowano w maju 2010 r. na Przedgórzu Brzeskim koło miejscowości Jasień Brzeski na północ od drogi krajowej E40, gdzie na polu kukurydzy powstały żłobiny (bruzdy) erozyjne i rozdoły o długości kilkudziesięciu metrów, szerokości 5 m i głębokości prawie 3 m (Kijowska 2011). Spowodowała je gwałtowna ulewa w dniu 16 maja 2010 r. o łącznej sumie opadu 91,9 mm i natężeniu deszczu 0,26 mm na minutę zanotowana na Stacji Terenowej Uniwersytetu Jagiellońskiego w Łazach koło Brzeska (Kijowska 2011), tj. około 5 km od obszaru badań. Pogłębianie żłobin i wcięć drogowych (głębocznic) podczas ulew prowadzi do powstania wąwozów (Wysoczyzna Kańczucka, Płaskowyż Kolbuszowski).

Procesem groźnym w skutkach jest osuwanie. Chociaż osuwiska na terenie Kotliny występują nielicznie (punktowo) w porównaniu z progiem Pogórza Karpat, to w niektórych miejscach ich udział jest większy. Do takich miejsc należą podcinane zbocza dolin, np. w dolinie Wisły poniżej Nowego Brzeska (Gębica 1995), Sandomierza czy doliny Sanu koło Krzeszowa (Płaskowyż Tarnogrodzki). O podcinaniu przez Wisłę południowej stromej krawędzi Wyżyny Małopolskiej świadczą liczne dane historyczne (Starkel 1967). Osuwiska stokowe rozwijają się zazwyczaj na obszarach zbudowanych z nieprzepuszczalnych iłów mioceńskich

z pokrywą lessów, jak to ma miejsce na obszarze Wysoczyzny Kańczuckiej koło Łańcuta i na Przedgórzu Brzeskim. Przeważają osuwiska nieczynne, ale wiele z nich uaktywnia się w latach wilgotnych.

6.2.3.2. Procesy fluwialne

Procesy fluwialne obejmujące erozję, transport i akumulację zachodzą stale, ze zmiennym natężeniem, w korytach rzecznych i okresowo w czasie wezbrań na równinie zalewowej. O przebiegu i natężeniu procesów fluwialnych decyduje reżim hydrologiczny zdeterminowany warunkami klimatycznymi (szczególnie opadami) i cechy fizjograficzne zlewni. Obszar Kotliny Sandomierskiej narażony jest zarówno na krótkotrwałe ulewy i deszcze nawalne, jak i długotrwałe opady rozlewne (Chomicz 1951, Starkel 1996, Cebulak, Niedźwiedź 1998), powodujące wezbrania na rzekach dużych i mniejszych. Wahania stanów wody są rzędu 7–9 m, w dolinie dolnego Dunajca mogą osiągać nawet 10,5 m (Punzet 1983). Skala wahań stanów wody wskazuje, że gdyby nie było obwałowań, zalaniu uległyby równiny zalewowe z niższymi fragmentami terasy vistuliańskiej. Zdarza się to w czasie katastrofalnych powodzi, kiedy przerwaniu ulegają wały powodziowe. Krótkotrwałe ulewy, trwające najczęściej od 0,5 do 3 godzin o wysokości opadu 50–150 mm, zazwyczaj połączone są z burzami i charakteryzują się dużymi natężeniami, przekraczającymi 20 mm w ciągu 10 minut. Ulewy na obszarach równinnych Kotliny Sandomierskiej prowadzą do wypełnienia rowów wodą opadową, podniesienia poziomu wód gruntowych i stagnacji wody w obniżeniach przez wiele dni, np. po ulewach w czerwcu 2009 r. i w maju 2019 r. (ryc. 6.7, typ II) (Starkel 1967, 2011, Gębica i in. 2019) (ryc. 6.8). Opady rozlewne trwające przez 1–3 dni, osiągają do 100–250 mm i wiążą się zwykle z przechodzeniem frontów atmosferycznych, obejmujących większe obszary zlewni. Okresowe wzrosty natężeń sprzyjają kształtowaniu się fal wezbraniowych, które u zbiegu rzek nakładają się na siebie. W Kotlinie Sandomierskiej fale powodziowe rzek karpackich na ogół nakładają się na wcześniej uformowane wezbranie na górnej Wiśle, wspomaganej przez Dunajec, Rabę i inne dopływy górskie. W dnach dolin o obwałowanych korytach szczególnie groźna sytuacja powstaje, gdy nakładają się równocześnie dwie fale powodziowe, np. Wisły i Wisłoki lub Wisły i Dunajca, i przy przesiąknięciu wałów dochodzi do ich przerwania (np. w 1997, 2001 i 2010 r.) (ryc. 6.7, typ I) (ryc. 6.9). Powstają wówczas kotły eworsyjne (krewasy). Największa z nich utworzona w Komorowie na lewym brzegu Wisły miała 300 m długości, 200 m szerokości, a jej głębokość sięgała 10,5 m. Wokół krewas miejscami tworzyły się bruzdy erozyjne o długości kilkunastu metrów i głębokości kilkudziesięciu centymetrów. Miejscami występowała strefa transportu materiału z rozwiniętą cienką pokrywą bruku korytowego. Na zewnątrz od krewas utworzyły się stożki (glify) krewasowe, zbudowane z piasków i żwirów o miąższości do 1 m. W osadach powszechne było występowanie toczeńców mułowych o maksymalnej średnicy 1,3 m oraz pni czarnych dębów redeponowanych ze starszych aluwiów (Gębica, Sokołowski 1999) (ryc. 6.10). Niekiedy wezbrania są synchroniczne. Wówczas małe dopływy (Breń, Łęg) gromadzą wodę w zawalu



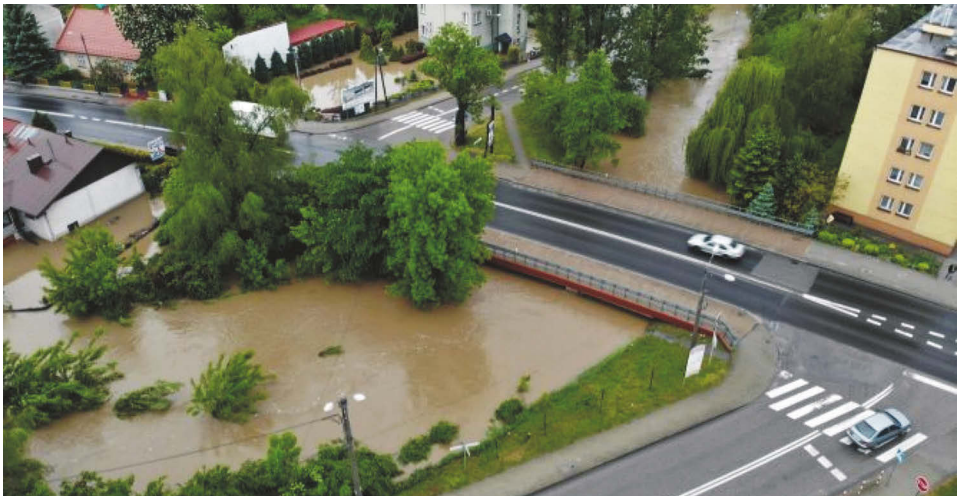
Ryc. 6.7. Przebieg różnych typów powodzi w Kotlinie Sandomierskiej (wg Starkla 1967, częściowo zmienione)

I – wezbranie spowodowane napływem wód z Karpat (deszcze rozlewne w górach), przerwanie wałów powodziowych dużych rzek i zalanie równiny zalewowej (np. w 1960, 1997)

II – wezbranie spowodowane równoczesnymi opadami ulewnymi w Karpatach i w Kotlinie Sandomierskiej, wezbranie w strefie międzywala dużej rzeki, zalanie równiny za wałami przez wody małych cieków spływających z terenu kotliny (np. 1998, 2009, 2019)

III – powódź katastrofalna spowodowana równoczesnymi opadami ulewnymi w Karpatach i w Kotlinie Sandomierskiej z dwoma lub trzema falami wezbrań na dużej rzece i przerwaniem wałów, podparcie wód wezbraniowych małych cieków spływających z kotliny (np. 2010)

1 – aluwia w dnach dolin, 2 – podłoże (miocen), 3 – spływ wód gruntowych do koryta, 4 – infiltracja wód w aluwia, 5 – przesiąkanie wód z powierzchni równiny zalewowej, 6 – przesiąkanie wód pod wałami (przebicie hydrauliczne), 7 – opadanie i wzrost fali wezbraniowej: a – opadanie fali, b – wzrost fali powodziowej, 8 – napływ wód wezbraniowych dużej rzeki i podparcie wód wezbraniowych małych cieków spływających z kotliny, 9 – wały przeciwpowodziowe, 10 – budynki mieszkalne i gospodarcze



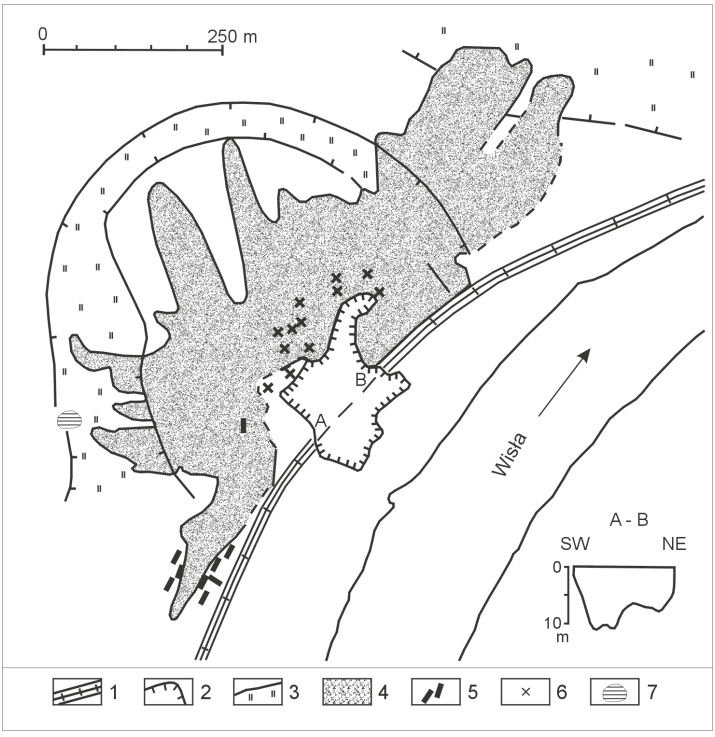
Ryc. 6.8. Mały potok Breń spływający z Wysoczyzny Tarnowskiej zalewa Dąbrowę Tarnowską w maju 2019 r. (fot. Archiwum Powiatowego Centrum Zarządzania Kryzysowego w Dąbrowie Tarnowskiej)

Ryc. 6.9. Zasięg wód powodziowych w widłach Wisły i Łęgu w północnej części Kotliny Sandomierskiej w maju 2010 r. (na podstawie zdjęcia satelitarnego udostępnionego na serwerze Forsal.pl; dostęp: 14.05.2014)

Wisły, a ich odpływ blokuje nadchodząca fala na Wiśle. Takie zjawisko miało miejsce podczas powodzi w czerwcu 2010 r. (por. ryc. 6.7, typ III) (Gębica i in. 2019).

Koryta karpackich dopływów Wisły w południowej części Kotliny (u brzegu gór) zostały pogłębione o 2–3 m w XX w. (Punzet 1981, Klimek 1991) i dotnęły się do grubofrakcyjnych żwirów (bruków), dlatego terasa rędzinna (nadzalewowa) o wysokości 7–10 m nie jest obecnie zalewana. Proces pogłębiania koryt trwa. Przyczyną tego zjawiska jest przede wszystkim regulacja koryt i eksploatacja żwirów z koryta na skalę przemysłową, szczególnie w latach 50. i 60. ubiegłego stulecia, co miało miejsce np. w dolinie Wisłoki.

W północnej części Kotliny Sandomierskiej nie obserwuje się tak wyraźnego pogłębiania koryt rzecznych. W dolinach małych rzek, dopływów Wisły spływających z wysoczyzn (Breń, Łęg) przeważa akumulacja drobnoziarnistej zawiesiny i nadbudowywanie den dolin, chociaż przypadki przerywania wałów powodziowych, krewasowania naturalnych wałów wydmowych i powstawania glifów



Ryc. 6.10. Przykład kotła eworsyjnego i stożka krewasowego powstałego wskutek przerwania wału powodziowego Wisły w 1997 r. w rejonie Komorowa (wg Gębicy, Sokołowskiego 1999, zmienione)

1 – wały przeciwpowodziowe, 2 – rynna eworsyjna, 3 – starorzecze, 4 – stożek (glif) krewasowy, 5 – pnie drzew (czarne dęby), 6 – głazy i toczeńce mułowe, 7 – stawy

Ryc. 6.11. Lokalna powódź w dolinie potoku Breń na południe od Szczucina w kwietniu 1998 r. Wody powodziowe rozcięły wydmę, tworząc rynnę eworsyjną i glif (stożek) krewasowy, co spowodowało zalanie miejscowości Małec i Suchy Grunt (fot. P. Gębica)

krewasowych były również obserwowane (Gębica, Sokołowski 2002, Gębica i in. 2019) (ryc. 6.11).

6.2.3.3. Procesy eoliczne

Niewiele wiemy na temat współczesnych procesów eolicznych w Kotlinie Sandomierskiej. Rozwiewanie wydm i uaktywnienie procesów eolicznych w czasach nowożytnych w północnej części Kotliny można prawdopodobnie łączyć z wycinką lasów na potrzeby rozwijającego się osadnictwa i lokalnego przemysłu w XVIII i XIX w. (Równina Rozwadowska i Biłgorajska) (Florek 2005). Przemieszczanie się piasków wydmowych ma również miejsce obecnie, gdzie została usunięta pokrywa roślinna. W okresach zimowych w czasie silnych wiatrów wiejących z południa na obszarach uprawnych lessowego Przedgórza Ropczycko-Sędziszowskiego dochodzi miejscami do przewiewania materiału glebowego ze śniegiem.

6.2.3.4. Procesy i formy antropogeniczne

Eksploatacja złóż siarki w północnej części Kotliny Sandomierskiej w rejonie Tarnobrzega, początkowo metodą odkrywkową, a następnie podziemnego wytopu, spowodowała powstanie zwałowisk skały płonnej i wyrobisk eksploatacyjnych.

Od kilkunastu lat zaprzestano eksploatacji siarki i na miejscu wyrobiska górniczego w 2009 r. powstał w Machowie (obecnie część Tarnobrzega) wielki sztuczny zbiornik (tzw. Jezioro Tarnobrzeskie) wypełniony wodą z Wisły, użytkowany głównie dla celów rekreacyjnych. Jego powierzchnia wynosi 4,55 km^2 i głębokość 42 m.

Znaczącym elementem krajobrazowym i antropogenicznym kotliny jest autostrada A4, której poszczególne odcinki były budowane w latach 2007–2016. Autostrada A4 biegnie w południowej części Kotliny Sandomierskiej od granicy Polski z Ukrainą (przejście graniczne w Korczowej) do Krakowa, na północ od drogi krajowej nr 4 (dawna droga E22) (ryc. 6.5). Trasa autostrady przecina zróżnicowane typy rzeźby i jednostki geomorfologiczne omówione w podrozdziale 6.2.2. Odcinek wschodni autostrady o długości 161,5 km (od węzła Korczowa do Tarnowa) na terenie województwa podkarpackiego i częściowo małopolskiego przecina południowy fragment Płaskowyżu Tarnogrodzkiego, dolinę Wiszni i Sanu na południe od Radymna. Na odcinku od Radymna do Przeworska autostrada biegnie z SE na NW na Wysoczyźnie Kańczuckiej, a następnie wykorzystuje 70-kilometrowej długości równoleżnikowy odcinek Rynny Podkarpackiej (między Przeworskiem a Dębicą). Odcinek zachodni o długości 83,5 km (od węzła Krzyż na północ od Tarnowa do Krakowa) położony jest na terenie województwa małopolskiego. Trasa tego odcinka autostrady przecina Wysoczyznę Tarnowską, dolinę Dunajca (Równina Radłowska) i Przedgórze Brzeskie oraz dolinę Uszwicy na NE od Brzeska. Dalej na zachód biegnie południowym skrajem stożka Raby i północnym skłonem Wysoczyzny Wielicko-Gdowskiej oraz doliną Wisły (odcinek Szarów–Niepołomice–Wieliczka–Kraków). W latach 2018–2020 planowana jest również budowa nowego węzła autostrady w rejonie Niepołomic.

Powierzchnia terenów utwardzonych zajętych przez pas autostrady o szerokości 30 m w obu kierunkach między węzłami Korczowa i Krzyż koło Tarnowa na odcinku 161,5 km wynosi 4,845 km^2. Wliczając do tego drogi serwisowe, które biegną równolegle do autostrady i stanowią 80% długości całej autostrady, należy stwierdzić, że łączna powierzchnia zajęta przez utwardzony pas autostrady A4 na odcinku Korczowa–Krzyż wynosi 5,97 km^2 (ryc. 6.12). Natomiast objętość materiału skalnego budującego nasypy autostrady między węzłami Korczowa i Krzyż (przyjmując szerokość nasypu w górnej części 50 m, a szerokość podstawy nasypu 60 m i jego wysokość 4 m), wynosi około 35,5 mln m^3. Równocześnie wzrosła gęstość dróg niższego rzędu, a także doprowadzenia dróg dojazdowych do gospodarstw na terenach, gdzie osadnictwo jest rozproszone, np. w dolinie Brenia, którego dno jest często obejmowane przez lokalne powodzie, np. w 2009 i 2019 r.

Budowa autostrady A4 i dróg szybkiego ruchu spowodowała wzrost zapotrzebowania na miejscowe kruszywo naturalne (piaski i żwiry) wykorzystywane do budowy dróg. Dlatego na terenach wzdłuż autostrady powstało wiele nowych piaskowni i żwirowni, z których część jest obecnie już nieczynna. W dolinie Wisłoka między Łukawcem a Gniewczyną Tryniecką znajduje się kilkanaście czynnych piaskowni i żwirowni o powierzchni wyrobisk od 0,5 do 2–3 ha.

Ryc. 6.12. Autostrada A4 – węzeł w rejonie Jarosławia na wschód od Rzeszowa. Nasypy drogowe i utwardzone odcinki dróg zajmować będą coraz większe powierzchnie terenu (fot. GDDKiA, https://www.rzeszow-news.pl/wp-content/uploads/2014)

6.2.4. Przewidywane tendencje przekształceń rzeźby kotliny – wpływ czynników naturalnych i antropogenicznych

Ekstremalne procesy fluwialne (pozakorytowe) w Kotlinach Podkarpackich w warunkach antropopresji (wymuszone zabudową hydrotechniczną koryt) będą się nasilać. Powstawanie kotłów eworsyjnych i stożków krewasowych należy uznać za najważniejszy i najbardziej spektakularny proces rzeźbotwórczy w przypadku rzek o korytach uregulowanych i sztucznie obwałowanych. W czasie kolejnych powodzi i w przypadku nie najlepiej utrzymywanych przez odpowiednie służby wałów przeciwpowodziowych procesy te będą częstsze i zarazem staną się dominującymi procesami geomorfologicznymi w dolinach rzek objętych sztuczną zabudową hydrotechniczną.

6.2.5. Podsumowanie i wnioski

Podsumowując, należy stwierdzić, że stan rozpoznania współczesnych procesów rzeźbotwórczych w Kotlinie Sandomierskiej, z wyjątkiem procesów fluwialnych, jest słaby. Kotlina Sandomierska w porównaniu z sąsiednimi regionami geomorfologicznymi to generalnie strefa o przewadze agradacji. Spełnia ona rolę zbiornika sedymentacyjnego gromadzącego osady rzek płynących zarówno z Karpat, jak

i po wezbraniach mniejszych rzek mających źródła w kotlinie. Natężenie procesów degradacyjnych jest słabe.

Podziękowania

Składamy serdeczne podziękowania Mariuszowi Montusiewiczowi z Generalnej Dyrekcji Dróg Krajowych i Autostrad w Rzeszowie za informacje udzielone na temat powierzchni utwardzonej zajętej przez pas autostrady A4, a także obliczeń objętości materiału budującego nasypy autostrady między Korczową a Tarnowem.

Literatura

Bogacki M., Starkel L., 1999, *Typologia i regionalizacja współczesnych procesów rzeźbotwórczych*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, s. 396–427.

Buraczyński J., 1991, *Rzeźba eoliczna. Kotlina Sandomierska – Roztocze, skala 1:100 000*, Inst. Nauk o Ziemi UMCS, Lublin.

Buraczyński J., 2013, *Rozwój rzeźby Roztocza z mapą geomorfologiczną w skali 1: 50 000*, Lublin, s. 1–111.

Buraczyński J., Butrym J., 1989, *The Vistulian development of a sandy plain in the Sandomierz Basin*, Quaest. Geogr., Spec. Issue, 2, 17–30.

Cebulak E., Niedźwiedź T., 1998, *Ekstremalne zjawiska opadowe w dorzeczu górnej Wisły w latach 1995–1996*, [w:] L. Starkel (red.), *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, Dokumentacja Geogr., 11, 11–30.

Chmielowska I., 1995, *Wpływ eksploatacji KWK „1 Maja" na zmiany w środowisku geograficznym na obszarze pola górniczego*, Uniwersytet Śląski, WNoZ, Sosnowiec (praca magisterska).

Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, 2, 3, 5–88.

Ciszewski D., Czajka A., 2009, *Akumulacja osadów na równinach zalewowych rzek silnie zmienionych antropogenicznie: górna Wisła i Odra*, Przegląd Geologiczny, 57, 7, 576–583.

Czaja S., 1988, *Zmiany działu wodnego Wisła–Odra w obrębie Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego*, Geographia, Studia et Dissertationes, 11, 95–100.

Czajka A., 2007, *Środowisko sedymentacji osadów przykorytowych rzek uregulowanych na przykładzie górnej Odry i górnej Wisły*, Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.

Czylok A., Fajer M., Waga J.M., Blaut-Howaniec K., 2014, *Waloryzacja przyrodnicza gminy Lyski*, Etap l, *Materiały wejściowe do rozdziałów dotyczących przyrody ożywionej: Metodyka prac inwentaryzacyjnych, Materiały wejściowe do rozdziałów dotyczących przyrody nieożywionej, Cel i metody pracy, Charakterystyka budowy geologicznej, rzeźby terenu, pokrywy glebowej, wód, zagadnienia klimatyczne*, Urząd Gminy Lyski (maszynopis).

Długosz M., Gębica P., 2008, *Geomorfologiczne skutki oraz rola lokalnych ulew i powodzi w kształtowaniu rzeźby progu Pogórza Karpackiego (na przykładzie ulewy z czerwca r. w rejonie Sędziszowa Małopolskiego)*, Landform Analysis, 8, 13–20.

Dulias R., 2002, *Procesy eoliczne w strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego na Wysoczyźnie Golejowskiej*, Geographia, Studia et Dissertationes, 25, 18–32.

Dulias R., 2008a, *Wpływ górnictwa węglowego na zmiany krajobrazu w zlewniach Dębinki i Pniówka na Płaskowyżu Rybnickim*, Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 37, 144–149.

Dulias R., 2008b, *Mining subsidence in Oświęcim Basin (Carpathian Foredeep)*, Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 8, 2, 7–13.
Dulias R., 2009, *Obróbka osadów czwartorzędowych w Kotlinie Oświęcimskiej*, [w:] R. Dulias, J. Pełka-Gościniak, O. Rahmonov (red.), *Ekosystemy piaszczyste i człowiek*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 58, 77–83.
Dulias R., 2011, *Impact of mining subsidence on the relief of the Rybnik Plateau, Poland*, Zeitschrift für Geomorphologie, 55, 25–36.
Dulias R., 2013, *Denudacja antropogeniczna na obszarach górniczych na przykładzie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*, Uniwersytet Śląski, Katowice.
Dulias R., 2016, *The impact of mining on the landscape. A study of the Upper Silesian Coal in Poland*, Springer Int. Publ., Switzerland.
Dulias R., Pełka-Gościniak J., 2002, *The importance of ponds in the landscape of Pielgrzymowice–Oświęcim Basin*, [w:] V.N. Andrejchuk, V.P. Korzhyk (red.), *Regional aspects of land use*, Technical University in Chernivtsy, Department of Ecology and Law, University of Silesia, Faculty of Earth Sciences, Chernivtsy–Sosnowiec, s. 40–44.
Dwucet K., 1986, *Zróżnicowanie rzeźby na tle litologii utworów pyłowych Płaskowyżu Rybnickiego*, Uniwersytet Śląski, Katowice.
Działoszyńska-Wawrzkiewicz M., 2008, *Metale ciężkie w osadach rzecznych terenów zurbanizowanych zlewni rzeki Kłodnicy*, [w:] S. Hławiczek (red.), *Metale ciężkie w środowisku*, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok, s. 168–184.
Fajer M., 2018, *Antropogenicznie uwarunkowane przełomy Suminy i Wierzbnika jako przykład naturalizacji sztucznych koryt rzecznych (Płaskowyż Rybnicki i Kotlina Raciborska, południowa Polska)*, Prace Geograficzne, 153, 7–24.
Fajer M., Krąpiec M., Waga J.M., 2006, *Cascade of the Ruda – past magnificence*, Anthropogenic Aspects of Landscape Transformations, 4, 29–35.
Fajer M., Waga J.M., 2002, *Pozostałości dawnego górnictwa i hutnictwa żelaza w okolicach Rud na Górnym Śląsku*, [w:] P. Szwarczewski, E. Smolska (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*, 1, Wydz. Geogr. i Stud, Region. UW, Wyższa Szkoła Agrobiznesu w Łomży, Warszawa, s. 35–39.
Florek M., 2005, *Archeologiczne przyczynki do poznania późnych procesów eolicznych wpółnocnej części Kotliny Sandomierskiej*, [w:] M. Kuraś (red.), *Archeologia Kotliny Sandomierskiej*, Rocznik Muzeum Regionalnego w Stalowej Woli, 4, 143–153.
Gawor Ł., Szmatłoch A., 2010, *Koncepcja waloryzacji zwałowisk po górnictwie węgla kamiennego na przykładzie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*, Acta Geographica Silesiana, 7, 23–29.
Gębica P., 1995, *Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w vistulianie i holocenie*, Dokumentacja Geograficzna, 2, 1–89.
Gębica P., 2004, *Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 193, 1–229.
Gębica P., Bluszcz A., Woronko B., 2016, *Geneza i wiek wydmy w Dąbrówkach (Kotlina Sandomierska, dolina Wisłoka) w świetle analiz litologicznych osadów i datowań OSL*, [w:] J. Święchowicz, A. Michno (red.), *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*, Instytut Geografii i GP UJ, s. 305–330.
Gębica P., Sokołowski T., 1999, *Catastrophic geomorphic processes and sedimentation in the Vistula valley between Dunajec and Wiłoka mouths during the 1997 flood, southern Poland*, Quaternary Studies in Poland, Spec. Issue, 253–261.
Gębica P., Sokołowski T., 2001, *Wstępne wyniki badań osadów stokowych Wysoczyzny Tarnowskiej w Górze Motycznej koło Dębicy*, [w:] K. Klimek, K. Kocel (red.), *Pokrywy stokowe jako zapis zmian klimatycznych w późnym vistulianie i holocenie*, Sosnowiec, s. 11–13.

Gębica P., Sokołowski T., 2002, *Crevassing of an inland dune during the 1998 flood in the upper Vistula river valley (South Poland)*, Annales Societatis Geologorum Poloniae, 72, 191–197.
Gębica P., Starkel L., Cebulak E., Limanówka D., Pyrc R., Hajder M., Kolbusz J., 2019, *Ulewy i powodzie opadowe w województwie podkarpackim. Studium przebiegu, skutków i przeciwdziałania*, Wydawnictwo Uniwersytetu Rzeszowskiego, Rzeszów.
Gębica P., Superson S., Trybała-Zawiślak K., Woronko B., 2017, *Litologia, geneza i wiek osadów w Kalnikowie i Chotyńcu na Płaskowyżu Tarnogrodzkim (Kotlina Sandomierska)*, Acta Geographica Lodziensia, 106, 65–86.
Gilewska S., 1999, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 243–288.
Gilot E., Niedziałkowska E., Sobolewska M., Starkel L., 1982, *Pleniglacial alluvial Fan of the Biała Stream at Kaniów near Czechowice (the Oświęcim Basin)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 15, 115–124.
Grygierczyk S., Pawełczyk W., Wach J., 1997, *Formy po eksploatacji rud żelaza w północno-wschodniej części Parku Krajobrazowego „Cysterskie Kompozycje Krajobrazowe Rud Wielkich" i ich walory przyrodniczo-kulturowe*, Scripta Rudensia, 7, 63–74.
Grzesiak D., Trzepierczyński J., 2014, *Ocena wpływu budowy pawilonu trójkondygnacyjnego na utratę stateczności zbocza w Jastrzębiu-Zdroju*, Zeszyty Naukowe Wyższej Szkoły Technicznej w Katowicach, 6, 19–33.
Izmaiłow B., 2001, *Typy wydm śródlądowych w świetle badań struktury i tekstury ich osadów (na przykładzie dorzecza górnej Wisły)*, Rozprawy Habilitacyjne UJ, 358, 1–282.
Jankowski A.T., 1986, *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysłowionym i zurbanizowanym (na przykładzie ROW)*, Uniw. Śląski, Katowice.
Janusz W., Palki J., Zygmunt J., Węgrzyk A., 1982, *Występowanie deformacji nieciągłych przy dużych głębokościach eksploatacji w Rybnickim Okręgu Węglowym*, Mat. Konf. VIII Tydzień Techniki ROW, *Zagadnienie ochrony powierzchni w ROW*, Jastrzębie-Zdrój, s. 75–101.
Jary Z., 1996, *Chronostratygrafia oraz warunki sedymentacji lessów południowo-zachodniej Polski na przykładzie Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich*, Acta Univ. Wratisl. Stud. Geogr., 1766, 1–99.
Jersak J., 1991, *Lessy formacji umiarkowanie wilgotnej na Płaskowyżu Głubczyckim*, [w:] J. Jersak (red.), *Less i osady dolinne*, Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice, s. 10–49.
Karaś-Brzozowska C., 1963, *Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego w Kotlinie Raciborskiej*, Przegląd Geograficzny, 35, 3, 431–447.
Kijowska M., 2011, *The role of downpours in transformation of slopes in the Polish Carpathian Foothills*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 45, 69–87.
Klimaszewski M., 1972, *Podział geomorfologiczny Polski Południowej*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1, *Polska Południowa Góry i Wyżyny*, PWN, Warszawa, s. 5–17.
Klimek K., 1983, *Erozja wgłębna dopływów Wisły na przedpolu Karpat*, [w:] Z. Kajak (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, Warszawa–Łódź, s. 97–108.
Klimek K., 1991, *Typy koryt rzecznych i ich funkcjonowanie*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. 2, PWN, Warszawa–Kraków, s. 231–259.
Klimek K., 1995, *Metale ciężkie w aluwiach Rudy (Górny Śląsk) jako wskaźnik rolniczej i przemysłowej antropopresji w ostatnich stuleciach*, mat. sympozjum polsko-czeskiego *Przeobrażenia środowiska geograficznego w przyrodniczej strefie górnośląsko-ostrawskiego regionu przemysłowego*, WNoZ UŚ, PK „CKKRW", Sosnowiec, s. 48–56.
Klimek K., 1996, *Aluwia Rudy jako wskaźnik 1000-letniej degradacji Płaskowyżu Rybnickiego*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, II, Wyd. UAM, Poznań, s. 155–166.

Klimek K., 2007, *Environmental causes and geomorphic record of Early Medieval colonization: South-Western Margin of the Rybnik Plateau and the neighbouring Odra valley*, Geomorphologia Slovaca and Bohemica, 2, 5–13.

Klimek K., Krąpiec M., 2003, *Subfosylne pnie w aluwiach Rudy jako zapis wpływu człowieka i/lub zmian klimatu na środowisko przyrodnicze doliny, Kotlina Górnej Odry*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, Wyd. Oddz. Katowicki PTG, Sosnowiec, s. 79–83.

Klimek K., Starkel L., 1972, *Kotliny Podkarpackie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1, *Polska Południowa Góry i Wyżyny*, PWN, Warszawa, s. 116–166.

Klimek K., Woskowicz-Ślęzak B., 2016, *Zapis wpływu rolnictwa w środowisku pasa wyżyn – przykład ze zlewni Bierawki (Wyżyna Śląska)*, [w:] I. Malik, M. Wistuba, B. Woskowicz-Ślęzak (red.), *Geomorfologiczny, sedymentologiczny i botaniczny zapis działalności człowieka w wybranych strefach krajobrazowych Polski Południowej*, Gliwice, s. 38–45.

Kocel K., 1995, *Stawy w dolinie Rudy (Górny Śląsk) jako wskaźnik antropogenicznych zmian krajobrazu*, mat. sympozjum polsko-czeskiego *Przeobrażenia środowiska geograficznego w przyrodniczej strefie górnośląsko-ostrawskiego regionu przemysłowego*, WNoZ UŚ, PK „CKKRW", Sosnowiec, s. 57–62.

Kocel K., 1997, *Osady denne stawów jako wskaźnik zmian zaistniałych w środowisku przyrodniczym doliny Rudy*, Scripta Rudensia, 7, 75–84.

Kondracki J., 1981, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa.

Krajewski R., Furmański J., Panasiuk A., Wagner S., 1968, *Zjawiska osuwiskowe na obszarze górniczym kopalni w Pszowie na tle stosunków geologicznych w tym rejonie*, Ochrona Terenów Górniczych, 6, 47–56.

Krajewski R., Rybicki S., Krokoszyński P., 1982, *Problematyka osuwisk na terenach podziemnej eksploatacji górniczej*, mat. sesji nauk. *Badania geologiczno-inżynierskie w górnictwie*, Kraków, s. 61–71.

Krokoszyński P., Rybicki S., 2010, *Deformacje podłoża i przedpola składowiska odpadów górniczych „Pochwacie" – przyczyny, przebieg i skutki*, Przegląd Górniczy, 66, 5, 30–37.

Kruczała A. (red.), 2000, *Atlas klimatu województwa śląskiego*, IMGW, Oddział Katowice, Katowice.

Kruczkowski M., 1999, *Deformacje nieciągłe typu liniowego na terenie miejscowości Gierałtowice jako przejaw intensywnej eksploatacji górniczej w niekorzystnych warunkach geologicznych*, Bezpieczeństwo Pracy i Ochrona Środowiska w Górnictwie, 8, 41–45.

Lewakowski J., 1935, *Mapa terenów powodzi lipcowej w 1934 r.*, Wiad. Służby Geogr., 9, 288–294.

Lewandowski J., 1993, *Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna*, Folia Quaternaria, 64, 101–121.

Lewandowski J., 2015, *Kenozoik regionu śląsko-krakowskiego*, Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.

Łajczak A., 1995, *The impact of river regulation, 1850–1990, on the channel and floodplain of the Upper Vistula River, Southern Poland*, [w:] E.J. Hickin (red.), *River Geomorphology*, Wiley, s. 209–233.

Łajczak A., 2003, *Silting of the Goczałkowice Reservoir*, [w:] A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), *Problemy geoekologiczne górnośląsko-ostrawskiego regionu przemysłowego*, Uniwersytet Śląski, WNoZ, Sosnowiec, s. 96–101.

Łanczont M., Wojtanowicz J., 2005, *Uwarunkowania przyrodnicze rozwoju osadnictwa pradziejowego w Kotlinie Sandomierskiej*, [w:] M. Kuraś (red.), *Archeologia Kotliny Sandomierskiej*, Rocznik Muzeum Regionalnego w Stalowej Woli, 4, 39–55.

Mackiewicz D., Miksa K., Mrozowska A., 1979, *Program uregulowania stosunków wodnych na obszarach objętych szkodami górniczymi w województwie katowickim*, Hydroprojekt, CBSiPBW, Katowice.

Migoń P., 2008, *Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich Przedgórza*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, Kraków, s. 135–163.
Niedbała W., 2003, *Ekologia – organizmy żywe i ich środowisko*, [w:] J. Strzałko, T. Mossor-Pietraszewska (red.), *Kompendium wiedzy o ekologii*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 42–118.
Niedziałkowska E., Gilot E., Pazdur M.F., Szczepanek K., 1985, *The upper Vistula valley near Drogomyśl in the late Vistulian and Holocene*, Folia Quaternaria, 56, 101–130.
Nocoń W., Kostecki M., 2005, *Hydro-chemical characteristic of the Czarniawka River*, Archiwum Ochrony Środowiska, 2, 95–104.
Nyrek A., 1966, *Gospodarka rybna na Górnym Śląsku od połowy XVI do połowy XIX wieku*, Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, A, 111, 1–239.
Palki J., 1981, *Zakres, formy i przyczyny występowania deformacji nieciągłych w warunkach Rybnickiego Okręgu Węglowego*, Ochrona Terenów Górniczych, 56, 15–22.
Pełka J., Pociecha J., 1991, *Zmiany terytorialne w rozmieszczeniu zwałowisk górniczych na obszarze Rybnickiego Okręgu Węglowego w latach 1861–1986*, Kształtowanie Środowiska Geograficznego i Ochrona Przyrody na Obszarach Uprzemysłowionych i Zurbanizowanych, 2, 5–10.
Pełka-Gościniak J., Szczypek T., 1997, *Wpływ hałd górnictwa węgla kamiennego na krajobraz Rybnickiego Okregu Węglowego (na przykładzie okolic Wodzisławia Śląskiego)*, [w:] J. Kanok, J. Prasek (red.), *Zmeny geografickeho prostredi v pohranicnich oblastech ostravskeho a hornoslezskeho regionu*, Ostravska Univerzita, PF, Uniwersytet Śląski, WNoZ, Ostrava–Sosnowiec, s. 102–110.
Piech E., 1998, *Ziemne budowle hydrotechniczne w zlewni Rudy od Zbiornika Rybnickiego po ujście Odry*, Uniwersytet Śląski, WNoZ UŚ, Sosnowiec (praca magisterska).
Pozzi M., Cempiel E., Czajkowska A., 2008, *Koncepcja regulacji stosunków wodnych na terenie górniczym gminy Gierałtowice*, Gospodarka Surowcami Mineralnymi, 24, 2/3, 109–122.
Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski 1:500 000, 1980, IGiPZ PAN.
Puchejda A., 1978, *Aktualne procesy osuwiskowe we wschodniej części Kotliny Raciborskiej*, Instytut Geografii, Uniwersytet Śląski, WNoZ UŚ, Sosnowiec (praca magisterska).
Punzet J., 1981, *Zmiany w przebiegu stanów wody w dorzeczu górnej Wisły na przestrzeni 100 lat (1871–1970)*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 14, 5–28.
Punzet J., 1983, *Zasoby wodne dorzecza górnej Wisły. Przepływy średnie – rozkład sezonowy oraz zmienność w czasie i przestrzeni*, Roczniki Nauk Rolniczych, ser. D, 192, 84–92.
Radosz J., 2007, *Przewietrzanie dolin w okolicy Jastrzębia-Zdroju (Płaskowyż Rybnicki)*, Kształtowanie Środowiska Geograficznego i Ochrona Przyrody na Obszarach Uprzemysłowionych i Zurbanizowanych, 38, 23–32.
Rzętała M., 2008, *Funkcjonowanie zbiorników oraz przebieg procesów limnicznych w warunkach zróżnicowanej antropopresji na przykładzie regionu górnośląskiego*, Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
Rzętała M.A., 2003, *Procesy brzegowe i osady denne wybranych zbiorników wodnych w warunkach zróżnicowanej antropopresji (na przykładzie Wyżyny Śląskiej i jej obrzeży)*, Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
Serwis IMGW-BIP Klimat Polski (klimat.pogodynka.pl/pl/climate-maps/).
Starkel L., 1967, *Wisła wśród gór i wyżyn*, [w:] C. Kolago (red.), *Z biegiem Wisły. Przewodnik geologiczno-krajoznawczy*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 31–159.
Starkel L., 1972, *Kotlina Sandomierska*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1, PWN, Warszawa, s. 138–166.
Starkel L., 1980, *Rzeźba*, [w:] I. Dynowska (red.), *Województwo tarnowskie*, s. 19–28.
Starkel L., 1996, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 30, 18–34.

Starkel L., 1998, *Funkcja powodzi w środowisku przyrodniczym dorzecza górnej Wisły*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, konferencja naukowa w Krakowie, 7–9 maja 1998, s. 9–20.

Starkel L., 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś,* Monografie IGiPZPAN, 1, 1–263.

Starkel L., 2005, *Typy rzeźby Kotliny Sandomierskiej i ich rola w osadnictwie (wprowadzenie do sesji: środowiskowe uwarunkowania osadnictwa pradziejowego w Kotlinie Sandomierskiej)*, [w:] M. Kuraś (red.), *Archeologia Kotliny Sandomierskiej*, Rocznik Muzeum Regionalnego w Stalowej Woli, 4, 11–17.

Starkel L., 2011, *Złożoność czasowa i przestrzenna opadów ekstremalnych – ich efekty geomorfologiczne i drogi przeciwdziałania im*, Landform Analysis, 15, 65–80.

Szczepankiewicz S., 1972, *Nizina Śląska*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, PWN, Warszawa, s. 224–239.

Śleziak T., 1997, *Antropogeniczne formy związane z gospodarką wodną we wschodniej części Parku Krajobrazowego „Cysterskie Kompozycje Krajobrazowe Rud Wielkich"*, Uniwersytet Śląski, WNoZ UŚ, Sosnowiec (praca magisterska).

Święchowicz J., 2010, *Ekstremalne spłukiwanie i erozja linijna na stokach użytkowanych rolniczo w polskich Karpatach fliszowych*, Prace i Studia Geograficzne, 45, 29–48.

Wach J., 1987, *Zmiany profilu podłużnego Kłodnicy w wyniku osiadań górniczych*, mat. sympozjum polsko-czechosłowackiego *Problemy geograficzne górnośląsko-ostrawskiego regionu przemysłowego*, Oddz. Doskonalenia Nauczycieli IKN, Uniwersytet Śląski, Katowice–Sosnowiec, s. 126–130.

Waga J.M., 1992, *Profil osadów plejstoceńskich w Golasowicach (Brama Bąkowska)*, Geographia, Studia et Dissertationes, 16, 117–134.

Waga J.M., 1994, *Rzeźba eoliczna na obszarze wschodniej części Niecki Kozielskiej,* Scripta Rudensia, 2, 1–129.

Waga J.M., 2003, *Lokalizacja stawów i sposoby ich zabezpieczania przed skutkami powodzi w dolnej części zlewni Rudy na Górnym Śląsku*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, PTG Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 220–224.

Waga J.M., 2009, *Specyficzne cechy zjawisk eolicznych ze schyłku piętra wisły w Niecce Kozielskiej*, [w:] R. Dulias, J. Pełka-Gościniak, O. Rahmonov (red.), *Ekosystemy piaszczyste i człowiek*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 58, 163–171.

Waga J.M., Fajer M., 2020, *Grodziska i osuwiska – przykłady wykorzystania osuwisk jako naturalnych elementów dawnych założeń obronnych (Kotlina Raciborsko-Oświęcimska)*, Acta Geographica Silesiana, 14/4 (40), 31–62.

Waga J.M., Fajer M., 2021a, *Formy osuwiskowe w południowo-zachodniej części Kotliny Oświęcimskiej – rozmieszczenie i uwarunkowania rozwoju*, Prace i Studia Geograficzne, złożone do druku.

Waga J.M., Fajer M., 2021b, *The heritage of the Second World War: bombing in the forests and wetlands of the Koźle Basin*, Antiquity, 95, 380, 417–434.

Wieland Z.J., 1988, *Wąwóz lessowy w Miejscu Odrzańskim*, Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Sosnowiec (praca magisterska).

Wojtanowicz J., 1971, *Typy genetyczne wydm Niziny Sandomierskiej,* Annales UMCS, sec. B, 25, 1–45.

Wojtanowicz J., 1972, *Rzeźba eoliczna na północnym przedpolu Płaskowyżu Kolbuszowskiego*, Annales UMCS, sec. B, 27, 1–20.

Wojtanowicz J., 1997, *Późnovistuliańskie osady pylaste Płaskowyżu Kolbuszowskiego okolic Leżajska w profilu Grodzisko Dolne*, [w:] M. Łanczont (red.), *Glacjał i peryglacjał Kotliny Sandomierskiej i przedgórza Karpat w okolicy Przemyśla,* Krasiczyn 22–24 września 1997, s. 110–112.

Wojtanowicz J., 2010, *Współczesne procesy eoliczne,* Wyd. UMCS, Lublin.

Wojtanowicz J., Jóźwiakowska E., 1997, *Jeziorka okolic Grodziska – występowanie, charakterystyka*, [w:] M. Łanczont (red.), *Glacjał i peryglacjał Kotliny Sandomierskiej i przedgórza Karpat w okolicy Przemyśla,* Krasiczyn 22–24 września 1997, s. 113–123.

Woskowicz-Ślęzak B., 2013, *Funkcjonowanie żwirodennej rzeki roztokowej na północnym przedpolu Karpat na przykładzie Soły od końca XVIII wieku*, Uniwersytet Śląski, WNoZ Sosnowiec (praca doktorska).

Woskowicz-Ślęzak B., Ślęzak A., 2012, *Zapis antropopresji w rzeźbie przedgórskiego odcinka dna doliny Soły*, [w:] A. Łajczak (red.), *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis zmian w rzeźbie i osadach*, Uniwersytet Śląski, WNoZ, Sosnowiec, s. 441–452.

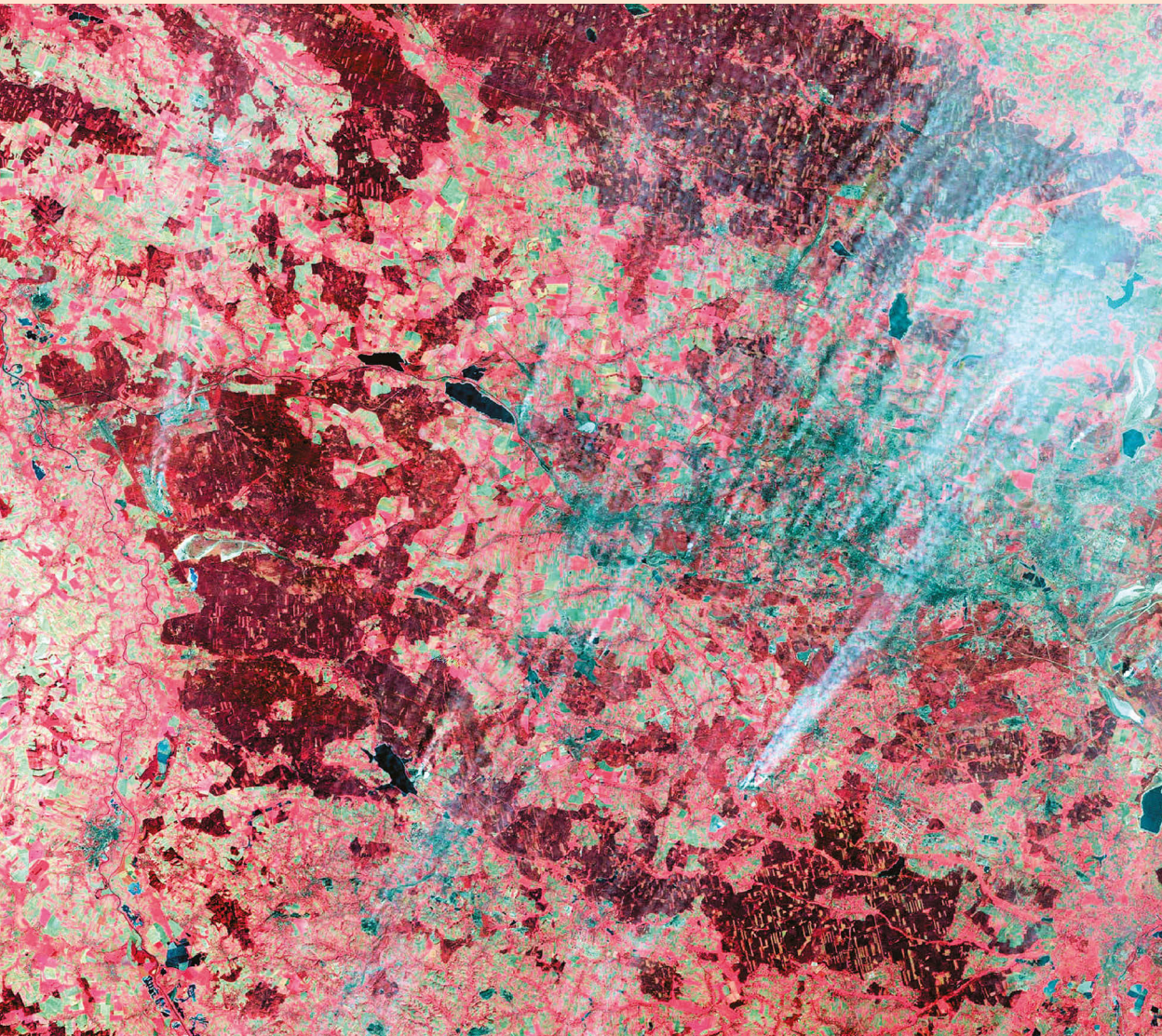
Zieliński P., Sokołowski R.J, Woronko B., Jankowski M., Fedorowicz S., Zaleski I., Molodkov A., Weckwerth P., 2014, *The depositional conditions of the fluvio-aeolian succession during the last climate minimum based on the examples from Poland and NW Ukraine*, Quaternary International 386, 30–41.

Zygmunt E., 2002, *Transformacja koryta rzeki Suminy pod wpływem antropopresji (Kotlina Raciborska, Dorzecze Górnej Odry)*, [w:] P. Szwarczewski, E. Smolska (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*, Warszawa, s. 151–154.

Zygmunt E., 2003, *Zmiana biegu rzeki Suminy pod wpływem antropopresji (Kotlina Raciborska)* [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, PTG Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 244–248.

Rozdział 7

Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich



Wyżyna Śląska (ESA/Copernicus)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-07

CC BY 4.0

Rozdział 7

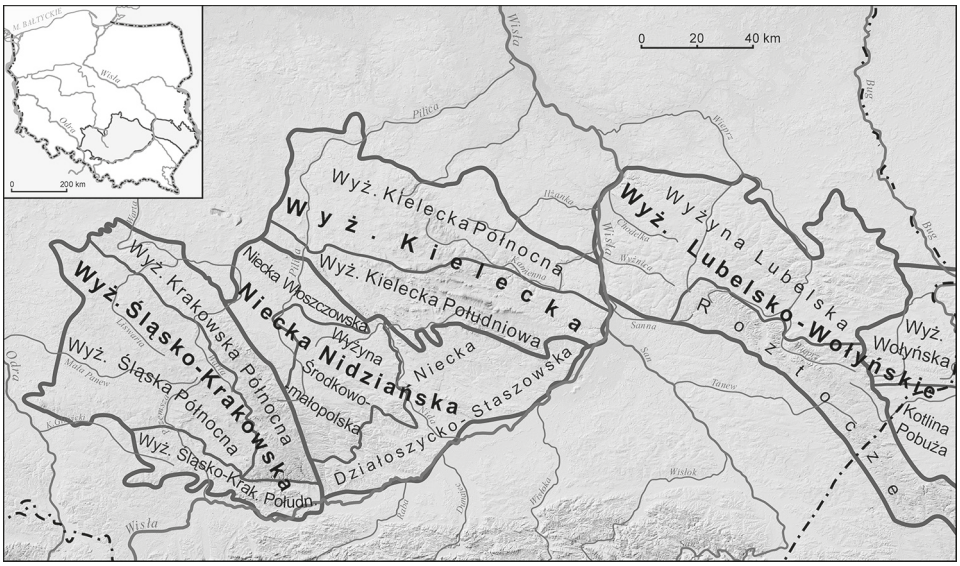
Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich

Jan Rodzik, Tadeusz Ciupa, Grzegorz Janicki, Waldemar Kociuba, Andrzej Tyc, Wojciech Zgłobicki

7.1. Środowiskowe tło współczesnych procesów rzeźbotwórczych

Podłoże pasa wyżyn budują różnorodne i różnowiekowe jednostki tektoniczne. Prekambryjskie struktury strefy brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej oraz paleozoiczne pasma fałdowe platformy zachodnioeuropejskiej są przykryte utworami piętra permsko-mezozoicznego, a w części zachodniej karbońsko-mezozoicznego. Ukształtowanie pasa wyżyn nawiązuje do głównych struktur pokrywy permsko-mezozoicznej, powstałych na przełomie kredy i paleocenu, obejmujących południowe segmenty antyklinorium śródpolskiego i przyległych synklinoriów (kościerzyńsko-puławskiego i szczecińsko-miechowskiego) oraz monoklinę śląsko-krakowską (Żelaźniewicz i in. 2011). Cała, kontynuująca się następnie w kierunku południowo-wschodnim, strefa wyżyn polsko-ukraińskich została pod względem tektonicznym określona przez J. Nowaka jako wał metakarpacki (Maruszczak, Sirenko 1989–1990).

Zachodnią część wału metakarpackiego zajmuje prowincja Wyżyny Polskie, o powierzchni 35 735 km^2, która – według S. Gilewskiej (1991a) – obejmuje cztery jednostki w randze podprowincji: Wyżynę Śląsko-Krakowską, Nieckę Nidziańską, Wyżynę Kielecką oraz Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie wyróżnione przez H. Maruszczaka (1972). W granicach Polski znajdują się trzy pierwsze wymienione jednostki i zachodnia część czwartej, obejmująca: Wyżynę Lubelską w całości, większą część Roztocza oraz zachodnie skraje: Wyżyny Wołyńskiej i Kotliny Pobuża (ryc. 7.1). Dla uproszczenia w dalszej części tekstu terminem „Wyżyny Polskie" określany będzie pas wyżyn metakarpackich w granicach Polski. Od południa granice Wyżyn Polskich są dość ostre; zwykle stanowią je krawędzie związane ze strefami uskoków, ograniczających zapadlisko przedkarpackie. Granica



Ryc. 7.1. Podział Wyżyn Polskich na podprowincje i makroregiony geomorfologiczne (wg Gilewskiej 1991a)

północna jest mniej wyraźna. Na zachód od Wisły zazwyczaj są to progi strukturalne o charakterze kuest, zanurzające się stopniowo pod osady czwartorzędowe. Między Wisłą a Bugiem granicę tworzy najpierw akumulacyjna krawędź pokrywy lessowej, następnie ma ona charakter strefy przejściowej między rzeźbą wyżynną i nizinną (Maruszczak, Sirenko 1989–1990).

7.1.1. Warunki geologiczno-geomorfologiczne

Złożona geneza i historia geologiczna rozwoju pasa wyżyn zaowocowała różnorodnością budujących je skał podłoża oraz utworów pokrywowych, a co za tym idzie – zróżnicowaniem typologicznym i wiekowym rzeźby. Obszar wyżyn charakteryzuje w większości rzeźba dojrzała, ukształtowana w ogólnych zarysach już w neogenie, a nawet w paleogenie. Na niektórych terenach ważną rolę w jej rozwoju odegrały jednak procesy i osady plejstoceńskie, a nawet holoceńskie (Starkel 1988, 2008a). Ocenę warunków funkcjonowania współczesnych systemów geomorfologicznych w pasie wyżyn oparto więc na kryterium zmienności litologicznej podłoża, głównie skał mezozoicznych i kenozoicznych. Wydzielono trzy charakterystyczne typy litologiczne rzeźby wyżynnej: krzemionkowy, skał krasowiejących (węglanowych i gipsowych), lessowy oraz dodatkowo typ aluwialny. W obrębie każdego z nich, na podstawie kryteriów litologiczno-morfologicznych, wyróżniono od dwóch do czterech podtypów (tab. 7.1). Klasyfikacja ta, opracowana przez G. Janickiego i in. (2008), bazuje na typologii krajobrazów naturalnych Polski. Nawiązuje ona także do typów uwarunkowań geologiczno-geomorfologicznych

Tabela 7.1. Cechy litologiczno-morfologiczne typów i podtypów rzeźby w obrębie Wyżyn Polskich

Litologiczne typy i podtypy rzeźby		Cechy litologiczne		Cechy morfologiczne		
		rodzaj skały	odporność [kg·cm^{-2}]*	deniwelacje [m]	rozdolinienie [km·km^{-2}]	kształt stoków
Krzemionkowy	krzemionkowy właściwy	piaskowce kwarcytowe, łupki, piaskowce, zlepieńce, piaski	100–900 (śr. 400)	20–120 (maks. 370)	<3	wklęsły, jednostajny
	krzemionkowo-węglanowy	gezy, opoki	100–400 (śr. 270)	śr. 50–60 (maks. 120)	2–3	wklęsły, jednostajny
Skał krasowiejących	wapienny	wapienie, dolomity	200–1000	maks. do 150	0,5–2	wklęsły, wypukły
	marglisty	margle, opoki margliste	60–100	20–50	1–1,5	wypukły, jednostajny
	kredy piszącej	kreda pisząca, wapienie margliste	20–60	<30	<1	wypukło-wklęsły
	gipsowy	gipsy, margle, iły	ok. 50	<30	<1	wklęsły
Lessowy	denudacyjny	lessy	0,8–1,6	<30	ok. 1	wypukło-wklęsły
	erozyjno-denudacyjny	lessy	0,8–1,6	30–60	ok. 2	wypukło-wklęsły
	erozyjny	lessy	0,8–1,6	50–100 (maks. 120)	2–3 (maks. >10)	wypukło-wklęsły
Aluwialny	paleofluwialno-eoliczny	piaski fluwioglacjalne, rzeczne i eoliczne	–	5–20 (maks. 30)	–	wklęsły, jednostajny
	fluwialny	piaski i mułki rzeczne, torfy	–	1–3	–	-

* wytrzymałość skał na ściskanie wg Kozłowskiego (1986).

erozji gleb, wydzielonych dla południowej części Lubelszczyzny przez H. Maruszczaka (1963).

Wyżyny krzemionkowe zajmują znaczną część Wyżyn Polskich. Zostały one wykształcone w obrębie obszarów zbudowanych ze skał skonsolidowanych, o znacznej (ok. 50% i więcej) zawartości krzemionki, decydującej o ograniczeniu tempa wietrzenia chemicznego i fizycznego. Cechuje je dojrzała rzeźba wielkopromienna (długofalista) z rozległymi, połogimi garbami, które rozdzielają niecki i doliny denudacyjne. Występuje ona w obrębie mezoregionów, w których dominuje obecność garbów, progów, wzgórz, wzniesień i działów, eksponowanych także w ich nazwach własnych (Gilewska 1972, Maruszczak 1972, Janicki i in. 2008). W obrębie wyżyn krzemionkowych wyróżnić można dwa ich podtypy: krzemionkowy właściwy oraz krzemionkowo-węglanowy.

Podtyp krzemionkowy właściwy obejmuje najwyżej wyniesione obszary, zaznaczające się w rzeźbie jako niskie grzbiety rusztowe oraz rozległe pogórza w obrębie Gór Świętokrzyskich i ich otoczenia. Bardzo istotnym elementem rzeźby są tu przełomowe odcinki dolin rzecznych, wykształcone w obrębie prawie wszystkich pasm górskich (Kowalski 1988). Do tego podtypu można zaliczyć także wzgórza wyspowe w obrębie Wzniesienia Giełczewskiego i Pagórów Chełmskich na Wyżynie Lubelskiej. Obejmuje on również pojedyncze wzniesienia i wzgórza ostańcowe na południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Roztocza oraz na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (Próg Herbski i Próg Woźnicki). Obszary wyżynne z dominacją tego podtypu zbudowane są z najbardziej odpornych na erozję skał o zawartości krzemionki >80% i ciężarze właściwym >2,5 $g \cdot cm^{-3}$, takich jak piaskowce i piaskowce kwarcytowe oraz łupki i zlepieńce (tab. 7.1).

Do wyżyn krzemionkowych zaliczono również podtyp krzemionkowo-węglanowy, występujący na terenach zbudowanych z takich skał, jak gezy i opoki, o porównywalnym do skał krzemionkowych ciężarze właściwym. Mimo że zawierają one od 30 do 70% $CaCO_3$, zjawiska krasowe w nich nie występują z powodu znacznego udziału SiO_2 (Maruszczak 1963, Harasimiuk 1980). Cechą rzeźby wyżyn krzemionkowo-węglanowych jest występowanie wzniesień i garbów o dużych wysokościach względnych 50–60 m, wyjątkowo nawet do 120 m (tab. 7.1). Stosunkowo długie stoki mają nachylenia do kilku stopni oraz złożone profile. Gęstość dolin dochodzi tu do 2–3 $km \cdot km^{-2}$. Podtyp ten reprezentowany jest przez rzeźbę denudacyjną, krawędziową (kuesty) i ostańcową na Wyżynie Lubelskiej (Wzniesienie Giełczewskie i Wzniesienie Urzędowskie), na Roztoczu Środkowym i Wschodnim (Jahn 1956, Maruszczak 1972) oraz na Garbach Czostkowa w Niecce Nidziańskiej (Gilewska 1972).

Największą powierzchnię Wyżyn Polskich zajmuje typ litologiczny wyżyn skał krasowiejących (Janicki in. 2008). Związany jest on z wychodniami skonsolidowanych, ale podatnych na rozpuszczanie lub rozmywanie, skał o dużej zawartości (>50%) związków wapnia, głównie węglanów oraz siarczanów. Typ ten cechują zwykle niezbyt duże deniwelacje oraz rozległe i połogie formy denudacyjne, urozmaicone drugorzędnymi formami krasowymi. Wyżyny zbudowane ze skał krasowiejących charakteryzuje duże zróżnicowanie rzeźby o cechach zarówno

wyniesień, jak i obniżeń, dlatego wydzielono tu cztery podtypy: wapienny, marglisty, kredy piszącej oraz gipsowy (tab. 7.1).

Podtyp wapienny występuje powszechnie w zachodniej części pasa wyżyn, natomiast stosunkowo niewielkie powierzchnie zajmuje w Niecce Nidziańskiej, na Wyżynie Kieleckiej i Roztoczu (Janicki i in. 2008). Podatne na rozpuszczanie wapienie mają znaczny ciężar właściwy (2,6–2,8 g·cm^{-3}), duży udział $CaCO_3$ (>80%) oraz niewielką zawartość nierozpuszczalnych, przeważnie ilastych składników. Zawartość SiO_2 jest zróżnicowana i dochodzi maksymalnie do 20% (Kozłowski 1986). Najbardziej odporne na działanie mechaniczne są mioceńskie wapienie serpulowe z Roztocza oraz późnojurajskie wapienie płytowe i przede wszystkim wapienie skaliste, które budują ostańce Wyżyny Krakowskiej Północnej. Rzeźba obszarów wapiennych jest mocno urozmaicona, nierzadko jest ona jednak zamaskowana przez utwory glacjalne, fluwioglacjalne, eoliczne lub limniczne. Występują tu różnej wielkości lejki, studnie, a także większe zagłębienia terenu często indukowane (Dobrowolski 1993), reprodukowane (Kobojek, Nalej 2008) lub o charakterze kopalnych depresji krasowych (Gilewska 1972). Cechą charakterystyczną obszarów wapiennych jest prawie całkowity brak sieci rzecznej na wierzchowinach oraz występowanie w dolinach wydajnych źródeł krasowych i szczelinowych. Na Wyżynie Krakowskiej Północnej znajdują się liczne relikty systemów jaskiniowych w postaci różnej długości jaskiń, schronisk skalnych oraz form na ścianach ostańców (Gradziński, Szelerewicz 2004, Tyc 2005, 2009).

Podtyp marglisty wytworzył się na podłożu skał późnokredowych, wykształconych w facji margli typowych oraz margli z wkładkami opok marglistych. Skały tego typu są stosunkowo podatne na działanie mechaniczne, gdyż zawierają zwykle 40–80% $CaCO_3$ i 10–50% nierozpuszczalnych części drobnoziarnistych (tab. 7.1). Reprezentowany przez nie podtyp litologiczny obejmuje rozległe płaskowyże lub równiny, zajmujące stosunkowo niskie położenie hipsometryczne z małymi deniwelacjami, od 20 do 40–50 m. Gęstość sieci dolinnej nie jest tu duża, a stoki o średniej długości i złożonym zwykle profilu mają nachylenie 2–3°. W słabo zróżnicowanej rzeźbie denudacyjnej dominują rozległe powierzchnie zrównań stokowych oraz suche doliny, niekiedy w formie zatok denudacyjnych, podczas gdy typowe formy erozyjne i krasowe są słabo rozwinięte (Gilewska 1972, Maruszczak 1972).

Podtyp kredy piszącej rozwinął się na podatnych na działanie mechaniczne i rozpuszczanie wapieniach marglistych i kredzie piszącej, o zawartości $CaCO_3$ >90% (tab. 7.1). Klasyczny typ krasu kredy piszącej występuje we wschodniej części pasa wyżyn. Charakterystycznymi formami krasu powierzchniowego są tu zarówno małe werteby (lejki), uwały, ślepe doliny, jak i duże kotliny (popławy) i zrównania krasowe. Ten typ krasu charakteryzuje się ubóstwem lub brakiem form podziemnych oraz łagodnością zarysów form powierzchniowych. Średnie nachylenia terenu mają przeważnie 0,5–1°, deniwelacje nie przekraczają 30 m, a gęstość sieci dolinnej spada nawet poniżej 1 km·km^{-2}. W krajobrazie dominuje falista lub płaska równina denudacyjna o cechach rzeźby późnodojrzałej (Maruszczak 1966, 1972, Harasimiuk 1975, Dobrowolski 1998, 2006).

Podtyp gipsowy ograniczony jest do mezoregionów Niecki Nidziańskiej (Niecka Solecka i Niecka Połaniecka). Na wychodniach gipsów powszechnie tworzą się powierzchniowe formy krasowe, np. leje i nieregularne zapadliska oraz ślepe dolinki. Występują tu również formy bardziej złożone, takie jak: uwały, dolinki krasowe i kotliny krasowe (Flis 1954, Cabaj, Nowak 1986, Chwalik 2006). Do charakterystycznych elementów krasu gipsowego zalicza się także kuesty gipsowe, uwarunkowane tektoniką oraz ostańce krasowe dominujące ponad dnami dolin (180–200 m n.p.m.), a lokalnie ponad poziomami zrównań wierzchowinowych. Procesy krasowe zachodzą tu w całym, zróżnicowanym litologicznie profilu serii gipsowej, a o występowaniu jaskiń i ich morfologii decyduje typ litologiczny gipsów. Przeważają jaskinie utworzone w gipsach warstwowych, szkieletowych i szablastych (75% ogółu); stosunkowo dużo jaskiń występuje też w gipsach szklicowych (Urban i in. 2003, 2015).

Blisko 30% powierzchni Wyżyn Polskich zajmuje lessowy typ rzeźby, rozwiniętej w obrębie zróżnicowanych stratygraficznie pokryw lessowych, budujących powierzchnie wierzchowinowe kilkunastu mezoregionów lub ich fragmentów (Janicki in. 2008). Wierzchowiny lessowe, ukształtowane u schyłku ostatniego glacjału, charakteryzują się drobnopromienną (krótkofalistą) rzeźbą o złożonej genezie, z licznymi zagłębieniami bezodpływowymi – wymokami (Kołodyńska-Gawrysiak i in. 2018, Kołodyńska-Gawrysiak 2019). Węglanowe lessy właściwe cechuje duża podatność na rozmywanie, a jednocześnie zdolność do okresowej konserwacji form erozyjnych. Rzeźbę lessową wyróżnia, spośród innych typów, znaczne rozczłonkowanie stoków o wypukło-wklęsłym kształcie. Różnicują ją natomiast deniwelacje, nachylenia stoków i stopień rozcięcia młodymi formami erozyjnymi. Pozwala to na wydzielenie trzech podtypów rzeźby lessowej: denudacyjnego, erozyjno-denudacyjnego i erozyjnego (tab. 7.1).

Podtyp denudacyjny zajmuje niezbyt duże powierzchnie w obrębie stosunkowo mało miąższych (do 10 m) i zwykle niżej położonych płatów lessowych. Ich rzeźbę cechują małe deniwelacje (do 30 m) i niewielka gęstość sieci dolinnej, a powierzchnię wierzchowiny lessowej urozmaicają rozległe niecki denudacyjne i liczne zagłębienia bezodpływowe (Maruszczak 1958, 1963). Największą powierzchnię obszarów lessowych zajmuje podtyp erozyjno-denudacyjny, który dominuje zwłaszcza na Wyżynie Wołyńskiej oraz w obrębie subregionów Niecki Nidziańskiej (Płaskowyż Proszowski, Płaskowyż Jędrzejowski oraz Wyżyna Miechowska), a także Wyżyny Kieleckiej (Płaskowyż Sandomierski). Podtyp erozyjno-denudacyjny rzeźby lessowej jest reprezentowany również w zachodniej części pasa wyżyn – na Płaskowyżu Ojcowskim, Chełmie i Garbie Ząbkowickim (Gilewska 1972). Odznacza się on średnimi deniwelacjami (30–60 m) oraz znaczną gęstością suchych dolin (ok. 2 km·km^{-2}) o nachyleniach zboczy 5–10°, które mogą być rozcięte przez pojedyncze wąwozy, przeważnie o genezie drogowej. Wąwozy są natomiast wyróżnikiem podtypu, zajmującego również znaczną powierzchnię, zwłaszcza na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu oraz w środkowej części wyżyn (Wyżyna Miechowska, Płaskowyż Sandomierski). Charakteryzują go duże deniwelacje (50–120 m), a formy rzeźby wykształcone są w pokrywach lessowych

o miąższości do 30 m, silnie rozczłonkowanych przez sieć suchych dolin o nachyleniach zboczy 5–15°. Dna i zbocza tych dolin rozcięte są przez systemy wąwozowe z charakterystycznym zespołem neoholoceńskich form erozyjno-sufozyjnych (Rodzik, Zgłobicki 2000, Malik 2008). Największe rozcięcie cechuje Roztocze Zachodnie oraz zachodnią część Płaskowyżu Nałęczowskiego, gdzie średnia gęstość wąwozów wynosi 2–3 km·km^{-2}. Na obszarach o deniwelacjach około 100 m sieć wąwozów może osiągać gęstość 5–10 km·km^{-2} (Maruszczak 1958, 1973, Buraczyński 1977, Gardziel, Rodzik 2001), a lokalnie nawet 15–18 km·km^{-2} (Rodzik 2006).

Typ aluwialny wydzielono dla zaakcentowania odmienności procesów kształtujących dna dolin rzecznych, obniżeń oraz niektórych kotlin, wypełnionych piaskami różnej genezy, mułkami piaszczysto-pylastymi i namułami mineralno-organicznymi (Janicki in. 2008). Są to utwory najmniej skonsolidowane i najbardziej podatne na rozmywanie – występują jednak w najniższym położeniu hipsometrycznym. Stosunkowo duża dynamika modelowania rzeźby związana jest z dominującymi tu procesami fluwialnymi. Większość dolin formowana jest przez rzeki autochtoniczne, na ogół małej i średniej długości. W holocenie modelowane są przede wszystkim równie zalewowe, natomiast system piaszczystych równin i teras nadzalewowych ukształtowany został w plejstocenie (Gilewska 1972, Maruszczak 1972).

Równiny fluwioglacjalne i terasy nadzalewowe, urozmaicone formami wydmowymi, reprezentują podtyp paleofluwialno-eoliczny (tab. 7.1). Deniwelacje osiągają tu średnio kilkanaście metrów, a maksymalnie 30 m. Największe obszary o takich cechach znajdują się na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (Kotlina Mitręgi, Obniżenie Górnej Warty, Obniżenie Liswarty oraz Obniżenie Małej Panwi), mniejsze natomiast występują w Niecce Nidziańskiej (Równina Nadpilicka, Dolina Nidy), na Wyżynie Lubelskiej (Kotlina Chodelska, Kotlina Zamojska), Wyżynie Wołyńskiej (Kotlina Hrubieszowska) i w Kotlinie Pobuża (Równina Bełzka). Drugi podtyp – fluwialny – obejmuje równie zalewowe w dnach dolin rzecznych. Występuje on powszechnie w dolinach rzecznych zachodniej części pasa wyżyn: górnej Warty, Liswarty, Rudy, Bielawki, Kłodnicy, Pilicy i jej dopływów, a także w części wschodniej, w dolinach: Wieprza (z dopływami), Bugu i Huczwy oraz w dolinach dopływów Wisły. Przy omawianiu współczesnych przemian rzeźby wyżyn nie uwzględniono samej doliny Wisły (a w zasadzie jej dna) w Małopolskim Przełomie Wisły, gdyż jest ona przedmiotem oddzielnego opracowania w tym tomie.

7.1.2. Uwarunkowania klimatyczno-hydrologiczne

Średnia roczna temperatura powietrza na wyżynach nie jest zbyt zróżnicowana i mieści się w granicach 7,0–8,5°C (Lorenc 2005), w kierunku wschodnim wzrasta jednak kontynentalizm klimatu. Roczna amplituda temperatury powietrza rośnie tu od 20°C na zachodzie do 22,5°C na wschodzie. Szczególnie wyraźne jest zróżnicowanie termiczne w chłodnej porze roku, co znajduje odzwierciedlenie

w terminach pojawiania się zimy i przedwiośnia. W kierunku wschodnim wydłuża się czas trwania zimy (od 60 do 90 dni) oraz wzrasta od 30 do 50 liczba dni mroźnych, skraca się natomiast czas trwania przedwiośnia (od 40 do 25 dni). Średnia temperatura stycznia wynosi na zachodzie od –1°C do –3°C, natomiast na wschodzie od –4°C do –5°C. Zróżnicowanie termiczne spowodowane jest także ukształtowaniem powierzchni. Szczególnie Góry Świętokrzyskie, wznoszące się >600 m n.p.m., stanowią wyspę chłodu na tle obszarów sąsiednich, bowiem średnia roczna temperatura powietrza jest tu niższa nawet o 2°C, podobnie jak temperatura stycznia, która wynosi od –4°C do –6°C. Wyraźne gradienty widoczne są też na progach morfologicznych Wyżyny Krakowskiej Północnej i Roztocza, przy monotonii termicznej na równinach (Atlas Rzeczypospolitej Polskiej 1997, Kaszewski 2008).

Występowanie wysokich progów morfologicznych i pasm górskich różnicuje lokalnie wysokość opadów poprzez tworzenie cieni opadowych. Najwyższe średnie roczne sumy opadów (650–750 mm) występują w najbardziej wyniesionych częściach Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, w Górach Świętokrzyskich i na Roztoczu. Otrzymują one nawet ponad 150 mm więcej opadów niż regiony sąsiednie. Na krańcach Wyżyny Kieleckiej i Niecki Nidziańskiej, jak również na Wyżynie Wołyńskiej, suma opadów nie osiąga średnio nawet 600 mm w ciągu roku, co jest odzwierciedleniem wzrostu kontynentalizmu w kierunku wschodnim. W latach wilgotnych w najwyższych częściach Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i na Roztoczu sumy opadów przekraczają 900 mm, a w Górach Świętokrzyskich nawet 1000 mm. Z kolei w latach suchych suma opadów nie osiąga tam 600 mm, a w Niecce Działoszycko-Staszowskiej, na Wyżynie Wołyńskiej oraz w północnej części Wyżyny Lubelskiej – nawet 450 mm. W całym pasie Wyżyn Polskich dominują opady półrocza ciepłego, na które przypada >60% rocznej sumy opadów (Atlas Rzeczypospolitej Polskiej 1997, Lorenc 2005, Siwek 2006, Lorenc i in. 2012, Janicki 2016).

W pasie wyżyn charakterystyczne jest, częstsze niż w innych regionach Polski poza górami, występowanie wiosennych i letnich opadów o dużej intensywności. Towarzyszą one frontom atmosferycznym lub lokalnym komórkom burzowym, tworzącym się nad obszarami o zwiększonej dynamice atmosfery, takimi jak: wylesione strefy wododziałowe, krawędzie morfologiczne oraz duże ośrodki miejskie. Wydajność takich opadów może przekraczać 80 mm w ciągu 1 godz., a w krótszym czasie osiągać natężenie kilku milimetrów na minutę. Opady nawalne powodują lokalne powodzie błyskawiczne (Starkel 1997, Ciupa 2002, Rodzik, Janicki 2003, Michalczyk i in. 2008, Lorenc i in. 2012, Janicki 2016). Średnia roczna liczba dni z opadem >10 mm maleje z południa na północ od 20 do 12 dni (Atlas Rzeczypospolitej Polskiej 1997).

W sytuacji zmieniającego się klimatu wzrasta częstość i wysokość opadów ulewnych w rozrastających się miastach, stanowiących wyspy ciepła (Lorenc i in. 2012). Generują one intensywne procesy konwekcyjne, co w połączeniu z koncentracją pyłowych zanieczyszczeń powietrza, będących jądrami kondensacji, prowadzi do powstania chmur *cumulonimbus* i opadów o dużym natężeniu. Zjawiska te

notowano m.in. w Krakowie (Twardosz 2009), Kielcach (Ciupa 2009) i Lublinie (Michalczyk i in. 2012).

Średnia liczba dni z pokrywą śnieżną wzrasta generalnie z zachodu na wschód, od 50 dni na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej do niemal 80 dni na Roztoczu i w Górach Świętokrzyskich. Pokrywa śnieżna pojawia się średnio po 20 listopada i zwykle zanika w końcu marca, a wcześniej jedynie w południowo-wschodnich częściach Niecki Nidziańskiej i Wyżyny Kieleckiej. Średnia wysokość pokrywy śnieżnej w całym pasie wyżyn wynosi od 6 do 10 cm. Średni zapas wody, zgromadzony w pokrywie śnieżnej pod koniec okresu akumulacji, rośnie z zachodu na wschód, od około 40 mm do około 60 mm, a w Górach Świętokrzyskich osiąga 100 mm (Atlas hydrologiczny Polski 1986 i 1987).

W obrębie wyżyn przeważa zachodni kierunek wiatru (16–22%). Średnia prędkość wiatru przez większą część roku wynosi 2–4 $m \cdot s^{-1}$, a zimą we wschodniej części osiąga 4–4,5 $m \cdot s^{-1}$. Średnia liczba dni z wiatrem silnym, o prędkości >10 $m \cdot s^{-1}$, jest w pasie wyżyn mocno zróżnicowana. Najmniej, bo poniżej 20, jest ich na terenie międzyrzecza Bugu i Wieprza, w Niecce Nidziańskiej oraz na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, z wyjątkiem jej południowo-zachodniej części. Najwięcej, powyżej 40 dni, odnotowuje się na Wyżynie Kieleckiej, gdzie również rejestruje się najwięcej (>4) dni z wiatrem bardzo silnym >15 $m \cdot s^{-1}$ (Atlas Rzeczypospolitej Polskiej 1997, Lorenc 2005).

Obszar Wyżyn Polskich należy w 82% do dorzecza Wisły, a jedynie w 18% do dorzecza Odry. Generalnie mała gęstość sieci rzecznej związana jest z dobrymi warunkami infiltracji w porowatych zwykle utworach pokrywowych i uszczelinionych skałach podłoża. Najwyższa wartość wskaźnika gęstości sieci rzecznej (0,24 $km \cdot km^{-2}$) cechuje Wyżynę Śląsko-Krakowską Południową, Nieckę Działoszycko-Staszowską oraz Nieckę Włoszczowską. Znacznie niższa gęstość sieci rzecznej występuje na terenie międzyrzecza Wisły i Bugu. Najniższe wartości (0,13 $km \cdot km^{-2}$) na Roztoczu wiążą się z silnie spękanym, przepuszczalnym podłożem, a na Wyżynie Krakowskiej Północnej – również z występowaniem zjawisk krasowych (Dynowska 1991).

Wody podziemne występują w postaci wód szczelinowych oraz porowych w kontakcie ze szczelinowymi. Jedynie w obrębie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej przeważają wody krasowe i szczelinowo-krasowe, w dolinie Wisły natomiast – wody porowe. Centralne obszary wyżyn cechuje przeważnie znaczna zasobność wód podziemnych w utworach przedczwartorzędowych. Głębokość zwierciadła wód podziemnych jest zróżnicowana od 0–5 m p.p.t. w dnach dolin do 20–40 m p.p.t. na wierzchowinach. Najgłębiej (lokalnie do 90 m p.p.t.) występuje ono na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu oraz Wyżynie Krakowskiej Północnej (Paczyński 1995, Paczyński, Sadurski 2007).

W pasie wyżyn zaznacza się regionalne zróżnicowanie odpływu jednostkowego. Najwyższe wartości tego wskaźnika, 8–10 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, charakteryzują Wyżynę Śląsko-Krakowską, a nieco niższe, 7–8 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, południowo-zachodni skłon Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Znacznie niższy odpływ jednostkowy występuje w Niecce Nidziańskiej (4–5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), we wschodniej części Wyżyny

Kieleckiej i północnej części Wyżyny Lubelskiej (3–4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), a najniższy (3 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) – w obrębie Wyżyny Wołyńskiej. Maksymalny chwilowy odpływ jednostkowy – w zlewniach rzecznych kontrolowanych przez IMiGW – cechuje obszary najwyżej wyniesione. W Górach Świętokrzyskich i na Wyżynie Krakowskiej Północnej odpływ jednostkowy o prawdopodobieństwie wystąpienia 50% (raz na 2 lata) i 1% (raz na 100 lat) wynosi odpowiednio: 0,3 i 2 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$, natomiast w strefie południowo-zachodniej krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Roztocza jest wyraźnie mniejszy: 0,1 (50%) i 0,5 (1%) $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$ (Atlas hydrologiczny Polski 1987).

W regionach położonych na zachód od Wisły występują dwa okresy wezbraniowe: roztopowy (II–III) oraz opadowy (V–VIII). Na wyżynach międzyrzecza Wisły i Bugu w minionym stuleciu występował przeważnie jeden, roztopowy (III–IV) okres wezbrań (Atlas hydrologiczny Polski 1987). Na trzynaście pozakorytowych wezbrań, które miały miejsce na górnym Wieprzu w latach 1995–2006, jedynie trzy były wezbraniami deszczowymi. Wystąpiły one w wilgotnych latach 1998–2000, w których odnotowano także pięć wezbrań roztopowych (Stępniewska 2007). Zjawiska lodowe na większych rzekach regionu (Warta, Wieprz, Pilica) trwały 30–60 dni, a na Kamiennej i Nidzie nawet 61–90 dni (Atlas hydrologiczny Polski 1987). Na małych rzekach, w zależności od sposobu ich zasilania, czas trwania zjawisk lodowych jest zróżnicowany – od kilku do 50–60 dni w roku, zaś na ciekach miejskich zwykle nie przekracza 20 dni (Ciupa 2009).

7.1.3. Uwarunkowania antropogeniczne

Wpływ działalności człowieka zaznaczył się na obszarze wyżyn już w neolicie (6000–5000 lat BP). Skala przekształceń środowiska znacznie wzrosła w średniowieczu, a w XVI w. kulturowe komponenty krajobrazu (pola uprawne i tereny zabudowane) zaczęły przeważać nad naturalnymi. Od XIX w. rosła powierzchnia upraw okopowych, a powierzchnia leśna zmniejszała się aż do połowy XX w. Na Wyżynie Lubelskiej w okresie 1830–1930 została ona zredukowana o 50–70%, zaledwie do 13% powierzchni ogólnej (Maruszczak 1988). Dominujący pierwotnie krajobraz leśny zastąpiony został w większości przez pola uprawne. Nastąpiła fragmentacja lasów, związana z likwidacją serwitutów, parcelacją i komasacją gruntów oraz kolonizacją na terenach leśnych. Wojny i kryzysy gospodarcze w pierwszej połowie XX w. sprawiły, że nawet na stromych stokach karczowano lasy i zakładano pola uprawne lub pastwiska (Maruszczak 1952, Ciupa i in. 2015, 2016, Zgłobicki i in. 2016). Podobne uwarunkowania historyczno-polityczne i gospodarcze (zabór rosyjski, a potem II Rzeczpospolita) miały miejsce na prawie całym (z wyjątkiem zachodniego skraju) omawianym obszarze. Zmiany w tym zakresie na Wyżynie Lubelskiej można zatem uznać za reprezentatywne dla całego pasa wyżyn.

Proces wylesiania zahamowany został w latach 50. XX w., a na niektórych terenach już w latach 40. XX w. (Zgłobicki i in. 2016). Duże rozdrobnienie gruntów i zmiany społeczno-ekonomiczne na polskiej wsi pod koniec XX w. zaowocowały

wzrostem powierzchni odłogów, stopniowo ulegających samozalesianiu (Furtak, Someya 1997, Grądziel i in. 2001, 2006). Dokumentują to np. wskaźniki lesistości w gminie Wąwolnica na Wyżynie Lubelskiej, które w poszczególnych latach przedstawiały się następująco: 1890 – 28%, 1930 – 11%, 1997 – 18% (Zgłobicki, Baran-Zgłobicka 2007). Podobne zmiany lesistości miały miejsce w Górach Świętokrzyskich (Ciupa i in. 2015, 2016). Współcześnie las wkracza na pola o najtrudniejszych warunkach produkcji rolnej, położone na stromych stokach lub o słabych, piaszczystych glebach bielicowych (Zgłobicki i in. 2016). Wzrostowi lesistości towarzyszy jednak od kilkunastu lat wzrost zapotrzebowania na drewno jako naturalny surowiec oraz materiał opałowy. Zwłaszcza prywatne, niewielkie zbiorowiska leśne degradowane są przez rabunkową gospodarkę. Na stromych zboczach i w wąwozach stwarza to zagrożenie procesami erozyjnymi (Rodzik i in. 2004).

Rozmieszczenie obszarów leśnych nie jest obecnie równomierne, a ich udział maleje z zachodu na wschód. W różnych gminach wskaźnik lesistości wynosi od <1 do 60%, co związane jest z urodzajnością gleb, a także z rzeźbą terenu. Zwartymi kompleksami leśnymi charakteryzują się Góry Świętokrzyskie oraz wypełnione piaskami obniżenia dolinne: Małej Panwi, Liswarty, Górnej Warty i Pilicy. Na obszarach występowania pokryw lessowych, np. na Wyżynie Wołyńskiej i Wyżynie Lubelskiej, niewielkie i znacznie przekształcone kompleksy leśne o wielkości zwykle od kilku do kilkunastu, a rzadziej kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych, zajmują zaledwie kilkanaście procent powierzchni (Zgłobicki i in. 2016).

Wyjątkowo zróżnicowane cechy środowiska przyrodniczego Wyżyn Polskich, a zwłaszcza dogodne dla osadnictwa i obronności ukształtowanie terenu, urodzajne gleby oraz dostępność znacznych zasobów wód i różnych surowców mineralnych, stały u podstaw rozwoju gęstej sieci osadniczej i komunikacyjnej. Do XIX w. osadnictwo wiejskie skupione było głównie w dolinach. Od drugiej połowy XIX w., wskutek uwłaszczenia chłopów i częściowej parcelacji majątków, zakładano nowe wsie na wierzchowinach. W pierwszej połowie XX w. postępująca parcelacja i reforma rolna oraz podziały spadkowe wpłynęły na dalsze rozdrobnienie własności rolnej. Nastąpił rozwój rozproszonej zabudowy typu kolonijnego i podział pól uprawnych na małe działki (Kowalik-Bodzak 1964). W drugiej połowie XX w., wskutek mechanizacji rolnictwa i konieczności poprawy jego towarowości, ale także depopulacji wsi w Polsce Wschodniej, zaznaczyła się tendencja do powiększania pól i likwidacji niekorzystnie usytuowanych gospodarstw. Po 1989 r. obserwuje się tworzenie gospodarstw typu farmerskiego, wzrost mechanizacji rolnictwa, ale także odłogowanie pól i zanik funkcji rolniczych, co ma charakter kroczącej reformy rolnej w krajach Europy Środkowo-Wschodniej w XXI w. (Pirshepov i in. 2012). W wielu miejscach atrakcyjnych pod względem krajobrazowym są one jednak zastępowane przez zabudowę rekreacyjną.

Użytki rolne zajmują obecnie na niektórych obszarach pasa wyżyn ponad 70% powierzchni. Jest to wartość większa od średniej krajowej – 60% (Rocznik statystyczny Polski 2018). W strukturze użytkowania dominują grunty orne, zajmujące od 37 do 69% powierzchni poszczególnych powiatów wyżynnych

(Rocznik statystyczny województw 2018). W strukturze zasiewów w obrębie pasa wyżyn dominują zboża, jednak wysoki jest udział ziemniaków i buraków cukrowych, a miejscami także tytoniu i fasoli. Od kilkudziesięciu lat wzrasta, zwłaszcza w rejonie nadwiślańskim, powierzchnia stabilizujących glebę upraw wieloletnich, takich jak sady i plantacje krzewów jagodowych. W powiatach z zakładami przetwórstwa owoców (Opole Lubelskie i Sandomierz) sady zajmują około 20% ogólnej powierzchni. Większość gruntów (ok. 90%) w tej części Polski należy do rolników indywidualnych. Przeważają małe gospodarstwa rolne, a ich przeciętna wielkość jest wyraźnie niższa od średniej krajowej (11,5 ha) i wynosi w poszczególnych województwach: 4,9 ha w małopolskim, 7,6 ha w śląskim, 6,6 ha w świętokrzyskim, a w lubelskim 9,0 ha (Rocznik statystyczny województw 2018). Cechą charakterystyczną opisywanych obszarów jest mozaika pól i upraw (Baran-Zgłobicka, Zgłobicki 2012).

W ostatnich dwustu latach intensywny rozwój urbanizacji i uprzemysłowienia spowodował wielokrotne powiększenie powierzchni zajętej przez zabudowę miejską i przemysł. Dużą rolę w tym procesie odegrało zastosowanie w końcu XVIII w. węgla kamiennego w przemyśle oraz rozwój kolei żelaznej w połowie XIX w. Pozwoliło to na wykorzystanie bogatej bazy surowców energetycznych i rud metali, a w konsekwencji również surowców skalnych. Początkowo eksploatacja węgla kamiennego odbywała się metodą odkrywkową (np. kopalnie „Reden" i „Brzozowica" w Zagłębiu Dąbrowskim). Duży wpływ na rzeźbę Wyżyny Śląsko-Krakowskiej Południowej wywołała jednak podziemna eksploatacja tego surowca w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, gdzie formy antropogeniczne zajmują często ponad 50% powierzchni (Karaś-Brzozowska 1960, Klimaszewski 1959, Dulias 2013, Jania i in. 2014). Wykorzystanie węgla kamiennego do wytopu cynku w XIX w. doprowadziło do odrodzenia się po kilku wiekach górnictwa rud cynku i ołowiu w okolicach Tarnowskich Gór, Bytomia i Olkusza. Rozwój podziemnej eksploatacji tych rud, głównie od połowy XX w., przyczynił się do odwodnienia obszaru o powierzchni ponad 300 km^2, intensywnych deformacji powierzchni terenu oraz zanieczyszczenia aluwiów rzecznych w zlewni Białej Przemszy (Klimek 1993, Klimek i in. 1995, Motyka 1988, Tyc 1997a, Matysik 2018).

Intensywny rozwój ośrodków przemysłowych, miast i linii komunikacyjnych spowodował wzrost zapotrzebowania na różnorodne surowce skalne, których baza w pasie wyżyn ma znaczenie ponadregionalne. Obserwuje się tendencję do intensyfikacji ich eksploatacji, a to oznacza dalszy wzrost antropogenizacji rzeźby. Surowce te eksploatuje się m.in. w okolicach: Strzelc Opolskich, Górażdży, Tarnowa Opolskiego na Wyżynie Śląskiej Północnej (wapienie i margle), Czatkowic i Działoszyna na Wyżynie Krakowskiej Północnej (wapienie), Gacek, Borkowa i Chwałowic w Niecce Nidziańskiej (gipsy), Nowin, Małogoszczy, Bukowej, Ostrówki, Wierzbicy (wapienie i dolomity), Wiśniówki (piaskowce kwarcytowe) na Wyżynie Kieleckiej, Chełma (kreda pisząca) i Rejowca (margle) na Wyżynie Lubelskiej oraz Józefowa (wapienie) na Roztoczu (Kozłowski 1986).

W obrębie Wyżyn Polskich powierzchnię 4133 km^2 zajmują miasta. Stanowi to aż 11,6% całego obszaru pasa wyżyn, podczas gdy dla Polski wskaźnik ten

wynosi 6,9%. Występuje tu jednak bardzo duże zróżnicowanie regionalne: od 3,3% w Niecce Nidziańskiej do 26,7% na Wyżynie Śląskiej. Specyfiką obszarów zurbanizowanych jest duży i stale rosnący udział powierzchni nieprzepuszczalnych. W granicach administracyjnych 140 miast, położonych na Wyżynach Polskich, 24,6% zajmują tereny o zwartej zabudowie: mieszkaniowej, magazynowej, przemysłowej, usługowej, biurowej itp. (Podział terytorialny 2017). Towarzyszą im nieprzepuszczalne powierzchnie dróg i słabo przepuszczalne powierzchnie chodników, placów i parkingów, co ma konsekwencje hydrologiczne w postaci ograniczenia infiltracji i wzrostu odpływu powierzchniowego. Może to wpływać na wielkość spłukiwania, erozji linijnej i akumulacji (Ciupa 2009, Michalczyk 2012, Michalczyk in. 2012).

Cechą charakterystyczną pasa wyżyn jest duży, skoncentrowany pobór wody z ujęć podziemnych, związany z odwodnieniem kopalni odkrywkowych wspomnianych surowców skalnych, podziemnej eksploatacji węgla kamiennego oraz rud cynku i ołowiu (na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej Południowej), a także eksploatacji wody dla celów przemysłowych i komunalnych, głównie na potrzeby aglomeracji miejskich. Wokół ujęć wody wytworzyły się rozległe, regionalne leje depresji. Na skutek obniżenia zwierciadła wód podziemnych niektóre rzeki na pewnych odcinkach swego biegu zmieniły charakter z drenującego na infiltracyjny. Ich przepływy uległy znacznemu zmniejszeniu, a w szczególnych przypadkach nastąpił nawet stały lub okresowy zanik (m.in. rzek w zachodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i Wyżyny Kieleckiej Południowej). Z kolei wody kopalniane odprowadzane do innych cieków zwiększają ich przepływy, zwłaszcza w okresach niżówek. Skutkiem dużego poboru wody z ujęć podziemnych są deformacje powierzchni terenu (Paczyński, Sadurski 2007).

W pasie wyżyn warunki morfologiczne dolin rzecznych sprzyjają budowie jazów, zapór i zbiorników wodnych oraz lokalizacji niewielkich zakładów, wykorzystujących energię wodną. Od kilkuset lat zakładano tu młyny zbożowe i rudne, tartaki, papiernie, folusze i huty. Lokalizowano je w bezpośrednim sąsiedztwie koryt rzecznych lub na obrzeżach dolin – wówczas w celu ich zasilania zmieniano biegi koryt lub kopano kanały. Pozostałości budowli hydrotechnicznych z XIX w. oraz wywołane nimi skutki morfologiczne w dolinach są widoczne do dziś. Istotny wpływ na morfologię den dolin rzecznych wywarły także: regulacja koryt i lokalizacja stawów oraz związane z działalnością rolniczą melioracje (Pałys 1971, Łoś 1980, Ciupa 1991, Kociuba 2003a, Janiec 2006).

Przemiany społeczno-polityczne w połowie XX w. przyczyniły się do likwidacji większości urządzeń hydrotechnicznych na rzekach wyżynnych oraz zaniedbania gospodarki stawowej. Od lat 70. XX w. zintensyfikowano jednak prace melioracyjne, wybudowano nowe nasypy, mosty i przepusty, związane z rozwojem sieci dróg lokalnych oraz – dla celów retencyjnych i rekreacyjnych – różnej wielkości zbiorniki (Kociuba 2003a,b). Wszystkie te obiekty, a szczególnie zbiorniki zaporowe o dużej powierzchni, wywierają decydujący wpływ na kształtowanie den dolin rzecznych. Obecnie w pasie wyżyn znajduje się 7 dużych zbiorników zaporowych o powierzchni >100 ha. Są to: Zalew Zemborzycki (278 ha) na Bystrzycy

i zbiornik w Nieliszu (950 ha) na Wieprzu (Wyżyna Lubelska), Brody (261 ha) na Kamiennej i Wióry (408 ha) na Świślinie (Wyżyna Kielecka), Chańcza (290 ha) na Czarnej Staszowskiej (Niecka Nidziańska) oraz Poraj (550 ha) na Warcie i Zbiornik Przeczycki (470 ha) na Czarnej Przemszy (Wyżyna Śląsko-Krakowska). Ponadto na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej znajduje się kilka kilkusethektarowych zbiorników, powstałych wskutek zalania wyrobisk po eksploatacji piasku (m.in. Rzętała 1998).

7.1.4. Ocena uwarunkowań współczesnych przemian rzeźby

Uwarunkowania współczesnych przemian rzeźby w obrębie pasa Wyżyn Polskich są więc bardzo złożone, przy czym za główny czynnik różnicujący należy uznać cechy litologiczne podłoża oraz morfogenezę rzeźby w kenozoiku. Ich urozmaicenie przyczynia się m.in. do zróżnicowania współczesnej rzeźby, gleb i siedlisk zespołów roślinnych, decyduje więc o charakterze zagospodarowania oraz intensywności działalności człowieka. W rolniczym krajobrazie wyżynnym, w większości podtypów litologicznych rzeźby, dominują suche doliny, przeważnie o genezie erozyjno-denudacyjnej. Tempo ich współczesnego przekształcania zależy od odporności podłoża, rozczłonkowania obszarów wododziałowych (gęstości dolin oraz ich głębokości i nachylenia zboczy), a także struktury agrarnej. Najbardziej sprzyjającymi warunkami cechuje się litologiczny typ lessowy, a szczególnie jego podtyp erozyjny. Na uwarunkowania litologiczne, takie jak podatność lessu na procesy erozyjne (zwłaszcza na rozmywanie), nakładają się tu uwarunkowania geomorfologiczne w postaci znacznego rozczłonkowania rzeźby oraz energii, wynikającej z wysokiego położenia hipsometrycznego większości pokryw lessowych. Nie bez znaczenia jest również, nie do końca wyjaśniona, zwiększona częstość występowania gwałtownych ulew na obszarach lessowych (Rodzik i in. 1998, Rodzik, Janicki 2003) oraz, sprzyjająca użytkowaniu rolniczemu, pokrywa glebowa (Turski i in. 1987). W obrębie typu skał krasowiejących, podatnych przede wszystkim na rozpuszczanie, przemiany rzeźby są mniej spektakularne. Największą natomiast stabilnością ukształtowania powierzchni – z powodu odporności skał oraz dojrzałości rzeźby, związanej z jej wiekiem – cechuje się typ krzemionkowy.

Zróżnicowanie warunków klimatycznych odgrywa, jak się wydaje, mniejszą rolę, jednakże pod względem częstości oraz intensywności spływu powierzchniowego, a przede wszystkim jego geomorfologicznej skuteczności, można wyróżnić pas ciągnący się od Roztocza Zachodniego przez południowy i zachodni skraj Wyżyny Lubelskiej, do zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego. W strefie tej występują zarówno ciepłe i wilgotne zimy oceaniczne, jak i zimy kontynentalne, zakończone intensywnymi roztopami. Obszar ten cechuje ponadto wysoka roczna suma opadu (600–700 mm), znaczna częstość wydajnych opadów >10 mm (Siwek 2006) i wysoki odpływ jednostkowy (Michalczyk, Wilgat 1998). W rezultacie intensywny spływ powierzchniowy odbywa się tu po wilgotnym, a często też głęboko przemarzniętym podłożu. Oprócz sprzyjających warunków

litologicznych (pokrywy lessowe), morfologicznych (duże spadki i deniwelacje) i antropogenicznych (użytkowanie rolnicze; Zgłobicki, Baran-Zgłobicka 2005), do rozwoju niezwykle gęstej tu sieci wąwozów przyczyniły się niewątpliwie także warunki klimatyczne (Rodzik 2006).

Dominującą rolę odgrywa jednak wielokierunkowa działalność człowieka, zmieniająca i różnicująca pokrycie terenu i warunki obiegu wody. W części wschodniej pasa wyżyn podstawową formą gospodarki jest rolnictwo. Na natężenie i zróżnicowanie procesów geomorfologicznych (głównie erozji gleb) w znacznym stopniu wpływają tu: struktura upraw i struktura własnościowa, decydująca o rozłogu pól. Jest on zwykle niezależny od rzeźby, przez co liczne miedze i drogi gruntowe mogą stanowić zarówno lokalne bazy denudacyjne, zatrzymujące transportowany materiał, jak i linie koncentracji spływu powierzchniowego i transportu. Na obszarach najsilniej rozciętych układ pól jest zwykle wzdłużstokowy, ze względu na łatwiejszy do nich dostęp. Ku zachodowi znaczenie gospodarki rolnej nieco się zmniejsza. Wzrasta lesistość, ale także gęstość zaludnienia, liczba miast i gęstość sieci komunikacyjnej; zwiększa się też rola działalności wydobywczej i przemysłowej. O ile na terenach rolniczych człowiek stwarza przede wszystkim dogodne warunki do działania procesów naturalnych, to na terenach górniczych, przemysłowych i zurbanizowanych, sam jest najistotniejszym czynnikiem rzeźbotwórczym.

7.2. Procesy geomorfologiczne i ich skutki

Cechy litologiczne podłoża oraz warunki klimatyczne Wyżyn Polskich sprawiają, że w bilansie denudacyjnym zlewni rzecznych, opartym na pomiarach transportu fluwialnego, wskaźniki denudacji chemicznej przewyższają z reguły o rząd wielkości wskaźniki denudacji mechanicznej (Ciupa 1991, Maruszczak i in. 1992, Świeca 1998). W efekcie sumaryczny bilans denudacyjny w pasie Wyżyn Polskich jest oceniany na: 34–50 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ na obszarach krzemionkowych, 80–110 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ na obszarach węglanowych i 80–100 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ na obszarach lessowych (Bogacki, Zgorzelski 1990). Szczegółowe badania w małych zlewniach odwadnianych epizodycznie dowodzą jednak, że większość materiału uruchamianego przez procesy erozyjne zostaje zdeponowana w ich obrębie i nie dociera do koryt rzecznych (Pałys i in. 1998, Rodzik i in. 1998, 2007, Janicki 2014, 2016). Przez to ocena intensywności procesów geomorfologicznych może być dokonana tylko na podstawie wyników badań prowadzonych różnymi metodami i w różnej skali.

7.2.1. Procesy geochemiczne

Litologiczna różnorodność obszarów wyżynnych determinuje zróżnicowanie intensywności procesów geochemicznych. Z uwagi na duży udział w podłożu skał węglanowych, ich ługowanie odgrywa zasadniczą rolę w kształtowaniu odpływu roztworów z obszaru wyżyn do systemów rzecznych Wisły i Odry (tab.

7.2). Procesy denudacji chemicznej są tu jednak silnie zaburzone antropogenicznie w wyniku: eksploatacji surowców mineralnych, zmian stosunków wodnych, zanieczyszczenia opadów atmosferycznych (kwaśny odczyn) oraz urbanizacji, uprzemysłowienia i zanieczyszczenia rolniczego.

Intensywność denudacji chemicznej na wyżynach jest, według klasyfikacji M. Puliny (1974), przeważnie słaba (<20 $m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$) lub średnia (20–40 $m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$). Wynika to ze stosunkowo niskiej wartości średniego odpływu jednostkowego, a także przykrycia skał dobrze rozpuszczalnych płaszczem nierozpuszczalnych osadów plejstoceńskich. Wyjątek stanowią obszary gipsowe – gdzie intensywność denudacji chemicznej jest bardzo wysoka – a także lessowe i niektóre węglanowe. Skrajne wielkości denudacji chemicznej są w pasie wyżyn bardzo zróżnicowane i wynoszą od 4 $m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ na obszarach krzemionkowych Gór Świętokrzyskich do 189 $m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ na obszarach gipsowych Niecki Nidziańskiej (Ciupa i in. 2017a). Wartości te dotyczą naturalnych procesów ługowania i nie uwzględniają roztworów pochodzących z procesów antropogenicznych (tab. 7.2).

W warunkach dużej antropogenizacji środowiska, głównie w efekcie sztucznego drenażu wyrobisk górniczych (podziemne i odkrywkowe kopalnie, duże kamieniołomy) oraz intensywnej eksploatacji wód podziemnych, wskaźnik denudacji chemicznej jest na niektórych obszarach wielokrotnie wyższy niż w warunkach naturalnych. Decyduje o tym znacznie wyższy odpływ jednostkowy. W zlewni Białej Przemszy na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, gdzie następuje intensywne odwadnianie górotworu węglanowego dla potrzeb podziemnej eksploatacji rud cynku i ołowiu, odpływ jednostkowy wynosi ponad 18 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, a denudacja chemiczna osiąga 129 $m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (Tyc 1997a).

Wśród procesów geochemicznych, kształtujących rzeźbę Wyżyn Polskich, istotne znaczenie mają procesy krasowe. Znajdują się tu największe pod względem powierzchni obszary krasowe Europy Środkowej, takie jak: kras wapienny Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, kras kredy piszącej Wyżyny Lubelskiej oraz kras gipsowy Niecki Nidziańskiej (Tyc 2004). Intensywność współczesnych procesów krasowych, mierzona odpływem roztworów z systemu krasowego, zależy od typu krasu (tab. 7.2). Dla krasu wapiennego Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wartość ta mieści się w granicach od 10 do 25 $m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (m.in. Markowicz-Łohinowicz 1968, Głazek, Markowicz-Łohinowicz 1973, Pulina 1974, Rzepa 1992, Tyc 1997a). Na obszarach krasu kredy piszącej (tzw. krasu lubelskiego) na Wyżynie Lubelskiej przeciętne natężenie tych procesów szacuje się na około 22 $m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$, przy maksymalnej wartości dochodzącej do 28 $m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (Maruszczak 2001). Największe natężenie procesów krasowych stwierdzono na gipsowych terenach Niecki Nidziańskiej, gdzie wielkość denudacji chemicznej, uwarunkowanej rozpuszczalnością gipsów, osiąga od 50 do 189 $m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (Chwalik 2006).

Większość obszarów krasu węglanowego Wyżyn Polskich przykryta jest warstwą nierozpuszczalnych osadów: polodowcowych, peryglacjalnych lub rezyduum skał podłoża. W związku z tym współcześnie procesy krasowe zachodzą głównie w strefie kontaktu pokryw z podłożem, gdzie dochodzi do przesycenia węglanami

Tabela 7.2. Naturalna denudacja chemiczna w wybranych typach litologicznych Wyżyn Polskich

Litologiczne typy rzeźby	Denudacja chemiczna [$m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$] (litologia)	Region (zlewnia)	Źródło danych
Krzemionkowy	4–16 (piaskowce kwarcytowe, szarogłazy i łupki)	Góry Świętokrzyskie (Czarna Nida)	Rzepa (1992)
Skał krasowiejących	10–25 (wapienie, kreda pisząca, wapienie margliste i margle)	Wyżyna Śląsko-Krakowska (Prądnik, Biała Przemsza) Niecka Nidziańska (Nida, Dłubnia) Niecka Nidziańska/Góry Świętokrzyskie (Biała Nida) Roztocze Zach. (Biała Łada) Wyżyna Lubelska (Wieprz)	Markowicz-Łohinowicz (1968), Buraczyński, Michalczyk (1973), Ciupa (1991), Rzepa (1992), Tyc (1997b), Świeca (1998, 2004), Kostrakiewicz (1999), Maruszczak (2001), Chwalik (2006), Różkowski (2006)
	25–30 (wapienie i dolomity)	Wyżyna Śląsko-Krakowska (Czarna Przemsza) Góry Świętokrzyskie (Czarna Nida)	Głazek, Markowicz-Łohinowicz (1973), Pulina (1974), Rzepa (1992)
	35–45 (dolomity serii salinarnej)	Góry Świętokrzyskie (Czarna Nida)	Głazek, Markowicz-Łohinowicz (1973)
	50–189 (gipsy)	Niecka Nidziańska (Nida)	Chwalik (2006)
Lessowy	20 (lessy i wapienie)	Roztocze Zachodnie (Sanna)	Janiec (1997)

wód infiltrujących w głąb masywu i zmniejszenia ich agresywności (Tyc 1996). Także wysokość opadów oraz aktywność atmosferycznego i biogenicznego CO_2 nie warunkują ani dużego natężenia korozji krasowej, ani też depozycji $CaCO_3$ w środowisku wód powierzchniowych. Jedynie na terenach o silnej antropopresji następuje intensyfikacja tych procesów wskutek zwiększonego odpływu wód podziemnych i ich wzmożonej agresywności, spowodowanej zanieczyszczeniami (Pulina i in. 1997, Tyc 1997a). W warunkach naturalnych depozycja $CaCO_3$ jest współcześnie ograniczona do źródliskowych torfowisk kopułowych, występujących na Wyżynie Lubelskiej (Dobrowolski i in. 2002, 2005) i Wyżynie Wołyńskiej (Dobrowolski i in. 2016). Z kolei na Wyżynie Krakowskiej Północnej depozycję osadów węglanowych, podobnych do kredy jeziornej, obserwuje się na dnie stawów hodowlanych, zakładanych poniżej wydajnych źródeł. Jest to efekt wytrącania się $CaCO_3$ z opuszczającej masyw krasowy przesyconej wody w wyniku

zmniejszenia się jej objętości wskutek zamarzania powierzchni stawów zimą lub intensywnego parowania latem (Tyc 1997a).

Podobny do procesów krasowych jest zespół procesów charakterystycznych dla obszarów lessowych, określany mianem krasu lessowego (Malicki 1946, Maruszczak 1954) lub zjawisk suffozyjnych (Maruszczak 1958). Jest on związany z destrukcyjnym działaniem wód infiltrujących w głąb profilu lessowego w postaci ługowania $CaCO_3$, selektywnego przemywania, upłynniania i mechanicznego rozmywania. W efekcie dochodzi do osiadania, które J. Liszkowski (1971) określił jako filtracyjne deformacje lessów. Następuje rozpad pierwotnej struktury agregatowej gruntu i diametralne obniżenie jego wytrzymałości (Frankowski, Grabowski 2006). Intensywność ługowania (sufozji chemicznej) jest relatywnie mała, ale we współdziałaniu z sufozją mechaniczną i innymi deformacjami filtracyjnymi może dawać znaczące efekty morfologiczne. W obrębie miąższych pokryw lessowych osiadanie może lokalnie osiągnąć wielkość nawet 1,5–2,5 m (Maruszczak 1955).

7.2.2. Procesy stokowe

Wśród systemów stokowych na obszarach użytkowanych rolniczo można wyróżnić dwa zasadnicze typy: stoki zmywowe i erozyjne (Teisseyre 1991b, 1992, 1994, Janicki i in. 2010, Janicki 2014, 2016). Dominuje typ zmywowy, nazwany przez A.K. Teisseyre'a (1991b, 1994) systemem deluwialnym (denudacyjnym), w którym stoki modelowane są przez różne formy erozji gleb: erozję wodną, w niewielkim stopniu przez procesy eoliczne i w największym – przez erozję agrotechniczną, zwaną też uprawową (Rejman 2006). Na obszarach bardziej urzeźbionych, gdzie próg równowagi geosystemu był często przekraczany (zob. Starkel 1986) – w czasie krótszym od tzw. okresu relaksacji – doszło do zmiany systemów na erozyjne (wąwozowe). Zalesienie w wąwozach ogranicza powierzchniowe działanie wody, natomiast duże spadki i deniwelacje warunkują intensywne modelowanie den i krawędzi wąwozów przez erozję wgłębną i podziemną, a także przez ruchy masowe (Rodzik i in. 2004, 2009, Rodzik 2010). W efekcie natężenie erozji wodnej jest tu znacznie wyższe niż w systemie deluwialnym, nawet w skali zlewni (Rodzik, Janicki 2003, Janicki i in. 2010).

Procesy erozji wodnej w systemie deluwialnym (zmyw powierzchniowy) obejmują: rozbryzg, spłukiwanie oraz erozję linijną (Teisseyre 1991b, 1992, 1994, Janicki 2016). Na glebach lessowych rozbryzg może być uruchomiony już przy krótkotrwałym (<2 h) opadzie o sumie 7–10 mm i natężeniu 0,1–0,3 $mm \cdot min^{-1}$, który w ciepłej porze roku może występować 5–10 razy (Rejman 2006). W wyniku rozbryzgu na lessach przemieszczane jest rocznie 10–15 $kg \cdot m^{-2}$ (10–15 tys. $t \cdot km^{-2}$) materiału, transportowanego na odległość około 10 cm. Proces ten niszczy teksturę gleby, powoduje jej zaskorupianie oraz powstawanie charakterystycznego mikroreliefu i pokryw rozbryzgowo-spływowych. Nie jest znana bilansowa wielkość przemieszczania gleby przez rozbryzg w dół stoku, natomiast w 2/3 przypadków oderwany materiał ulega na stokach spłukiwaniu. Badania

prowadzone na poletkach doświadczalnych, na glebie lessowej w typowym płodozmianie, wykazały, że spłukiwanie rozproszone uaktywnia się kilka razy w roku, w czasie roztopów oraz opadów efektywnych o wysokości ≥10 mm. Proces ten przenosi materiał glebowy na odległość do kilkunastu metrów, a przemieszczanie na większą odległość odbywa się drogą redepozycji (Rejman 2006).

W skali całego stoku pomiary spłukiwania prowadzono w pobliżu stacji Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Guciowie na Roztoczu, na polach z uprawą zbóż. Na wypukło-wklęsłych stokach o kilkudziesięciometrowej długości średnia roczna intensywność spłukiwania wynosiła, w zależności od litologii, od około 0,2 do >2,0 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$. Najwyższe wartości odnotowano na glebie piaszczystej, nieco mniejsze na lessowej, najmniejsze na rędzinnej (tab. 7.3). Stwierdzono, że na stokach pokrytych materiałem gruboklastycznym (piaski, rumosz gezowy) intensywność spłukiwania maleje w dół stoku, co powoduje jego spłaszczanie, natomiast w przypadku materiału drobnoklastycznego (less, glina) – rośnie, z tendencją do zwiększenia nachylenia (zestramiania) stoku (Rodzik, Stępniewski 2005, Stępniewski 2008, Stępniewski i in. 2010).

Bezpośrednim, widocznym efektem spłukiwania rozproszonego są mikroformy erozyjne i depozycyjne (tab. 7.4). Formy większe, o wymiarach poprzecznych rzędu decymetrów, powstają w wyniku erozji linijnej, do której zaliczamy: erozję bruzdową, eworsję i epizodyczną erozję korytową (Janicki 2016). Procesy te, wywoływane przez intensywne roztopy oraz ulewne deszcze (>20–30 mm), występują, w zależności od płodozmianu, zwykle co kilka lat (Janicki i in. 2010). Erozja bruzdowa tworzy stosunkowo wąskie (w = 0,1–0,3 m) i głębokie (d > 0,1 m) formy, o długości do kilkudziesięciu metrów, określane jako bruzdy erozyjne lub żłobiny. Ich rozwój uzależniony jest zwykle od kierunku uprawy, mogą więc rozcinać nawet garby stokowe (Janicki 2016). Rozmycie obszarów międzybruzdowych skutkuje rozwojem dość szerokich (0,4 do 1,2 m) i stosunkowo płytkich (0,2–0,3 m) tzw. bruzd głównych. Te z kolei w dolnych odcinkach stoków przechodzą czasem w szerokie (zwykle w = 3–5 m) i płytkie (d < 0,3 m) epizodyczne koryta, które funkcjonują w dnach niecek i suchych dolin jako łożyska cieków epizodycznych. Długość koryt dochodzi do kilkuset metrów, a w ich przebiegu, w zależności od stopnia pokrycia roślinnością, występują odcinki erozyjne lub

Tabela 7.3. Średnie roczne natężenie spłukiwania na stokach pod uprawą zbóż w Guciowie na Roztoczu, w okresie maj 1999–czerwiec 2005 (wg Rodzika, Stępniewskiego 2005)

Rodzaj podłoża	Maksymalne nachylenie stoku	Spłukiwanie* [$kg \cdot ha^{-1}$]		
		odcinek górny	odcinek górny i środkowy	cały stok
Geza	9°	332	225	623
Piasek	9°	2164	1649	1326
Less	12°	625	1030	1118

*nie zmierzono skutków trzech opadów o sumach 25–50 mm, które wystąpiły w okresie prowadzenia prac polowych.

Tabela 7.4. Procesy zmywu powierzchniowego i ich skutki w systemie deluwialnym (wg Rodzika i in. 1998, zmienione)

Proces geomorfologiczny	Występowanie	Efemeryczne formy erozyjne	Formy i pokrywy akumulacyjne
rozbryzg	wierzchowiny i stoki	mikrokratery i piramidki ziemne	pokrywy rozbryzgowo-spływowe w obrębie wierzchowin i stoków
spłukiwanie rozproszone	skłony wierzchowin i stoki	mikrobruzdy i żłobki ablacyjne	mikrostożki deluwialne w obrębie skłonów wierzchowin i stoków
erozja bruzdowa	stoki o większym nachyleniu (>5°)	bruzdy i bruzdy główne	stożki deluwialne u podnóża stoków
erozja korytowa (epizodyczna)	dna suchych dolin i niecek denudacyjnych	koryta epizodyczne	pokrywy deluwialne w dnach walnych dolin
eworsja	dna suchych dolin i niecek (na miedzach i drogach)	wyrwy erozyjno-eworsyjne i kotły eworsyjne	pokrywy deluwialno-proluwialne w dnach dolin

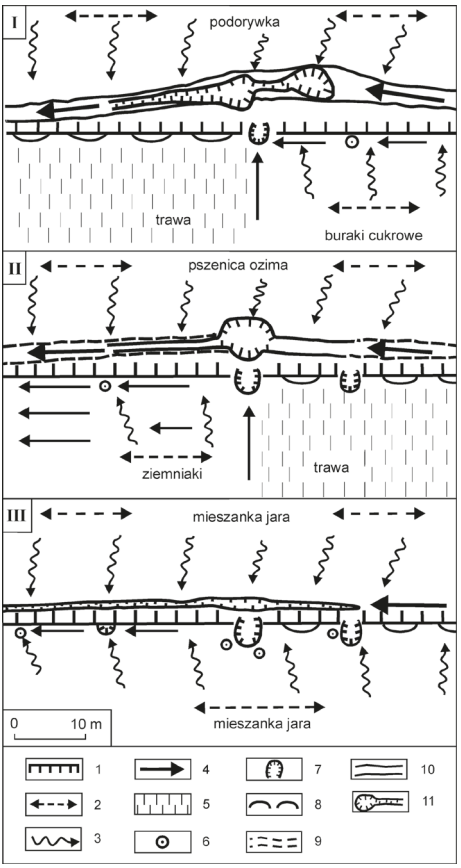
depozycyjne (Teisseyre 1992, 1994, Rodzik i in. 1998, Rodzik, Janicki 2003, Janicki 2014, 2016). W miejscach zaburzenia przepływu (głównie przez miedze i drogi) powstają w dnach koryt epizodycznych wyrwy erozyjno-eworsyjne oraz kotły eworsyjne o średnicy do 3–4 m i głębokości do 2 m (ryc. 7.2). Powstałe w wyniku zmywu powierzchniowego efemeryczne formy rzeźby wyrównywane są zwykle przez zabiegi agrotechniczne, natomiast likwidacja złożonych form erozyjno-eworsyjnych o łącznej objętości kilkudziesięciu metrów sześciennych, wymaga zwykle użycia ciężkiego sprzętu (Rodzik i in. 1998, Ciupa 2001, Rodzik, Janicki 2002, Janicki 2014, 2016).

Depozycja materiału w systemie deluwialnym zachodzi generalnie u podnóża stoków w dnach niecek i suchych dolin oraz u ich wylotu, w dnach dolin wyższej rangi. Ważną rolę pełnią lokalne bazy denudacyjne, takie jak: drogi, miedze i granice upraw oraz terasy rolne. Materiał wynoszony ze stoków zwykle jest deponowany w postaci słabo nachylonych stożków deluwialnych o promieniu do kilkudziesięciu metrów. Powyżej wałów i nasypów drogowych mogą tworzyć się rozległe pokrywy deluwialne, o powierzchni do 1 ha i miąższości do 10–20 cm, a maksymalnie nawet do 0,5 m (Czyżowska 1996, Rodzik i in. 1998, Ciupa 2001, Rodzik, Janicki 2003, Janicki i in. 2010).

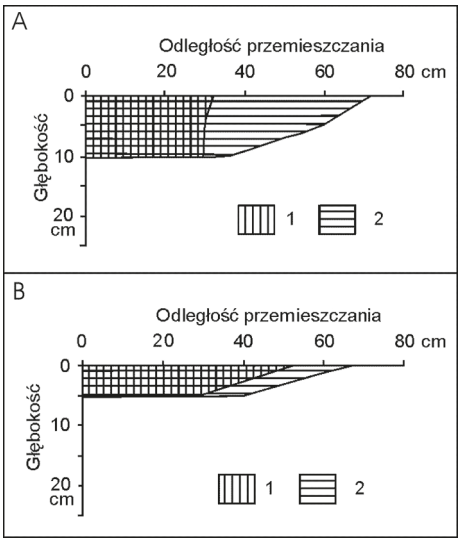
Procesy zmywu powierzchniowego odgrywają największą rolę w modelowaniu użytkowanych rolniczo stoków o dużych deniwelacjach i nachyleniach, zbudowanych z luźnych i małozwięzłych osadów. Warunki takie występują na większości obszarów lessowych. Przez zmyw powierzchniowy modelowane są też, dominujące na Wyżynie Lubelskiej, obszary zbudowane ze skał krzemionkowo-węglanowych

(opoki i gezy) i marglistych, z piaszczystymi i gliniastymi pokrywami rezydualno-zwietrzelinowymi. Szczególnie podatne na zmyw są stoki technogeniczne, zwłaszcza na terenach eksploatacji surowców (odkrywki, hałdy) oraz na terenach urbanizowanych i komunikacyjnych (wykopy i nasypy). Są one zabezpieczane i utrwalane, jednak w pierwszych latach po uformowaniu ulegają intensywnemu spłukiwaniu i rozcinaniu oraz osuwaniu (Repelewska-Pękalowa 1973).

Procesy eoliczne występują głównie na gruntach ornych, przy czym dostępne dane, charakteryzujące ich wielkość, są często nieporównywalne z powodu transponowania wyników uzyskanych z małych powierzchni na duże jednostki, bez uwzględniania specyfiki procesów eolicznych (Rodzik, Siwek 2008, Demczuk i in. 2016). Średnie natężenie procesów eolicznych we wschodniej części pasa wyżyn J. Wojtanowicz (1990) oszacował na 300–600 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$. Zbliżone wielkości depozycji eolicznej zmierzyli: J. Repelewska-Pękalowa i K. Pękala (1991) na Wyżynie Lubelskiej (70–500 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$) oraz M. Jóźwiak (1999) w Górach Świętokrzyskich (220 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$). Z kolei wielkość deflacji na polach ornych wynosi według M. Jóźwiaka (1999) zaledwie 0,7–2,0 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$, podczas gdy wielkość transportu eolicznego przekracza 3000 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$, a na piaskach luźnych i lessach wynosi 4–7000 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$. Zmierzone wielkości nie przekładają się jednak na tempo modelowania rzeźby, a przytaczane wyniki pomiarów są trudne do interpretacji ze względu na specyfikę procesów eolicznych. Niewątpliwie procesy eoliczne mogą miejscowo odgrywać



Ryc. 7.2. Warunki spływu propluwialnego i jego skutki erozyjne w dnie dolinki nieckowatej w Koloni Gutanów (Płaskowyż Nałęczowski) podczas różnych zdarzeń, wywołanych:
I – deszczem nawalnym (IX 1995),
II – deszczami ulewnymi (VI–VII 1999),
III – deszczami rozlewnymi (VII 2001) (wg Rodzika i Janickiego 2002)
1 – skarpa uprawowa, 2 – kierunek uprawy (orki), 3 – spływ rozproszony, 4 – spływ skoncentrowany, 5 – wzmożona infiltracja, 6 – kanały sufozyjne, 7 – nisze eworsyjno-sufozyjne, 8 – odkłucia i drobne zerwy na skarpie, 9 – epizodyczne koryta transportowe, 10 – epizodyczne koryta erozyjne, 11 – rozcięcia i kotły erozyjno-eworsyjne



Ryc. 7.3. Przemieszczanie gleby na stoku o spadku 7% podczas zabiegów agrotechnicznych: podorywki (A) oraz kultywatorowania i bronowania (B) (wg Rejmana 2006)
1 – zabieg w kierunku przeciwnym do spadku, 2 – zabieg zgodny ze spadkiem

istotną rolę na obszarach piaszczystych, mniejszą na lessach, natomiast znikomą na terenach węglanowych (Strzemski 1957, Repelewska-Pękalowa, Pękala 1991, Jóźwiak 1999). Wykazują one duże lokalne zróżnicowanie dynamiki, uwarunkowane rzeźbą i użytkowaniem ziemi (Demczuk i in. 2016), a zwłaszcza intensywnie modelują odsłonięte powierzchnie technogeniczne. Dokumentują to badania T. Szczypka i J. Wacha (1993), którzy określili średnie tempo deflacji w piaskowni w Bukownie na Wyżynie Śląskiej na 17,8 cm·a^{-1} (maks. 30–40 cm·a^{-1}), natomiast tempo eolicznej depozycji na około 17 cm·a^{-1}.

Znaczące jest natomiast bezpośrednie oddziaływanie człowieka na rzeźbę poprzez pracę maszyn i narzędzi rolniczych. Jednorazowa orka powoduje przemieszczenie około 300 kg gleby na powierzchni 1 m^2. Na terenie płaskim materiał ten powraca na miejsce podczas następnego zabiegu, natomiast na stoku gleba transportowana jest na różną odległość w dół i w górę stoku (ryc. 7.3). Różnica ta określana jest mianem erozji agrotechnicznej (uprawowej). Według J. Rejmana (2006), który prowadził badania na lessowych stokach o długości 40–100 m i spadku 7–12%, największą erozję agrotechniczną powoduje orka głęboka >20 cm (45,8 kg·m^{-1}), mniejszą podorywka (34,1 kg·m^{-1}), a najmniejszą – kultywatorowanie i bronowanie (8,3 kg·m^{-1}). Uwzględniając 3-letni cykl płodozmianu, autor ten obliczył, że na stosunkowo krótkim (40 m) i stromym (12%) stoku erozja uprawowa stanowi prawie 60% całkowitej erozji oraz powoduje obniżenie stoku o 1,4 mm rocznie. Wraz ze spadkiem nachylenia oraz wzrostem długości stoku udział erozji uprawowej maleje na rzecz erozji wodnej. Wpływ erozji agrotechnicznej na kształtowanie rzeźby jest zatem szczególnie duży na lessowych obszarach rolniczych, charakteryzujących się drobnopromienną rzeźbą o krótkich i stromych, zwykle wypukło-wklęsłych, rozczłonkowanych stokach (Rodzik 2001, Rejman i in. 2014).

Intensywność erozji gleb na Wyżynach Polskich ograniczana jest przez rozdrobnienie pól, wynikające z dominacji małych gospodarstw rolnych. Skutkuje to jednak znaczną gęstością dróg gruntowych na stokach, niekiedy intensywnie użytkowanych. Obniżanie ich powierzchni – wskutek spłukiwania, erozji linijnej i eworsji oraz mechanicznego oddziaływania kół pojazdów – określane jest jako

erozja drogowa. Na stokach lessowych szybkie (średnio do kilku centymetrów rocznie) wcinanie się dróg prowadzi do rozwoju wąwozów drogowych o profilu skrzynkowym (tzw. głębocznic lub holwegów). We wschodniej części pasa wyżyn wąwozy drogowe najliczniej występują na Roztoczu Zachodnim oraz w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego, gdzie ich gęstość przekracza lokalnie 1,5 km·km^{-2}. Osiągają one w wielu przypadkach głębokość 6–8 m i długość 500–600 m, a wyjątkowo (jak wąwóz na Kwaskowej Górze w Kazimierzu Dolnym) nawet 1200 m. Typowe wąwozy drogowe rozcinają garby zboczowe, przez co zwykle nie mają zlewni. Stałe jednak odsłonięcie powierzchni gruntu, o strukturze zniszczonej wskutek ciągłego użytkowania drogi, ogranicza infiltrację i warunkuje wyjątkowo dużą częstość spłukiwania. Wąwozy drogowe są głównym źródłem materiału wynoszonego na dna dolin. Przy znacznym (szczególnie w dolnym odcinku) nachyleniu dna, dochodzącym do 8°, a wyjątkowo nawet do 12°, należą one do najszybciej przekształcanych współcześnie form rzeźby (Janicki i in. 1999, Rodzik i in. 2010, 2014a). Niekiedy, podczas jednej gwałtownej ulewy, może dojść do rozcięcia o głębokości nawet 2–3 m (Rodzik i in. 1996). Intensywnemu rozcinaniu dna (ryc. 7.4) towarzyszą obrywy na zboczach, co w wielu przypadkach prowadzi do przeniesienia drogi obok zdziczałego wąwozu i rozwoju kolejnego wąwozu drogowego w sąsiedztwie. Lokalnie sieć wąwozów o genezie drogowej może osiągać gęstość 3 km·km^{-2} (Ziemnicki 1974, Ziemnicki i in. 1975,

Ryc. 7.4. Rozcinanie dna wąwozu drogowego Kulawa Góra k. Kazimierza Dolnego (Płaskowyż Nałęczowski) (fot. J. Rodzik)

Nowocień 1996, Ciupa 1996, Rodzik, Zgłobicki 1998, Zgłobicki 1998b, Gardziel, Rodzik 2000, 2001).

Na stokach o nachyleniu <5° wąwozy drogowe powstają tylko przy równoległym do drogi układzie pól i kierunku orki, gdyż przy kierunku prostopadłym podczas uprawy pól droga zwykle pełni rolę strefy nawrotu, czyli zastępuje tzw. uwrocie. W takiej sytuacji dochodzi do przemieszczania materiału glebowego z pola na drogę przez narzędzia i spływ powierzchniowy. Prowadzi to do rozwoju niecki drogowej wskutek równoczesnego, aczkolwiek nierównomiernego, obniżania powierzchni drogi i pasów przyległych pól (Rodzik i in. 2010, 2014a). Materiał z erozji dróg na stokach akumulowany jest w dnach dolin w postaci wydłużonych stożków, tworzących drogowe wały proluwialne i deluwialne. Wały takie mogą przegradzać dna mniejszych dolin nieckowatych, odcinając zagłębienia bezodpływowe, a w obrębie niecek stokowych mogą formować terasy drogowe (Rodzik i in. 1996, Janicki, Zgłobicki 1998).

Najbardziej spektakularnym zjawiskiem, mającym udział w modelowaniu użytkowanych rolniczo obszarów wyżynnych, jest erozja wąwozowa, czyli zespół procesów prowadzących do powstania i rozwoju wąwozów (tab. 7.5). Formy inicjalne mają zazwyczaj do kilkunastu metrów długości i kilka do kilkunastu decymetrów głębokości. W warunkach użytkowania rolniczego mogą one być zasypywane i niwelowane. Do rozwoju wąwozów dochodzi w sytuacji częstego, prawie corocznego, powstawania rozcięć w tym samym miejscu (Janicki i in. 2002, Janicki 2016). Formami inicjującymi powstawanie wąwozów mogą też być

Tabela 7.5. Procesy i formy erozji wąwozowej (oprac. Rodzik 2008)

Procesy niszczące		Występowanie	Inicjalne formy	Akumulacja
Rozcinające (erozyjne)	erozja linijna (wgłębna)	dna wąwozów głównych i bocznych	bruzdy, rozcięcia	odsypy w dnach, stożki i pokrywy proluwialne u wylotu
	eworsja	czoła, krawędzie i dna wąwozów	wyrwy i kotły erozyjno-eworsyjne i eworsyjno-sufozyjne	stożki i odsypy w dnach, stożki i pokrywy proluwialne u wylotu
	sufozja mechaniczna	czoła i krawędzie wąwozów, dna form bocznych	studnie i kanały sufozyjne, kotły eworsyjno-sufozyjne	stożki i pokrywy w dnach wąwozów u wylotu kanałów
Modelujące (ruchy masowe)	obrywanie i odpadanie	krawędzie form aktywnych	ściany i nisze obrywów	stożki koluwialne w dnach wąwozów
	osuwanie	krawędzie wąwozów	nisze osuwiskowe	jęzory i nabrzmienia w dnach wąwozów
	spełzywanie	zbocza wąwozów utrwalonych	szczeliny z odkłucia i mikroterasy	drobne nabrzmienia na zboczach

studnie i kanały sufozyjne. W pasie Wyżyn Polskich erozja wąwozowa zachodzi powszechnie w erozyjnym podtypie rzeźby lessowej, o dużej miąższości lessu, znacznych deniwelacjach i rozwiniętej sieci wąwozów (Maruszczak 1973, Józefaciuk, Józefaciuk 1996).

Istnienie wąwozów, nawet utrwalonych, warunkuje występowanie współczesnej erozji, ze względu na łatwość rozcinania ich górnych odcinków i krawędzi przez spływy z pól (Malik 2008). Jednak przy skrajnie dużym rozcięciu erozja wąwozowa może ulec samoograniczeniu z powodu zalesienia oraz zmniejszania się zlewni potencjalnych form aktywnych (Rodzik, Zgłobicki 1998). Najważniejszymi procesami odpowiedzialnymi za rozwój wąwozów są: erozja linijna, eworsja oraz sufozja mechaniczna, które współdziałają zwykle przy cofaniu czoła wąwozu. Wielkość tego cofnięcia w czasie jednej ulewy nie przekracza zazwyczaj kilku decymetrów, a w wyjątkowych przypadkach dochodzi do kilku metrów (Rutkowski 1997). Intensywnemu cofaniu czoła towarzyszy zwykle pogłębianie górnego odcinka wąwozu i akumulacja w odcinku dolnym, co prowadzi do podnoszenia dna i formowania parowu. Natomiast po ustabilizowaniu odcinka górnego, gwałtowne spływy po ulewach mogą powodować wtórne rozcinanie dna parowu (ryc. 7.5) i jego odmłodzenie (Kociuba i in. 2014, 2015). Pozostałością dawnego dna jest terasa regresyjna (Andruszkiewicz 1973, Rodzik i in. 2004, Dobek i in. 2011).

Ryc. 7.5. Rozcinanie dna parowu – tworzenie terasy regresyjnej (Kolonia Celejów, Płaskowyż Nałęczowski) (fot. J. Rodzik)

Ryc. 7.6. Studnia sufozyjna – początek rozcinania krawędzi wąwozu (Skowieszynek, Płaskowyż Nałęczowski) (fot. J. Rodzik)

Rozcinanie krawędzi wąwozu może być inicjowane przez sufozję (ryc. 7.6), wykorzystującą zwykle na początku kanały zwierząt ryjących. W dalszym etapie dochodzi do zapadania się stropów kanałów, powstawania studni i kotłów. Jeżeli skoncentrowany spływ dociera nad krawędź wąwozu, jest ona rozcinana przez erozję linijną i eworsję, przy udziale sufozji w procesie pogłębiania i organizacji odpływu. Uformowanie kotła o wymiarach rzędu kilku metrów i objętości kilkudziesięciu metrów sześciennych trwa zazwyczaj od kilku do kilkunastu lat, ale może to nastąpić podczas jednych roztopów. Przeważnie kotły takie ulegają po pewnym czasie stabilizacji, jednak w sprzyjających warunkach powtórnie mogą się uaktywnić. Końcowym stadium jest na ogół boczne rozcięcie, niekiedy zawieszone nad dnem wąwozu (Gardziel i in. 1998, Rodzik, Zgłobicki 2000, Gardziel, Rodzik 2005).

Epizodyczne wypływy z form sufozyjnych zwykle nie przekraczają 1 $dm^3 \cdot s^{-1}$, są jednak znacznie nasycone zawiesiną, do 200 $g \cdot dm^{-3}$ i więcej (Rodzik i in. 2009). Nasyceniu sprzyjają procesy grawitacyjne, takie jak odpadanie lub ściekanie – podczas rozmarzania – na pionowych ściankach drobnych rozcięć, kotłów i studzienek. Wymusza to depozycję (przeważnie naśnieżną) większości materiału na dnie wąwozu w postaci stożków, których objętości zależą ściśle od natężenia sufozji. Podczas rozcinania dna wąwozu materiał ten jest wynoszony i redeponowany zazwyczaj u jego wylotu. W trakcie jednego epizodu w dnach dolin nadrzędnych mogą powstać stożki i pokrywy proluwialne o powierzchni kilkuset

Ryc. 7.7. Stożek torencjalny u wylotu wąwozu (Batorz, Roztocze Zachodnie) (fot. J. Rodzik)

metrów kwadratowych i miąższości do kilkunastu centymetrów (Klatkowa 1958, Andruszkiewicz 1973, Buraczyński, Wojtanowicz 1974, Rodzik 1984, Ciupa 1996, 2001, Czyżowska 1996, Rutkowski 1997, Rodzik, Janicki 2003). U wylotu wąwozów rozcinających skały podłoża takie torencjalne stożki zbudowane są z gruboklastycznego materiału (ryc. 7.7).

Pogłębianie wąwozów często prowadzi do podcinania zboczy i wystąpienia ruchów masowych (grawitacyjnych). Najczęściej są to obrywy o objętości do kilku metrów sześciennych. Nawet ustabilizowane zbocza wąwozów modelowane są przez procesy grawitacyjne, przede wszystkim spełzywanie. W warunkach dużego uwilgotnienia, gdy pod lessem znajdują się mało przepuszczalne utwory, np. glina zwałowa, występują wysięki wody oraz cieczenie gruntu w dnie i u podnóża zboczy. Po mroźnych i śnieżnych zimach obserwuje się podczas intensywnych roztopów rozwój niewielkich osuwisk (Rodzik i in. 2009). Procesy grawitacyjne przyczyniają się do łagodzenia zboczy, wypłycania form erozyjnych i ich stabilizacji (Klatkowa 1958, Muchowski 1977). Niewielkie osuwiska i obrywy występujące w wąwozach lessowych są współcześnie najczęstszym przejawem ruchów masowych w pasie wyżyn (Janicki i in. 2010). Podobne procesy zachodzą na zboczach form antropogenicznych: wkopów i nasypów drogowych lub kolejowych oraz skarp rolnych (Janicki, Zgłobicki 1998, Janicki i in. 1999, Rodzik, Janicki 2002).

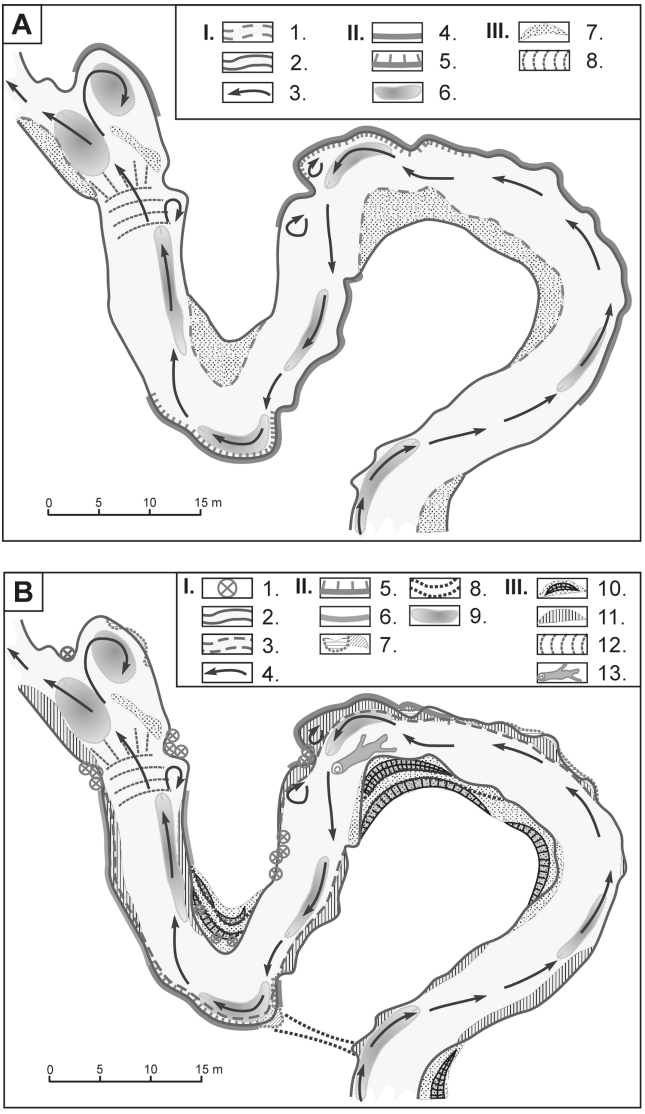
Poza zboczami wąwozów oraz form antropogenicznych w pasie wyżyn dominują stoki dojrzałe, modelowane jedynie lokalnie przez procesy spełzywania,

osiadania i w mniejszym stopniu przez procesy osuwiskowe. Na Wyżynie Krakowskiej Północnej i w Górach Świętokrzyskich spotkać można – w obrębie skałek oraz kamieniołomów – procesy typowe dla stoków młodych, takie jak odpadanie. Do rozwoju osuwisk są natomiast predysponowane zbocza przełomowego odcinka doliny Wisły, południowo-zachodnia krawędź Wyżyny Lubelskiej i Roztocza oraz niektóre krawędzie wewnętrzne w ich obrębie (Ziętara 1990, Janicki i in. 2010). Większe osuwiska, o kubaturze rzędu tysięcy metrów sześciennych, na wyżynach powstają rzadko, zwykle w przypadku, gdy w podłożu występują iły lub gliny zwałowe. W latach 60. XX w. odnotowano powstanie kilku form tego typu w okolicach: Nałęczowa, Godziszowa i Kamienia Nowego (Kłosowicz, Paluch 1962, Kastory 1971). Można je zaliczyć do typu osuwisk, powstających wskutek upłynnienia jednego z ogniw profilu geologicznego na stromych, podcinanych zboczach (Butrym i in. 1970).

7.2.3. Procesy fluwialne

Rola współczesnych ruchów pionowych skorupy ziemskiej jako procesów inicjujących erozję wgłębną jest w pasie wyżyn stosunkowo niewielka (Buraczyński 1984, Brzezińska-Wójcik, Superson 2004, Brzezińska-Wójcik 2013). Na obszarach aktywnie podnoszonych, takich jak Roztocze (1 mm·a^{-1} – Wyrzykowski 1971), erozja wgłębna wywołana ruchami pionowymi mogła prowadzić do pogłębienia koryt rzecznych o 0,2 m w ciągu ostatnich 200 lat. Jest to wartość dwukrotnie niższa od zmian wysokości dna Białej Nidy w rocznym cyklu erozyjno-agradacyjnym (Ciupa 1991). W warunkach stabilności tektonicznej erozja wgłębna i depozycja materiału dennego (agradacja) zachodzą cyklicznie, z zachowaniem równowagi pionowej (Ciupa 1991, Kociuba 2002, 2014).

Znacznie istotniejsza – w kształtowaniu dominujących w pasie Wyżyn Polskich koryt meandrowych – jest morfogenetyczna rola erozji bocznej, determinującej układ koryta w planie (Kociuba 2014). Dynamikę tego procesu prześledzono w roztoczańskim odcinku Wieprza – typowej rzeki wyżynnej średniej wielkości (ryc. 7.8). Tempo cofania się brzegów Wieprza w latach 1998–2000 mieściło się w zakresie od 0,15 do 0,5 m·a^{-1}. W warunkach zakłócenia przepływu i zmiany kierunku nurtu (np. przez zatory roślinne) tempo cofania się brzegów wzrastało na odcinkach prostych do 2,5 m·a^{-1} (Kociuba 2002). Biorąc pod uwagę, że były to lata wilgotne, ze znacznym udziałem przepływów pełnokorytowych i z dużą liczbą wezbrań (Kociuba 2002, Kociuba, Stępniewska 2002, Stępniewska 2007, Stępniewska, Stępniewski 2008), podane wielkości można uznać za ponadprzeciętne. Duża dynamika procesów korytowych pozwoliła na wydzielenie charakterystycznych – dla meandrujących rzek wyżynnych – stref morfodynamicznych (ryc. 7.8A). Udokumentowano szereg form depozycyjnych koryta i równi zalewowej, wśród których przeważały odsypy boczne i wały meandrowe o budowie dwuczłonowej (ryc. 7.8B). Średnie roczne tempo przyrostu bocznego tych form wynosiło w latach 1998–2000 około 0,6 m·a^{-1} i było nieco wyższe od tempa migracji brzegu zewnętrznego (Kociuba 2002).



Ryc. 7.8. Procesy fluwialne i ich skutki w meandrującym korycie Wieprza w Guciowie na Roztoczu (wg Kociuby 2002, zmienione)

A: Główne strefy morfodynamiczne

I – strefa transportu: 1 – brzeg koryta (SQ), 2 – brzeg koryta (SWQ), 3 – nurt; II – strefa erozji: 4 – brzegi erozyjne, 5 – erozja boczna, 6 – erozja denna; III – strefa depozycji: 7 – brzegi depozycyjne, 8 – bystrza

B: Uwarunkowania procesów i główne formy korytowe

I – migracja koryta: 1 – drzewa (olchy), 2 – brzeg koryta w 1998 r., 3 – brzeg koryta w 2000 r., 4 – nurt; II – formy erozyjne: 5 – wysoki brzeg, 6 – aktywne podcięcia, 7 – nisze erozyjne i przewieszki darniowe, 8 – kanały przepływów pozakorytowych, 9 – przegłębienia (plosa); III – formy depozycyjne: 10 – odsypy boczne (część górna i dolna), 11 – półki brzegowe, 12 – przemiały, 13 – zatory roślinne

W krętych i meandrujących korytach aluwialnych materiał klastyczny zazwyczaj ulega redepozycji podczas kolejnych epizodów wezbraniowych, co utrudnia ocenę tempa procesu i ilości deponowanego materiału. Cykliczna erozja i agradacja w dnie koryta związana jest z rozwojem i migracją periodycznych form dennych, takich jak riplemarki, diuny i antydiuny (Teisseyre 1991a). W korytach naturalnych depozycja materiału wleczonego w czasie kulminacji wezbrania prowadzi do podniesienia dna, jednak w końcowej jego fazie dochodzi do rozcinania dna i wyprzątania materiału. Wywołane tym wahania poziomu dna Białej Nidy osiągają w cyklu rocznym 0,4 m (Ciupa 1991). Ten sam proces powtarza się z mniejszą intensywnością podczas sezonowych wahań stanu wody.

W trakcie wezbrań przekraczających stan pełnokorytowy przemodelowaniu ulegają też równie zalewowe (Teisseyre 1991a, Zieliński 1998). Rozpoznany w dolinie górnego Wieprza zespół form depozycyjnych jest charakterystyczny dla rzek meandrujących i krętych umiarkowanej strefy klimatycznej. W środowisku równi zalewowej są to: wały brzegowe, stożki krewasowe, mikrodelty, pokrywy i cienie piaszczyste. Wały brzegowe osiągają szerokość kilkunastu metrów oraz wysokość od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Nadbudowywane są głównie podczas wezbrań roztopowych przez mikrostożki, mikrodelty, niewielkie pokrywy piaszczyste oraz cienie sedymentacyjne, zbudowane z piasków średnio- i drobnoziarnistych, mułków i detrytusu roślinnego (ryc. 7.9). Nieliczne

Ryc. 7.9. Nadbudowa wałów przykorytowych po wezbraniu w dolinie Wieprza (Guciów, Roztocze Środkowe) (fot. W. Kociuba)

udokumentowane naturalne rozcięcia wału brzegowego (krewasy i kanały krewasowe) osiągają głębokość 0,6 m i szerokość 2 m (Kociuba 2002).

W transporcie rumowiska rzecznego na obszarze wyżyn dominują roztwory (Jaworska 1968, Ciupa 1991, Świeca 1991, 1998, 2004, Maruszczak i in. 1992, Świeca i in. 2015, Ciupa i in. 2017a). Ze zlewni górnego Wieprza o powierzchni 405 km^2 w suchych latach 1989–1992 (średnie roczne przepływy o 19% niższe od wieloletnich) odprowadzane było średnio rocznie 13 300 t roztworów i tylko 485 t zawiesin; wskaźniki jednostkowe wynosiły odpowiednio 32,7 i 1,2 t·km^{-2}·a^{-1}. W wilgotnych latach 1998–2002 (przepływy wyższe o 41% od wieloletnich) Wieprz odprowadzał średnio rocznie około 22 800 t roztworów i 981 t zawiesin, tj. odpowiednio 56,2 i 2,4 t·km^{-2}·a^{-1} (Kociuba i in. 2003). Przebieg i natężenie procesów fluwialnych determinuje więc głównie wielkość przepływu.

Analizę przestrzenną poszczególnych składowych transportu fluwialnego przeprowadzono na przykładzie górnego Wieprza (Roztocze) i Białej Nidy (Wyżyna Kielecka, Niecka Nidziańska). Pozwoliła ona na ustalenie relacji pomiędzy nimi i zestawienie ogólnego bilansu transportu materiału wynoszonego dla wybranych regionów Wyżyn Polskich. W latach 1999–2000 relacje te dla Wieprza przyjęły postać L_d:L_s:L_b = 91:8:1 (L_d – ładunek roztworów; L_s – ładunek zawiesin; L_b – ładunek wleczyn), natomiast przy założeniu L_s=1 odpowiednio: 11:1:0,5 (Kociuba 2002). Z kolei w dorzeczu Białej Nidy w latach 1981–1982 odpowiednie proporcje to 92:4:4, a przy założeniu L_s=1 odpowiednio: 26:1:0,9 (Ciupa 1991). Podobne relacje, określone dla rzek Wyżyny Kieleckiej (Brański 1975, Ciupa 1991, 1993, Biernat, Ciupa 1992), można uznać za cechę charakterystyczną dla transportu fluwialnego w rzekach centralnej i wschodniej części Wyżyn Polskich. Wskazują one na kilkunastokrotną zwykle przewagę odpływu materiału rozpuszczonego nad odpływem materiału klastycznego (zawieszonego i wleczonego). Proporcje te ulegają jednak wahaniom sezonowym oraz podczas wezbrań (Ciupa 1991, Świeca 1998, Kociuba 2002, Ciupa 2012). W zlewniach zurbanizowanych dominuje również materiał rozpuszczony, ale wyraźnie wzrasta tu udział zawiesiny i rumowiska wleczonego, zwłaszcza podczas wezbrań (Ciupa 2009).

Obszary zurbanizowane dostarczają znaczną ilość substancji rozpuszczalnych i drobnoziarnistego sedymentu, co zmienia dynamikę, wielkość i udział poszczególnych rodzajów ładunków w transporcie fluwialnym. Na przykład rzeka Silnica, odwadniająca znaczną powierzchnię Kielc, odprowadzała średnio rocznie około 7300 t materiału rozpuszczonego oraz około 1050 t zawiesin, tj. odpowiednio 150 i 22 t·km^2·a^{-1} (Ciupa 2009). Szczególnie wydajnym źródłem dostawy materiału ze zlewni miejskiej do koryta rzecznego są drogi, zwłaszcza zimą, ze względu na zastosowanie substancji chemicznych i piasku do przyspieszenia tajania śniegu i zapewnienia odpowiedniej szorstkości nawierzchni (Michalczyk 2012, Ciupa 2014, Wałek 2019). Woda wraz z niesionym materiałem odprowadzana jest przez sieć drenażową do rzeki, gdzie następuje koncentracja dostawy wody i materiału ze zlewni. Wzrost energii wód płynących intensyfikuje procesy erozji, transportu i akumulacji w korycie rzecznym (Ciupa 2009).

Największe zmiany relacji pomiędzy składowymi transportu fluwialnego zachodzą w przepływowych zbiornikach zaporowych, spowodowane akumulacją materiału klastycznego, w tym zwykle całego ładunku materiału wleczonego i znacznej części zawiesiny (Ciupa i in. 2017b). Zbiornik Rudka na Wieprzu powyżej Zwierzyńca w latach 1999–2003 przechwycił około 50% ładunku zawiesin, przy jednoczesnym wzroście odpływu roztworów proporcjonalnym do przyrostu powierzchni zlewni (Kociuba 2002, Świeca 2004). Poniżej zapór wodnych obserwuje się wzmożoną erozję denną, natomiast strefę litoralną zbiorników kształtuje głównie abrazja oraz procesy osuwiskowe, występujące przede wszystkim na brzegach wysokich. Na brzegach niskich obserwuje się na ogół akumulację mineralno-organiczną, która sprzyja intensywnemu rozwojowi roślinności strefy brzegowej. W zimie brzegi na wielu odcinkach modelowane są przez napierającą pokrywę lodową, która ze spiętrzonego materiału może formować wały i kopce (Rzętała 2014).

Powyżej stref przełomowych oraz w zagłębieniach powstałych na skutek zablokowania odpływu powierzchniowego koluwiami lub piaskami wydmowymi dominującym procesem w dnach dolin jest akumulacja organogeniczna. Powstające w jej wyniku torfowiska, zasilane wodami źródlisk, tworzą niewielkie, płytkie i silnie zamulone złoża, przyrastające w tempie około 0,5 mm·a^{-1}. W brzeżnych strefach wielu dolin, w nieckach źródliskowych, a także w basenach popowodziowych i w starorzeczach zachodzi akumulacja organiczno-mineralna. Podobne, niewielkie (do 1 ha) baseny sedymentacyjne utworzyły się w dnach dolin powyżej nasypów kolejowych i drogowych (Bałaga 1998, Żurek 2000, Cabaj, Ciupa 2001, Kociuba 2002, Sołtysik 2002).

7.2.4. Ocena zróżnicowania procesów geomorfologicznych

Zróżnicowanie współczesnych procesów geomorfologicznych w pasie wyżyn jest bardzo duże zarówno pod względem rodzaju, jak i natężenia (tab. 7.6). Jest to efekt zróżnicowania litologicznego rzeźby oraz gospodarki człowieka. Generalnie w systemach fluwialnych przeważa boczna erozja korytowa, uruchamiana podczas wezbrań wywołanych spływem z systemów stokowych, w których pod względem zasięgu przestrzennego dominuje zespół procesów znany jako erozja gleb. Modeluje on wszystkie stoki użytkowane rolniczo, a największe masy materiału glebowego przemieszczane są przez erozję agrotechniczną. Mniej skuteczne są różne rodzaje zmywu powierzchniowego, chociaż mogą one w krótkiej skali czasu (1 roku) przeważać (szczególnie na lessach), tworząc efemeryczne, spektakularne formy. Zwięzłość gleb i mozaika pól sprawiają, że niewielkie znaczenie ma erozja eoliczna.

Materiał z erozji gleb jest zwykle transportowany na krótkie odległości, a jego oddziaływanie na systemy fluwialne jest przez to ograniczone. W znacznym stopniu ograniczona jest również dostawa do koryt rzecznych materiału z erozji dróg gruntowych, głównego źródła dostawy materiału do koryt rzek beskidzkich (Froehlich 1992). Wskazuje na to obecność licznych i różnorodnych, akumulacyjnych

Tabela 7.6. Ocena występowania i natężenia głównych procesów geomorfologicznych w litologicznych typach rzeźby Wyżyn Polskich

Litologiczne typy i podtypy rzeźby		Procesy*											
		geochemiczne			stokowe					erozji wąwozowej			
		Ług	Krs	Sch	Spł	Żłb	Eag	Edr	Adl	REw	Smc	Rms	Apl
Krzemionkowy	krzemionkowy właściwy	+	-	-	++	+	+	+	++	+	+	-	+
	krzemionkowo-węglanowy	+	-	-	++	+	+	+	++	+	+	+	+
Skał krasowiejących	wapienny	+++	+++	-	++	+	++	+	+	-	+	-	+
	marglisty	++	++	-	++	+	+	+	++	+	+	-	-
	kredy piszącej	+++	+++	-	++	+	++	-	+	-	+	-	+
	gipsowy	+++	+++	-	++	+	+	-	+	-	+	-	+
Lessowy	denudacyjny	++	-	+++	++	+	++	+	++	+	+	+	+
	erozyjno-denudacyjny	++	-	++	+++	++	+++	++	+++	++	++	++	++
	erozyjny	++	-	+	+++	+++	+++	+++	++	+++	+++	+++	+++
Aluwialny	paleofluwialno-eoliczny	+	-	-	+	+	-	+	++	+	+	+	++
	fluwialny	+	-	-	+	+	-	-	+	-	-	-	+

*Procesy: Ług – ługowanie, Krs – krasowienie, Sch – sufozja chemiczna, Spł – spłukiwanie, Żłb – żłobienie, Eag – erozja agrotechniczna, Edr – erozja drogowa, Adl – akumulacja deluwialna, Rew – rozcinanie i eworsja, Smc – sufozja mechaniczna (*piping*), Rms – ruchy masowe, Apl – akumulacja proluwialna. Intensywność procesów: duża (+++), umiarkowana (++), mała (+), brak lub występowanie sporadyczne (–)

form drogowych, powstających w obrębie wklęsłych i zbieżnych elementów stoku oraz u ich podnóża, na szerokich i płaskich dnach dolin. Większe jest pod tym względem znaczenie zespołu procesów erozji wąwozowej, gdyż materiał z systemów erozyjnych transportowany jest na duże odległości, zwłaszcza podczas gwałtownych ulew. Obszar występowania intensywnej erozji wąwozowej jest jednak znacznie ograniczony, przede wszystkim do erozyjnego podtypu rzeźby lessowej.

We wschodniej części pasa wyżyn (na wschód od Gór Świętokrzyskich) dominują procesy stokowe: erozja uprawowa, zmyw powierzchniowy, erozja drogowa i lokalnie zespół erozji wąwozowej. Uwarunkowane jest to przewagą pól uprawnych oraz dużym udziałem rzeźby drobnopromiennej, takiej jak: rzeźba lessowa i kras kredy piszącej. W bardziej zurbanizowanej i uprzemysłowionej części zachodniej przeważają natomiast procesy technogeniczne, a ze względu na duży udział skał krasowiejących, istotne są także procesy krasowe, stymulowane antropogenicznym obiegiem wody.

Na terenach zurbanizowanych dominuje szybka, linijna dostawa do koryt rzecznych substancji rozpuszczonych i sedymentu (głównie zanieczyszczeń komunikacyjnych), co warunkuje dużą dynamikę odpływu i transportu fluwialnego. Koryta małych rzek miejskich, często o uregulowanych i umocnionych brzegach, nie są istotnym źródłem dostawy materiału, pełniąc głównie funkcję tranzytową. Dopiero poniżej centrów miast są miejscem depozycji osadów, które podczas kolejnych wezbrań stanowią istotne źródło materiału, włączanego do transportu fluwialnego (Ciupa 2009, 2014).

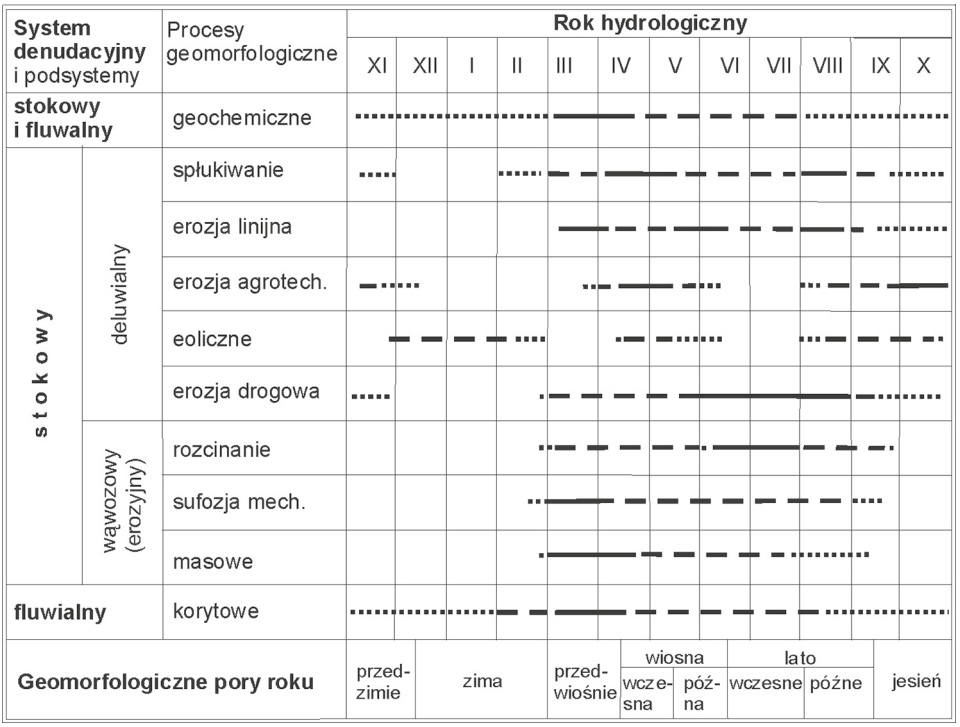
7.3. Struktura czasowa współczesnych procesów geomorfologicznych

W pasie wyżyn – ze względu na wyraźniej zaznaczone kontynentalne cechy klimatu – bardziej widoczna niż na obszarach sąsiednich jest sezonowość procesów geomorfologicznych. Roczny cykl geomorfologiczny nawiązuje do innych cykli przyrodniczych: klimatycznego, hydrologicznego oraz wegetacyjnego. Stanowiło to podstawę do wydzielenia przez H. Maruszczaka (1963) czterech sezonów morfogenetycznych: zimy, przełomu zimy i wiosny, późnej wiosny i wczesnego lata oraz późnego lata i jesieni. Po uwzględnieniu cyklu agrotechnicznego (erozja uprawowa) autorzy rozszerzyli ten podział do ośmiu sezonów, charakteryzujących się wyraźną zmiennością występowania i natężenia poszczególnych procesów geomorfologicznych (ryc. 7.10).

7.3.1. Morfogenetyczne pory roku

Przedzimie (późna jesień), obejmujące zazwyczaj listopad i często początek grudnia, odznacza się małym natężeniem procesów geomorfologicznych. Bardzo małe jest natężenie zmywu powierzchniowego i niewielkie procesów fluwialnych (stany niskie i średnie); praktycznie nie zachodzi erozja wąwozowa. Niewielkie parowanie nie przesusza gleby, procesy eoliczne są więc nieznaczne. Jedynie erozja agrotechniczna możne osiągać duże natężenie, gdyż jest to pora wykonywania głębokiej orki przedzimowej.

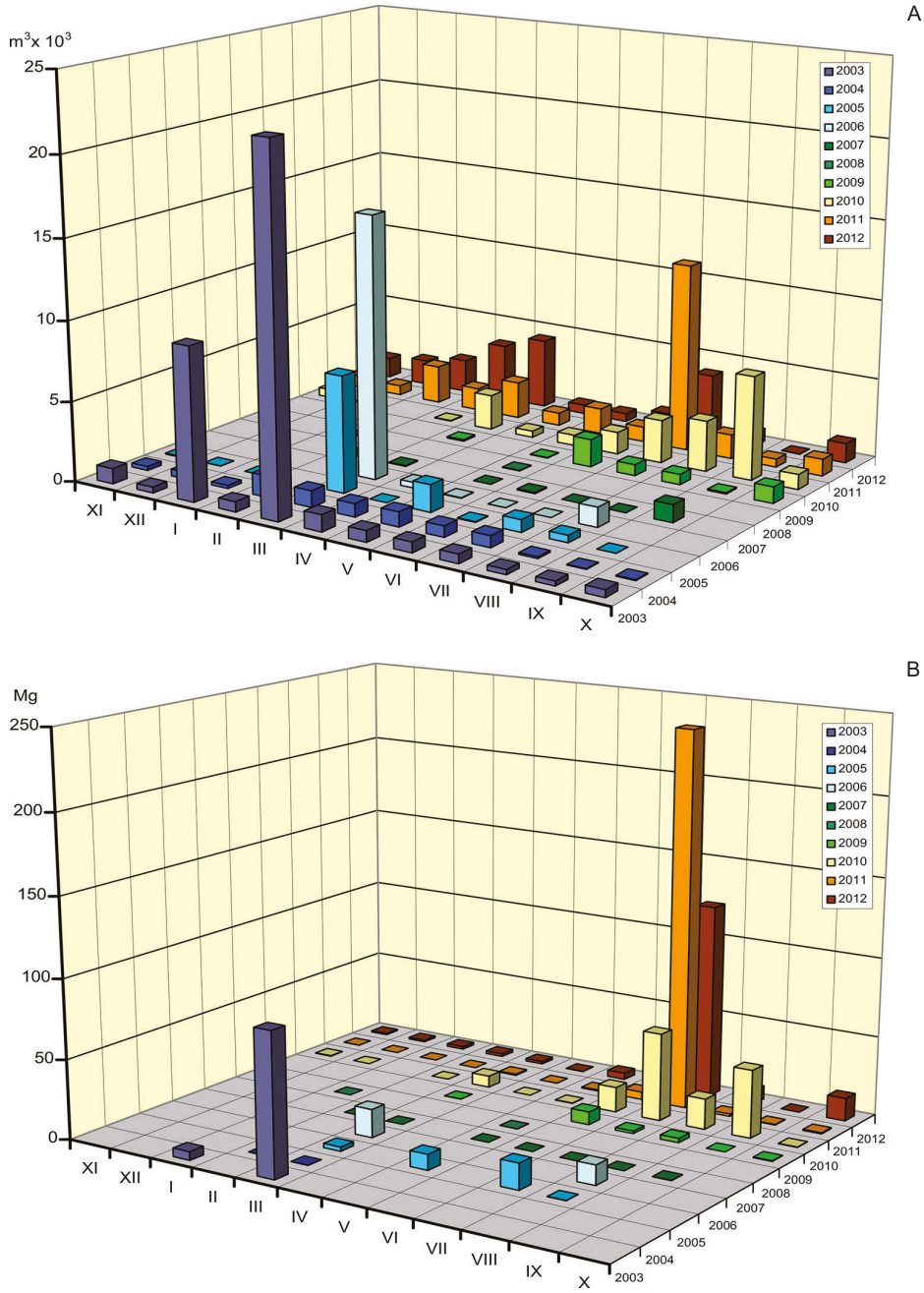
Zima, trwająca 70–80 dni, wyróżnia się występowaniem (zwykle w 2–3 krótszych okresach) sezonowej zmarzliny oraz retencjonowaniem wody w pokrywie śnieżnej, co praktycznie eliminuje występowanie procesów stokowych. Przy skąpej pokrywie śnieżnej mogą występować procesy niweo-eoliczne podczas mroźnej i wietrznej pogody (Strzemski 1957, Rodzik, Siwek 2008). Zdarzające się w takich warunkach krótkotrwałe odwilże z opadami deszczu mogą powodować zlodzenie gruntu, ułatwiające spływ powierzchniowy podczas kolejnych odwilży śródzimowych i roztopów wiosennych (ryc. 7.11). Ograniczenie infiltracji zmniejsza dynamikę procesów geochemicznych, może natomiast zwiększać intensywność procesów fluwialnych. Podczas śródzimowych odwilży na przemarzniętych wcześniej erodowanych brzegach koryt rzecznych zachodzi wytapianie lodu gruntowego. Następuje wówczas odpadanie pakietów gruntu i powstawanie



Ryc. 7.10. Roczny przebieg głównych procesów geomorfologicznych na obszarze Wyżyn Polskich w cyklu roku hydrologicznego
Natężenie: duże (——), umiarkowane (– – –), małe (- - -)

przewieszek darniowych, podcinanych dodatkowo w trakcie krótkotrwałych wezbrań. Jest to jeden z podstawowych procesów odpowiedzialnych za cofanie brzegów rzek (Teisseyre 1984). Odwilże śródzimowe mają szczególne znaczenie dla procesów fluwialnych na obszarach zurbanizowanych, gdzie w sezonie zimowym stosuje się sól i piasek do utrzymania dróg, ulic i chodników. Z terenów miejskich, na których system ulic i kanałów burzowych umożliwia szybki spływ, dostarczane jest wówczas do koryt rzecznych dużo materiału klastycznego i substancji rozpuszczonych. Zwiększa to znacznie transport fluwialny oraz procesy korytowe (Ciupa 2009).

Największy spływ powierzchniowy występuje w okresie przedwiośnia (ryc. 7.11), tj. pory tajania pokrywy śnieżnej i rozmarzania gruntu. Spływ proniwalny uruchamia procesy spłukiwania i żłobienia w systemach stokowych – narażone na rozcinanie są przede wszystkim dna niecek i suchych dolin (Janicki i in. 2010). W systemie erozyjnym podstawowym procesem jest sufozja, powodująca rozwój studni, kanałów i kotłów na krawędziach wąwozów lessowych (ryc. 7.13). Prowadzi to do formowania wąwozów bocznych lub rozcinania krawędzi systemem rozdołów. W dnach wąwozów dominuje akumulacja, a rozcinanie jest niewielkie.



Ryc. 7.11. Sumy miesięczne odpływu wody (A) i ładunku zawiesiny (B) ze zlewni wąwozowej (1,23 km^2) w Kolni Celejów (Płaskowyż Nałęczowski) w latach hydrologicznych 2003–2012 (oprac. Rodzik i Stępniewski 2013)

Zaznacza się tu ochronna rola nierozłożonej jeszcze ściółki, często występującego zlodzenia oraz pokrywy śnieżnej, której tajanie w wąwozach jest opóźnione w stosunku do zlewni. Rozmarzające zbocza wąwozów i wcięć drogowych, głównie te słabo utrwalone, modelowane są przez procesy grawitacyjne, takie jak: odpadanie, spełzywanie, a nawet osuwanie (Gardziel i in. 1998, Gardziel, Rodzik 2005, Rodzik i in. 2009).

Podczas długotrwałych wezbrań roztopowych zwiększa się dynamika procesów fluwialnych, a to, według A.K. Teisseyre'a (1984), decyduje o dalszym kierunku rozwoju form korytowych i równi zalewowej. Stwierdzono wówczas największe tempo erozji brzegów koryta Wieprza w Guciowie (do 0,65 m) przy udziale multigelacji (Kociuba 2002). Rzeki wyżynne zwykle osiągają maksimum przepływów w marcu, z wyjątkiem obszarów krasu wapiennego, gdzie maksima przypadają najczęściej dopiero w kwietniu, maju lub nawet w czerwcu. Na terenach tych w czasie roztopów wzrost wydajności źródeł i przepływów w ciekach jest poprzedzony długim kontaktem infiltrującej wody z topniejącego śniegu ze skałą, co w rezultacie skutkuje tzw. efektem roztopowym w przebiegu procesów geochemicznych – odpływem z systemów krasowych wód o wyższej (czasem dwukrotnie) mineralizacji i twardości węglanowej. Jest to zjawisko odwrotne do obserwowanego efektu opadów nawalnych lub rozlewnych (Tyc 1997a, b).

Wczesna wiosna obejmuje okres od drugiej dekady kwietnia do połowy maja, który w systemie stokowym charakteryzuje znaczne natężenie erozji uprawowej podczas prac polowych: przy zasiewie zbóż jarych oraz sadzeniu roślin okopowych. Spulchniona, pozbawiona roślinności gleba stwarza dogodne warunki do aktywności procesów eolicznych w okresach posusznych, a zmywu powierzchniowego (rozbryzg i spłukiwanie) w czasie deszczów ulewnych. Stan wegetacji a także – ograniczający infiltrację – wysoki niekiedy poziom wód gruntowych, sprzyjają dostawie materiału do koryt rzecznych. Znaczne, ale stopniowo słabnące natężenie procesów geochemicznych i korytowych, warunkują stosunkowo wysokie stany wody w rzekach w fazie opadania wezbrań roztopowych. Z kolei spływy w wąwozach mogą uaktywniać procesy erozji wgłębnej i sufozji.

Późna wiosna charakteryzuje się rozwojem wegetacji w biocenozach naturalnych i wzrostem roślin uprawnych. W tym okresie znacząco zwiększa się intensywność lokalnych ulew, co przy niedostatecznej jeszcze okrywie roślinnej wpływa na ich dużą rolę geomorfologiczną, przede wszystkim w obrębie upraw okopowych (Janicki i in. 1999, 2010, Gawrysiak i in. 2002, Janicki 2014, 2016). Maleje znaczenie rozbryzgu i spłukiwania na rzecz erozji linijnej (bruzdowej i korytowej), a w systemach erozyjnych natężenie procesów bywa podobne jak w okresie poprzedzającym (Rodzik, Janicki 200). Lokalne ulewy mogą wywoływać wezbrania i powodzie w systemach fluwialnych.

Wczesne lato – trwające od połowy czerwca do końca lipca – jest porą o najlepiej rozwiniętej okrywie roślinnej, chroniącej stoki przed zmywem powierzchniowym. W tym okresie występują jednak deszcze nawalne o wyjątkowej intensywności (Parczewski 1960, Rodzik, Janicki 2002, Janicki 2016), których rezultaty nakładają się często na efekty opadów rozlewnych. W systemach stokowych najczęściej

wówczas zdarza się erozja o katastrofalnych skutkach (Rodzik i in. 1998, Janicki i in. 2010). Koncentracja spływu w bruzdach uprawowych, na drogach gruntowych, w osiach niecek i suchych dolin oraz w wąwozach skutkuje intensywnymi procesami erozyjnymi (Maruszczak, Trembaczowski 1958, Buraczyński, Wojtanowicz 1974, Rodzik 1984).

W systemie fluwialnym jest to druga, obok roztopów, pora wezbrań i powodzi o regionalnym zasięgu (Janicki i in. 2010). W strefie równi zalewowej roślinność utrwala jednak formy erozyjne i depozycyjne oraz przyczynia się do osłabienia intensywności procesów fluwialnych. W korytach rzecznych dominuje nadbudowa i wyrównywanie dna. Pogłębianie zachodzi jedynie w strefie talwegu oraz za przeszkodami, utworzonymi przez zatory roślinne, gdzie powstają misy i kotły eworsyjne (Kociuba 2002). W zlewniach zurbanizowanych, reagujących na opady częstym spływem powierzchniowym, odpływ jednostkowy i transport fluwialny jest kilkakrotnie większy w stosunku do sąsiednich zlewni rolniczych i leśnych (Ciupa 2009).

Późne lato, trwające od początku sierpnia do połowy września, jest na obszarach uprawy zbóż okresem zbiorów oraz pożniwnych zabiegów, takich jak podorywki i kultywatorowanie. W deluwialnych systemach stokowych skutkują one erozją uprawową oraz intensyfikują procesy eoliczne w częstych wówczas okresach posusznych. Rzadsze deszcze ulewne i nawalne charakteryzują się dużą skutecznością, ze względu na słabszą ochronę roślinną i spulchnienie gleby. Duże natężenie osiągają wtedy wszystkie rodzaje zmywu powierzchniowego (Ciupa 1996, Czyżowska 1996, Dwucet, Śnieszko 1996, Rodzik i in. 1996, Janicki, Zgłobicki 1998, Gawrysiak 2002, Janicki 2014, 2016) oraz erozja wąwozowa (Rutkowski 1997, Zgłobicki 2002). W tym okresie zaznacza się osłabienie procesów fluwialnych związane z przewagą stanów niskich (niżówek).

Jesień – zamykający rok hydrologiczny schyłek sezonu wegetacyjnego – z reguły rozpoczyna się w połowie września i trwa do końca października. Jest to okres różnorodnych zabiegów agrotechnicznych, związanych ze zbiorem roślin okopowych (wykopki) i siewem zbóż ozimych (orka, bronowanie). Sprzyja to deflacji, a erozja agrotechniczna osiąga wówczas maksymalne natężenie. Jej efekt wzmacnia słabo poznany ubytek gleby wywożonej z bulwami i korzeniami roślin okopowych, osiągający w przypadku zbiorów buraka cukrowego 0,91 $kg \cdot m^{-2}$ (Rejman 2006). Zdarzają się o tej porze długotrwałe deszcze rozlewne, które skutkują podwyższonymi stanami wód i intensyfikacją procesów korytowych. Niewielkie wezbrania mogą też być spowodowane opróżnianiem stawów hodowlanych i zbiorników retencyjnych (Ciupa 1991, Kociuba, Stępniewska 2002).

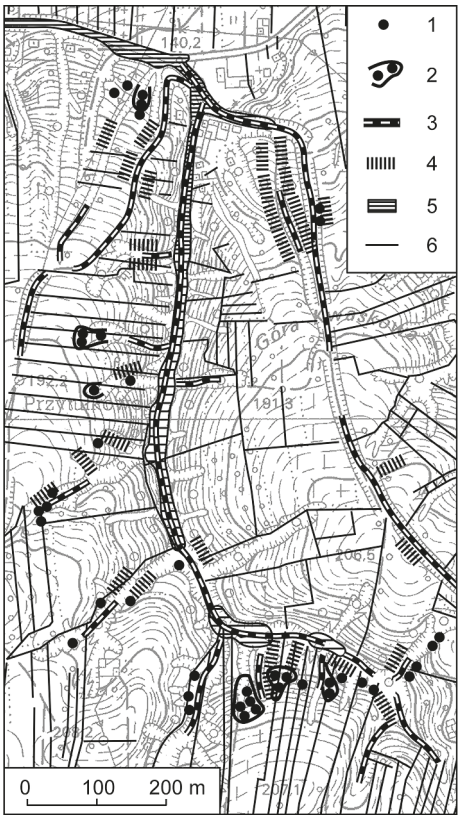
Generalnie sezonową zmienność erozji wodnej (zmywu powierzchniowego) oraz procesów geochemicznych wyraża zmienność transportu fluwialnego, odpowiednio: zawiesin i roztworów. W przebiegu rocznym maksymalne wielkości obydwu tych form transportu przypadają na marzec, czyli na przedwiośnie. Z ich porównania w trzymiesięcznych, klimatycznych porach roku wynika, że największą dynamiką procesów denudacyjnych charakteryzuje się pora wiosenna (III–V), natomiast najmniejszą – letnia (VI–VIII). Jest to w znacznym stopniu

odzwierciedleniem wielkości odpływu jednostkowego. Tylko na obszarach lessowych więcej zawiesin odpływa w porze letniej niż w jesiennej i zimowej (Maruszczak i in. 1992), co jest skutkiem dostawy materiału z wąwozów i głębocznic. W poszczególnych latach hydrologicznych na półrocze zimowe przypada zwykle od 50 do 70% rocznego odpływu rzecznego oraz 70–80% ładunku zawiesin (Ciupa 1991, Świeca 1998). W niektórych latach z większą frekwencją intensywnych opadów deszczu udział półrocza letniego w rocznym odpływie i ładunku roztworów może przekraczać 60%, a w rocznym ładunku zawiesin nawet 75% (Świeca 2004).

7.3.2. Morfogenetyczna rola zdarzeń ekstremalnych i procesów epizodycznych

Do kategorii zdarzeń ekstremalnych, których rezultatem są procesy epizodyczne, możemy zaliczyć: zamiecie śnieżno-pyłowe, gwałtowne roztopy, gwałtowne ulewy (deszcze nawalne), wyjątkowo wydajne opady ulewno-rozlewne oraz pory opadowe i okresy opadowe (Starkel 1986, Ustrnul, Czekierda 2009). Wśród nich zdarzenia katastrofalne, wywołujące nadzwyczaj duże skutki nie tylko hydrologiczne czy geomorfologiczne, ale także gospodarcze, występują zwykle w jednym miejscu raz na kilkadziesiąt, a wyjątkowo raz na kilkanaście lat. Zdarzenia skuteczne geomorfologicznie (z rozwojem form efemerycznych) występują co kilka

Ryc. 7.12. Formy niweo-eoliczne po zamieci śnieżno-pyłowej w lutym 2007 r. na zaoranym polu w Snopkowie (Płaskowyż Nałęczowski) (fot. J. Rodzik)



Ryc. 7.13. Skutki gwałtownych roztopów w 1996 r. w systemie wąwozowym Chałajowy Dół k. Kazimierza Dolnego na tle układu pól (wg Gardziela, Rodzika 2005)

1 – studnie i kanały sufozyjne, 2 – złożone kotły sufozyjne, 3 – bruzdy i rozcięcia erozyjno-ewersyjne, 4 – obrywy i zsuwy, 5 – stożki i pokrywy proluwialne, 6 – granice działek

lat (ryc. 7.2). W sprzyjających warunkach mogą one występować w pewnych okresach nawet corocznie.

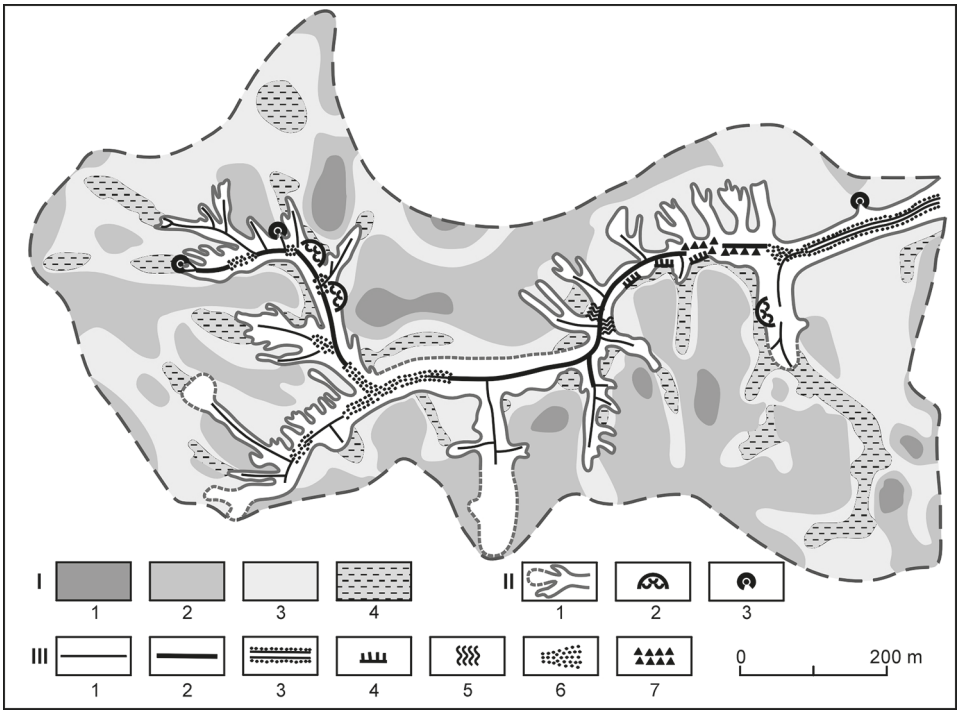
Najmniej efektywne, chociaż niekiedy spektakularne, skutki wywołują zamiecie śnieżno-pyłowe, towarzyszące erozji niweo-eolicznej podczas mroźnej i wietrznej pogody przy stosunkowo skąpej pokrywie śnieżnej. Procesy te, o zasięgu regionalnym, w pasie wyżyn występują zwykle co kilka lat. Raz na kilkanaście lat osiągają relatywnie duże natężenie (ryc. 7.12), ograniczone przez rozłóg pól z gęstą siecią miedz i zadarnionych dróg polnych oraz mały udział w użytkowaniu rolniczym najbardziej podatnych gleb piaszczystych (Rodzik, Siwek 2008). Przykładowo w lutym 1956 r. erozja i akumulacja niweo-eoliczna w strefie krawędziowej Wyżyny Lubelskiej osiągnęła na glebach piaszczystych przedpola krawędzi 110 $t \cdot ha^{-1}$, podczas gdy na płaskowyżu lessowym tylko 6,25 $t \cdot ha^{-1}$ (Strzemski 1957). Zimowe procesy niweo-eoliczne przyczyniają się natomiast do wzrostu transportu fluwialnego podczas roztopów. Duża część deponowanego w pokrywie śnieżnej materiału jest spłukiwana do rzek. Spływ roztopowy po zimie z procesami niweo-eolicznymi wyróżnia się wysoką koncentracją zawiesiny i znacznym transportem ze zlewni (Sadurska, Maruszczak 1982, Ciupa 1991, Mazur, Pałys 1992), zarówno epizodycznych, jak i perenialnych, a więc może wpływać znacząco na system fluwialny.

Gwałtowne roztopy występują głównie we wschodniej części pasa wyżyn w końcu marca i na początku kwietnia, po długiej, mroźnej i śnieżnej zimie typu kontynentalnego, poprzedzonej zwykle mokrą jesienią. Zdarzają się one co kilkanaście lat; w drugiej połowie XX w. miały miejsce w latach: 1956, 1964, 1979 i 1996 (Mazur, Pałys 1992, Pałys i in. 1998, Gardziel, Rodzik 2005, Janicki i in. 2010). Degradacja pokrywy śnieżnej w tempie 10–20 cm na dobę powoduje gwałtowny spływ powierzchniowy o ekwiwalencie wody 25–75 mm, wywołujący

powodzie w dolinach rzecznych, nieraz o katastrofalnych skutkach (Bryński 1965). Natężenie erozji wodnej gleby osiąga wówczas kilkaset kilogramów z 1 ha, a w 1956 r. – wskutek nałożenia się roztopów na efekty procesów niweo-eolicznych – przekroczyło 1,5 $t \cdot ha^{-1}$ (Mazur, Pałys 1992). Nieco mniejsze roztopy – o kilkunastomilimetrowym spływie – zdarzają się co kilka lat, np. w latach 2003 i 2006 (Rodzik i in. 2009, Janicki i in. 2010). Występują one głównie w drugiej i trzeciej dekadzie marca, wywołując krótkotrwałe powodzie w małych zlewniach (Mazur, Pałys 1992, Janicki 2002). Podczas roztopów w systemach deluwialnych następuje rozcinanie den niecek i suchych dolin, natomiast w systemach erozyjnych rozwijają się formy sufozyjne na zboczach wąwozów, a w ich dnach zachodzi akumulacja (Klatkowa 1958, Gardziel, Rodzik 2005, Rodzik i in. 2009).

Do najbardziej efektywnych pod względem geomorfologicznym zdarzeń ekstremalnych należy zaliczyć gwałtowne ulewy w półroczu letnim, obejmujące według klasyfikacji Chomicza (1951) silne deszcze ulewne (A_4) oraz deszcze nawalne (B_1–B_5) o natężeniu >1 $mm \cdot min^{-1}$ (Rodzik, Janicki 2003). Szczególnie efektywne są ulewy występujące po sobie w krótkim odstępie czasu (2–3 dni), jak to miało miejsce w maju 1996 r. w Sułoszowej na Płaskowyżu Ojcowskim oraz w Kromołowie na Płaskowzgórzu Częstochowskim. W pierwszym przypadku po opadzie 80 mm 15 maja nastąpiła kolejna ulewa (120 mm) 18 maja (Niedbała, Soja 1998), z kolei w drugim przypadku po opadzie 71 mm 14 maja wystąpił opad 57 mm 17 maja (Zieliński 1998). W lessowych zlewniach Niecki Nidziańskiej (zlewnia Nidzicy) i Gór Świętokrzyskich (zlewnia Świśliny) wystąpiły ulewne deszcze (odpowiednio: ok. 180 mm w ciągu 3 godzin – 15.09.1995 r. i ok. 100 mm przy bardzo dużej wilgotności gruntu – 24.07.2001 r.) i katastrofalne powodzie. Przyczyniły się one do znacznych przeobrażeń rzeźby lessowej na obszarach użytkowanych rolniczo (np. głębokość rozcięć w obrębie dróg sięgała 3,5 m) oraz wielkich strat gospodarczych, w tym w strefie budowy zbiornika wodnego „Wióry" na rzece Świślinie (Ciupa 2002).

Występowaniu gwałtownych ulew na wyżynach sprzyjają warunki naturalne, które intensyfikują także ich skutki (Rodzik i in. 1998, Rodzik, Janicki 2003). Takie ulewy powodują gwałtowny spływ i zmyw powierzchniowy oraz erozję wąwozową (ryc. 7.14). Zachodzi wówczas wyprzątanie den wąwozów z osadów, które zostały zdeponowane podczas roztopów (Rodzik i in. 2009, Kociuba i in. 2015). Gwałtowne ulewy – szczególnie deszcze nawalne wyższych stopni – obejmują swoim zasięgiem niewielki zazwyczaj obszar, rzędu kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych (Niedźwiedź 1997, Janicki 2002, 2014, 2016, Siwek 2006). Stosunkowo często dochodzi do nich nad obszarami zurbanizowanymi, gdzie następuje szybka koncentracja spływu powierzchniowego, uwarunkowana znacznym udziałem powierzchni nieprzepuszczalnych (Rodzik, Janicki 2003). W efekcie opadów nawalnych o bardzo dużej wydajności ($\sim$100 $mm \cdot h^{-1}$) występują często katastrofalne, nawet kilkumetrowej wysokości, fale wezbraniowe w rzekach, a odpływ jednostkowy osiąga rekordowe wartości >10 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, zwłaszcza w małych zlewniach, zwykle odwadnianych epizodycznie (Ciepielowski 1970, Ciupa 2002, Michalczyk i in. 2008). Podczas nawalnego opadu o wysokości około 180



Ryc. 7.14. Skutki procesów erozyjnych w zlewni wąwozu koło Kazimierza Dolnego (wg Rodzika 1984, zmienione i uzupełnione)

I. Zmiany powierzchni pól uprawnych wskutek wieloletniej erozji gleb: 1 – erozja silna >0,5 m, 2 – erozja umiarkowana <0,5 m, 3 – erozja słaba i brak, 4 – akumulacja

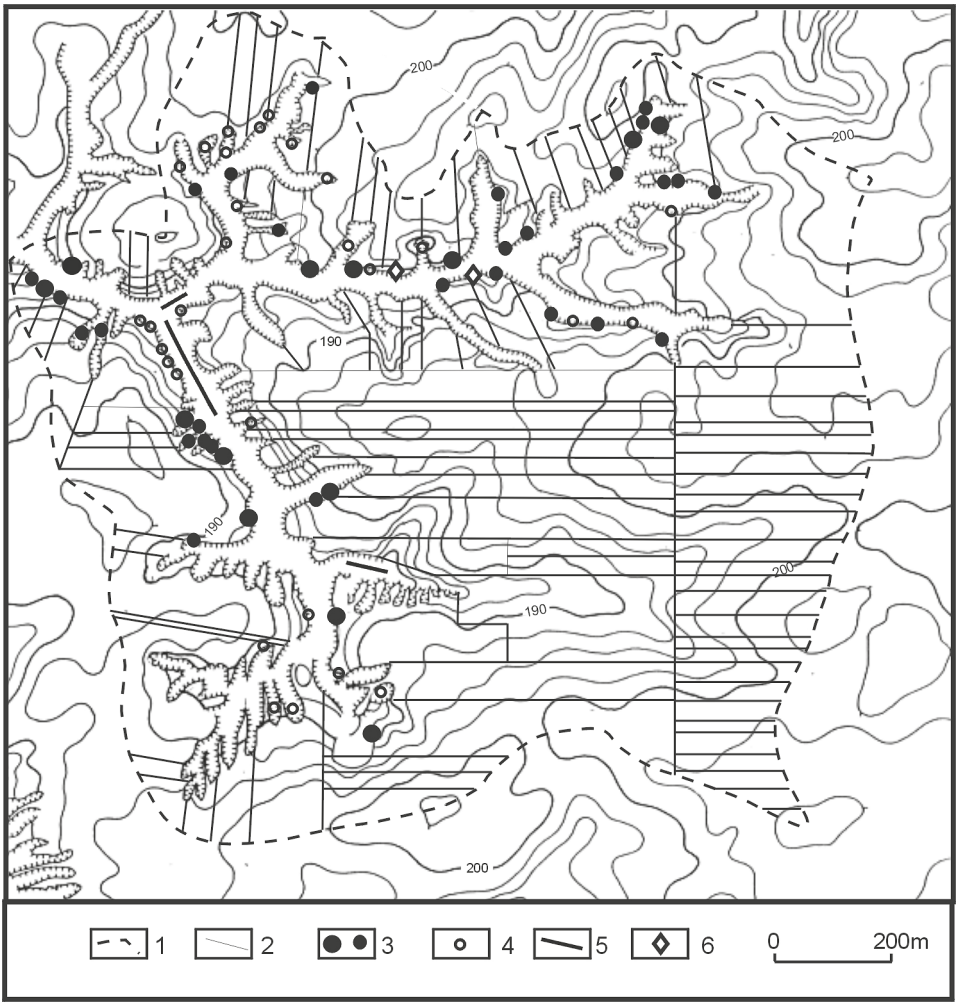
II. Zasięg wąwozu i skutki roztopów w 1979 r.: 1 – górne krawędzie wąwozów (naturalne – linia ciągła, przekształcone przez uprawę – linia przerywana), 2 – osuwiska z 1979 r., 3 – kotły sufozyjne z 1979 r. (aktywne w latach następnych)

III. Skutki ulewy 24 czerwca 1981 r.: 1 – bruzdy erozyjne (<0,5 m), 2 – rozcięcia erozyjne (>0,5 m), 3 – koryta erozyjno-depozycyjne, 4 – ściany podcięć i obrywów, 5 – rozmycia na zboczach, 6 – stożki i pokrywy proluwialne, 7 – ławice kamienisto-żwirowe

mm w okolicy Kaliny Wielkiej na Wyżynie Miechowskiej, w górnej części zlewni Nidzicy (1,98 km^2), wystąpił odpływ jednostkowy około 15 m^3·s^{-1}·km^{-2} (Starkel 1997). Po ulewnym opadzie 20 września 2006 r., w położonej w tym regionie małej zlewni (0,59 km^2) w Pałecznicy, odpływ jednostkowy osiągnął 22 m^3·s^{-1}·km^{-2} (Bryndal i in. 2007). Maksymalny odpływ jednostkowy został natomiast zanotowany w Sułoszowej na Płaskowyżu Ojcowskim podczas opadów w maju 1996 r., gdy ze zlewni o powierzchni 1 km^2 odpłynęło aż 37 m^3·s^{-1}·km^{-2} wody (Niedbała, Soja 1998).

Ulewy o mniejszej wydajności (20–30 mm·h^{-1}) zdarzają się prawie corocznie (Furtak, Rodzik 2007, Janicki i in. 2014, Janicki 2016). Prawdopodobieństwo wystąpienia opadów o wysokości >50 mm wynosi 10%, czyli występują one co 10 lat, jednak nie zawsze ich natężenie przekracza 1 mm·min^{-1} (Rodzik, Janicki

2003). W przypadku opadów o wysokości >100 mm prawdopodobieństwo wynosi 1% (opad stuletni), natomiast dla opadów o wysokości >200 mm prawdopodobieństwo jest szacowane na 0,2% (raz na 500 lat) (Niedźwiedź 1997, Suligowski 2004, 2013). Zauważono wzrost częstości występowania gwałtownych ulew po mroźnych i śnieżnych zimach, zakończonych intensywnymi roztopami (Rodzik, Janicki 2003), skutkujący zwykle nakładaniem się ich efektów geomorfologicznych, co L. Starkel (2003, 2008b) określa jako zgrupowanie zdarzeń



Ryc. 7.15. Aktywne formy erozyjne w zlewni wąwozu w Kol. Celejów (Płaskowyż Nałęczowski) w latach 1996–1999 (wg Rodzika, Zgłobickiego 2000)

1 – granica zlewni, 2 – miedze, 3 – aktywne, rozwinięte formy sufozyjno-eworsyjne (kotły i studnie), 4 – inicjalne formy erozyjne i sufozyjne (bruzdy i kanały), 5 – rozcięcia erozyjne, 6 – osuwiska powstałe podczas roztopów w 1996 r.

ekstremalnych – tzw. *clustering*. Nakładanie się skutków różnych zdarzeń, przede wszystkim gwałtownych ulew i roztopów, podczas kilku – następujących po sobie – lat wilgotnych (Gardziel i in. 1998, Rodzik, Zgłobicki 2000, Gawrysiak i in. 2002, Rodzik, Janicki 2002, 2003, Janicki i in. 2010), zdarzało się w pasie wyżyn mniej więcej co 20 lat. W ostatnim z takich okresów, w latach 1995–2002, zanotowano zwiększenie rocznych sum opadów w wyniku wzrostu częstości deszczów ulewnych (Rodzik i in. 2009, Janicki i in. 2010, Janicki 2014, 2016). W efekcie nastąpiło wyraźne ożywienie procesów erozyjnych w zlewniach epizodycznych (ryc. 7.2), a przede wszystkim wzmożenie erozji wąwozowej (ryc. 7.15). W pozostałym czasie obserwowano natomiast wyraźny spadek aktywności geomorfologicznej (Janicki i in. 2014). W XXI w. nastąpiło skrócenie okresów o niskiej aktywności, gdyż lata 2010–2013 obfitowały w ulewne opady letnie, wyraźnie intensyfikujące m.in. erozję wąwozową (Janicki 2014, 2016, Kociuba i in. 2015).

Oprócz gwałtownych ulew L. Starkel (1986) wyróżnia jeszcze dwa typy efektywnych geomorfologicznie ekstremalnych opadów: deszcze rozlewne oraz sezony opadowe. Deszcze rozlewne obejmują opady ciągłe w strefach frontów atmosferycznych, trwające 2–5 dób, o natężeniu do 10 $mm \cdot h^{-1}$ i sumie opadu 50–150 mm. Są one przyczyną wezbrań w dolinach rzecznych, podczas których rzeki są w stanie przenieść większość rocznego ładunku zawiesiny. Na drugi typ składają się opady w ciągu kilkudziesięciu dni, tworzące tzw. sezony lub pory opadowe, z sumą opadów 200–300 mm lub więcej, co powoduje stałe nasycenie gruntu i wyraźny wzrost intensywności procesów geomorfologicznych (Maruszczak i in. 1992, Kociuba, Stępniewska 2002, Janicki i in. 2010). Przykładem mogą być opady z października 1974 r., które na Wyżynie Lubelskiej spowodowały niezwykłe o tej porze roku powodzie. Rekordowo wysokie opady miesięczne (>200 mm) zadecydowały o ponadprzeciętnej sumie rocznej (ok. 900 mm) i znacznej retencji gruntowej. Wpłynęła ona na zwiększenie przepływów rzecznych i odpływu jednostkowego (>5 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), 3-krotny wzrost ładunku zawiesin oraz 2-krotny roztworów, w następnym roku hydrologicznym (Rodzik 1981, Maruszczak i in. 1992).

Podczas zdarzeń ekstremalnych – zwłaszcza lokalnych ulew – wskaźnik erozji jednostkowej w systemach deluwialnych osiąga kilkaset lub więcej ton z km^2 (tab. 7.7), a w systemach (zlewniach) wąwozowych kilka tysięcy (maksymalnie do 10 000 $t \cdot km^{-2}$). Wielkość obniżenia powierzchni zlewni podczas gwałtownych ulew i roztopów dochodzi do kilku milimetrów na epizod, a więc jest porównywalna ze wskaźnikami średniej rocznej erozji gleb nalessowych na stokach użytkowanych rolniczo (Rodzik, Janicki 2003, Janicki i in. 2010). Duża efektywność erozji podczas tego typu zdarzeń wynika przede wszystkim z jej linijnego oddziaływania oraz znacznej odległości przemieszczania materiału (Janicki 2014, 2016).

W systemie fluwialnym podczas zdarzeń ekstremalnych wielkość jednostkowej denudacji dobowej znacznie przekracza jej średnią wartość roczną. Transport zawiesin decyduje wówczas o rozmiarach całkowitego rocznego transportu. W zlewni Bystrej (36,6 km^2) w latach 1952–1971 wystąpiło 5 zdarzeń ekstremalnych, które zadecydowały o znacznej denudacji mechanicznej w wieloleciu.

Tabela 7.7. Efektywność erozyjna wybranych ulew w odwadnianych epizodycznie zlewniach na Wyżynie Lubelskiej (wg Rodzika, Janickiego 2003)

Wskaźniki	Systemy deluwialne			Systemy erozyjne (wąwozowe)		
Miejsce	Piaski Szlacheckie	Garbów-Gutanów	Zubowice-Komarów	Dzierzkowice	Krasne	Kazimierz Dolny
Data	23.06.1956	16.09.1995	7.05.1997	15.06.1969	23.07.1980	24.06.1981
Wysokość opadu* [mm]	ok. 100	>50 (>70)	ok. 60	ok. 65	65 (100)	101,5
Obszar badań [km^2]	15,7	2,74	39,3	17,1	1,7	10,0
Erozja całkowita [10^3 t]	38,3	3,4	9,4	38,9	ok. 7	ok. 50
Erozja jednostkowa [t·km^{-2}]	2435	1256	239	2290	ok. 4000	ok. 5000
Maks. erozja jedn. [t·km^{-2}]	–	2865	382	3925	-	ok. 10000
Efektywność opadu**	0,014	0,034 (0,024)	0,004	0,035	0,037 (0,024)	0,058
Źródło danych	Maruszczak, Trembaczowski (1958)	Rodzik i in. (1996), Janicki, Zgłobicki (1998)	Janicki i in. (1999)	Buraczyński, Wojtanowicz (1974)	Górniak (1982)	Rodzik (1984)

* w nawiasie podano dobową sumę opadu
** wskaźnik efektywności erozyjnej, wyrażony stosunkiem obniżenia powierzchni terenu do wysokości opadu

W ciągu 7 dni z katastrofalnie wysoką denudacją Bystra przetransportowała ponad 10 000 ton zawiesin, co odpowiada prawie połowie (48,7%) ogólnej masy transportu za całe 20-lecie (Sadurska, Maruszczak 1982). Z kolei udział wezbrań w odpływie rocznym Białej Nidy, mierzony w kilku profilach, wynosił w 1981 r. od 43,6% do 52,8%, zaś w transporcie zawiesin od 61,4% do 70,8% (Ciupa 1991). Podobny udział odpływu rumowiska podczas wezbrań stwierdzono dla zlewni górnego Wieprza w Guciowie w latach 1999–2000 (Kociuba, Stępniewska 2002).

Procesy epizodyczne, szczególnie podczas gwałtownych roztopów, odgrywają dominującą rolę w kształtowaniu równi zalewowej. Cechami charakterystycznymi reliefu epizodycznego są jednak niewielkie rozmiary form i ich efemeryczność (ryc. 7.9). W okresie od kilku do kilkunastu tygodni następuje degradacja większości form efemerycznych wskutek rozbryzgu, spłukiwania, działalności człowieka i zwierząt, a w konsekwencji homogenizacja świeżych osadów powodziowych ze starszymi (Ciupa 1991, Kociuba 2002).

Na terenach zurbanizowanych dominuje szybka, linijna dostawa do koryt rzecznych. W warunkach nadmiernego uszczelnienia podłoża epizodycznie,

podczas letnich opadów konwekcyjnych, pojawia się nadmiar wody, a odpływ jednostkowy może przekraczać 500 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, np. ze zlewni Silnicy w Kielcach. Prowadzi to do przyspieszenia obiegu wody, a średnia prędkość płynięcia w uregulowanych korytach osiąga około 2 $m \cdot s^{-1}$. Następuje przeciążenie sieci drenażu, co wymusza konieczność jej rozbudowy (Ciupa 2009). W małych zlewniach jej gęstość przekracza nawet 40 $km \cdot km^{-2}$, a dróg – 22 $km \cdot km^{-2}$ (Wałek 2019). Z kolei podczas roztopów śródzimowych i wiosennych wezbrania w zlewniach miejskich są spłaszczane przez wydłużenie okresu ablacji. Jest to hydrologiczny efekt przyspieszonego uprzednio tajania pokrywy śnieżnej i parowania w obrębie miejskich dróg, parkingów, terenów zabudowanych itp., powodującego znaczny ubytek zasobów wody zgromadzonej w pokrywie śnieżnej (Ciupa, Suligowski 2020). Np. w zurbanizowanych zlewniach Kielc średni maksymalny odpływ jednostkowy w marcu był w latach 1998–2003 wyraźnie niższy niż w tym samym czasie w sąsiednich zlewniach podmiejskich (Ciupa 2009, 2014).

Roztopy wiosenne (także odwilże zimowe) odgrywają natomiast ważną rolę w przebiegu procesów krasowych. Zachodzący wówczas efekt roztopowy, charakterystyczny dla obszarów krasowych umiarkowanie ciepłej strefy klimatycznej (Tyc 1997a,b), przejawia się intensywnym zasilaniem masywu wodami z topniejącej pokrywy śnieżnej. W okresie gwałtownych roztopów lub po nawalnych

Ryc. 7.16. Okresowe jeziorko krasowe w Kusiętach – przykład krasu reprodukowanego (Płaskowzgórze Częstochowskie) (fot. A. Tyc)

opadach deszczu na obszarach krasu zakrytego dochodzi do pogłębiania się lejów krasowo-sufozyjnych (ryc. 7.16). Odbywa się to na drodze przemieszczania osadów rezydualnych i polodowcowych do wnętrza systemu krasowego (sufozja mechaniczna i erozja podziemna). Takie procesy występują szczególnie intensywnie przy antropogenicznych zmianach obiegu wody na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, obrzeżu Gór Świętokrzyskich oraz na Wyżynie Lubelskiej (Grzybek 1985, Tyc 1989, Dobrowolski 1993, Nowak 1993). W okolicach Kusiąt koło Częstochowy niektóre formy krasowo-sufozyjne, wypełnione okresowo wodą, pogłębiły się w latach 1985–2004 o 2 m (Tyc 2007).

7.3.3. Ocena zmienności procesów geomorfologicznych

Zmienność oddziaływania procesów geomorfologicznych w pasie wyżyn wyraża się głównie poprzez ich sezonowość. Zaznacza się ona zarówno w zmienności natężenia procesów sekularnych, w występowaniu procesów periodycznych, jak i w pojawianiu się spektakularnych procesów epizodycznych. Najwyższą dynamiką większości procesów geomorfologicznych charakteryzuje się przedwiośnie, co jest uwarunkowane tajaniem pokrywy śnieżnej i rozmarzaniem gruntu. Wysoka aktywność geomorfologiczna przedłuża się na wczesną wiosnę (do połowy maja), ze względu na retencję gruntową wody oraz zabiegi uprawowe powodujące erozję agrotechniczną i wzmagające podatność gleby. Do późnego lata większość procesów wykazuje – w sprzyjających warunkach pogodowych – znaczną aktywność, która ulega osłabieniu w pełni wegetacji. Jednak w całym tym okresie może wystąpić spektakularna erozja wodna o ekstremalnym natężeniu. Od połowy września do lutego włącznie – w okresie jesieni, przedzimia i zimy – aktywność większości procesów słabnie lub zamiera (ryc. 7.10).

Udział procesów sekularnych, periodycznych i epizodycznych w modelowaniu rzeźby wyżyn jest, według H. Maruszczaka (1986), podobny. Zważywszy na zróżnicowaną podatność różnych typów litologicznych wyżyn na różne procesy, trudno podjąć dyskusję z tym ogólnym stwierdzeniem. Wyżyny zbudowane ze skał krasowiejących przekształcane są głównie przez sekularne procesy geochemiczne. Z kolei w typie aluwialnym, a zwłaszcza w podtypie fluwialnym, dominuje, ze względu na niemal coroczne występowanie wezbrań roztopowych, periodyczne przekształcanie koryt i równin zalewowych. W pozostałych typach litologicznych wzrasta rola procesów epizodycznych, jednak w poszczególnych systemach stokowych występują wyraźne różnice jakościowe i ilościowe. W systemach deluwialnych, za tendencję do planacji (przemieszczanie dużej masy na małe odległości) odpowiadają przede wszystkim procesy sekularne (zwłaszcza erozja agrotechniczna), a w mniejszym stopniu procesy epizodyczne (zmyw powierzchniowy podczas gwałtownych ulew). Wynoszenie materiału zachodzi tu głównie podczas roztopów, które w większości należałoby zaliczyć do zjawisk periodycznych. Inaczej jest w systemach erozyjnych, w których procesy sekularne odgrywają rolę znikomą, podczas roztopów odbywa się głównie przestrzenny rozwój wąwozów, natomiast pogłębianie i wyprzątanie zachodzi podczas gwałtownych ulew.

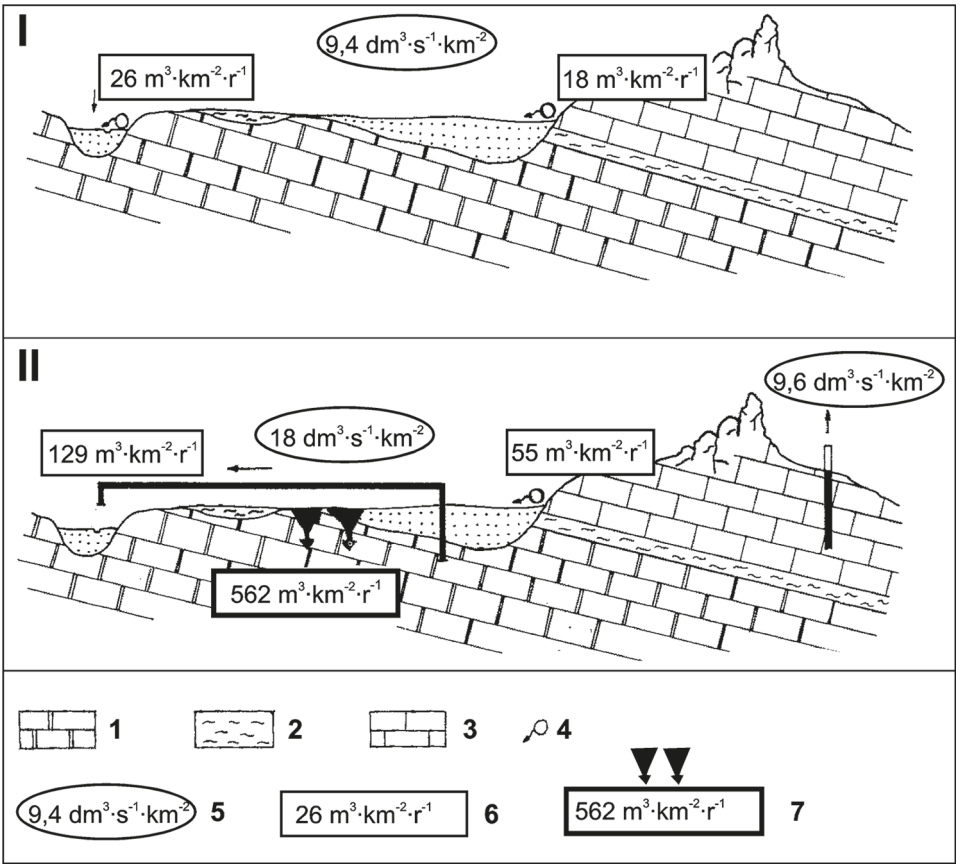
Zauważono, że kilkuletnie okresy o zwiększonej częstości występowania deszczów ulewnych i intensywnych roztopów (u schyłku lat: 50., 70. i 90. XX w.) korespondują z cyklem zmian cyrkulacji atmosferycznej nad północnym Atlantykiem, określonym jako *NAO* (*North Atlantic Oscillation*). Wymienione okresy wysokiej aktywności geomorfologicznej lokowały się – w cyklu *NAO* – w fazach postmaksymalnego spadku rocznych wartości tego wskaźnika. Niskie wartości *NAO* odzwierciedlają słabe wykształcenie Niżu Islandzkiego i Wyżu Azorskiego, co skutkuje osłabieniem cyrkulacji strefowej nad Europą oraz wzrostem częstości cyrkulacji południkowej i związanych z nią anomalii pogodowych (Wibig 2000).

Oscylacja północnoatlantycka wpływa zwłaszcza na długość i mroźność zim (Marsz 1999). Obliczony tylko dla okresów zimowych wskaźnik *NAO* jest – w przypadku zim przeciętnych i łagodnych – przeważnie dodatni, natomiast ujemny – podczas zim ostrych, zwłaszcza tych skutkujących efektywnymi roztopami. Występujące w drugiej połowie XX w. cztery zimy, zakończone szczególnie gwałtownymi roztopami: 1955/56, 1963/64, 1978/79 oraz 1995/96, charakteryzowały się wybitnie ujemnym wskaźnikiem *NAO* – od –1,0 do –2,33 (Janicki 2002). Zwraca uwagę coraz rzadsze ich występowanie, odpowiednio po: 8, 15 i 17 latach. Zakładając utrzymanie się tej tendencji, po 2020 r. należy oczekiwać kolejnego, kilkuletniego okresu z większą częstością zjawisk ekstremalnych i procesów epizodycznych, zainicjowanego mokrą jesienią i surową zimą, zakończoną ekstremalnymi roztopami.

7.4. Kierunki rozwoju rzeźby Wyżyn Polskich w warunkach antropopresji

W pasie Wyżyn Polskich w bilansie denudacyjnym zlewni rzecznych dominuje denudacja chemiczna. Jest to jednak proces sekularny, mało zmienny i stosunkowo słabo zróżnicowany, więc efekty jego oddziaływania widoczne są dopiero w bardzo długiej skali czasu. Nawet na obszarach zbudowanych ze skał krasowiejących, takich jak: gipsy, wapienie i kreda pisząca, tempo obniżania powierzchni jest nieznaczne – również na terenach intensywnej chemicznej degradacji środowiska – i wynosi zaledwie od kilku milimetrów do kilku centymetrów na 1000 lat (Maruszczak 1988, Pulina 1992, 1997). Nieco intensywniej przebiega ługowanie we wnętrzu masywów skał krasowiejących, prowadząc do poszerzania dróg krążenia wód podziemnych i rozwoju podziemnych próżni (Tyc 1997a).

Jedną z istotnych, długookresowych tendencji współczesnych przekształceń rzeźby na obszarach zbudowanych ze skał krasowiejących (z wyjątkiem gipsów) jest odpreparowywanie (ekshumacja) rzeźby preglacjalnej. W procesie tym dominujące znaczenie mają następujące czynniki: obniżanie się bazy erozyjnej wskutek odgrzebywania dolin z osadów plejstoceńskich, antropogeniczne obniżanie poziomu wód gruntowych wskutek eksploatacji wód podziemnych i surowców mineralnych, intensywne roztopy wiosenne i ekstremalne opady deszczu. Procesy prowadzące do odsłonięcia skalnego podłoża spod pokrywy luźnych osadów glacigenicznych i peryglacjalnych powodują powstawanie form krasu



Ryc. 7.17. Wpływ eksploatacji rud cynku i ołowiu oraz wód podziemnych w rejonie Olkusza na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej na natężenie procesów denudacyjnych (wg Tyca 1997a)

I – w warunkach naturalnych; II – w warunkach sztucznego drenażu pod wpływem górnictwa i zmian składu chemicznego wód: 1 – seria węglanowa triasu, 2 – seria ilasta górnego triasu i dolnej jury, 3 – seria węglanowa jury, 4 – źródła, 5 – wielkość odpływu jednostkowego, 6 – wielkość denudacji chemicznej, 7 – natężenie procesów zapadliskowych w latach 1970–1990

reprodukowanego: lejów, niecek i rynien, wykształconych w osadach przykrywających skały węglanowe. Na obszarach wapiennych zachodzi opróżnianie form krasu podziemnego z wewnętrznych osadów. Nasila się tu osiadanie lub zapadanie się gruntu w miejscach występowania krasu zakrytego, gdzie intensywnie prowadzona jest gospodarka człowieka (ryc. 7.17). Procesy te w coraz większym stopniu utrudniają zagospodarowanie terenów krasowych, szczególnie na Wyżynie Częstochowskiej (Tyc 1997a, 2009).

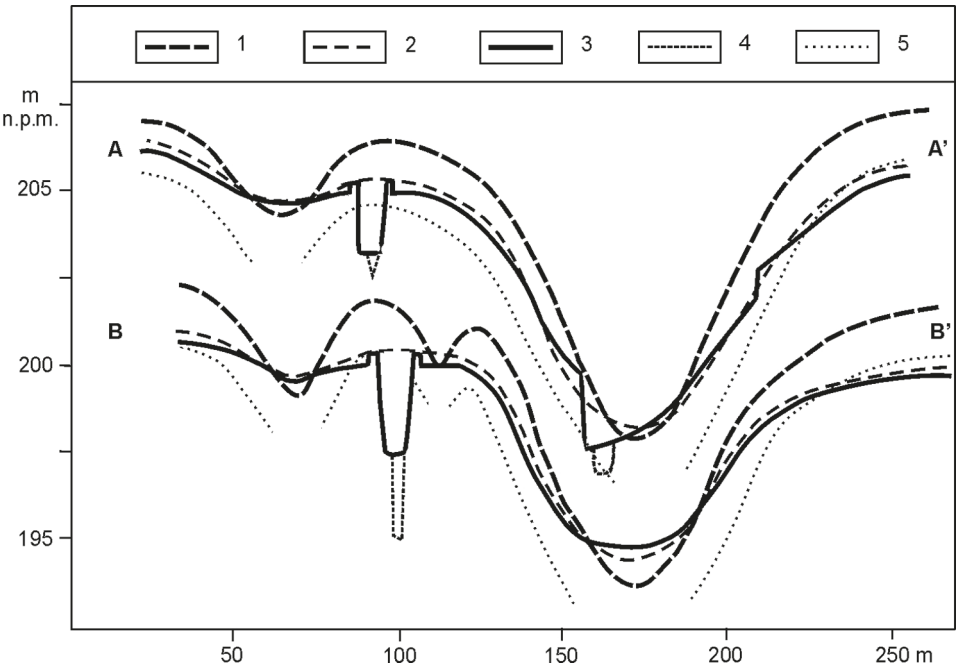
Współcześnie modelowanie powierzchni obszarów wyżynnych uwarunkowane jest więc przede wszystkim przez użytkowanie terenu, a to z kolei przez

zróżnicowanie jego cech naturalnych, głównie geologiczno-geomorfologicznych, w mniejszym stopniu klimatycznych. Na obszarach rolniczych materiałowi odprowadzanemu z małych zlewni rzecznych w postaci jonowej dorównuje wielkością ilość materiału uruchamianego mechanicznie w ich obrębie. Na stokach, po uwzględnieniu takich procesów, jak rozbryzg, spłukiwanie i żłobienie, a zwłaszcza erozja uprawowa, maksymalne sumaryczne natężenie denudacji mechanicznej jest wielokrotnie większe i dochodzi lokalnie nawet do 10 $kg \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$, co odpowiada 10 000 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (Zgłobicki 2002). W niewielkim stopniu znajduje to odzwierciedlenie we wskaźnikach denudacji mechanicznej, opartych na pomiarach transportu rzecznego, ponieważ tylko mała część uruchomionego materiału stokowego dociera do koryt rzecznych. Wskazuje to na słabą łączność użytkowanych rolniczo wyżynnych systemów stokowych z systemami fluwialnymi, nawet w czasie ekstremalnych zdarzeń (Maruszczak i in. 1992, Rodzik, Janicki 2003, Janicki i in. 2010, Janicki 2014, 2016). Należy jeszcze raz podkreślić, że zarówno zróżnicowanie, jak i natężenie procesów geomorfologicznych na obszarach zurbanizowanych i uprzemysłowionych jest wielokrotnie większe niż w systemach mniej przekształconych antropogenicznie (Ciupa 2009). W zachodniej części pasa wyżyn – zwłaszcza na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej Południowej – wskaźniki denudacji mechanicznej są do kilkuset razy wyższe niż w warunkach naturalnych, szczególnie na terenach eksploatacji węgla kamiennego w Zagłębiu Górnośląskim, gdzie wynoszą od 17 do 60 $mm \cdot a^{-1}$ (Żmuda 1973, Jania 1983, Dulias 2007, 2013).

7.4.1. Ewolucja systemów stokowych pod wpływem denudacji antropogenicznej

W systemach stokowych tendencje rozwoju rzeźby można rozpatrywać w różnych przedziałach czasowych. W krótkiej skali (1 roku) najsilniej zaznaczają się skutki procesów epizodycznych, głównie zmywu powierzchniowego. Na obszarach leśnych, z wyjątkiem zlewni wąwozowych, jego rola ogranicza się praktycznie do linii koncentrujących spływ powierzchniowy. Procesy erozji i akumulacji występują tam przede wszystkim na drogach leśnych i szlakach zrywkowych (Janicki 2002, Dobek i in. 2011). Generalnie zbiorowiska leśne konserwują jednak rzeźbę odziedziczoną po morfogenezie peryglacjalnej, o czym świadczą pełne profile gleb rozwijających się od schyłku ostatniego glacjału (Kowalkowski 1991, Superson i in. 2014).

Na obszarach użytkowanych rolniczo skutki zmywu powierzchniowego zaznaczają się w obrębie wszystkich elementów rzeźby. Powierzchnie wierzchowinowe oraz ich łagodne skłony obniżane są nieznacznie, dużo silniej degradowane są stoki. Niekiedy degradacja obejmuje cały stok, w tym także stok wypukły (garb wododziałowy) z tendencją do jego cofania (ryc. 7.18). Najsilniej przekształcane są jednak elementy stoku koncentrujące spływ, takie jak osie niecek i małych dolin erozyjno-denudacyjnych. W pasie o szerokości do kilku metrów ich jednorazowe obniżenie może osiągać kilkanaście centymetrów, a lokalnie (poniżej miedz) nawet kilkanaście decymetrów. U podnóży stoków, zwłaszcza u wylotu

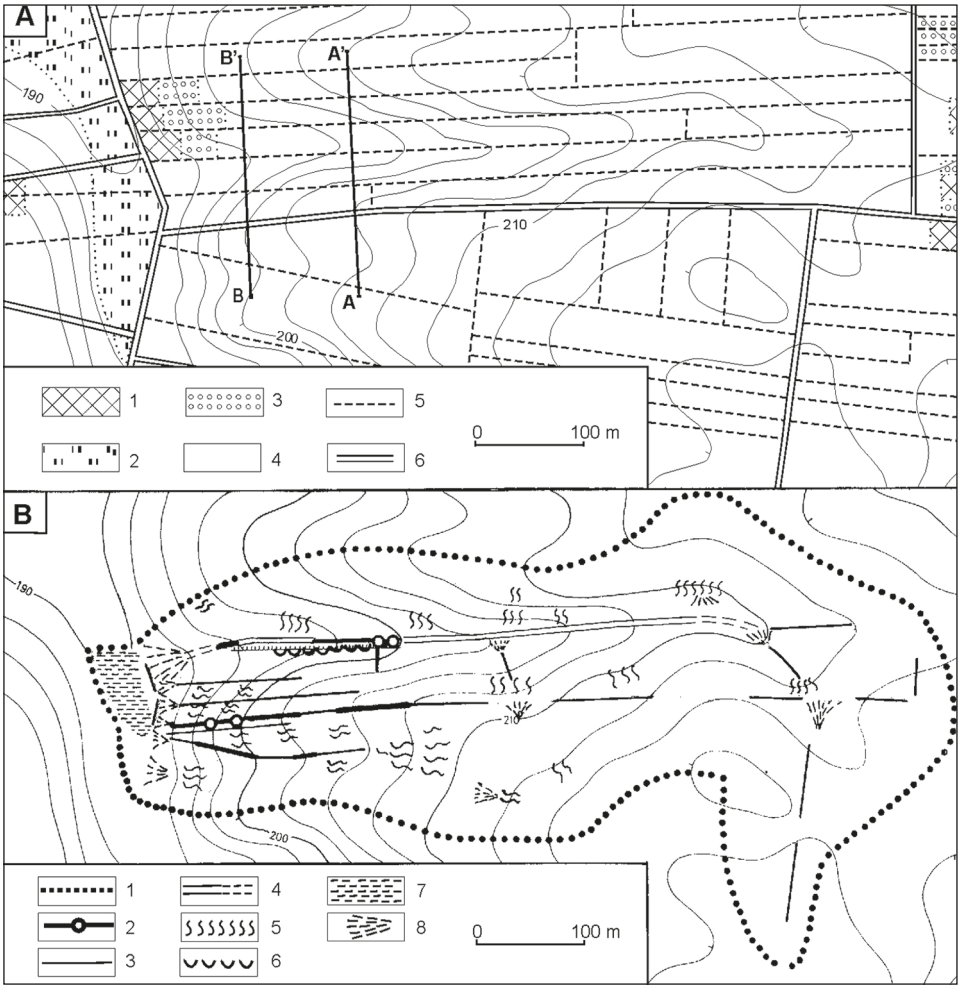


Ryc. 7.18. Geomorfologiczne skutki denudacji antropogenicznej w erozyjno-denudacyjnym podtypie rzeźby lessowej (Kol. Gutanów) (wg Janickiego i in. 2002); przekroje: A–A' – w środkowym, B–B' – w dolnym odcinku doliny nieckowatej

1 – powierzchnia pierwotna (średniowiecze), 2 – powierzchnia w pierwszej połowie XX w. przed komasacją i parcelacją gruntów (efekt długoskalowy), 3 – powierzchnia współczesna (efekt średnioskalowy), 4 – formy efemeryczne po gwałtownej ulewie 16 września 1995 r. (efekt krótkoskalowy), 5 – poziom odwapnienia

omawianych form dolinnych, deponowany materiał nadbudowuje dna dolin wyższej rangi (ryc. 7.19). Masa materiału wyniesionego na dalszą odległość jest relatywnie mała (Rodzik i in. 1996, 1998, Janicki, Zgłobicki 1998, Janicki i in. 1999, 2010, Janicki 2014, 2016).

Rzeźbotwórcza rola procesów epizodycznych w średniej skali czasowej (dziesiątków lat) zwykle maleje na rzecz procesów sekularnych, przede wszystkim erozji uprawowej. Skutki jej oddziaływania podobne są do roli soliflukcji w warunkach peryglacjalnych. W obu przypadkach przemieszczana jest cała warstwa powierzchniowa na odległość kilku lub kilkunastu centymetrów (Rejman 2006). Podobne są też efekty morfologiczne, generalnie zarówno soliflukcja, jak i erozja uprawowa prowadzą do planacji, jednak materiał może być zatrzymywany przez lokalne bazy denudacyjne na stoku. Rolę taką pełnią miedze i granice użytków. Akumulacja materiału powyżej miedzy oraz usuwanie poniżej prowadzi do tworzenia się skarp uprawowych i teras rolnych. Na stokach lessowych o nachyleniu przekraczającym 10° skarpy mogą dochodzić nawet do 4 m wysokości (Ziemnicki 1959, Zgłobicki 1998a). Przekształcanie stosunkowo krótkich (50–200 m)



Ryc. 7.19. Wpływ układu pól i dróg na transformację systemu stokowego w Kol. Gutanów (Płaskowyż Nałęczowski) podczas gwałtownej ulewy 16 września 1995 r. (wg Rodzika i in. 1996, zmienione)

A – użytkowanie ziemi: 1 – zabudowa, 2 – pastwiska, 3 – sady, 4 – pola uprawne, 5 – miedze, 6 – drogi; lokalizacja przekrojów A–A' i B–B' zamieszczonych na ryc. 11

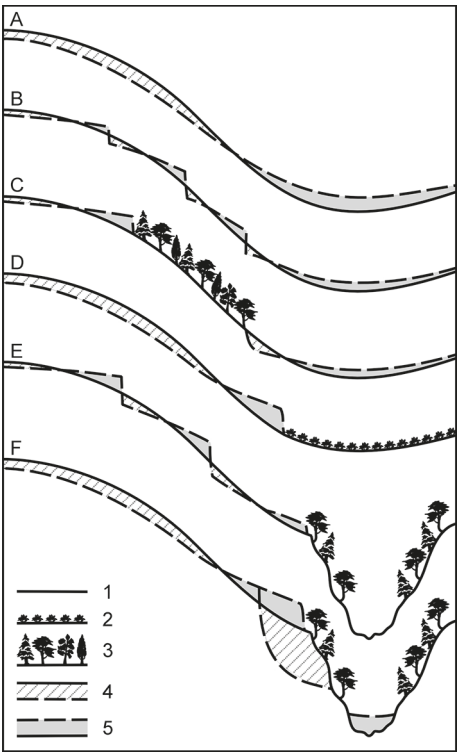
B – epizodyczne formy rzeźby: 1 – dział wodny subzlewni, 2 – rozcięcia i kotły erozyjno-eworsyjne, 3 – bruzdy erozyjne, 4 – epizodyczne koryta erozyjne (linia ciągła) i transportowe (linia przerywana), 5 – strefy intensywnego spłukiwania, 6 – odkłucia na skarpie terasy rolnej, 7 – pokrywy proluwialne, 8 – stożki deluwialne

i stromych (5–15°) stoków wyżynnych, które dominują zwłaszcza w typie rzeźby lessowej, może być wielokierunkowe (przeważnie zachodzi spłaszczanie lub terasowanie) i zależy od użytkowania ziemi, układu pól i kierunku orki (ryc. 7.20). Głównym czynnikiem modelującym jest erozja uprawowa, a zmyw

powierzchniowy odgrywa rolę wspomagającą (Rodzik, Janicki 2002).

Dominującym kierunkiem rozwoju większości terenów wyżynnych w dłuższej skali czasowej (setek lat) jest planacja. Szczególnie w typie rzeźby drobnopromiennej, jak na obszarach lessowych, do jej wyrównywania przyczynia się głównie erozja uprawowa (Rodzik 2001). Obniżaniu podlega większość powierzchni stoków, a także wypukłe elementy rzeźby: kulminacje i skłony wierzchowin oraz garby wododziałowe (ryc. 7.18). Nadbudowywane są natomiast elementy wklęsłe: zagłębienia bezodpływowe, niecki, podnóża stoków i dna dolin w tempie do kilku milimetrów rocznie (Janicki i in. 2002, Zgłobicki 2002, Zgłobicki, Rodzik 2007). Powoduje to zmniejszanie deniwelacji, które w obrębie zlewni suchych dolin mogą zostać zredukowane w ciągu 100–200 lat o 10% (Rejman i in. 2005), natomiast w obrębie zagłębień bezodpływowych, gdzie może dojść do inwersji rzeźby, nawet o 100% (Rejman i in. 2014, Rodzik i in. 2014b).

W suchych dolinach generalnie przeważa transport poprzeczny nad podłużnym – dna ich ulegają więc agradacji. Tę tendencję potwierdzają profile glebowe, nadbudowane deluwiami o cechach diamiktonu rolnego (Mącik, Wojtanowicz 1977, Turski i in. 1987, Klimowicz 1993, Rejman i in. 2014, Rodzik i in. 2014b). W szczególnych przypadkach dna suchych dolin mogą być jednak rozcinane (ryc. 7.19). Następuje to przy wyjątkowo sprzyjającym erozji układzie pól oraz przebiegu miedz i dróg gruntowych, gdyż katalizatorem erozji wgłębnej są antropogeniczne formy rzeźby, takie jak: skarpy uprawowe oraz terasy i wały drogowe (Janicki i in. 2002, Rodzik, Janicki 2002, Janicki 2014, 2016). System deluwialny może przejść



Ryc. 7.20. Główne kierunki współczesnego rozwoju stoków wyżynnych (zboczy dolin erozyjno-denudacyjnych) w zależności od struktury użytkowania i układu pól

A – spłaszczanie (pole uprawne o układzie wzdłużstokowym), B – terasowanie (pola uprawne o układzie poprzecznostokowym), C – zestramianie (las, powyżej i poniżej pola o układzie poprzecznostokowym), D – spłaszczanie z terasą podstokową (pole o układzie wzdłużstokowym, u podnóża łąka lub nieużytek), E – terasowanie (pola o układzie poprzecznostokowym, u podnóża rozcinana krawędź zalesionego wąwozu), F – spłaszczanie i rozcinanie (pole o układzie wzdłużstokowym, u podnóża krawędź zalesionego wąwozu); 1 – pole uprawne, 2 – łąka lub nieużytek, 3 – las, 4 – erozja, 5 – akumulacja

wówczas w system erozyjny – wąwozowy. Współcześnie zdarza się to jednak bardzo rzadko, zwykle podczas zmiany formy gospodarowania, gdyż w warunkach intensywnego użytkowania (np. rolniczego) człowiek, poprzez szybką likwidację form efemerycznych, skraca wielokrotnie okres relaksacji. Poza tym rozcięcie predysponowanych ku temu systemów deluwialnych dawno już nastąpiło.

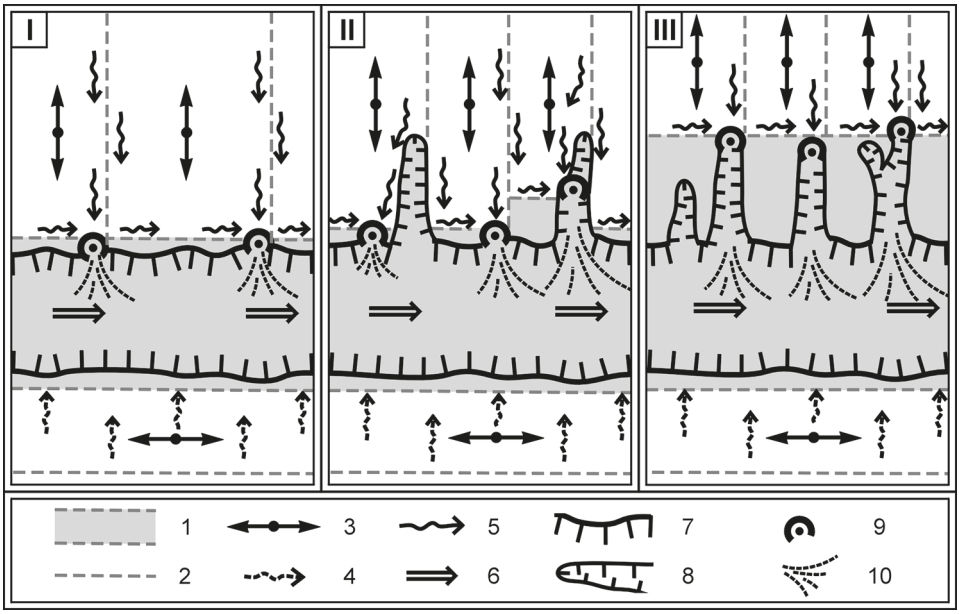
Erozja wąwozowa mogła rozpocząć się już w czasach prehistorycznych (Rodzik 2010, Dotterweich i in. 2012), jednak większość współczesnych systemów erozyjnych powstała w ostatnim tysiącleciu (Maruszczak 1986, Buraczyński 1989/90, Śnieszko 1995, Superson i in. 2014). Na podstawie średnich wymiarów wąwozów (Maruszczak 1973, Buraczyński 1977) oszacowano średnie roczne tempo historycznej erozji wąwozowej na około 120 $m^3 \cdot km^{-2}$ na obszarach średnio rozciętych (ok. 2 $km \cdot km^{-2}$) oraz 600 $m^3 \cdot km^{-2}$ na obszarach rozciętych najsilniej (ok. 10 $km \cdot km^{-2}$). Wielkości te mają jedynie charakter orientacyjny, gdyż skutki erozji wskazują, że natężenie jej było zmienne (Zgłobicki i in. 2003, Schmitt i in. 2006). Trudne do oceny jest także tempo współczesnej erozji wąwozowej, gdyż badania stacjonarne obejmują zbyt krótki okres. W stosunkowo spokojnych latach 2003–2006 ze zlewni aktywnego wąwozu lessowego na Płaskowyżu Nałęczowskim odpływało średnio około 25 $m^3 \cdot km^{-2}$ rumowiska rocznie (Rodzik i in. 2009), głównie podczas roztopów. Znacznie więcej materiału było wtedy deponowane w dnie wąwozu, natomiast podczas ulew większość materiału była wynoszona poza zlewnię (Kociuba i in. 2015). Skutki ulew były jednak nieznaczne, gdyż w tych latach nie wystąpiły deszcze nawalne, które powodują rozcinanie den wąwozów i odpływ rumowiska ze zlewni wąwozowych rzędu 3000–7000 $m^3 \cdot km^{-2}$ (Buraczyński, Wojtanowicz 1974, Rodzik 1984, Rodzik, Janicki 2003). Rozcinanie dna tego wąwozu obserwowano w latach 1997 i 1999 (Zgłobicki 2002). Zaznaczyła się wówczas ogólna tendencja do stopniowego wyprzątania materiału, nagromadzonego w dnach wąwozów, m.in. w pierwszej połowie XX w., wskutek rozwoju form bocznych. Jeszcze fotografie z połowy XX w. dokumentują sprzyjające warunki ich rozwoju wobec braku zadrzewień i zakrzewień na krawędziach (zob. Klatkowa 1958). Od tego czasu stopniowo zaprzestano wycinki drzew i krzewów na krawędziach wąwozów, zaniechano też wypasu bydła w wąwozach, co umożliwiło w nich rozwój biocenoz, głównie grądowych. Znacznie ograniczyło to przestrzenny rozwój wąwozów (Rodzik 2010).

Obecnie systemy wąwozowe są opanowane przez roślinność leśną i w większości ustabilizowane, jednak rolnicze użytkowanie ich zlewni powoduje uaktywnienie niektórych utrwalonych wcześniej form i rozwój nowych (Rodzik i in. 2009, Kociuba i in. 2014, 2015). Współczesny rozwój wąwozów determinowany jest przez strukturę agrarną w zlewni, a przede wszystkim przez takie jej elementy, jak rozłóg pól, rodzaj upraw oraz kierunek orki. Zależność od kierunku uprawy pól powyżej krawędzi wąwozu wykazują zwłaszcza formy erozyjno-sufozyjne (ryc. 7.13). Poniżej pól o uprawie wzdłużstokowej rozwija się po gwałtownych roztopach nawet do 15 razy więcej kotłów eworsyjno-sufozyjnych niż w przypadku uprawy poprzecznostokowej (Gardziel, Rodzik 2005). Relacja ta zmniejsza się w okresach o dużej częstości letnich ulew, kiedy powstają nowe formy także

Ryc. 7.21. Skutki spływu z pola sadzonek porzeczki (tzw. sztobrów), położonego na „cuplu" między wąwozami (Kol. Celejów, Płaskowyż Nałęczowski) (fot. J. Rodzik)

poniżej pól o uprawie poprzecznostokowej, są one jednak nieliczne i nie osiągają dużych rozmiarów (Rodzik, Zgłobicki 2000). Zwykle ulegają one szybko stabilizacji lub nawet mogą zanikać w okresach o małej częstości zdarzeń ekstremalnych i przerwach dłuższych niż okres ich relaksacji. Jednak nawet w okresach stosunkowo stabilnych pod względem geomorfologicznym mogą rozwijać się kotły eworsyjno-sufozyjne na krawędziach wąwozów poniżej nowo założonych sadów i plantacji krzewów jagodowych (Rodzik i in. 2009). Te wieloletnie uprawy, w zasadzie stabilizujące powierzchnię, w pierwszych latach funkcjonowania warunkują częsty i intensywny spływ powierzchniowy (ryc. 7.21).

Niezależnie od struktury upraw, wzdłużstokowy (prostopadły do wąwozów) układ pól uprawnych sprzyja ukierunkowaniu i koncentracji na krawędziach wąwozów spływu powierzchniowego, co skutkuje ich rozcinaniem (ryc. 7.22). Między bocznymi rozcięciami pozostają tzw. cuple, predysponowane do koncentracji spływu wzdłuż krawędzi wąwozów, ich dalszego rozcinania i formowania charakterystycznego zespołu rozdołów (*badlands*). Jest to często uwarunkowane rozdrobnieniem pól przez podziały spadkowe. Jednostronne rozcięcie krawędzi wąwozu przez rozdoły tworzy układ grzebieniasty, natomiast obustronne – pierzasty. Cały system wąwozowy naśladuje zwykle dendrytyczny układ doliny



Ryc. 7.22. Wpływ układu pól i podziału spadkowego na rozcinanie krawędzi wąwozu (oprac. Rodzik 2008)

I – faza wyjściowa, II – faza „cupli", III – faza rozdołów (badlands); 1 – las, 2 – granice pól (miedze i granica polno-leśna), 3 – kierunki uprawy (orki), 4 – kierunki spływu rozproszonego, 5 – kierunki spływu skoncentrowanego uwarunkowane uprawą, 6 – kierunek spadku dna wąwozu, 7 – krawędzie wąwozu, 8 – boczne rozcięcia, 9 – kotły eworsyjno-sufozyjne, 10 – stożki proluwialne

erozyjno-denudacyjnej, w którą jest włożony. Niekiedy jednak, wskutek rozwoju zdziczałych wąwozów drogowych, powstałych w procesie rozcinania i przenoszenia dróg gruntowych, poprowadzonych z dna suchej doliny na wierzchowinę, wąwozy tworzą układ widlasty. Z kolei poprowadzenie dróg garbami zboczowymi zaowocowało układami wachlarzowatymi (Rodzik 2006). Takie układy wąwozów o genezie drogowej występują w pobliżu dawnych ośrodków handlowych, np. Kazimierza Dolnego, gdzie stanowią nawet 1/3 ogólnej długości rozwiniętej sieci wąwozowej (Gardziel, Rodzik 2001), mogą także tworzyć systemy o zagęszczeniu kilku kilometrów na kilometr kwadratowy (Superson i in. 2014).

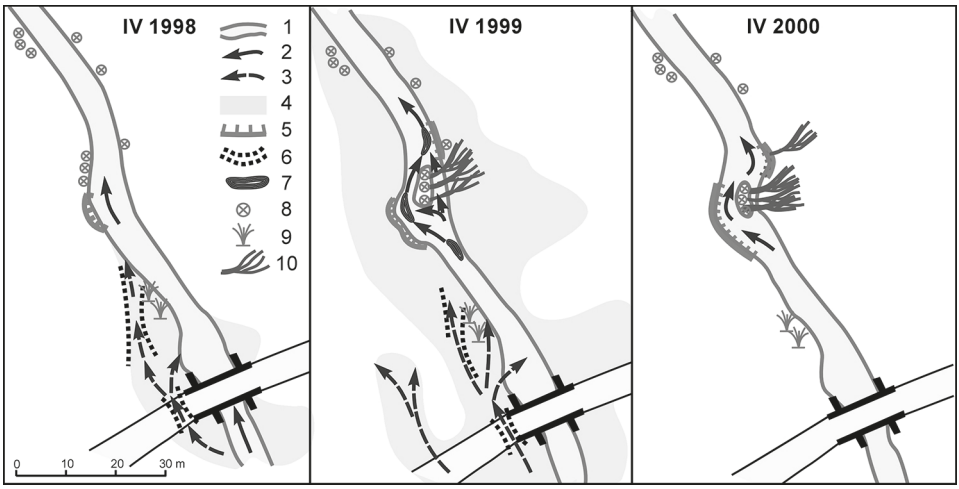
7.4.2. Współczesna ewolucja den dolin rzecznych

W pasie Wyżyn Polskich dominują doliny stare (plejstoceńskie), których zasadniczy rozwój zakończył się u schyłku vistulianu. Ich profil podłużny jest przeważnie wyrównany, a spadki wynoszą 1–3‰. Natomiast w profilu poprzecznym zaznacza się wyraźnie wykształcony system teras erozyjnych i akumulacyjnych, które dokumentują zmiany systemu fluwialnego w plejstocenie i holocenie. W najmłodszą terasę plejstoceńską włożone są holoceńskie równie zalewowe, zbudowane

przeważnie z osadów piaszczystych i mułkowych, rzadziej z osadów biogenicznych (torfów). Współcześnie dna dolin są przeważnie kształtowane przez rzeki meandrujące, które wielokrotnie w holocenie przerabiały własne aluwia w wyniku lateralnej migracji koryt (Ciupa 1991, Kociuba, Brzezińska-Wójcik 1999, Krupa 2013, Kalicki i in. 2018).

W strefach krawędziowych pasa wyżyn oraz w Górach Świętokrzyskich występują miejscami doliny młode, uformowane w holocenie – z reguły są to odmłodzone odcinki dolin starszych. Ich erozyjny charakter wiązany bywa z pionowymi ruchami skorupy ziemskiej, np.: strefy krawędziowej Roztocza (Jahn 1956, Buraczyński 1984, 1997, Brzezińska-Wójcik 1996, Brzezińska-Wójcik, Superson 2004), regionu świętokrzyskiego (Sołtysik 2000, 2002) oraz Wyżyny Wieluńskiej (Kraużlis 1975, Fajer 2004). W wyniku erozji wgłębnej rzeki odpreparowują i rozcinają wychodnie płytko zalegających skał młodokenozoicznych i późnomezozoicznych, sporadycznie też starszych (Jahn 1956). Profile podłużne tych rzek są przeważnie nieregularne z wieloma załomami, nawiązującymi do zróżnicowanej odporności skał podłoża (Sołtysik 2000, Buraczyński 2002). W strefach krawędzi pasa wyżyn i kotlin podkarpackich lokalnie występują przemiennie odcinki meandrujące o niewielkich spadkach i odcinki proste, których spadki mogą osiągać wartości charakterystyczne dla rzek górskich. W Górach Świętokrzyskich udokumentowano liczne przypadki tendencji rzek do prostowania koryta, szczególnie w odcinkach przełomowych takich rzek, jak: Lubrzanka, Warkocz i Bobrza (Kowalski 1998, Sołtysik 2002). Podobne zjawisko stwierdzono na Roztoczu (Kociuba 2002) oraz na Płaskowyżu Wieluńskim, w dolinach Warty i Liswarty (Fajer 2004). Powyżej większości przełomów w Górach Świętokrzyskich oraz w Niecce Nidziańskiej wytworzyły się równiny akumulacyjne, współcześnie nadbudowywane osadami biogeniczno-mineralnymi (Sołtysik 2000, 2002). Zmniejszenie spadków w strefach przedprzełomowych, uwarunkowane zróżnicowaną litologią i odpornością skał podłoża, może prowadzić do lokalnego występowania rozwinięcia wielokorytowego (anastomozy) na kilkukilometrowych odcinkach den dolin (Sołtysik 2000, 2002, Fajer 2004).

Znaczący wpływ na funkcjonowanie systemów dolinnych i przebieg procesów fluwialnych miała regulacja koryt rzecznych, dokonana w XIX i XX w. (Łoś 1980, Kociuba 2006). Najwcześniejsze prace polegały na skracaniu zakoli – lokalnie formowano całkowicie sztuczne odcinki koryt. Prace regulacyjne ponowiono w latach 60. XX w. – pogłębiano dna koryt, a ich brzegi wzmacniano faszyną (Pałys 1971). W końcu XX w. zaniechano lub ograniczono zakres prac regulacyjnych, melioracyjnych i konserwacyjnych. Współcześnie w uregulowanych korytach zaznaczają się dwie przeciwstawne tendencje: 1) utrwalanie antropogenicznych koryt przez ponawianie prac hydrotechnicznych – głównie na terenach zurbanizowanych i uprzemysłowionych; 2) renaturyzacja koryt uregulowanych, które przekształcają się w koryta kręte i meandrujące – głównie na terenach o ekstensywnej gospodarce rolnej. W pasie Wyżyn Polskich możemy więc wyróżnić koryta rzeczne (lub ich odcinki) naturalne lub seminaturalne oraz koryta sztuczne. Koryta sztuczne różnicuje stopień antropogenicznego przekształcenia,



Ryc. 7.23. Transformacja uregulowanego koryta prostego w poregulacyjne koryto kręte przy wysokich stanach wody na przykładzie Wieprza w Guciowie na Roztoczu (wg Kociuby 2002, zmienione)

1 – koryto, 2 – nurt, 3 – kierunki przepływu wód pozakorytowych, 4 – zasięg wód powodziowych, 5 – aktywne podcięcia brzegu, 6 – kanały przepływów pozakorytowych, 7 – plosa, 8 – drzewa, 9 – krzewy, 10 – zwalone drzewa

od prostowania biegu przez odcinanie zakoli lub budowę sztucznych, prostych odcinków (w miastach często w formie zasklepionych kanałów), do formowania koryt krętych o założonych parametrach geometrycznych (głównie w drugiej połowie XX w.). Koryta regulowane w XVIII i XIX w., wzmacniane faszyną, w których nie ponawiano prac hydrotechnicznych, podlegają renaturyzacji (Kociuba 2006) i stopniowo powracają do naturalnych parametrów geometrycznych jako koryta seminaturalne (ryc. 7.23). Koryta skanalizowane (na terenach zurbanizowanych), których parametry geometryczne utrwalone zostały np. przez wybetonowanie dna i brzegów, pozostają stabilne (Ciupa 2001).

Tendencję rozwoju den dolin na obszarach użytkowanych rolniczo można przedstawić na przykładzie doliny Belnianki, w której nastąpiła agradacja miąższej serii osadów facji powodziowej w postaci mad pylasto-ilastych i piaszczystych. Zawężenie strefy migracji koryta, które nastąpiło m.in. wskutek nadbudowywania wałów przykorytowych, prowadzi w efekcie do względnego wzrostu jego głębokości i sprzyja powstawaniu w obrębie równi zalewowych basenów akumulacji mineralnej i biogenicznej, często przekształcanych przez melioracje. W strefie oddziaływania obiektów hydrotechnicznych (jazy, groble) w dolinie Belnianki obserwuje się natomiast anastomozowanie koryta (Ludwikowska-Kędzia 2001).

W szerokich dolinach aluwialnych, kształtowanych przez nieskrępowaną migrację boczną koryt, również dominuje agradacja dna. Dekantacja rumowiska odbywa się w tempie odwrotnie proporcjonalnym do odległości od koryta. Powoduje

to zmianę profilu poprzecznego dna doliny poprzez nadbudowę wałów brzegowych, a przez to powstawanie basenów popowodziowych przy krawędziach teras nadzalewowych (Kociuba 2002). W odcinkach przewężeń i załamania spadku doliny rozwój boczny koryt jest ograniczany, a meandrowanie rzek często wymuszane (Kowalski 1988, Kociuba 2002). Dla tych odcinków charakterystyczny jest dobrze wykształcony, wykorzystywany w trakcie wezbrań, system kanałów przepływów pozakorytowych. Podczas wezbrań przekraczających stan pełnokorytowy wody zalewają całą równię. Dekantacja rumowiska następuje zazwyczaj jednocześnie na powierzchni całej równi zalewowej, powodując szybką fosylizację śladów starszych przepływów. Aluwia w trakcie opadania wód zalewowych są fragmentarycznie rozmywane – znaczna ich część jest zatrzymywana przez roślinność (Ciupa 1991, Kociuba 2002). Większa energia przepływów powodziowych powoduje w przewężonych odcinkach wzrost tempa migracji bocznej koryta. Rzeka w szybkim tempie przerabia własne aluwia, co nie sprzyja zachowaniu nielicznych i słabo wykształconych makro- i mezoform równi zalewowej (Kowalski 1988, Kociuba 2002, 2006).

W małych rzekach zachodniej i centralnej części Wyżyn Polskich, w zasięgu oddziaływania lejów depresyjnych dużych ujęć wód podziemnych i kopalń, występują zjawiska zaniku lub jedynie okresowego przepływu. Skutkuje to zamieraniem procesów fluwialnych w korytach rzek przesuszonych zlewni. Przykładem mogą być doliny rzeczne w zlewni Białej Przemszy na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej oraz w zlewni Bobrzy i Iłżanki na Wyżynie Kieleckiej (Motyka 1988, Biernat i in. 2005). Z kolei w zlewniach, w których następuje zrzut wód z kopalń podziemnych (Matysik 2018) i odkrywkowych, obserwuje się wzmożenie procesów fluwialnych. Zwiększonym przepływom w rzekach towarzyszą wielokrotnie wyższe koncentracje materiału rozpuszczonego i zawiesiny. Dotyczy to wielu zlewni na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej i w Górach Świętokrzyskich (Czaja 1997, Tyc 1997a, Ciupa 2009, 2012). Również na obszarach zurbanizowanych następuje znaczne przyspieszenie obiegu wody, co powoduje wzrost częstości występowania podwyższonych stanów wód płynących i wzmożenie procesów korytowych. System fluwialny reaguje tu bardzo szybko na opady ulewne. Wynika to zarówno ze znacznego udziału powierzchni nieprzepuszczalnych, jak i gęstej sieci drenażowej (drogi, kanały burzowe) wykraczającej poza naturalne działy wodne. Znajduje to odbicie we wzroście transportu fluwialnego oraz tempa depozycji korytowej i pozakorytowej (Jankowski 1986, Czaja 1997, Ciupa 2009).

Duże znaczenie dla przebiegu procesów fluwialnych miało przegradzanie koryt rzecznych oraz den dolin budowlami piętrzącymi (odpowiednio: jazami i groblami) i tworzenie zbiorników o różnorodnych funkcjach, m.in. energetycznych (Burlikowska 1988, Ciupa 1991, Kociuba 2002, 2003a, b). Działaniom tym towarzyszyły miejscowe zmiany biegu koryt, a także tworzenie sztucznych kanałów zasilających wodą zakłady lokalizowane na obrzeżach dolin. Przebieg tych odnóg, nierzadko wykorzystujący starorzecza, może być współcześnie błędnie interpretowany jako świadectwo wielokorytowego rozwinięcia rzek (Kociuba 2006). Sztuczne zbiorniki wodne odgrywają istotną rolę w kształtowaniu równi

zalewowej. Stopień ich oddziaływania uzależniony jest od wielkości, położenia względem koryta i pełnionej funkcji. Retencyjne jeziora zaporowe to zazwyczaj zbiorniki przepływowe, w których podczas dużych wezbrań i powodzi spłaszczana jest fala powodziowa. Przechwytują one znaczną część materiału zawieszonego i praktycznie cały materiał wleczony (Kociuba 2002, 2003a, b). Depozycja materiału powoduje powstawanie delt u ujścia rzek do zbiorników, zaś poniżej piętrzenia – zwiększenie potencjału erozyjnego wód pozbawionych rumowiska (Ciupa 2001). Oddziaływanie stawów hodowlanych widoczne jest głównie podczas jesiennych zrzutów wody, zasilających koryto znaczną ilością zawiesiny. W okresie napełniania ich wpływ na zmiany reżimu hydrologicznego jest niewielki (Kociuba, Stępniewska 2002).

7.4.3. Formy antropogeniczne i ich rozwój

Eksploatacja licznych surowców mineralnych, występujących w pasie wyżyn, prowadzi do rozwoju różnorodnych, antropogenicznych *sensu stricto* form terenu, które można podzielić na: formy technogeniczne oraz ciągłe i nieciągłe deformacje powierzchni. Te pierwsze, np. wyrobiska poeksploatacyjne, warpia, zwałowiska, formy zrównań antropogenicznych związanych z przemysłem, osadnictwem oraz wielkopowierzchniowymi obiektami handlowymi i centrami logistycznymi, nasypy i wykopy związane z komunikacją, formy hydrotechniczne, powstają w wyniku bezpośredniej, zamierzonej i ukierunkowanej, w zasadzie nieodwracalnej, działalności człowieka. Formy technogeniczne mogą być efektem zarówno niszczącej, jak i budującej działalności człowieka. Ciągłe i nieciągłe deformacje powierzchni to głównie niecki osiadania i formy zapadliskowe, które są następstwem naturalnych procesów morfogenetycznych będących ubocznym efektem działalności człowieka (Żmuda 1973, Wrona 1975, Tyc 1997a, Gilewska 1991b, Szponar 2003, Dulias 2013, Jania i in. 2014).

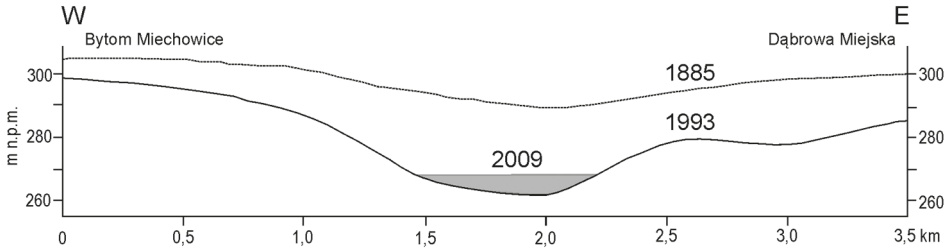
W wyniku odkrywkowej eksploatacji surowców mineralnych powstają na wyżynach wyrobiska, takie jak kamieniołomy, piaskownie, żwirownie, glinianki. Największe z nich znajdują się na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, w Górach Świętokrzyskich, w Niecce Nidziańskiej, w północnej części Wyżyny Lubelskiej i na Roztoczu. W zachodniej części pasa wyżyn położone są największe wyrobiska w skałach luźnych, związane przede wszystkim z eksploatacją piasków na podsadzkę do kopalń głębinowych. Ich łączna powierzchnia wynosi ponad 76 km^2; jedna tylko kopalnia piasku „Szczakowa" zajmuje ponad 30 km^2 (Dulias 2013). Strome ściany wyrobisk podlegają intensywnym procesom wietrzenia oraz ruchom masowym, takim jak: odpadanie, obrywanie, osuwanie itd. U podnóża ścian kamieniołomów tworzą się stożki usypiskowe. W licznych odkrywkach skał węglanowych, gdzie występują zjawiska kopalnego krasu, dochodzi do powstawania stożków usypiskowych złożonych z materiału wypełniającego formy krasowe. Wszystkie te procesy prowadzą do zmniejszania deniwelacji powstałych w wyniku eksploatacji surowców (Rutkowski 2003). W piaskowniach oraz przesuszonych fragmentach glinianek powstają natomiast formy eoliczne. Przykładem jest

Ryc. 7.24. Zwałowisko odpadów górniczych w Łaziskach Górnych – Zrąb Mikołowski, Wyżyna Śląsko-Krakowska (fot. R. Dulias)

wyrobisko w Bukownie, w którym wytworzyło się rozległe pole deflacyjne oraz wysoka na kilkanaście metrów wydma na jego obrzeżu (Szczypek, Wach 1993).

Kopalniom surowców skalnych, węgla kamiennego oraz rud cynku i ołowiu towarzyszą zwałowiska odpadów pogórniczych o wysokościach dochodzących do kilkudziesięciu metrów (ryc. 7.24). Powstają one również w wyniku nagromadzenia odpadów przemysłowych i komunalnych. O znaczeniu tego procesu w rzeźbie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej świadczy tempo przyrostu powierzchni zajmowanych przez zwałowiska oraz ich objętości na obszarze konurbacji górnośląskiej. W 2000 r. na terenie Zabrza znajdowało się 46 zwałowisk o powierzchni 5,6 km^2 i objętości 90,5 mln m^3, które w latach 1973–2000 zwiększyły swoją powierzchnię o 1,7 km^2 i objętość o 42,4 mln m^3 (Wrona, Klecha 2001). Na całej Wyżynie Śląsko-Krakowskiej Południowej do połowy lat 90. XX w. powstały zwałowiska o łącznej powierzchni niemal 25 km^2 (Dulias 2013). Mają one zgeometryzowane kształty i często płaskie powierzchnie szczytowe. Zazwyczaj ich strome stoki modelowane są przez ruchy masowe (płytkie osuwiska, obrywy, zerwy, spływy błotne) i erozję bruzdową (zob. Klimaszewski 1959).

Współczesne procesy geomorfologiczne obejmują również formy technogeniczne częściowo zrekultywowane, czego przykładem jest powstanie rozległego (o długości ok. 90 m i deniwelacji 15 m) osuwiska w nieczynnej kopalni gipsu w Gackach w Niecce Soleckiej (Jaśkowski, Sołtysik 1998). Nieczynne wyrobiska są jednak zwykle zasypywane odpadami, a zwały niwelowane i rekultywowane. Coraz częściej ich powierzchnie są zagospodarowywane i wykorzystywane, m.in.



Ryc. 7.25. Zmiana profilu morfologicznego niecki osiadania w Bytomiu Miechowicach w okresie 1883–2009 (wg Dulias 2013, zmienione)

do celów rekreacyjnych i sportowych – powstają w nich takie obiekty, jak kąpieliska, amfiteatry czy centra sportów zimowych.

Na obszarach górnictwa podziemnego oraz intensywnej eksploatacji wód podziemnych powstają powierzchniowe deformacje terenu, np. niecki osiadania (deformacje ciągłe) oraz zapadliska i szczeliny (deformacje nieciągłe). Najbardziej intensywne tego typu przeobrażenia rzeźby miały miejsce w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, gdzie w okresie ostatnich 240 lat wydobyto łącznie ponad 10 mld m^3 węgla kamiennego i skały płonnej (Dulias 2013). Spowodowało to powstanie systemu pustek podziemnych, nad którymi rozwijają się rozległe niecki osiadania oraz liczne zapadliska (ryc. 7.25, ryc. 7.26). Osiągają one na niektórych terenach znaczne rozmiary, mają od kilkuset metrów do 2 km średnicy i od kilku do 45 m głębokości, np. w okolicach Bytomia i Piekar Śląskich (Dulias 2013). W wyniku osiadania zmienił się układ naturalnych działów wodnych i powstały obszary bezodpływowe, stanowiące na tym terenie nawet 70% powierzchni całkowitej (Dulias 2005). Omawiane deformacje powierzchni modyfikują również profile podłużne rzek, a to z kolei wpływa na przebieg procesów fluwialnych (Wach 1987). Część niecek i zapadlisk jest wypełniona wodą, tworząc pojezierze antropogeniczne (Jankowski 1986). W przypadku, gdy takie jeziora mają charakter przepływowy, ulegają one w krótkim czasie wypełnieniu. Niecki osiadania, przekraczające 9 m głębokości, powstały również w rejonie Kopalni Siarki „Grzybów", gdzie prowadzono eksploatację metodą podziemnego wytapiania (Biernat i in. 2004).

Znaczne deformacje powierzchni terenu występują również w okolicach Olkusza na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, na obszarze eksploatacji podziemnej rud cynku i ołowiu. Bezpośrednio nad wyrobiskami górniczymi powstawały, głównie w latach 70. i 80. XX w., zapadliska, których rozmiary wynosiły od kilku do kilkudziesięciu metrów średnicy i do 20 m głębokości. Największa forma w tym rejonie osiągnęła 130 m długości, 90 m szerokości i 45 m głębokości (Tyc 1989, 1990). W strefie oddziaływania drenażu górniczego olkuskich kopalń rud cynku i ołowiu rozwijają się na dużą skalę indukowane leje zapadliskowe. Są one mniejsze i rozmieszczone w strefie odległej od wyrobisk górniczych nawet o kilka kilometrów. Główną rolę w ich powstawaniu odgrywa obniżenie się zwierciadła wód podziemnych oraz wytworzenie się możliwości swobodnej infiltracji wód opadowych

Ryc. 7.26. Wypełniona wodą niecka osiadania w Bytomiu Miechowicach na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (fot. R. Dulias)

i roztopowych do podłoża krasowego. W efekcie następuje rozwój pustek w osadach piaszczystych, przykrywających skały węglanowe tego terenu i następnie ich zawał pod wpływem opadów lub przejawów działalności człowieka, takich jak drgania komunikacyjne, prace hydrotechniczne itp. (Tyc 1989, 1990). Podobne zjawisko obserwuje się w strefach oddziaływania lejów depresji hydraulicznej głębokich ujęć wód podziemnych lub eksploatacji surowców skalnych na innych obszarach krasowych pasa wyżyn. Przykładem są werteby powstające w strefie ujęcia wód „Wierzchowiska" k. Świdnika na Wyżynie Lubelskiej (Dobrowolski 1993) lub w strefie odwodnienia odkrywkowych kopalń gipsu „Leszcze" i „Borków-Chwałowice" w Niecce Nidziańskiej (Barcicki 2005). Lokalne procesy zapadania gruntu mają miejsce również na obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Sandomierskiej. Występują one głównie w rejonie zabytkowej części starego miasta w Lublinie oraz w Sandomierzu i Opatowie, nad systemami wielopoziomowych piwnic w dawnych centrach handlowych miast (Biernat i in. 2005). Mogą im towarzyszyć procesy sufozji, powodujące wypłukiwanie gruntu i podmywanie fundamentów, np. na sandomierskiej starówce w 2007 r. (Ciupa, Suligowski 2020).

Na silnie urzeźbionych obszarach wyżynnych gęstej sieci osadniczej i komunikacyjnej towarzyszą liczne, różnorodne i najczęściej trwałe przeobrażenia powierzchni jako skutek przystosowania terenu pod zabudowę. Polega to najczęściej na zniwelowaniu nierówności oraz sterasowaniu i zmianie nachyleń stoków. Zagospodarowaniu terenów miejskich towarzyszy proces agradacji antropogenicznej

(zasypywanie nierówności gruzem, odpadami itp.), który prowadzi do podniesienia powierzchni nawet o kilka metrów, a w efekcie do rozwoju zrównań antropogenicznych. Obecnie agradacja antropogeniczna bardzo intensywnie wkracza w naturalne zagłębienia terenu i doliny rzeczne, co wpływa na zmianę warunków hydraulicznych przepływu podczas wezbrań, a w konsekwencji do zagrożenia powodziowego (Biernat i in. 2004). Naturalna rzeźba terenu w centrach miast jest całkowicie przeobrażona technogenicznie, a na ich obrzeżach stopień zmian sięga kilkudziesięciu procent ogólnej powierzchni (zob. m.in. Wrona, Klecha 2001, Szponar 2003). W ostatnich latach rośnie znaczenie rozwoju powierzchni zrównań antropogenicznych w sąsiedztwie obszarów miejskich w wyniku prac ziemnych w celu uzyskania rozległych i płaskich powierzchni dla lokalizacji nowych obiektów handlowych, magazynowych i przemysłowych.

Rozbudowywanej sieci komunikacyjnej towarzyszą rowy, nasypy i przekopy. Są to formy zgeometryzowane, kształtowane zgodnie z założeniami projektowymi, mającymi na celu zmniejszenie spadków w profilach podłużnych dróg i linii kolejowych. Są one intensywnie modelowane w miejscach skoncentrowanego spływu wody z dróg (np. w pobliżu mostów i wiaduktów), zwłaszcza w pierwszej fazie funkcjonowania. Klastyczny materiał, który pochodzi m.in. z niszczenia poboczy, erozji pobliskich pól oraz ze spłukiwania zanieczyszczeń komunikacyjnych z dróg, odpływa rowami lub ulega lokalnej sedymentacji (Ciupa 2009, Wałek 2012, 2019). Akumulację wymuszają nasypy przegradzające dna dolin i powodujące podpiętrzenia podczas wezbrań. W miejscach przelewu wody przez nasyp tworzy się po stronie dystalnej wyrwa, a przy dłużej trwającym spływie – całkowite rozcięcie kanałem ulgi (Michalczyk i in. 2008).

Obserwowany w ostatnich kilkudziesięciu latach gwałtowny wzrost antropogenizacji rzeźby pasa wyżyn przejawia się przede wszystkim przyrostem powierzchni zrównań antropogenicznych, wyrobisk i zwałowisk oraz niecek osiadania w zachodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Ilustruje to dobrze porównanie Cyfrowej Mapy Geomorfologicznej Polski – arkusz Katowice (Jania i in. 2014) z opracowaną w połowie lat 50. XX w. Mapą Geomorfologiczną GOP (Klimaszewski 1959, wersja cyfrowa – Szypuła 2017).

7.5. Przewidywane tendencje rozwoju rzeźby Wyżyn Polskich

Większość scenariuszy globalnych zmian klimatu zakłada wzrost do 2100 r. średniej rocznej temperatury powietrza o 1–3,5°C w obrębie północnej hemisfery. Tym zmianom ma towarzyszyć wzrost częstości i intensywności opadów ulewnych, susz i powodzi. Na obszarach położonych powyżej 50°N przewiduje się również wzrost wilgotności i ilości opadów w okresie zimowym. Prognozy te oparte są przede wszystkim na obserwowanym wzroście temperatury zim zarówno nad oceanami, jak i lądami (Kożuchowski, Przybylak 1995, Czaja 1998, Kundzewicz 2003a, b). Przewiduje się przesunięcie roztopów i nasilenia transportu fluwialnego na luty, a nawet styczeń, co wykazują symulacje przeprowadzone

dla zlewni górnego Wieprza na Roztoczu (Świeca 2004). W rozważanym modelu autorzy zwracają przede wszystkim uwagę na wzrost efektywności procesów o charakterze sekularnym. Na terenach skał krasowiejących pasa wyżyn przewidywany jest wzrost natężenia procesów denudacji chemicznej (wzrost roli efektu roztopowego w procesach geochemicznych) i rozwoju form sufozyjno-krasowych (głównie indukowanych). Towarzyszące im osiadanie lub zapadanie się gruntu może wpłynąć na ograniczenie działalności gospodarczej, co winno być uwzględnione w planach zagospodarowania przestrzennego (Tyc 1997a, 2007).

Przesunięcie roztopów na okres zimy zmniejszy ich intensywność i efektywność, a tym samym rolę procesów periodycznych. Powinno to spowodować ograniczenie sufozji w lessowych systemach erozyjnych, a więc przestrzennego rozwoju wąwozów. Na ograniczenie erozji wąwozowej wpłyną także strukturalne zmiany w rolnictwie, skutkujące wzrostem powierzchni działek rolnych (likwidacja miedz) oraz odsunięciem granicy polno-leśnej od krawędzi wąwozów (Baran-Zgłobicka, Zgłobicki 2006, Rodzik 2010). Z kolei wzrost częstości i natężenia epizodycznych procesów geomorfologicznych (zob. Starkel 2003) niewątpliwie wzmocni tendencję do rozcinania i wyprzątania den wąwozów, podobnie jak w latach 1995–2002 oraz 2010–2013. Może to zwiększyć, szczególnie na obszarach lessowych, zagrożenie zamulaniem den dolin rzecznych i zlokalizowanej tam infrastruktury (por. Gardziel i in. 1998).

Wzrost częstości procesów epizodycznych powinien przyspieszyć cofanie stoków i planację rzeźby w systemach deluwialnych. Do większej intensywności erozji wodnej gleb może przyczynić się także wzrost powierzchni poszczególnych pól uprawnych. Jednocześnie w wyniku postępującego odłogowania i zalesiania obszarów najbardziej zagrożonych i najmniej żyznych powinien zmniejszyć się areał gruntów objętych erozją gleb (Zgłobicki, Baran-Zgłobicka 2007). Na spadek tempa erozji uprawowej może też wpłynąć rozwój technik rolniczych w kierunku zabiegów przeciwerozyjnych oraz zintegrowanej uprawy bezorkowej. Z kolei powiększenie działek i zmiany klimatyczne, powodujące okresowe przesuszenie gleby, mogą przyczynić się do wzrostu zagrożenia erozją eoliczną.

Z użytkowania rolniczego wyłączane będą także coraz rozleglejsze obszary równi zalewowych. Zaprzestanie koszenia łąk i rozprzestrzenienie się zarośli łęgowych spowoduje utworzenie naturalnej bariery ograniczającej dostawę materiału ze stoków do dna dolin. Można przewidywać natomiast wzrost liczby sztucznych zbiorników wodnych i ich oddziaływania na procesy fluwialne. Morfologiczny rozwój ich mis może być zbliżony do modelu zaproponowanego przez M. Banacha (1996). Rzeźba strefy brzegowej przyszłych zbiorników będzie modelowana szczególnie w kilku pierwszych latach aż do wykształcenia się platform abrazyjnych. Poniżej zapór wystąpi intensywna erozja den koryt rzecznych.

W planach przestrzennego zagospodarowania przeznaczono nowe obszary pod inwestycje, głównie drogowe i mieszkaniowe, co będzie skutkować wzrostem powierzchni przekształceń antropogenicznych oraz ich intensywności. Istnieje zagrożenie, że w przypadku braku odpowiednich terenów zabudowa wkraczać będzie na obszary trudniej dostępne, o coraz większych spadkach. W efekcie w pasie

wyżyn zwiększy się udział rzeźby antropogenicznej, a zwłaszcza technogenicznej, o małej odporności i stabilności oraz dużej dynamice przemian. Na terenach gęsto zabudowanych wzrośnie jeszcze rola opadów nawalnych w kształtowaniu lokalnych wezbrań. W zlewniach zurbanizowanych na skutek ciągłego przyrostu powierzchni nieprzepuszczalnych, przy jednoczesnym wzroście częstości i natężenia opadów nawalnych, przewiduje się wzrost zagrożeń powodziowych oraz intensyfikację procesów fluwialnych i lokalnie stokowych (Ciupa 2009, 2014).

Literatura

Andruszkiewicz A., 1973, *Geneza i rozwój form wąwozowych w dorzeczu środkowej Opatówki*, Prace i Studia Inst. Geogr. UW., 14, Geogr. Fiz., 5, 101–121.

Atlas Rzeczypospolitej Polskiej, 1997, Główny Geodeta Kraju.

Atlas hydrologiczny Polski, 1986 i 1987, Praca zbiórowa pod kierunkiem J. Stachy, IMGW, Warszawa.

Atlas Rzeczypospolitej Polskiej, 1994, Główny Geodeta Kraju, IGiPZ PAN, Warszawa.

Banach M., 1996, *Rozwój procesów geomorfologicznych w projektowanej kaskadzie dolnej Wisły (KDW)*, [w:] E. Rydz (red.), *Polska w Europie Bałtyckiej*, Mater. 45 Zjazdu PTGeogr., PTG Oddział Słupski, IG WSP w Słupsku, Słupsk, s. 39–41.

Bałaga K., 1998, *Rozwój torfowisk postglacjalnych w okolicy Krasnobrodu na Roztoczu ze szczególnym uwzględnieniem wskaźników działalności człowieka*, Przegl. Geol., 46(9), 881–886.

Baran-Zgłobicka B., Zgłobicki W., 2006, *Ocena współczesnego zagrożenia erozją wąwozową na obszarach lessowych Polski Południowo-Wschodniej*, Czasop. Geogr., 77(4), 313–326.

Baran-Zgłobicka B., Zgłobicki W., 2012, *Mosaic landscapes of SE Poland: should we preserve them?* Agrofor. Syst., 85, 351–365.

Barcicki M., 2005, *Współczesne procesy morfogenetyczne na obszarach krasu gipsowego Niecki Nidziańskiej*, [w:] M. Strzyż, A. Świercz (red.), *Środowisko przyrodnicze jako przedmiot badań interdyscyplinarnych, teoria i praktyka*, Inst. Geogr. AŚ, Kielce, s. 21–23.

Biernat T., Ciupa T., 1992, *Denudacja mechaniczna i chemiczna w zlewniach wyżynnych Środkowej Polski*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 133–148.

Biernat T., Ciupa T., Suligowski R., 2004, *Komentarz do Mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000 arkusz M-34-55-A Staszów*, GUGiK, Warszawa.

Biernat T., Ciupa T., Suligowski R., 2005, *Komentarz do Mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000 arkusz M-34-31-A Wierzbica,* GUGiK, Warszawa.

Bogacki M., Zgorzelski M., 1990, *Typologizacja i regionalizacja współczesnych procesów geomorfologicznych*, [w:] M. Bogacki (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski Południowo-Wschodniej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 153, 125–136.

Brański J., 1975, *Ocena denudacji dorzecza Wisły na podstawie wyników pomiarów rumowiska unoszonego*, Prace IMiGW, 6, 5–58.

Bryndal T., Cabaj W., Ciupa T., 2007, *Gwałtowne wezbrania na małych ciekach, a parametry zlewni na przykładzie Pałecznicy (Wyżyna Miechowska)*, [w:] R. Sołtysik, R. Suligowski (red.), *Rola geografii fizycznej w badaniach regionalnych*, PTGeogr. Oddz. w Kielcach, Wyd. Inst. Geogr. AŚ, Kielce, s. 35–43.

Bryński K., 1965, *Powódź w województwie lubelskim wiosną 1964 r.*, Ann. UMCS, B, 20, 243–280.

Brzezińska-Wójcik T., 1996, *Wpływ budowy geologicznej na rozwój rzeźby Roztocza Tomaszowskiego i Rawskiego*, praca doktorska, Archiw. Bibl. Gł. UMCS, Lublin.

Brzezińska-Wójcik T., 2013, *Morfotektonika annopolsko-lwowskiego segmentu pasa wyżynnego w świetle analizy cyfrowego modelu wysokościowego oraz wskaźników morfometrycznych*, Wyd. UMCS, Lublin.

Brzezińska-Wójcik T., Superson J., 2004, *Neotectonic conditions of sedimentation and erosion in small fluvial basins of the Roztocze Tomaszowskie (south-eastern Poland)*, Zeitschrift für Geomorphologie, 48, 2, 167–184.

Buraczyński J., 1977, *Natężenie erozji wąwozowej i erozji gleb na Roztoczu Gorajskim*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 193, 91–99.

Buraczyński J., 1984, *Wpływ tektoniki na rozwój dolin strefy krawędziowej Roztocza*, Rocz. Pol. Tow. Geol., 54, 1/2, 209–225.

Buraczyński J., 1989/90, *Rozwój wąwozów na Roztoczu Gorajskim w ostatnim tysiącleciu*, Ann. UMCS, B, 44/45, 95–104.

Buraczyński J., 1997, *Roztocze. Budowa – rzeźba – krajobraz*, Zakł. Geogr. Reg. UMCS, Lublin.

Buraczyński J. (red.), 2002, *Roztocze. Środowisko przyrodnicze*, Wydawnictwo Lubelskie, Lublin.

Buraczyński J., Michalczyk Z., 1973, *Denudacja chemiczna w dorzeczu Białej Łady*, Ann. UMCS, B, 28, 127–138.

Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1974, *Rozwój wąwozów lessowych w okolicy Dzierzkowic na Wyżynie Lubelskiej pod wpływem gwałtownej ulewy w czerwcu 1969 roku*, Ann. UMCS, B, 26 (1971), 135–168.

Burlikowska I., 1988, *Młyny wodne na Wyżynie Lubelskiej i ich znaczenie*, [w:] Z. Michalczyk, K. Wojciechowski (red.), *Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 139–144.

Butrym J., Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K., 1970, *Przyczyny i mechanizm powstania osuwiska w Kamieniu Nowym koło Sandomierza*, Ann. UMCS, B, 23, 29–44.

Cabaj W., Ciupa T., 2001, *Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania przyczyn i skutków powodzi na rolniczych terenach w Niecce Nidziańskiej*, Probl. Ekol. Krajobrazu, 10, 338–343.

Cabaj W., Nowak W.A., 1986, *Rzeźba Niecki Nidziańskiej*, Studia Ośr. Dok. Fizjogr., 14, 119–210.

Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol., 2, 3, 5–88.

Chwalik A., 2006, *Ewolucja wybranych form rzeźby Niecki Soleckiej (Niecka Nidy)*, praca doktorska, Archiw. Katedry Geomorf., UŚ, Sosnowiec.

Ciepielowski A., 1970, *Maksymalne wielkości spływów jednostkowych z deszczów nawalnych*, Przegl. Geofiz., 15, 2, 179–193.

Ciupa T., 1991, *Współczesny transport fluwialny w zlewni Białej Nidy*, WSP, Kielce.

Ciupa T., 1993, *Transport fluwialny Belnianki (Góry Świętokrzyskie) podczas wezbrania roztopowego w 1991 r.*, Przegl. Geogr., 65, 3/4, 419–429.

Ciupa T., 1996. *Wpływ nawalnego opadu deszczu w dniu 15 września 1995 roku na przekształcenie rzeźby lessowej w górnej części zlewni Nidzicy (Wyżyna Miechowska)*, Prace Instytutu Geografii WSP w Kielcach, 1, 185–195.

Ciupa T., 2001, *Zmiany w rzeźbie lessowej Wyżyny Miechowskiej wywołane nawalnymi opadami deszczu w latach 1995 i 2000*, Folia Univ. Agricult. Stet., 217, Agricultura, 87, 27–32.

Ciupa T., 2002, *Zagrożenia dla środowiska związane z występowaniem opadów nawalnych na terenach lessowych Niecki Nidziańskiej i Gór Świętokrzyskich*, [w:] T. Ciupa, E. Kupczyk, R. Suligowski (red.), *Obieg wody w zmieniającym się środowisku*, Prace Inst. Geogr. AŚ, 7, 269–280.

Ciupa T., 2009, *Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwialny w małych zlewniach na przykładzie Sufragańca i Silnicy (Kielce)*, Wyd. UJK, Kielce.
Ciupa T., 2012, *Denudacja chemiczna w zlewniach Gór Świętokrzyskich*, Landform Analysis, 20, 9–16.
Ciupa T., 2014, *Miasto jako wydajny system zasilania rzek i dostawy ładunków fluwialnych na przykładzie Kielc*, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w mieście*, Monografie Komisji Hydrologicznej PTG, 2, 39–48.
Ciupa T., Suligowski R., 2020, *Water Problems in Urban Areas*, [w:] M. Zelefiakowa, K. Kubiak-Wójcicka, A. Negm (red.), *Water Resources in Poland*, Springer (w druku).
Ciupa T., Suligowski R., Łajczak A., 2017a, *Transport fluwialny w rzekach Polski. Materiał rozpuszczony*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, Warszawa, s. 201–208.
Ciupa T., Suligowski R., Łajczak A., Babiński Z., 2017b, *Transport fluwialny w rzekach Polski. Materiał klastyczny*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, Warszawa, s. 209–215.
Ciupa T., Suligowski R., Wałek G., 2015, *Morphological and soil determinants of forest cover changes in Świętokrzyski National Park and its buffer zone in the last 200 years*, Quaest. Geogr., 34, 1, 55–63.
Ciupa T., Suligowski R., Wałek G., 2016, *Use of GIS-supported comparative cartography and historical maps in long-term forest cover changes analysis (case study: Holy Cross Mountains in Poland)*, Baltic Forestry, 1, 63–73.
Czaja S., 1997, *Antropogeniczne przeobrażenia powierzchniowej sieci hydrograficznej w zlewni Rawy w latach 1801–1994*, Kształtowanie Środowiska Geograficznego i Ochrona Przyrody na Obszarach Uprzemysłowionych i Zurbanizowanych, 24, 12–18.
Czaja S., 1998, *Globalne zmiany klimatyczne*, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
Czyżowska E., 1996, *Skutki geomorfologiczne i sedymentologiczne gwałtownej ulewy w dolinie Kalinki 15 września 1995 r.* (*Wyżyna Miechowska*), Przegl. Geol., 44, 8, 813–816.
Demczuk P., Stępniewski K., Rodzik J., 2016, *Zmienność i zróżnicowanie opadu i transportu eolicznego w Guciowie (Roztocze Środkowe) w latach 1997–2010*, [w:] *J. Święchowicz*, A. Michno (red.), *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*, IGiGP UJ, Kraków, s. 211–230.
Dobek K., Demczuk P., Rodzik J., Hołub B., 2011, *Types of gullies and conditions of their development in silvicultural loess catchment (Szczebrzeszyn Roztocze region, SE Poland)*, Landform Analysis, 17, 39–42.
Dobrowolski R., 1993, *Tendencje rozwoju współczesnych procesów krasowych w zasięgu oddziaływania ujęcia wód podziemnych „Wierzchowiska" koło Świdnika (Wyżyna Lubelska)*, Ann. UMCS, B, 48, 6, 75–86.
Dobrowolski R., 1998, *Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu*, Wyd. UMCS, Lublin.
Dobrowolski R., 2006, *Glacjalna i peryglacjalna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich* (*Polska SE, Ukraina NW*), Wyd. UMCS, Lublin.
Dobrowolski R., Bałaga K., Buczek A., Alexandrowicz W.P., Mazurek M., Hałas S., Piotrowska N., 2016, *Multi-proxy evidence of Holocene climate variability in Volhynia Upland (SE Poland) recorded in spring-fed fen deposits from the Komarów site*, The Holocene, 26, 9, 1406–1425.
Dobrowolski R., Durakiewicz T., Pazdur A., 2002, *Calcareous tufas in the soligenous mires of eastern Poland as an indicator of the Holocene climatic changes*, Acta Geol. Pol., 52, 63–73.

Dobrowolski R., Hajdas I., Melke J., Alexandrowicz W.P., 2005, *Chronostratigraphy of calcareous mire sediments at Zawadówka (Eastern Poland) and their use in palaeogeographical reconstruction,* Geochronometria, 24, 69–79.

Dotterweich M., Rodzik J., Zgłobicki W., Schmitt A., Schmidtchen G., Bork H-R., 2012, *High resolution gully erosion and sedimentation processes, and land use changes since the Bronze Age and future trajectories in the Kazimierz Dolny area (Nałęczów Plateau, SE-Poland),* Catena, 95, 50–62.

Dulias R., 2005, *Krzywe hipsograficzne obszaru osiadań górniczych (na przykładzie okolic Piekar Śląskich)*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, 19–22 września 2005, Wyd. SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, IG AP Kraków, s. 116–119.

Dulias R., 2007, *Geomorfologiczne skutki eksploatacji węgla kamiennego w Zagłębiu Dąbrowskim*, [w:] *Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych*, WBiOŚ, WNoZ UŚ, 38, 11–22.

Dulias R., 2013, *Denudacja antropogeniczna na obszarach górniczych: na przykładzie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*, Uniwersytet Śląski, Katowice.

Dwucet K., Śnieszko Z., 1996, *Redepozycyjna transformacja lessów i gleb nalessowych po gwałtownej ulewie w dniu 15 września 1995 r. na Wyżynie Miechowskiej*, Przegl. Geol., 44, 8, 790–792.

Dynowska I., 1991, *Obieg wody*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 335–387.

Fajer M., 2004, *Wpływ budowy geologicznej podłoża jurajskiego na rozwój dna doliny Liswarty*, [w:] R. Sołtysik (red.), *Czwartorzęd obszaru Polski na tle struktur starszego podłoża*, Prace Inst. Geogr. AŚ, 13, 53–82.

Flis J., 1954, *Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej*, Prace Geogr. IG PAN, 1, 1–73.

Frankowski Z., Grabowski D., 2006, *Geologiczno-inżynieryjne i geomorfologiczne uwarunkowania erozji wąwozowej w lessach w rejonie Kazimierza Dolnego* (*wąwóz Opolska Droga*), Przegl. Geol., 54, 9, 777–783.

Froehlich W., 1992, *Mechanizm erozji i transportu fluwialnego w zlewniach beskidzkich*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 171–189.

Furtak T., Rodzik J., 2007, *Charakterystyka odpływu ze zlewni wąwozu lessowego na Wyżynie Lubelskiej*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, Badania Hydrograficzne w Poznawaniu Środowiska, 8, 219–226.

Furtak T., Someya T., 1997, *Zmiany struktury użytkowania ziemi w otulinie Roztoczańskiego Parku Narodowego*, Przegl. Przyr., 8, 1, 49–53.

Gardziel Z., Harasimiuk M., Rodzik J., 1998, *Syntetyczna mapa morfodynamiczna jako podstawa projektu zabezpieczeń przeciwerozyjnych (na przykładzie okolic Kazimierza)*, [w:] K. Pękala (red.), *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy*, IV Zjazd Geomorf. Polskich, 1, Referaty i Komunikaty, 403–411.

Gardziel Z., Rodzik J., 2000, *Warunki rozwoju, użytkowania i ochrony wąwozów drogowych okolic Kazimierza*, [w:] S. Radwan, Z. Lorkiewicz (red.), *Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 247–255.

Gardziel Z., Rodzik J., 2001, *Drogi gruntowe jako stymulator przemian silnie urzeźbionego krajobrazu lessowego* (*w okolicy Kazimierza Dolnego*), Probl. Ekol. Krajobrazu, 10, 305–311.

Gardziel Z., Rodzik J., 2005, *Rozwój wąwozów lessowych podczas wiosennych roztopów na tle układu pól* (*na przykładzie Kazimierza Dolnego*), [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorf. Polskich, Kraków, 19–22 września 2005, SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, IG AP Kraków, s. 125–132.

Gawrysiak L., 2002, *Ewolucja dolin lessowych w świetle badań terenowych i symulacji komputerowych*, praca doktorska, Archiw. Bibl. Gł. UMCS, Lublin.
Gawrysiak L., Janicki G., Rodzik J., Stępniewski K., 2002, *Odpływ i transport zawiesiny podczas spływu epizodycznego z rolniczej zlewni lessowej*, Przegl. Nauk. Inż. i Kształt. Środow., 11, 2, 38–45.
Gilewska S., 1972, *Wyżyny Śląsko-Małopolskie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, 1, PWN, Warszawa, s. 232–339.
Gilewska S., 1991a, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 248–296.
Gilewska S., 1991b, *Procesy antropogeniczne*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 437–440.
Głazek J., Markowicz-Łohinowicz M., 1973, *Zależność składu chemicznego wód krasowych od budowy geologicznej w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich*, Acta Geol. Pol., 23, 3, 529–546.
Górniak A., 1982, *Skutki gwałtownej ulewy w okolicach Krasnego na Działach Grabowieckich (23 VII 1980)*, Prace Stud. Koła Nauk. Geogr., Lublin, s. 21–37.
Gradziński M., Szelerewicz M., 2004, *Jaskinie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej – liczba i rozmieszczenie*, [w:] J. Partyka (red.), *Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej*, 1, Ojcowski Park Narodowy, Ojców, 69–82.
Grądziel T., Janicki G., Furtak T., Pidek I.A., Rodzik J., 2006, *Ocena stopnia naturalności i kierunków przekształceń roślinności w oparciu o metody: fitosocjologiczną i krajobra-zową (na przykładzie wsi Guciów na Roztoczu Środkowym)*, Probl. Ekol. Krajobrazu, 16, 401–412.
Grądziel T., Janicki G., Skowronek E., 2001, *Przemiany środowiska przyrodniczego wsi Guciów na Roztoczu Środkowym pod wpływem gospodarki człowieka*, Probl. Ekol. Krajobrazu, 10, 294–300.
Grzybek, 1985, *Unikalna forma krasowa w Kusiętach koło Częstochowy*, Prace Nauk. UŚ, 715, Geologia, 8, 81–91.
Harasimiuk M., 1975, *Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie*, Prace IG PAN, 115, 1–94.
Harasimiuk M., 1980, *Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*, Wyd. UMCS, Lublin.
Jahn A., 1956, *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd*, Prace Geogr. IG PAN, 7, 1–453.
Jania J., 1983, *Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu wschodniej części Wyżyny Śląskiej*, Dokumentacja Teledetekcyjna, Prace Nauk. UŚ, 575, 69–90.
Jania J., Dulias R., Szypuła B., Tyc A., 2014, *Cyfrowa Mapa Geomorfologiczna Polski, arkusz Katowice*, Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa.
Janicki G., 2002, *Wpływ zdarzeń katastrofalnych na funkcjonowanie systemu deluwialnego na przykładzie Wyżyny Lubelskiej*, praca doktorska, Archiw. Bibl. Gł. UMCS, Lublin.
Janicki G., 2014, *Transformation of upland wash slope – a case study from the Lublin Upland (SE Poland)*, Ann. UMCS, B, 69, 1, 31–48.
Janicki G., 2016, *System stoku zmywowego i jego modelowanie statystyczne – na przykładzie Wyżyn Lubelsko-Wołyńskich*, Wyd. UMCS, Lublin.
Janicki G., Kociuba W., Rodzik J., Zgłobicki W., 2010, *Ekstremalne procesy geomorfologiczne we wschodniej części Wyżyn Polskich – warunki występowania i oddziaływania na rzeźbę*, Prace i Studia Geograficzne WGiSR UW, 45, 11–28.
Janicki G., Rodzik J., Chabudziński Ł., Franczak Ł., Siłuch M., Stępniewski K., Dyer J.L., Kołodziej G., Maciejewska E., 2014, *Monitoring of fluvial transport in small upland catchments – methods and preliminary results*, Ann. UMCS, B, 69, 1, 49–60.
Janicki G., Rodzik J., Tyc A., 2008, *Zastosowanie klasyfikacji litologicznej w typologii krajobrazu naturalnego Wyżyn Polskich*, Probl. Ekol. Krajobrazu, 20, 99–107.

Janicki G., Rodzik J., Zgłobicki W., 2002, *Geomorphic effects of land use changes (a case of the Gutanów loess catchment, Poland)*, Geografický časopis, 54, 1, 39–57.
Janicki G., Zagórski P., Gawrysiak L., 1999, *Rozwój rzeźby terenu w wyniku gwałtownego opadu w strefie północnej krawędzi Grzędy Sokalskiej*, Ann. UMCS, B, 54, 135–163.
Janicki G., Zgłobicki W., 1998, *Geomorfologiczne skutki ulewy (z dnia 16 września 1995 r.) w okolicy Garbowa na Wyżynie Lubelskiej*, Ann. UMCS, B, 53, 109–129.
Janiec B., 1997, *Transformacje i translokacje jonowe w wodach naturalnych Roztocza Zachodniego*, Wyd. UMCS, Lublin.
Janiec B., 2006, *Mała retencja w krajobrazie kulturowym dolin rzecznych południowej krawędzi Roztocza i Wyżyny Lubelskiej*, Probl. Ekol. Krajobrazu, 18, 403–412.
Jankowski A.T., 1986, *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysławianym i urbanizowanym (na przykładzie Rybnickiego Okręgu Węglowego)*, Wyd. UŚ, Katowice.
Jaśkowski B., Sołtysik R., 1998, *Osuwiska na ścianach zrekultywowanego wyrobiska kopalni gipsu w Gackach Koło Pińczowa*, [w:] R. Sołtysik (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszarów górskich w Polsce i jego stan współczesny*, Wólka Milanowska, 26–27 października 1998 r., Wyd. Inst. Geogr. AŚ, Kielce, s. 48–49.
Jaworska M., 1968, *Erozja chemiczna i denudacja zlewni rzek Wieprza i Pilicy*, Prace PIHM, 95, 29–47.
Józefaciuk C., Józefaciuk A., 1996, *Erozja wąwozowa i metody zagospodarowania wąwozów*, Inst. Ochrony Środow., PIOŚ, Bibl. Monit. Środow.
Jóźwiak M., 1999, *Ocena erozji eolicznej w Górach Świętokrzyskich na przykładzie zwiewni użytkowanych rolniczo*, Fragm. Agronom., 3, 3, 4–68.
Kalicki T., Frączek M., Przepióra P., Kusztal P., Kłusakiewicz, Małega E., 2018, *Late Quaternary geomorphology and geoarchaeology in the rivers of the Holy Cross Mountains region, Central Europe,* Quat. Res., 1–16.
Karaś-Brzozowska C., Klimaszewski M. (oprac. i red.), 1960, *Charakterystyka geomorfologiczna Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego*, Biul. 37, Komitet ds. GOP, PAN, 1–209.
Kastory L., 1971, *Osuwiska w Godziszowie,* Czasop. Geogr., 42, 253–259.
Kaszewski B.M., 2008, *Klimat*, [w:] S. Uziak, R. Turski (red.), *Środowisko przyrodnicze Lubelszczyzny*, Lub. Tow. Nauk., Lublin, s. 75–112.
Klatkowa H., 1958, *Studium morfodynamiczne pewnego wąwozu w Górach Świętokrzyskich*, Acta Geogr. Univ. Lodz., 8, 99–164.
Klimaszewski M. (red.), 1959, *Mapa geomorfologiczna Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego, 1:50 000*, Komitet dla Spraw GOP, PAN, Warszawa.
Klimek K., 1993, *Środowisko sedymentacji antropogennych osadów pozakorytowych w dolinach Przemszy i Wisły Śląskiej*, [w:] K. Klimek (red.), *Antropogenne aluwia Przemszy i Wisły Śląskiej*, Georama, 1, 3–15.
Klimek K., Niewdana J., Ciszewski D., Kocel K., 1995, *Trasa 3. Procesy i osady fluwialne we wschodniej części Górnego Śląska*, [w:] T. Szczypek (red.), *Procesy geomorfologiczne – zapis w rzeźbie i osadach*, III Zjazd Geomorf. Polskich, Przew. wycieczy, UŚ, Sosnowiec, s. 47–66.
Klimowicz Z., 1993, *Zmiany pokrywy glebowej w obszarze utworów lessowych i lessowatych w zależności od okresu użytkowania i rzeźby terenu*, Wyd. UMCS, Lublin.
Kłosowicz S., Paluch J., 1962, *Osuwisko blokowe (zerwa ziemna) w Nałęczowie*, Czasop. Geogr., 33, 351–356.
Kobojek S., Nalej M., 2008, *Formy krasu reprodukowanego w południowej części Wyżyny Wieluńskiej*, Landform Analysis, 9, 247–250.
Kociuba W., 2002, *Współczesny rozwój dna doliny górnego Wieprza*, praca doktorska, Archiw. Bibl. Gł. UMCS, Lublin.

Kociuba D., 2003a. *Zmiany funkcji dolin rzecznych na obszarze Lublina,* Ann. UMCS, B, 58, 5, 121–137.
Kociuba W., 2003b, *Przejawy ingerencji człowieka w funkcjonowaniu koryta i równi zalewowej górnego Wieprza* (*Polska SE*), [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, PTGeogr., Oddz. Katowicki, Sosnowiec, s. 94–99.
Kociuba W., 2006, *Changes in the Wieprz River channel pattern in Guciów as an indicator of antropogenization and renaturalisation of valley environment*, [w:] E. Skowronek, W. Wołoszyn, T. Speck, K.M. Born (red.), *Cultural Landscapes of the Lublin Upland and Roztocze*, Kartpol s.c., Lublin, s. 179–183.
Kociuba W., 2014, *Geomorphological record of transformations of upland river valley bottoms at variable rate of gully erosion (case study: Wieprz River valley in Roztocze)*, Ann. UMCS, B, 69, 1, 93–106.
Kociuba W., Brzezińska-Wójcik T., 1999, *Zarys paleogeografii roztoczańskiego odcinka doliny Wieprza* (*SE Polska*) *w czwartorzędzie*, Ann. UMCS, B, 54, 5, 49–82.
Kociuba W., Janicki G., Rodzik J., 2014, *3D laser scanning as a new tool of assessment of erosion rates in forested loess gullies (case study: Kolonia Celejów, Lublin Upland)*, Ann. UMCS, B, 69, 1, 107–116.
Kociuba W., Janicki G., Rodzik J., Stępniewski K., 2015. *Comparison of volumetric and remote sensing methods (TLS) for assessing the development of a permanent forested loess gully*, Nat. Hazards, 79, 1, 139–158.
Kociuba W., Stępniewska S., 2002, *Rola wezbrań w transporcie rumowiska rzecznego górnego Wieprza,* Przegl. Nauk. Inż. i Kształt. Środow., 11, 2(25), 102–111.
Kociuba W., Świeca A., Brzezińska-Wójcik T., 2003, *Dynamika transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza w skrajnych warunkach hydrologicznych,* [w:] M. Śmigielska, J. Słodczyk (red.), *Geograficzne aspekty globalizacji i integracji europejskiej*, Polskie Tow. Geograf., Uniwersytet Opolski, Opole, s. 57–63.
Kołodyńska-Gawrysiak R., 2019, *The impact of palaeorelief on the origin of some closed depressions in loess areas in the Lublin Upland (Eastern Poland),* Pol. J. Soi. Sci., 52,1, DOI: 10.17951/pjss/2019.52.1.1.
Kołodyńska-Gawrysiak R., Harasimiuk M., Chabudziński Ł., Jezierski W., 2018, *The importance of geological conditions for the formation of past thermokarst closed depressions in the loess areas of Eastern Poland*, Geol. Q., 62, 3, 685–704.
Kostrakiewicz L., 1999, *Denudacja chemiczna skał węglanowych na terenie Ojcowskiego Parku Narodowego i obrzeża,* Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 55, 6, 55–68.
Kowalik-Bodzak D., 1964, *Wpływ podziału spadkowego, komasacji i parcelacji na zmianę układów przestrzennych wsi w powiecie puławskim od połowy XIX wieku*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 4, 97–152.
Kowalkowski A., 1991, *Ewolucja gleb w holocenie*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 127–139.
Kowalski B.J., 1988, *Warunki powstawania i rozwój przełomowego odcinka doliny rzeki Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w trzeciorzędzie*, Przegl. Geogr., 10, 3, 329–351.
Kozłowski S., 1986, *Surowce skalne Polski*, Wyd. Geol., Warszawa.
Kożuchowski K., Przybylak R., 1995, *Efekt cieplarniany*, Wiedza Powszechna, Warszawa.
Kraużlis K., 1975, *Wpływ młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych na morfologię i budowę wewnętrzną tarasów Warty Środkowej*, Materiały I Kraj. Symp. *„Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 239–253.
Krupa J., 2013, *Naturalne i antropologiczne procesy kształtujące dno doliny Czarnej Nidy w późnym vistulianie i holocenie*, Folia Quater., 81, 5–156.

Kundzewidz Z., 2003a, *Floods, their frequency, range and impacts*, Papers on Global Change IGBP, 10, 31–47.
Kundzewicz Z., 2003b, *Scenariusze zmian klimatu*, [w:] *Czy Polsce grożą katastrofy klimatyczne?* Komitet Prognoz „Polska 2000 Plus", PAN, Warszawa, s. 14–52.
Liszkowski J., 1971, *Filtracyjne deformacje utworów lessowych,* Biul. Geol. UW, 13, 87–126.
Lorenc H., 2005, *Atlas klimatu Polski*, IMiGW, Warszawa.
Lorenc H., Cebulak E., Głowicki B., Kowalewski M., 2012, *Struktura występowania intensywnych opadów deszczu powodujących zagrożenie dla społeczeństwa, środowiska i gospodarki Polski*, [w:] H. Lorenc (red.), *Klęski żywiołowe a bezpieczeństwo kraju*, Monografie IMGW–PIB, 7–32.
Ludwikowska-Kędzia M., 2001, *Ewolucja środkowego odcinka doliny Belnianki w późnym glacjale i holocenie*, Wyd. Akad. „Dialog", Warszawa.
Łoś M.J., 1980, *Regulacja rzek na Wyżynie Lubelskiej*, Gosp. Wodna, 10, 288–291.
Malicki A., 1946, *Kras lessowy*, Ann. UMCS, B, 1, 131–155.
Malik I., 2008, *Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (Southern Poland)*, Geomorphology, 93, 421–436.
Markowicz-Łohinowicz M., 1968, *Procesy współczesnej korozji krasowej masywu węglanowego Jury Częstochowskiej*, Speleologia, 3, 2, 55–79.
Marsz A., 1999, *Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i na polskim wybrzeżu Bałtyku*, Przegl. Geogr., 71, 223–242.
Maruszczak H., 1952, *Stan i zmiany lesistości województwa lubelskiego w latach 1830–1930*, Ann. UMCS, B, 5, 109–179.
Maruszczak H., 1954, *Werteby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej*, Ann. UMCS, B, 8, 123–262.
Maruszczak H., 1955, *Degradacja terenów lessowych w wyniku rozwoju wzmożonej infiltracji wód atmosferycznych (Procesy suffozji w terenach lessowych)*, Post. Nauk Roln., 2(7), 6(36), 32–49.
Maruszczak H., 1958, *Charakterystyczne formy rzeźby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej*, Czasop. Geogr., 29, 335–354.
Maruszczak H., 1963, *Warunki geologiczno-geomorfologiczne rozwoju erozji gleb w południowej części województwa lubelskiego*, Wiad. IMUZ, 3, 4, 19–44.
Maruszczak H., 1966, *Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu*, Przegl. Geogr., 38, 3, 339–370.
Maruszczak H., 1972, *Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, 1, PWN, Warszawa, s. 340–383.
Maruszczak H., 1973, *Erozja wąwozowa we wschodniej części wyżyn południowopolskich*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 151, 15–30.
Maruszczak H., 1986, *Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych*, Czasop. Geogr., 57, 2, 271–282.
Maruszczak H., 1988, *Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych*, [w:] L. Starkel (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław, s. 109–135.
Maruszczak H., 2001, *Rozwój rzeźby wschodniej części wyżyn metakarpackich w okresie posarmackim*, Przegl. Geogr., 73, 2, 253–280.
Maruszczak H., Rodzik J., Świeca A., 1992, *Denudacja mechaniczna i chemiczna we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 105–133.
Maruszczak H., Sirenko I., 1989/90, *Problemy regionalizacji geomorfologicznej wschodniej części wału metakarpackiego*, Ann. UMCS, B, 44/45, 37–65.

Maruszczak H., Trembaczowski J., 1958, *Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu*, Ann. UMCS, B, 11, 129–160.
Matysik M., 2018, *Wpływ zrzutów wód kopalnianych na odpływ rzek Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*, Wyd. UŚ, Katowice.
Mazur Z., Pałys S., 1992, *Erozja wodna w zlewni lessowej na Lubelszczyźnie w latach 1956–1991*, Ann. UMCS, E, 47, 219–229.
Mącik M., Wojtanowicz J., 1977, *Z badań nad denudacją w dorzeczu górnej Czechówki* (*Wyżyna Lubelska*), Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 193, 101–121.
Michalczyk Z. (red.), 2012, *Ocena warunków występowania wody i tworzenia się spływu powierzchniowego w Lublinie*, Wyd. UMCS, Lublin.
Michalczyk Z., Chmiel S., Głowacki S., Siwek K., Sposób J., 2012, *Surface runoff in the urbanized catchment of Głęboka street in Lublin in the summer season of 2011*, Teka Kom. Ochr. Śros. Przyr. – OL PAN, 9, 107–115.
Michalczyk Z., Janicki G., Rodzik J., Siwek K., 2008, *Hydrogeomorfologiczne skutki intensywnych opadów na międzyrzeczu Bystrzycy i Giełczwi (Wyżyna Lubelska)*, Przegl. Nauk., Inż. i Kształ. Środ., 17, 4, 42, 30–41.
Michalczyk Z., Wilgat T., 1998, *Stosunki wodne Lubelszczyzny*, Badania Hydrograficzne w Poznawaniu Środowiska, 4, 1–167.
Motyka J., 1988, *Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych*, Zesz. Nauk. AGH, 1157, Geologia, 36, 1–109.
Muchowski J., 1977, *Młode wcięcia erozyjne południowej strefy krawędziowej Wyżyny Lubelskiej – ich geneza, wiek i dynamika rozwoju*, Biul. Geol. 22, 117–157.
Niedbała J., Soja R., 1998, *Odpływ z opadu nawalnego w dniu 18 maja 1996 r. w Sułoszowej*, [w:] L. Starkel (red.), *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, Dokum. Geogr., 11, 31–38.
Niedźwiedź T., 1997, *Katastrofalny deszcz nawalny w górnej części dorzecza Nidzicy*, [w:] L. Starkel (red.), *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 8, 38–43.
Nowak W.A., 1993, *Skrasowienie podziemne wapieni i jego odzwierciedlenie w rzeźbie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej w rejonie Częstochowy*, Studia Ośr. Dok. Fizjogr., PAN Oddz. w Krakowie, 21, 1–157.
Nowocień E., 1996, *Dynamika rozwoju wąwozów drogowych na obszarach lessowych*, Prace IUNG, Pamiętn. Puław., 107, 101–111.
Paczyński B. (red.), 1995, *Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000*, cz. II, Wyd. PAE SA, Warszawa.
Paczyński B., Sadurski A. (red.), 2007, *Hydrogeologia regionalna Polski*, t. I, *Wody słodkie*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
Pałys S., 1971, *Erozja górnego i środkowego odcinka rzeki Wieprz na tle ogólnej charakterystyki zlewni*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 16, 119, 67–89.
Pałys S., Mazur Z., Mitrus W., 1998, *Erozja wodna w małej zlewni użytkowanej rolniczo na Wyżynie Lubelskiej*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 460, 559–566.
Parczewski W., 1960, *Warunki występowania nagłych wezbrań na małych ciekach*, Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol., 8, 3, 83–155.
Podział terytorialny, 2017, Bank Danych Lokalnych, GUS, Warszawa.
Pirshepov A.V., Radeloff V.C., Baumann M., Kuemmerle T., Müller D., 2012, *Effects of institutional changes on land use: agricultural land abandonment during the transition from state-command to market-driven economies in post-Soviet Eastern Europe*, Environ. Res. Lett., 7, 024021.

Pulina M., 1974, *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*, Prace Geogr. IG PAN, 105, 1–159.
Pulina M., 1992, *Denudacja krasowa*, [w:] A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy*, Prace Nauk. UŚ, 1254, 16–39.
Pulina M., 1997, *Karst areas in Poland and their changes by human impact*, Landform Analysis, 1, 55–71.
Pulina M., Tyc A., Różkowski J., 1997, *Human impact on karst environment of the Silesian-Cracow region in South Poland*, Proceedings of the 12th Intern. Congress of Speleology, La Chaux-de-Fonds, Switzerland, 10th–17th August 1997, 1, 323–326.
Rejman J., 2006, *Wpływ erozji wodnej i uprawowej na przekształcenie gleb i stoków lessowych*, Acta Agroph., 136, Rozprawy i Monografie, 3, 1–90.
Rejman J., Iglik I., Paluszek J., Rodzik J., 2014, *Soil redistribution and crop productivity in loess areas (Lublin Upland, Poland)*, Soil Till. Res., 143, 77–84.
Rejman J., Rafalska-Przysucha A., Rodzik J., 2014, *The Effect of Land Use Change on Transformation of Relief and Modification of Soils in Undulating Loess Area of East Poland*, The Scientific World Journal, Article ID 341804, 1–11.
Rejman J., Paluszek J., Rodzik J., Furtak T., 2005, *Evaluation of soil erosion and deposition in the catchment*, [w:] *Reorganizing field and landscape structures in a contex of building strategies for soil and water protection*, Lublin, September 15–17, 2005, Institute of Agrophysics PAS, Lublin, s. 8–12.
Repelewska-Pękalowa J., 1973, *Denudacja na zwałach odkrywkowej kopalni siarki w Piasecznie*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 130, 73–90.
Repelewska-Pękalowa J., Pękala K., 1991, *Natężenie erozji eolicznej gleb na Lubelszczyźnie*, [w:] Z. Mazur, S. Pałys, W. Grodzieński (red.), *Erozja gleb i jej zapobieganie*, Akad. Roln., Lublin, s. 293–303.
Rocznik Statystyczny Polski, 2018, GUS.
Rocznik Statystyczny województw, 2018, GUS.
Rodzik J., 1981, *Wpływ wysokich opadów z października 1974 r. na denudację w zlewni Bystrej*, Biul. Lub. Tow. Nauk., 23, Geogr. 1/2, 13–17.
Rodzik J., 1984, *Natężenie współczesnej denudacji w silnie urzeźbionym terenie lessowym w okolicy Kazimierza Dolnego*, Przew. Ogólnopol. Zjazdu Pol. Tow. Geogr., Lublin 13–15 września 1984, 2, 125–130.
Rodzik J., 2001, *Wpływ rozczłonkowania stoku na zróżnicowanie erozji gleb uprawnych*, Folia Univ. Agricult. Stet., 217, Agricultura, 87, 201–204.
Rodzik J., 2006, *Wąwozy – naturalne czy kulturowe elementy krajobrazu?* Probl. Ekol. Krajobrazu, 18, 377–382.
Rodzik J., 2010, *Influence of land use on gully system development (case study: Kolonia Celejów loess catchment)*, [w:] J. Warowna, A. Schmitt (red.), *Human impact on upland landscapes of the Lublin region*, Kartpol, Lublin, s. 195–209.
Rodzik J., Furtak T., Zgłobicki W., 2009, *The impact of snowmelt and heavy rainfall runoff on erosion rates in a gully system, Lublin Upland, Poland*, Earth Surf. Proces. Landf., 34, 1938–1950.
Rodzik J., Janicki G., 2002, *Rozwój lessowej skarpy uprawowej na tle użytkowania ziemi w warunkach zwiększonej częstości wysokich opadów*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 315–325.
Rodzik J., Janicki G., 2003, *Local downpours and their erosional effects*, Papers on Global Change IGBP, 10, 49–66.
Rodzik J., Janicki G., Rejman J., 2007, *Human induced conditions of sediment transport during heavy rainfall in catchments of first-order of the Lublin Upland (Poland)*, [w:] A. Jakubíková, K. Uhlírova (red.), *Proceedings of the International conference on Off-site impacts of soil ero-*

sion and sediment transport, Prague, Czech Republic, 1–3 October 2007, Czech Technical University in Prague, s. 39–43.
Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998, *Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 11, 45–68.
Rodzik J., Janicki G., Zgłobicki W., 1996, *Reakcja agroekosystemu zlewni lessowej na epizodyczny spływ podczas gwałtownej ulewy*, [w:] A. Józefaciuk (red.), *Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją*, Ogólnopol. Symp. Nauk., Puławy 11–13 września 1996, Prace Nauk., 1, 201–215.
Rodzik J., Krukowski M., Zagórski P., 2010, *Rozwój śródpolnego wąwozu drogowego w świetle badań pedologicznych i pomiarów GPS*, Annales Universitatis Paedagogicae Cracoviensis, 93, 137–147.
Rodzik J., Krukowski M., Zagórski P., 2014a, *The mechanism and stages of development of a field road gully in relation to changes in the surrounding land relief*, Ann. UMCS, B, 64, 1, 135–147.
Rodzik J., Mroczek P., Wiśniewski T., 2014b, *Pedological analysis as a key for reconstructing primary loess relief – A case study from the Magdalenian site in Klementowice (eastern Poland)*, Catena, 117, 50–59.
Rodzik J., Schmitt A., Zgłobicki W., 2004, *Warunki rozwoju wąwozów Roztocza Szczebrzeszyńskiego*, [w:] R. Dobrowolski, S. Terpiłowski (red.), *Stan i zmiany środowiska geograficznego wybranych regionów wschodniej Polski*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 117–123.
Rodzik J., Siwek K., 2008, *Natężenie procesów niweo-eolicznych w okolicy Lublina w lutym 2007 r.*, Landform Analysis, 9, 192–197.
Rodzik J., Stępniewski K., 2005, *Spłukiwanie na zróżnicowanych litologicznie użytkowanych rolniczo stokach Roztocza Środkowego*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorf. Polskich, Kraków, 19–22 września 2005, SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, IG AP, Kraków, s. 389–396.
Rodzik J., Zgłobicki W., 1998, *Współczesne procesy rzeźbotwórcze w północno-wschodniej części Roztocza Szczebrzeszyńskiego*, [w:] R. Dobrowolski (red.), *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy*, IV Zjazd Geomorf. Polskich, 3, 105–112.
Rodzik J., Zgłobicki W., 2000, *Współczesny rozwój wąwozu lessowego na tle układu pól*, [w:] S. Radwan., Z. Lorkiewicz (red.), *Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 257–261.
Różkowski J., 2006, *Wody podziemne utworów węglanowych południowej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej i problemy ich ochrony*, Wyd. UŚ, Katowice.
Rutkowski J., 1997, *Przekształcenie wąwozów*, [w:] L. Starkel (red.), *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej* (*na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku*), Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 8, 86–92.
Rutkowski J., 2003, *Morphological forms connected with exploitation of mineral raw materials in Poland*, [w:] A. Kotarba (red.), *Holocene and late vistulian paleogeography and paleohydrology*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 189, 43–158.
Rzepa C., 1992, *Wpływ denudacji na chemizm wód w zlewni Czarnej Nidy w Górach Świętokrzyskich*, Kiel. Tow. Nauk., Kielce.
Rzętała M., 1998, *Zróżnicowanie występowania sztucznych zbiorników wodnych na obszarze Wyżyny Katowickiej*, Geogr. Stud. et Diss., 22, 52–67.
Rzętała M.A., 2014, *Wybrane przemiany geomorfologiczne mis zbiorników wodnych i ocena zanieczyszczeń osadów zbiornikowych w warunkach zróżnicowanej antropopresji (na przykładzie regionu górnośląsko-zagłębiowskiego)*, Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
Sadurska E., Maruszczak H., 1982, *Zmiany natężenia denudacji mechanicznej w górnej części dorzecza Bystrej na Wyżynie Lubelskiej w dwudziestoleciu 1952–1971*, Pamięt. Puław., 78, 27–47.

Schmitt A., Rodzik J., Zgłobicki W., Russok Ch., Bork H.-R., 2006, *Time and scale of gully erosion in the Jedliczny Dol gully system, south-east Poland*, Catena, 68, 124–132.
Siwek K., 2006, *Zróżnicowanie opadów atmosferycznych na Lubelszczyźnie w latach 1951–2000*, praca doktorska, Archiw. Bibl. Gł. UMCS, Lublin.
Sołtysik R., 2000, *Wpływ czynnika tektonicznego na formowanie zabagnień w strefach przedprzełomowych dolin rzecznych Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia*, Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach, 4, 209–222.
Sołtysik R., 2002, *Geneza mokradeł Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej*, Prace Inst. Geogr. AŚ, Kielce, 9, 1–126.
Starkel L., 1986, *Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat)*, Czasop. Geogr., 57, 2, 203–213.
Starkel L., 1988, *Przemiany środowiska geograficznego Polski a dzisiejsze geosystemy*, [w:] L. Starkel (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław, s. 7–24.
Starkel L. (red.), 1997, *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej*, Dokum. Geogr., 8, 1–108.
Starkel L., 2003, *Extreme meteorological events and their role in environmental changes, the economy and history*, Papers on Global Change IGBP, 10, 7–13.
Starkel L., 2008a, *Paleogeograficzne korzenie współczesnej rzeźby Polski*, [w:] A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień, L. Starkel (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Wyd. IGiGP UJ, Kraków, s. 13–20.
Starkel L., 2008b, *Rola ekstremalnych zjawisk meteorologicznych w przekształcaniu rzeźby południowej Polski*, [w:] M.J. Kotarba (red.), *Przemiany środowiska naturalnego a rozwój zrównoważony*, Wyd. TBPŚ GEOSFERA, Kraków, s. 41–52.
Stępniewska S., 2007, *Zmienność odpływu górnego Wieprza*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, Badania Hydrograficzne w Poznawaniu Środowiska, 8, 513–520.
Stępniewska S., Stępniewski K., 2008, *Variability of fluvial transport of the upper Wieprz river*, Ann. Warsaw Univ. of Life Sci. – SGGW, Land Reclam., 39, 59–68.
Stępniewski K., 2008, *Wpływ spływu roztopowego i deszczowego na wielkość spłukiwania z poletek o różnym użytkowaniu*, Landform Analysis, 9, 49–52.
Stępniewski K., Demczuk P., Rodzik J., Siwek K., 2010, *Związki między opadem deszczu a spływem powierzchniowym i spłukiwaniem gleby na poletkach doświadczalnych o różnym użytkowaniu (Guciów – Roztocze Środkowe)*, Prace i Studia Geograficzne UW, 45, 229–241.
Strzemski M., 1957, *Efekty erozji wietrznej na terenie południowo-wschodniej Polski w lutym 1956 roku*, Przegl. Geogr., 29, 371–374.
Suligowski R., 2004, *Struktura czasowa i przestrzenna opadów w Polsce. Próba regionalizacji*, Prace Inst. Geogr. AŚ, 12, 1–110.
Suligowski R., 2013, *Maksymalny wiarygodny opad na Wyżynie Kieleckiej*, Wyd. UJK, Kielce.
Superson J., Rodzik J., Reder J., 2014, *Natural and human influence on loess gully catchment evolution: A case study from Lublin Upland, E Poland*, Geomorphology, 212, 28–40.
Szczypek T., Wach J., 1993, *Antropogenicznie wymuszone procesy i formy eoliczne na Wyżynie Śląskiej*, Stow. Geomorf. Polskich, Poznań.
Szponar A., 2003, *Fizjografia urbanistyczna*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
Szypuła B. (red.), 2017, *Mapa Geomorfologiczna GOP 1:50 000 – wersja cyfrowa*, WNoZ UŚ, Sosnowiec.
Śnieszko Z., 1995, *Ewolucja obszarów lessowych Wyżyn Polskich w czasie ostatnich 15 000 lat*, Wyd. UŚ, Sosnowiec.

Świeca A., 1991, *Denudacja chemiczna zlewni górnego Wieprza*, [w:] A. Kostrzewski, S. Kozarski, Z. Zwoliński (red.), Mater. I Zjazdu Geomorf. Polskich, Komisja Geomorfologii PTG, IBCz UAM, Poznań, s. 29–30.
Świeca A., 1998, *Wpływ czynników antropogenicznych na rzeczny odpływ roztworów i zawiesin na międzyrzeczu Wisły i Bugu*, Wyd. UMCS, Lublin.
Świeca A. (red.), 2004, *Przyrodnicze uwarunkowania dynamiki obiegu wody i natężenia transportu fluwialnego w zlewni górnego Wieprza*, Wyd. UMCS, Lublin.
Świeca A., Kociuba W., Brzezińska-Wójcik T., 2015, *Hydroclimatic and geological conditions of the variability of fluvial transport rate in the upper part of the Wieprz River catchment*, Quaest. Geogr., 34, 1, 5–14.
Teisseyre A.K., 1984, *Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982)*, Geol. Sudetica, 19, 1, 7–71.
Teisseyre A.K., 1991a, *Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej*, Acta Univ. Vratisl., Prace Geol.-Mineral., 22, 1–203.
Teisseyre A.K., 1991b, *The deluvial (slopewash) system: A proposal*, Bulletin Polish Academy of Sciences Ser. Earth Sci., 39, 4, 381–388.
Teisseyre A.K., 1992, *Epizodyczne koryta a rozwój suchych dolin w krajobrazie rolniczym*, AUW, Prace Geol.-Mineral., 31, 1–88.
Teisseyre A.K., 1994, *Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku*, Acta Univ. Vratisl, Prace Geol.-Mineral., 43, 1–188.
Turski R., Paluszek J., Słowińska-Jurkiewicz A., 1987, *Wpływ erozji na fizyczne właściwości gleb wytworzonych z lessu*, Roczn. Gleb., 38, 1, 37–49.
Twardosz R., 2009, *Analysis of hourly precipitation characteristics in Krakow, southern Poland, using a classification of circulation types*, Hydrology Research, 40, 6, 553–563.
Tyc A., 1989, *Współczesne procesy krasowe w strefie oddziaływania kopalń olkuskiego okręgu rudnego*, Kras i Speleologia, 6(XV), 23–39.
Tyc A., 1990, *Formy zapadliskowe w krasie olkuskiego okręgu rudnego wywołane działalnością górniczą i pompowaniem wód*, Zesz. Nauk. AGH, 1368, Sozologia i Sozotechnika, 32, 100–112.
Tyc A., 1996, *The nature of epikarst and its role in dispersed pollution of carbonate aquifers*, [w:] A. Różkowski, A. Kowalczyk, J. Motyka, K. Rubin (red.), *International Conference on Karst-Fractured Aquifers – Vulnerability and Sustainability*, Katowice–Ustroń, 10–13 czerwca 1996, Prace Nauk. UŚ, 1563, 270–281.
Tyc A., 1997a, *Wpływ antropopresji na procesy krasowe Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na przykładzie obszaru Olkusz–Zawiercie*, Kras i Speleologia, nr spec., 2, 1–176.
Tyc A., 1997b, *Spring chemograph analysis – the influence of thaw effect and dispersed pollution impulses (Cracow–Częstochowa Upland, Poland)*, Acta Carsologica, 26/2, 373–385.
Tyc A., 2004, *Central Europe*, [w:] J. Gunn (red.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*, Fitzroy Dearbon, New York-London, 331–333.
Tyc A., 2005, *Relikty krasu podziemnego we współczesnej morfologii ostańców Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorf. Polskich, Kraków, 19–22 września 2005, SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, IG AP, Kraków, s. 481–486.
Tyc A., 2007, *Suffosion dolines and roche-mutonned monadnocks in the area of Kusięta*, [w:] P. Socha, K. Stefaniak, A. Tyc (red.), *Karst and Cryokarst. Guidebook and abstracts*, 25th Speleol. School and 8th GLACKIPR Symp., Sosnowiec–Wrocław, March 19–26, 2007, Department of Geomorphology UŚ, Zoological Institute UWr, s. 38–39.
Tyc A., 2009, *Karst and caves of the Częstochowa Upland – morphology and the outline of speleogenesis*, [w:] K. Stefaniak, A. Tyc, P. Socha (Eds), *Karst of the Częstochowa Upland and*

of the Eastern Sudetes: palaeoenvironments and protection, Studies of the Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, 56, 11–36.
Urban J., Gubała J., Kasza A., 2003, *Jaskinie w gipsach Niecki Nidziańskiej*, Przegl. Geol., 51, 1, 79–88.
Urban J., Chwalik-Borowiec A., Kasza A., 2015, *Warunki rozwoju i wiek krasu w gipsach Niecki Soleckiej*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 462, 125–152.
Ustrnul Z., Czekierda D., 2009, *Atlas ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz sytuacji synoptycznych w Polsce*, IMGW, Warszawa.
Wach J., 1987, *Zmiany profilu podłużnego Kłodnicy w wyniku osiadań górniczych*, [w:] T. Szczypek, J. Wach (red.), *Problemy geograficzne górnośląsko-ostrawskiego regionu przemysłowego*, Oddział Doskonalenia Nauczycieli Katowice, Uniwersytet Śląski Sosnowiec, Katowice–Sosnowiec, s. 126–130.
Wałek G., 2012, *Współczesne przeobrażenia rzeźby na terenie Kielc*, Landform Analysis, 19, 81–90.
Wałek G., 2019, *Wpływ dróg na kształtowanie spływu powierzchniowego w obszarze urbanizowanym na przykładzie Kielc*, Wyd. UJK, Kielce (w druku).
Wibig J., 2000, *Oscylacja północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu*, Przegl. Geofiz., 45, 2, 121–137.
Wojtanowicz J., 1990, *Procesy eoliczne*, [w:] M. Bogacki (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski Południowo-Wschodniej*, Prace Geogr. IG i PZ PAN, 153, 99–107.
Wrona A., 1975, *Z problematyki wpływu przemysłu na środowisko geograficzne Rybnickiego Okręgu Węglowego*, Czasop. Geogr., 46, 3, 295–312.
Wrona A., Klecha J., 2001, *Zastosowanie teledetekcji i badań naziemnych do oceny zmian środowiska wybranych miast Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego*, Probl. Ekol. Krajobrazu, 10, 426–431.
Wyrzykowski T., 1971, *Map of recent absolute velocities of vertical movements of the earths crust surface on the territory of Poland, 1:2 500 000*, Inst. Geod.-Kart., Warszawa, s. 1–7.
Zgłobicki W., 1998a, *Antropogeniczne przekształcenia rzeźby i procesów rzeźbotwórczych na terenach lessowych użytkowanych rolniczo* (*Roztocze Szczebrzeszyńskie*), Ann. UMCS, B, 53, 305–321.
Zgłobicki W., 1998b, *Wąwozy drogowe północno-zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego*, [w:] R. Dobrowolski (red.), *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy*, IV Zjazd Geomorf. Polskich, 3, 175–179.
Zgłobicki W., 2002, *Dynamika współczesnych procesów denudacyjnych w północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej*, Wyd. UMCS, Lublin.
Zgłobicki W., Baran-Zgłobicka B., 2005, *Abiotyczne uwarunkowania powstawania wąwozów na obszarach lessowych Polski południowo-wschodniej*, Przegl. Geogr., 77, 357–365.
Zgłobicki W., Baran-Zgłobicka B., 2007, *Uwarunkowania zmian lesistości w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego w ciągu ostatnich 100 lat*, [w:] A. Latocha, A. Traczyk (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Metody badań i studia przypadków*, IGiSR UWr, SGP, Wyd. GAJT, Wrocław, s. 168–176.
Zgłobicki W., Gawrysiak L., Baran-Zgłobicka B., Telecka M., 2016, *Long-term forest cover changes, within an agricultural region, in relation to environmental variables, Lubelskie province, Eastern Poland*, Environ. Earth. Sci., 75, 373, DOI 10.1007/s12665–016–6195-z.
Zgłobicki W., Rodzik J., 2007, *Heavy metals in the slope deposits of loess areas of the Lublin Upland (E Poland)*, Catena, 71, 84–95.
Zgłobicki W., Rodzik J., Schmitt A., Schmidtchen G., Dotterweich M., Zamhoffer S., Bork H-R., 2003, *Fazy erozji wąwozowej w okolicach Kazimierza Dolnego*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel

(red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, Prace Oddziału Katowickiego PTG, 3, 234–238.

Zieliński A., 1998, *Geomorfologiczne skutki zdarzeń powodziowych w okolicach Kromołowa w maju 1996 roku*, [w:] L. Starkel (red.), *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 11, 39–44.

Zieliński T., 1998, *Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, Wydz. Geogr. i Stud. Region. UW, Warszawa, s. 195–257.

Ziemnicki S., 1959, *Znaczenie skarpy w terenie erozyjnym*, Roczn. Nauk Roln., 73-F-4, 715–746.

Ziemnicki S., 1974, *Road gullies in loess territories*, Roczn. Gleb., 25 (dodatek), 241–253.

Ziemnicki S., Mazur Z., Pałys S., 1975, *Rozwój wąwozu lessowego na Kwaskowej Górze*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 170, 7–24.

Ziętara T., 1990, *Procesy osuwiskowe*, [w:] M. Bogacki (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski Południowo-Wschodniej*, Prace Geogr., 153, 109–117.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011, *Regionalizacja tektoniczna Polski*, Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Żmuda S., 1973, *Antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego konurbacji górnośląskiej*, PWN, Warszawa–Kraków.

Żurek S., 2000, *Przegląd badań torfowisk obszarów wyżynnych Polski ze szczególnym uwzględnieniem torfowiska Białe Ługi*, [w:] B.J. Kowalski (red.), *Geologia i geomorfologia Gór Świętokrzyskich – kontrowersje i nowe spojrzenia*, Prace Inst. Geogr. WSP w Kielcach, 4, 237–257.

Rozdział 8

Współczesne przemiany rzeźby strefy staroglacjalnej Niżu Polskiego

Ujście Narwi do Wisły (ESA/Copernicus)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-08

CC BY 4.0

Rozdział 8

Współczesne przemiany rzeźby strefy staroglacjalnej Niżu Polskiego

Zbigniew Rdzany, Marek Kasprzak, Daniel Okupny, Aleksander Szmidt

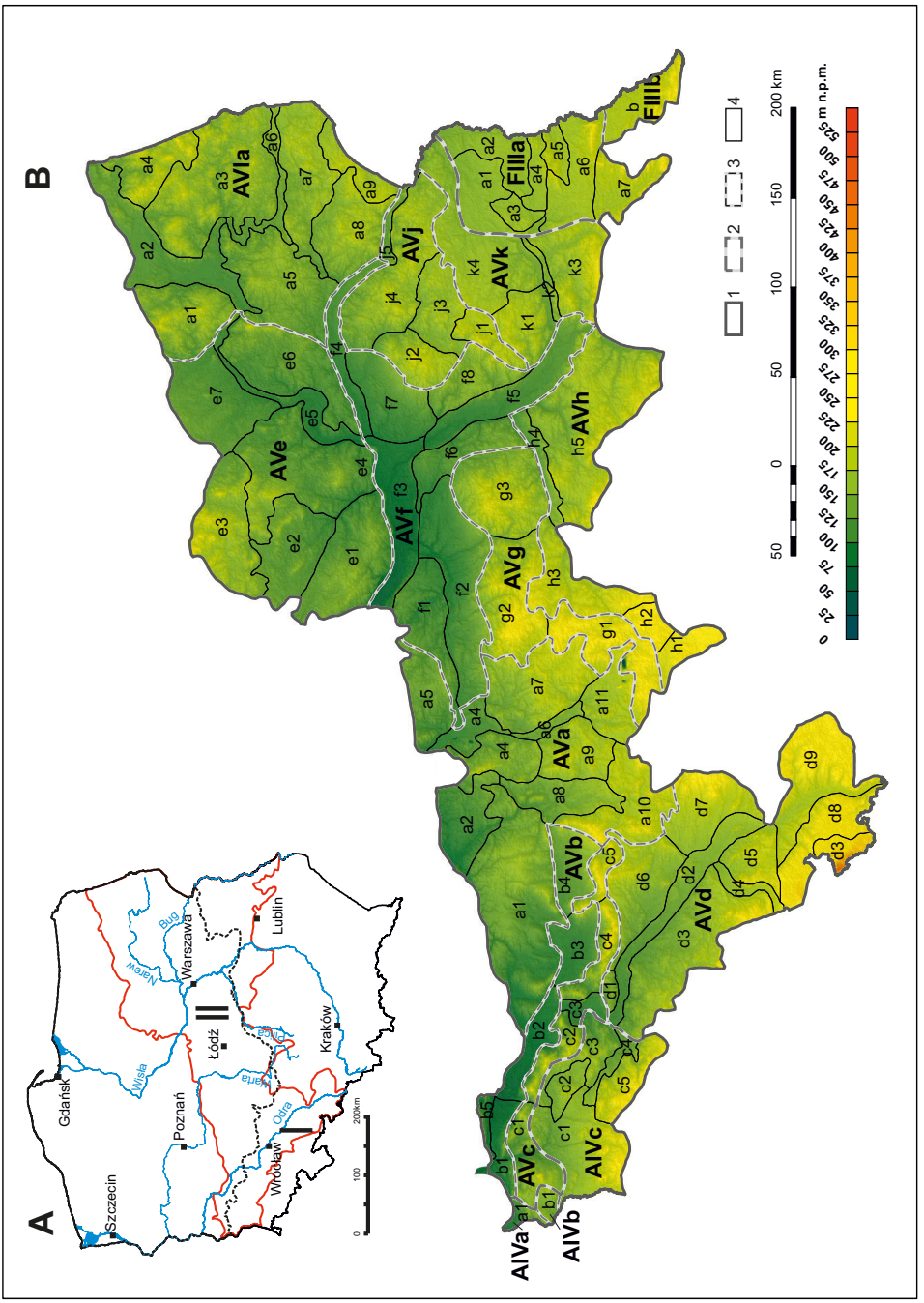
8.1. Charakterystyka tła środowiskowego strefy staroglacjalnej

8.1.1. Zróżnicowanie regionalne rzeźby i jej paleogeograficzne uwarunkowania

Strefa staroglacjalna zajmuje południową część Niżu Polskiego pomiędzy Wyżynami Polskimi i Masywem Czeskim a południową granicą Pojezierzy Południowobałtyckich i Wschodniobałtyckich, która nawiązuje do maksymalnego zasięgu zlodowacenia wisły (Gilewska 1986, 1991; ryc. 8.1). Ten pas nizin niemal w całości należy do prowincji Niżu Środkowoeuropejskiego (podprowincje Niż Środkowopolski i wschodnia część Nizin Sasko-Łużyckich), a jedynie fragment południowo-wschodni, obejmujący podprowincję Polesie, wchodzi w skład Niżu Zachodniorosyjskiego (Niżu Wschodnioeuropejskiego wg Solona i in. 2018).

W granicach Nizin Środkowopolskich wydzielono dziesięć makroregionów geomorfologicznych (Gilewska 1986, 1991), są to: Nizina Południowowielkopolska, Obniżenie Milicko-Głogowskie, Wał Trzebnicki (Wał Śląski), Nizina Śląska, Wzniesienia Łódzkie, Niziny Północno-, Środkowo- i Południowomazowiecka, oraz Niziny Północnopodlaskie. Niziny Sasko-Łużyckie zawierają trzy makroregiony: Obniżenie Dolnołużyckie, Wzniesienia Łużyckie i Nizinę Śląsko-Łużycką, natomiast w obrębie podprowincji Polesie wyróżniono Nizinę Zachodniopoleską i Południowopoleską (w starszej wersji podziału z 1986: Polesie Lubelskie i Polesie Wołyńskie). W zasięgu tych 15 makroregionów wyodrębniono 88 mezoregionów jako podstawowe jednostki geomorfologiczne.

Strefa staroglacjalna Niżu Polskiego leży między równoleżnikami 49°54´N i 53°44´N oraz między południkami 14°35´E i 23°56´E. Jej powierzchnia osiąga 114,1 tys. km^2, co oznacza, że jej udział w powierzchni kraju wynosi 36%, a więc


A
B
Gdańsk
Szczecin
Poznań
Warszawa
Łódź
Lublin
Kraków
Wrocław
Wisła
Bug
Narew
Pilica
Warta
Odra
0
100
200km
AIVa
AIVb
AIVc
AVa
AVb
AVc
AVd
AVe
AVf
AVg
AVh
AVj
AVk
AVIa
FIIIa
FIIIb
1
2
3
4
50
0
50
100
150
200 km
m n.p.m.

Ryc. 8.1. Położenie, zróżnicowanie rzeźby i podział strefy staroglacjalnej Niżu Polskiego na pasy morfogenetyczne oraz regiony geomorfologiczne (wg Gilewskiej 1986, 1991)

A – pasy morfogenetyczne: I – południowy pas odrzański, II – północny pas warciański; B – makroregiony i mezoregiony (wymienione w nawiasach) w podprowincjach Niżu staroglacjalnego; cyfrowy model wysokościowy Polski na podstawie danych Centralnego Ośrodka Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej (CODGiK) o interwale siatki co najmniej 100 m; 1 – granica strefy staroglacjalnej, 2 – granice podprowincji, 3 – granice makroregionów, 4 – granice mezoregionów

A – Niż Środkowoeuropejski, AIV – podprowincja Nizin Sasko-Łużyckich: AIV.a – makroregion Obniżenie Dolnołużyckie (a1 – Kotlina Zasiecka), IV.b – makroregion Wzniesienia Łużyckie (b1 – Wał Mużakowski), AIV.c – makroregion Nizina Śląsko-Łużycka (c1 – Równina Borów Dolnośląskich, c2 – Równina Szprotawska, c3 – Wysoczyzna Lubińska, c4 – Równina Legnicka, c5 – Wysoczyzna Chojnowska)

AV – podprowincja Nizin Środkowopolskich: AVa – makroregion Nizina Południowowielkopolska (a1 – Wysoczyzna Koźmińska, a2 – Równina Rychwalska, a3 – Wysoczyzna Turecka, a4 – Kotlina Kolska, a5 – Wysoczyzna Kłodawska, a6 – Kotlina Sieradzka, a7 – Wysoczyzna Łaska, a8 – Kotlina Grabowska, a9 – Wysoczyzna Złoczewska, a10 – Wysoczyzna Wieruszowska, a11 – Kotlina Szczercowska; AVb – makroregion Obniżenie Milicko-Głogowskie (b1 – Dolina Nowosolska, b2 – Pradolina Głogowska, b3 – Kotlina Żmigrodzka, b4 – Kotlina Milicka, b5 – Wał Zielonogórski; AVc – makroregion Wał Trzebnicki (c1 – Wniesienia Żarskie, c2 – Wzgórza Dalkowskie, c3 – Kotlina Ścinawska, c4 – Wzgórza Trzebnickie, c5 – Wzgórza Twardogórskie, c6 – Wzgórza Ostrzeszowskie); AVd – makroregion Nizina Śląska (d1 – Wysoczyzna Rościsławska, d2 – Dolina Wrocławska, d3 – Równiny Nadodrzańskie, d4 – dolina Nysy Kłodzkiej, d5 – Równina Niemodlińska, d6 – Równina Oleśnicka, d7 – Równina Opolska, d8 – Płaskowyż Głubczycki, d9 – Kotlina Raciborska); AVe – makroregion Nizina Północnomazowiecka (e1 – Wysoczyzna Płońska, e2 – Równina Raciąska, e3 – Wzniesienia Mławskie, e4 – Wysoczyzna Ciechanowska, e5 – Dolina Dolnej Narwi, e6 – Wysoczyzna Łomżyńska, e7 – Równina Kurpiowska); AVf – makroregion Nizina Środkowomazowiecka (f1 – Równina Kutnowska, f2 – Równina Łowicko-Błońska, f3 – Kotlina Warszawska, f4 – Dolina Dolnego Bugu, f5 – Dolina Środkowej Wisły, f6 – Równina Warszawska, f7 – Równina Wołomińska, f8 – Równina Garwolińska); AVg – makroregion Wzniesienia Łódzkie (g1 – Wysoczyzna Bełchatowska, g2 – Wysoczyzna Łódzka, g3 – Wysoczyzna Rawska); AVh – makroregion Równiny Piotrkowsko-Radomskie (h1 – Kotlina Łęgowa, h2 – Wzgórza Radomszczańskie, h3 – Równina Piotrkowska, h4 – Dolina Dolnej Pilicy, h5 – Równina Radomska); AVj – makroregion Nizina Południowopodlaska – część północna (j1 – Wysoczyzna Żelechowska Północna, j2 – Wysoczyzna Kałuszyńska, j3 – Obniżenie Węgrowskie, j4 – Wysoczyzna Siedlecka, j5 – Podlaski Przełom Bugu); AVk – makroregion Nizina Południowopodlaska – część południowa (k1 – Wysoczyzna Żelechowska, k2 – Pradolina Wieprza, k3 – Wysoczyzna Lubartowska, k4 – Równina Łukowska); AVIa – makroregion Nizina Północnopodlaska (a1 – Wysoczyzna Kolneńska, a2 – Kotlina Biebrzańska, a3 – Wysoczyzna Białostocka, a4 – Wzgórza Sokalskie, a5 – Wysoczyzna Wysokomazowiecka, a6 – Dolina Górnej Narwi, a7 – Równina Bielska, a8 – Wysoczyzna Dorohicka, a9 – Równina Tymieniecka)

F – prowincja Niż Zachodniorosyjski, FIII – podprowincja Polesie, FIIIa – makroregion Polesie Lubelskie (a – Zaklęsłość Łomaska, a2 – Równina Kodeńska, a3 – Równina Parczewska, a4 – Zaklęsłość Sośnowicka, a5 – Garb Włodawski, a6 – Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie, a7 – Obniżenie Dorohuckie), FIIIb – makroregion Polesie Wołyńskie (b1 – Obniżenie Dubienki)

jest większy od obszaru górsko-wyżynnego Polski (26%) oraz nieco mniejszy od strefy młodoglacjalnej (38%). Jej rozciągłość południkowa waha się w granicach od około 70 km na zachodnie do około 300 km na wschodzie kraju.

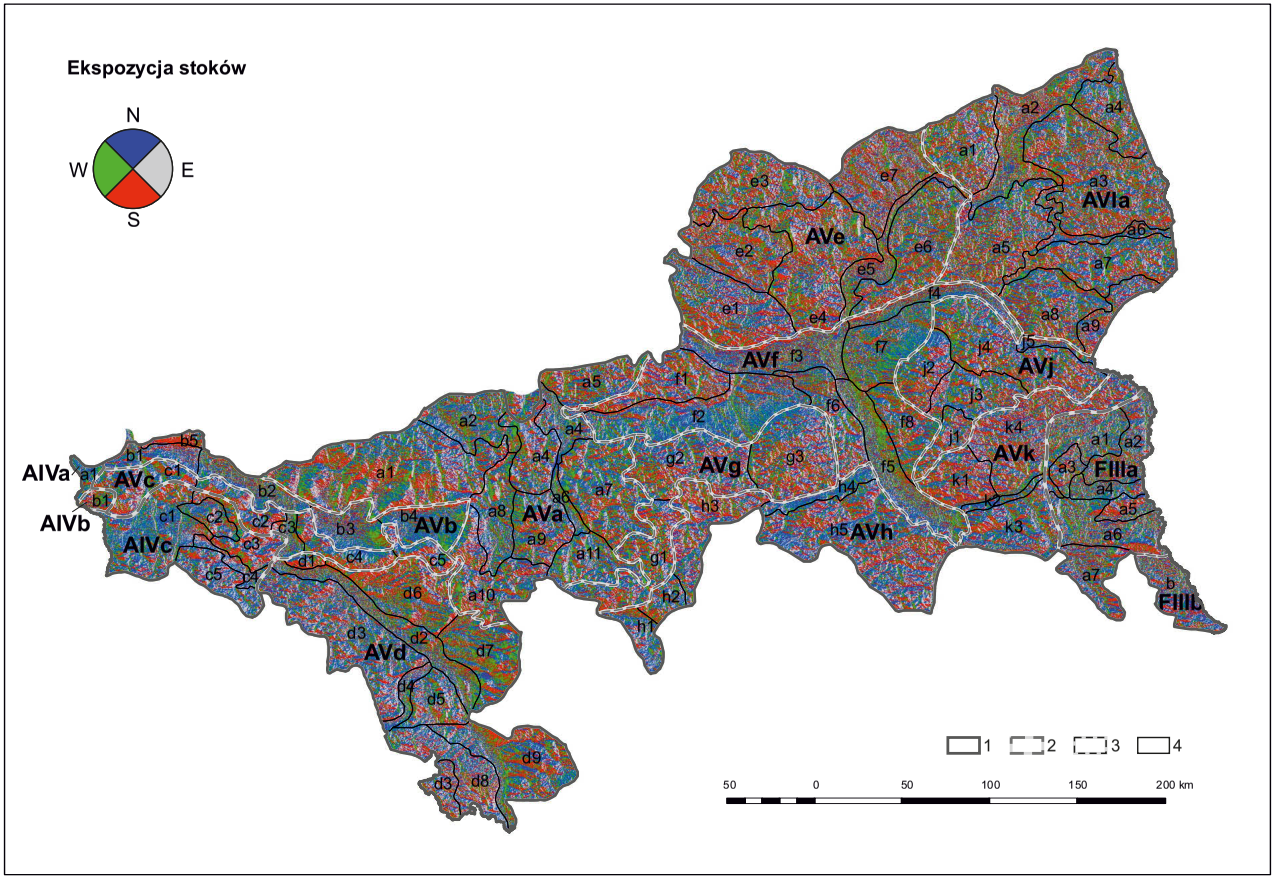
Do tej strefy zaliczane są obszary ukształtowane przez lądolody przed interglacjałem eemskim, a także osady i formy, na które ostatni lądolód nałożył względnie cienką pokrywę osadów bezpośredniej i pośredniej akumulacji w pobliżu linii maksymalnego zasięgu, np. Wał Zielonogórski (Bartkowski 1969), a także sandry ostatniego zlodowacenia, wnikające zatokami nawet na kilkadziesiąt kilometrów na południe od maksymalnego zasięgu lądolodu wisły (m.in. na Równinie Kurpiowskiej).

Powierzchnia terenu strefy staroglacjalnej pochyla się łagodnie na północ od granicy pasa wyżynnego, gdzie miejscami dochodzi do 300 m n.p.m., osiągając około 41 m n.p.m. w zasięgu dorzecza Odry w dolinie Nysy Łużyckiej w Gubinie, zaś w dolinie Wisły koło Płocka 57 m n.p.m. W najprostszym ujęciu opis zróżnicowania rzeźby tego obszaru można sprowadzić do stwierdzenia dwudzielności. W części północnej dominują tzw. wysoczyzny bezjeziorne, a faktycznie tereny o niskiej jeziorności – zarówno płaskie, faliste, jak i pagórkowate. Część południowa, stanowiąca bezpośrednie przedpole wyżyn i pogórzy sudeckich, to dominacja równin, co znalazło nawet wyraz w nazewnictwie wydzielonych tu mezoregionów (Galon 1972, Gilewska 1986, 1991; ryc. 8.1). Analiza ekspozycji stoków (ryc. 8.2, 8.3) wskazuje na przewagę stoków o ekspozycji północnej. Z kolei najmniejsze powierzchnie w większości regionów zajmują stoki pochylone na zachód.

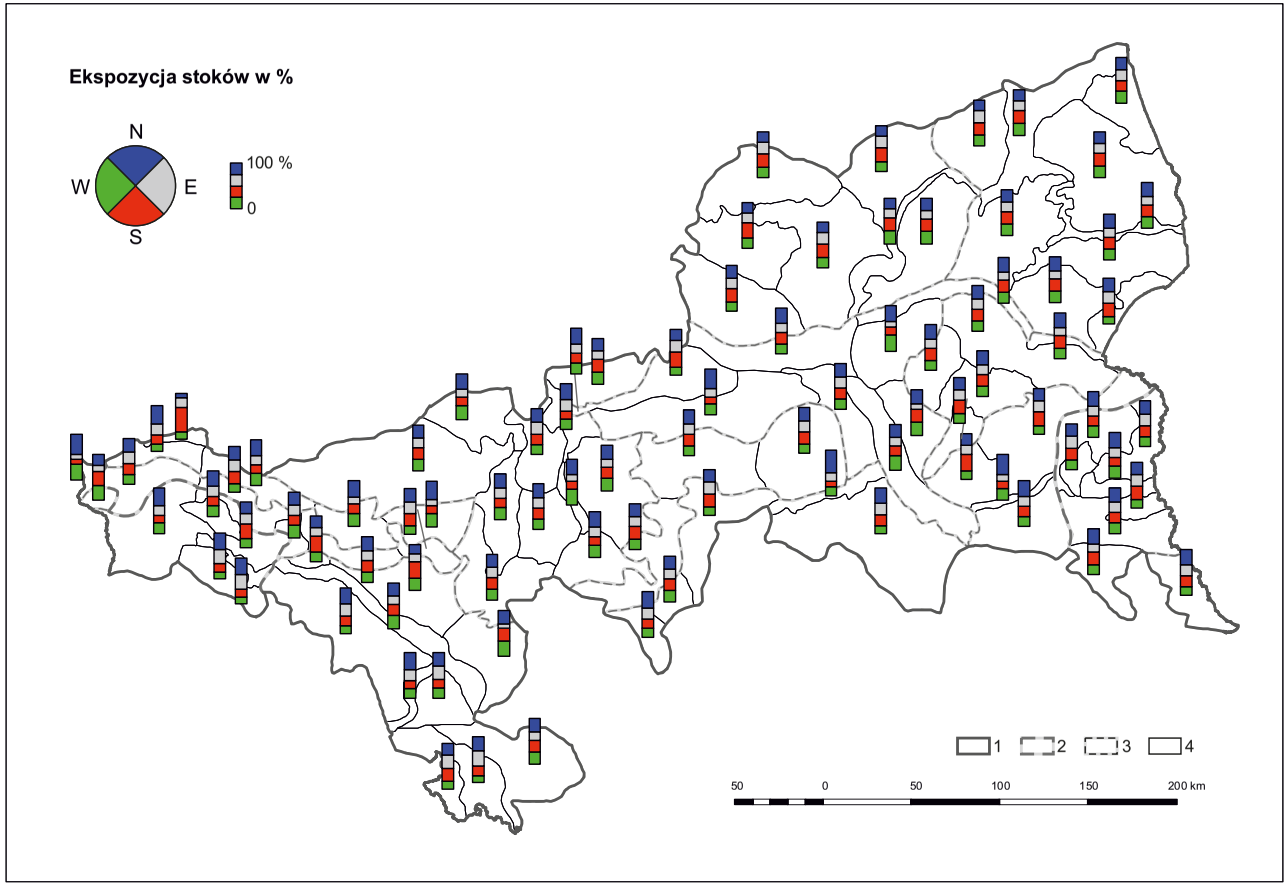
Z punktu widzenia stopnia przetrwania pierwotnych cech rzeźby glacjalnej wyróżnia się zwykle trzy równoleżnikowe pasy (Gilewska 1991, Gilewska, Klimek 1997). W krajobrazie pasa południowego wyodrębnia się obrzeże o cechach równinno-pagórkowatych, gdzie zaznaczają się denudacyjne cechy odrzańskich form glacjalnych, a w wielu miejscach płytko pod powierzchnią terenu występują kopalne formy ukształtowane w paleogenie i neogenie; gdzieniegdzie pojawiają się także niewielkie wychodnie utworów mezozoicznych.

Pas środkowy ma rzeźbę znacznie bardziej urozmaiconą, zwłaszcza na zachodzie. Wyróżnia się tu ciąg wzniesień Wału Trzebnickiego, zwanego także Wałem Śląskim (Badura, Przybylski 2002), biegnący od doliny Nysy Łużyckiej na zachodzie po dolinę Prosny na wschodzie. Tworzą go Wzniesienia Żarskie, Wzgórza Dalkowskie, Kotlina Ścinawska (Obniżenie Ścinawskie) oraz Wzgórza Trzebnickie, Twardogórskie i Ostrzeszowskie. Mają one wysokości względne 100–150 m, choć ich najwyższe kulminacje przekraczają 250 m n.p.m. (284 m n.p.m. – Kobyla Góra na wschód od Sycowa, 257 m n.p.m. – Farna Góra na zachód od Trzebnicy). Północne stoki Wzgórz Trzebnickich opadają łagodnie do Obniżenia Milicko-Głogowskiego.

Na Wysoczyźnie Bełchatowskiej i Łódzkiej kulminacje wielu wałów, wzgórz i pagórków osiągają także przedział 200–300 m wysokości bezwzględnej, lecz formy polodowcowe, np. kemy wschodniej części Wysoczyzny Łódzkiej, tworzą zespoły mniej zwarte i niżej położone (Klajnert 1978, Rdzany 1997).



Ryc. 8.2. Ekspozycja stoków obszaru staroglacjalnego na podstawie danych CODGiK o interwale siatki co najmniej 100 m: N – północna, E – wschodnia, S – południowa, W – zachodnia; granice regionów jak na rycinie 8.1



Ryc. 8.3. Ekspozycja stoków w mezoregionach geomorfologicznych strefy staroglacjalnej na podstawie danych CODGiK o interwale siatki co najmniej 100 m: N – północna, E – wschodnia, S – południowa, W – zachodnia; granice regionów jak na rycinie 8.1

Najwyższe wzniesienie Wysoczyzny Łódzkiej na terenie gminy Nowosolna ma rzędną 284,1 m n.p.m.

Niziny Środkowo- i Północnomazowiecka oraz Północnopodlaska są uważane za teren o cechach przejściowych między obszarem staro- i młodoglacjalnym (Gilewska 1991), który niekiedy jest wyodrębniany jako trzeci, najmłodszy pas morfologiczny. Wyróżniano tam kilka zespołów form polodowcowych, głównie moren czołowych, które wiązano z deglacjacją frontalną (m.in. Różycki 1972a) lub uznawano w przewadze za kemy i skutki deglacjacji arealnej (m.in. Mojski 2005). Do niedawna na podstawie znacznej czytelności form rzeźby uznawano je za skutek postwarciańskich stadiałów: północnomazowieckiego i mławskiego (Gilewska, Klimek 1997). Nie udało się jednak do tej pory udowodnić zaistnienia ociepleń rangi interstadialnej między piętrem warty a interglacjałem eemskim, w związku z tym należy wiek tego pasa przyjmować za schyłkowowarciański (Mojski 2005).

Obszar nizinny, obejmujący rozległe tereny mazowieckich i podlaskich makroregionów geomorfologicznych, określany był dawniej pojęciami Niziny Mazowieckiej i Niziny Podlaskiej (m.in. Różycki 1972b, Dylikowa 1973). Wspomniana wcześniej pasowość rzeźby uwarunkowana glacigenicznie jest tu mniej wyrazista niż w części zachodniej – śląsko-łużyckiej – opisywanej strefy staroglacjalnej. Za przewodnią cechę rzeźby należy uznać kotlinowaty charakter tego rozległego obszaru. Ta właściwość jest odziedziczona po starszych od czwartorzędu wydarzeniach tektonicznych, w stopniu największym – po fazie laramijskiej megacyklu alpejskiego. Nie zatarły jej etapy morfogenezy paleogeńskiej i neogeńskiej, które miały głównie charakter akumulacji w różnego typu zbiornikach jeziornych oraz rzecznych procesów erozyjno-akumulacyjnych.

Przyjmuje się powszechnie, że glacjalne rysy rzeźby strefy staroglacjalnej ukształtowały się pod wpływem zlodowaceń w piętrach MIS 8 i MIS 6, które wiązano z okresem około 310–130 ka BP (m.in. Mojski 1991, Marks i in. 2016), a ostatnio – 374–130 ka BP (Marks i in. 2019). Część północna, bardziej urozmaicona, niezależnie od dyskusji nad rangą nasunięć na północnym Mazowszu i Podlasiu, łączona jest z piętrem MIS 6 (300–130 ka BP) (Marks i in. 2019). Więcej wątpliwości budzi słabiej urozmaicony, choć wyżej położony pas południowy, który najczęściej jest przypisywany maksymalnemu zasięgowi zlodowaceń środkowopolskich. Nie jest jednak pewne, czy nastąpiło to w MIS 8 (krznanian), czy już w MIS 6 (odranian). Nie została zakończona dyskusja na ten temat, która trwa już kilkadziesiąt lat i w której wzięło udział wielu badaczy. Różnice poglądów odnośnie do zasięgu lądolodu warciańskiego w związku z tym dyskursem dotyczą pasa terenu o szerokości nawet 75–80 km, a największy rejon sporny znajduje się między Łodzią a Janowem nad Radomką (Rdzany 2009). Warto zwrócić uwagę, że w obrębie całej strefy staroglacjalnej leżące na najmłodszych glinach glacjalnych najstarsze osady biogeniczne pochodzą z piętra MIS 5e (interglacjału eemskiego), a nie MIS 7 (zbójnian/wacken). Jest prawdopodobne, że osady glacigeniczne starszych zlodowaceń środkowopolskich (MIS 8) mają głównie znaczenie kopalne, łagodzące deniwelacje starszego podłoża.

Rzeźba opisywanej strefy, choć kształtowała się w ogólnych zarysach pod dominującym wpływem procesów glacigenicznych od piętra MIS 8 do MIS 6, uległa także oddziaływaniu innych środowisk morfogenetycznych w stopniu większym w porównaniu ze strefą młodoglacjalną. Do dziś aktualna jest dyskusja na temat znaczenia poszczególnych środowisk. Od lat 50. ubiegłego wieku podkreśla się rolę procesów peryglacjalnych w transformacji rzeźby glacjalnej i osadów przypowierzchniowych. Procesy te były aktywne we wszystkich okresach zimnych, jednakże najwyraźniej zaznaczyły się w vistulianie (od MIS 5d do MIS 2), a w jego obrębie szczególnie w okresie największego rozwinięcia lądolodu zlodowacenia wisły i później – aż po fazę młodszego dryasu (Goździk 1987, Dzieduszyńska 2013). Ocena ich skuteczności w przekształceniach rzeźby oraz osadów zmieniała się jednak, co obserwujemy także w ostatnich latach (np. Dylik 1953, Krzemiński 1974, Turkowska 2006, Petera-Zganiacz 2008). Znajdowane są też ślady procesów paraglacjalnych, choć problematyka ta została rozpoznana tylko lokalnie (Rdzany 2014, 2015). Pełniejszą wiedzę osiągnięto w zakresie cyklu umiarkowanego (poza piętrem MIS 7) – zarówno w odniesieniu do okresu interglacjału eemskiego, jak i holocenu (m.in. Mojski 2005, Turkowska 2006, Twardy i in. 2018). W przebieg holoceńskiego cyklu umiarkowanego włączył się człowiek, a jego rola jako czynnika morfotwórczego była wyraźnie rosnąca, szczególnie w ciągu ostatnich dwóch stuleci. Dokładniejszy opis tych procesów zawiera rozdział 8.2.

8.1.2. Wybrane czynniki przyrodnicze procesów rzeźbotwórczych

Współczesne procesy rzeźbotwórcze w strefie staroglacjalnej są uaktywniane i działają pod wpływem wielu czynników przyrodniczych: geologiczno-geomorfologicznych, klimatyczno-hydrologicznych, glebowych oraz związanych ze światem organicznym. Ich rola i znaczenie są zmienne w czasie i przestrzeni.

Mimo że badania procesów współczesnych dostarczają wielu argumentów świadczących o wiodącej roli czynników zewnętrznych, w szczególności klimatyczno-hydrologicznych, nie można pominąć roli i znaczenia czynników endogenicznych. Należy odnotować, że obszar staroglacjalny wykazuje przetrwałość wielu elementów zapisanych w cechach starszych pięter strukturalnych. Dobrym przykładem jest zarys nizin mazowieckich, odzwierciedlający układ strukturalny niecki warszawskiej jako elementu niecki brzeżnej. Są również wyjątki od tej prawidłowości, czego przykładem jest obszar Wysoczyzny Łódzkiej i Łaskiej stanowiące przykład inwersji rzeźby w zasięgu mezozoicznej niecki łódzkiej. Mimo znikomej roli wychodni skał mezozoicznych na powierzchni terenu, rozległe struktury podłoża mają swoje odzwierciedlenie w występowaniu długich stoków i w ogólnej łagodności zarysów dużych form rzeźby. Pojedyncze formy glacjalne także wykazują związki z podłożem, jak wynika z badań Z. Klajnerta (1978), Z. Rdzanego (1997) oraz A. Jaksy i A. Szmidta (2008). Polegają one najczęściej na równoległym przebiegu osi morfologicznych form glacifluwialnych (wałów marginalnych, kemowych i ozowych) w stosunku do elementów tektonicznych (np. uskoków i rowów) lub krawędzi kopalnych struktur.

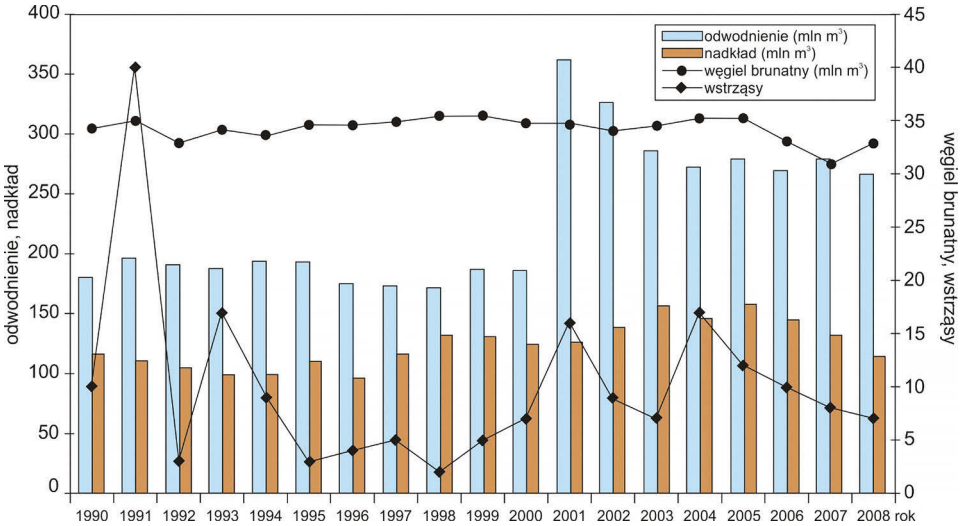
W miejscach płytkiego występowania utworów mezozoicznych lub ich wychodni, widoczny jest wpływ tych skał na przebieg współczesnych procesów. Przykładem takiej zależności jest koryto Pilicy między Inowłodzem a Domaniewicami. T. Falkowski i P. Ostrowski (2010) stwierdzili w jego dnie wychodnie utworów tworzących podłoże doliny, głównie piaskowców krzemionkowych jury i plejstoceńskich glin lodowcowych, powleczone rezydualnym brukiem. Utwory te tworzą trudno rozmywalne progi, piętrzące wody wezbrań. W ich najbliższym sąsiedztwie występują przejawy erozji i depozycji rumowiska, które w różnym stopniu zacierają ślady ewolucji rzeki w holocenie.

Dynamika głębokiego podłoża może wpływać na ogólne tendencje procesów morfogenetycznych strefy staroglacjalnej, jak ma to miejsce w strefie uskokowej środkowej Odry, gdzie subsydencja powierzchni miała wpływ na wykształcenie rzeźby fluwialnej.

Współcześnie w sposób widoczny rola procesów endogenicznych przejawia się przez wstrząsy sejsmiczne, sporadycznie wywołujące szkody. Zgodnie z danymi Głównego Urzędu Górniczego, w latach 1990–2006 zarejestrowano 678 wstrząsów sejsmicznych o energii poniżej 10^8 J oraz jeden wstrząs w 2006 r. o energii $E = 1{,}1 \cdot 10^8$ J i magnitudzie 3,28, który wystąpił w rejonie kopalni Bełchatów, z epicentrum na poziomie V, na rzędnej +63,3 m n.p.m. Z reguły zjawiska te nie powodowały ani zagrożenia bezpieczeństwa ludzi, ani istotnych uszkodzeń w budynkach i urządzeniach zarówno w kopalni, jak i w jej sąsiedztwie (Zagrożenia… 2007).

Należy odnotować, że mimo ogólnie niskiej amplitudy wstrząsów, występowanie ich epicentrów wyraźnie nawiązuje do zasięgu i najbliższego otoczenia obszaru wielkich odkrywek Zagłębia Bełchatowskiego i kopalni Legnicko-Głogowskiego Zagłębia Miedziowego. Częstotliwość ich występowania zbiegała się z okresem nasilenia prac ziemnych w kopalniach Bełchatów i Szczerców, a na Nizinie Śląskiej – z okresem wydobycia w kopalniach głębinowych. W przypadku odkrywki w Bełchatowie wzrost częstotliwości tych zjawisk i ich energii notowany był w trakcie przechodzenia frontów eksploatacyjnych przez złoża położone w sąsiedztwie występujących uskoków (ryc. 8.4). Zatem były to wstrząsy w znacznej mierze indukowane – genezy technogenicznej. Warto jednakże podkreślić, że wstrząsy indukowane, choć niekiedy wywołują różnorodne szkody materialne, zarówno w kopalniach, jak i w budynkach mieszkalnych w ich sąsiedztwie, ze względu na swą umiarkowaną energię nie odgrywają istotnej roli we współczesnej morfogenezie strefy staroglacjalnej. Tym bardziej i naturalne zdarzenia sejsmiczne, znacznie rzadziej występujące, takiego znaczenia nie mają.

Wspomniane wcześniej złagodzenie zarysów form rzeźby strefy staroglacjalnej, ogólnie większe niż w sąsiednich pasach morfologicznych, jest od czasów J. Dylika (1953) przypisywane w dużej mierze denudacji peryglacjalnej. Na podstawie szeregu odkryć różnych struktur peryglacjalnych, głównie w środkowej Polsce, przedstawił on pogląd, że obecne formy wypukłe są niewielkimi fragmentami (kadłubowymi ostańcami) form glacigenicznych ze starszych zlodowaceń, a rozległe płaskie i faliste powierzchnie stanowią powierzchnie zrównań



Ryc. 8.4. Wstrząsy wysokoenergetyczne na tle wydobycia węgla brunatnego, wielkości zdejmowanego nadkładu oraz odwodnienia wyrobiska w KWB „Bełchatów" (wg Mirka, Białego 2009)

w środowisku peryglacjalnym. Koncepcja powszechnych zrównań peryglacjalnych uzyskała ogólną aprobatę, ponieważ wyjaśniała istotne różnice dynamiki rzeźby w stosunku do obszarów pojezierzy.

Jednakże już w latach 60. i 70. XX w. pojawiały się prace, wskazujące na przetrwanie form glacigenicznych w strefie staroglacjalnej w niewiele zmienionym stanie do dziś. W szczególności udowodnienie istnienia niezniszczonych przez denudację dużych zespołów kemów pozwoliło na rekonstrukcje przebiegu deglacjacji arealnej w kilku częściach strefy staroglacjalnej (m.in. Klajnert 1966, 1978, Klatkowa 1972). T. Krzemiński (1974) w swym studium dotyczącym stanu rzeźby polodowcowej w dorzeczu środkowej Warty przedstawił liczne dowody na dobre zachowanie rzeźby młodoplejstoceńskiej, zwłaszcza na obszarach wysoczyznowych. Za przyczyny złagodzonych kształtów form świeżej rzeźby warciańskiej uznał układ hipsometryczny starszych, kopalnych powierzchni i arealny typ deglacjacji. Większe zmiany denudacyjne i fluwialne dostrzegł natomiast w dolinach rzecznych. Podobne wnioski wynikają z badań Z. Rdzanego (1997) w obrębie zespołów kemów i zagłębień bezodpływowych na Wzniesieniach Łódzkich i Wysoczyźnie Rawskiej. Partie brzeżne kemów mają tam struktury, świadczące o ustabilizowaniu się stoków jeszcze w środowisku glacjalnym. Zbudowane są one z utworów asolifluidalnych, z nieznacznymi śladami spłukiwania, które można przypisać procesom postglacjalnym. Analiza osadów w zagłębieniach bezodpływowych o genezie wytopiskowej w Ossowicach koło Rawy Mazowieckiej dowiodła także, że wypełniły się one głównie osadami organicznymi w eemie, a w mniejszym stopniu osadami eolicznymi i stokowymi w vistulianie.

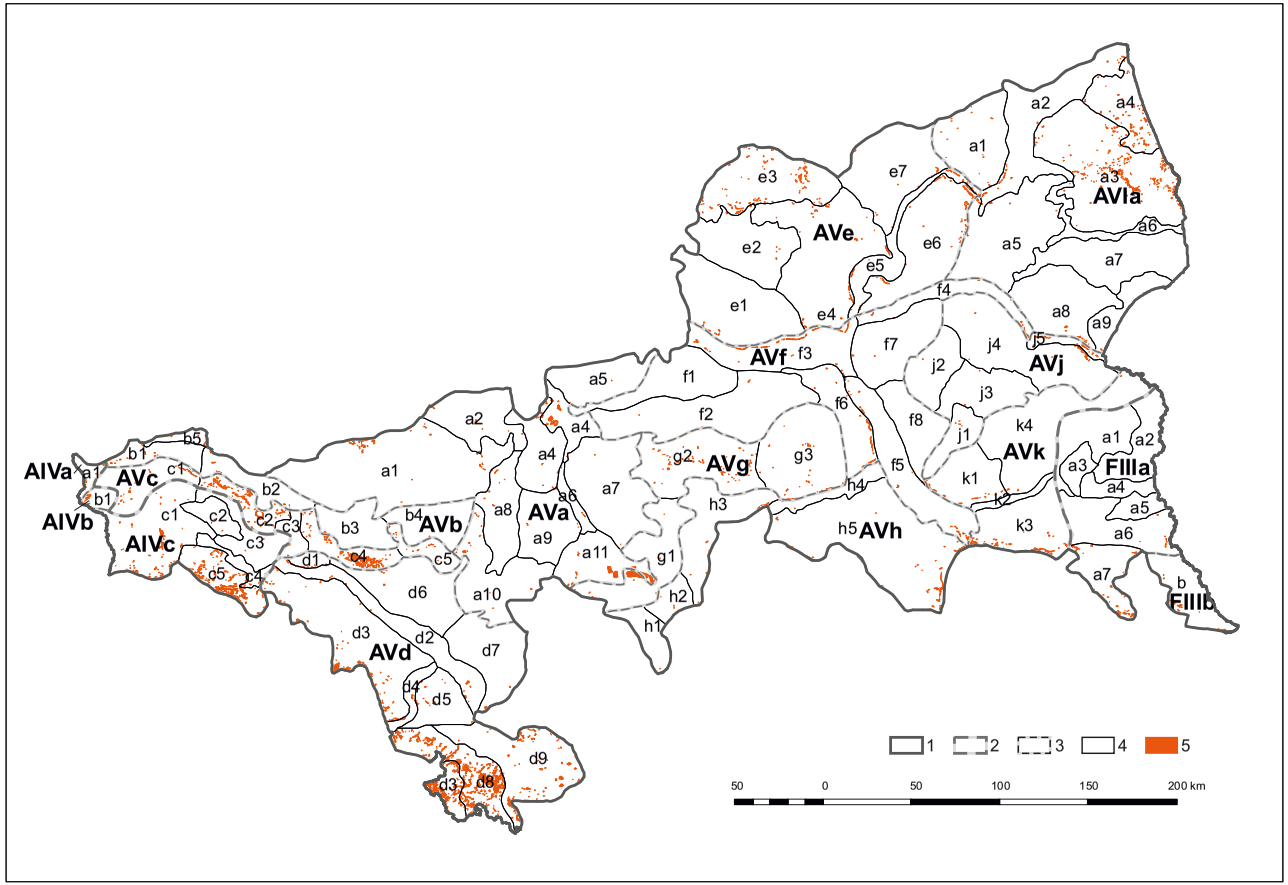
Do podobnych konkluzji prowadzą nowsze, wielowskaźnikowe badania wypełnień innych zagłębień bezodpływowych w środkowej Polsce (m.in. Majecka i in. 2018).

Mimo że poglądy o silnym zdenudowaniu peryglacjalnym strefy staroglacjalnej są starsze od koncepcji wyjaśniających mniejsze urozmaicenie rzeźby innymi przyczynami, utrzymują się nadal w literaturze obydwa stanowiska. Przykładem uznawania koncepcji starszych jest opinia A. Richlinga (2005) o strefie staroglacjalnej, że w jej obrębie „przeważa rodzaj krajobrazu związany z denudacją peryglacjalną". Również mapa M. Bogackiego (1995) przedstawia większe formy polodowcowe jako ostańce form glacjalnych, a w ich otoczeniu m.in. rozległe równiny peryglacjalne. W tej sytuacji, chociaż obecnie niewielu już badaczy utożsamia strefę staroglacjalną z rzeźbą peryglacjalną, rozstrzygnięcie tego sporu naukowego wymaga dalszych badań. W szczególności istnieje potrzeba opracowania dokładniejszych modeli rozwoju rzeźby, wspartych ujęciami ilościowymi co do tempa i wydajności procesów składających się na zmiany w rzeźbie, począwszy od okresu ostatniej morfogenezy glacjalnej obszaru.

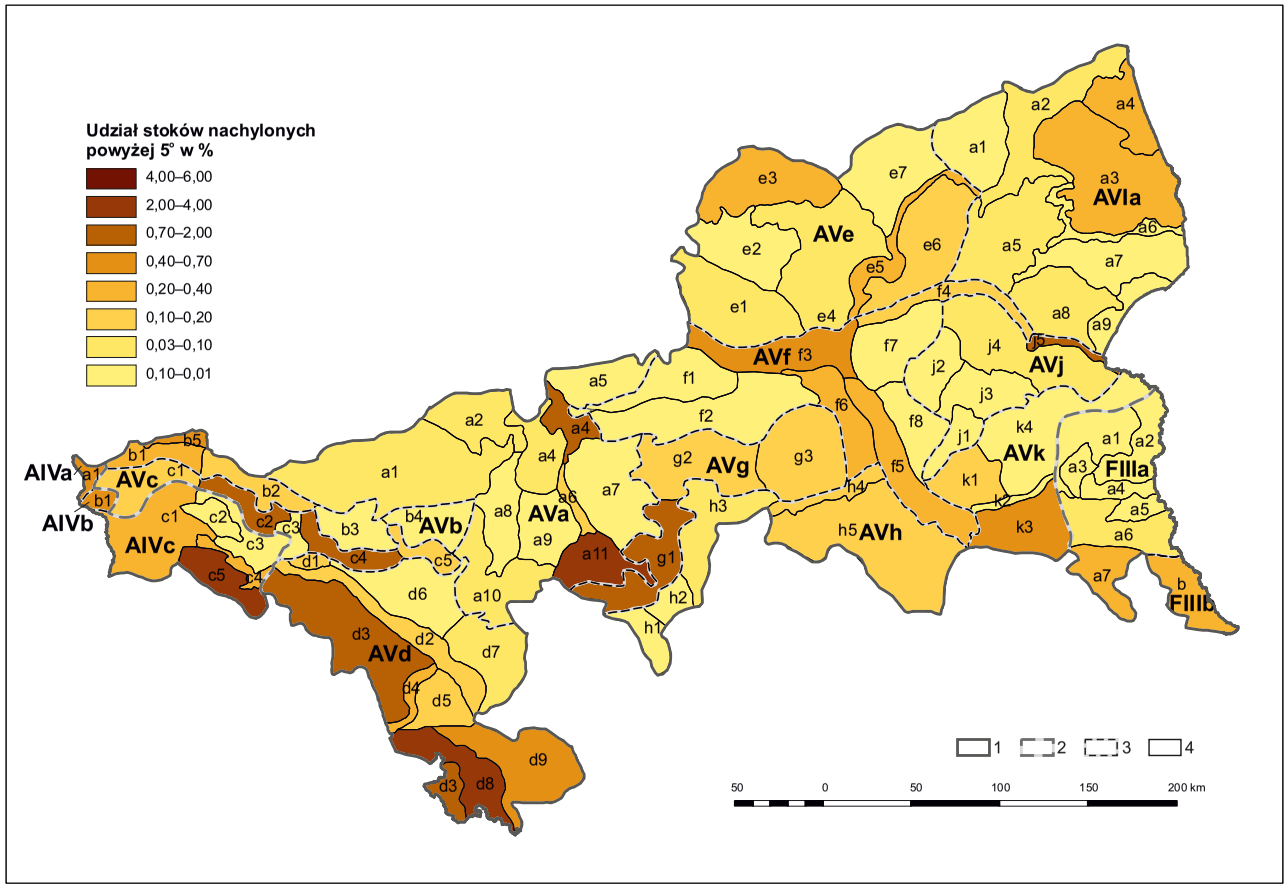
Występowanie i dynamika współczesnych procesów rzeźbotwórczych, zwłaszcza stokowych, w znacznej mierze zależy od obecnego ukształtowania terenu, w szczególności od nachylenia, długości i kształtu stoków. Badania podatności stoków na procesy spłukiwania, w kontekście zróżnicowania nachyleń stoków, dokonane w różnych częściach Polski, dają zróżnicowane wyniki. Są tereny, gdzie spłukiwanie stwierdzono już przy nachyleniu w granicach 0–2° (Niewiarowski i in. 1992), wydajność tego procesu jest jednak wtedy bardzo mała i trudna do precyzyjnego określenia z uwagi na szybkie zatarcie śladów spłukiwania w wyniku zabiegów agrotechnicznych.

Z syntetycznego zestawienia erozji gleb w Polsce R. Turskiego i in. (2000) wynika, że niemal 80% powierzchni obszaru staroglacjalnego cechuje słabe zagrożenie erozją, zaś średni stopień zagrożenia dotyczy jedynie dolin rzecznych Niziny Śląskiej. Wielu autorów (m.in. Uggla i in. 1968, Józefaciuk i in. 2016) podkreśla, że istotne zagrożenie erozją wodną stoków występuje powyżej 5% (3°) nachylenia. Udział takich stoków w powierzchni danego terenu nazwano wskaźnikiem stoczystości (Józefaciuk i in. 2016). W strefie staroglacjalnej jest on najwyższy w pasie pogranicza z wyżynami i Przedgórzem Sudeckim oraz wzdłuż koncentracji form glacifluwialnych, związanych z etapami deglacjacji lądolodu warty oraz górnymi partiami stoków głębszych dolin. W niniejszym opracowaniu zestawiono powierzchnie stoków o nachyleniu powyżej 5° i ich udział w mezoregionach obszaru staroglacjalnego (ryc. 8.5, 8.6). Mimo że wydajność różnych typów spłukiwania zależy także od właściwości gleb, zwłaszcza cech uziarnienia, oraz jakości pokrywy roślinnej, widoczna jest wyraźna zbieżność wyższych wskaźników stoczystości (ryc. 8.6) i obszarów występowania form erozji wąwozowej według zestawień A. Józefaciuk i in. (2016).

Spośród czynników zewnętrznych zmienności powierzchni ziemi w strefie staroglacjalnej, istotny i wielostronny wpływ na rzeźbę terenu mają warunki klimatyczne. Obszar ten znajduje się pod wpływem oddziaływania klimatu



Ryc. 8.5. Stoki podatne na spłukiwanie (powyżej 5°) w strefie staroglacjalnej. Zasięgi na podstawie danych CODGiK o interwale siatki co najmniej 100 m, regiony (1–4) jak na rycinie 8.1, 5 – obszary o nachyleniu stoków powyżej 5°



Ryc. 8.6. Wskaźnik stoczystości terenu według A. Józefaciuk i in. (2016), zmodyfikowany, w regionach strefy staroglacjalnej na podstawie danych CODGiK o interwale siatki co najmniej 100 m; objaśnienia granic regionów przy rycinie 8.1

umiarkowanego ciepłego o cechach przejściowych między morskim a kontynentalnym. Jako teren wydłużony równoleżnikowo, kilkakrotnie bardziej w stosunku do rozciągłości południkowej, wykazuje niewielką zmienność usłonecznienia i bilansu cieplnego. Jednocześnie większość składników klimatu cechuje zmienność w kierunku wschód–zachód. Większe bądź bardziej wyraziste rozległe formy terenu (niziny mazowiecko-podlaskie, Nizina Śląska, Wał Trzebnicki, północna część Wysoczyzny Łódzkiej) właściwości te lokalnie modyfikują.

Wyraźną zmienność wyrażoną w kierunku równoleżnikowym wykazują cechy termiczne klimatu. Średnia roczna temperatura powietrza obniża się z zachodu na wschód od 9°C do 6°C. Średnia temperatura powietrza w styczniu wykazuje jeszcze wyraźniejszą tendencję obniżania się od –1,5°C na Nizinie Śląskiej do –5°C na Nizinie Północnopodlaskiej, a w lipcu jest na całym obszarze dość wyrównana (17–18,5°C), przekraczając nieznacznie 18,5°C w rejonie aglomeracji warszawskiej i wrocławskiej. Amplitudy temperatury rosną z zachodu na wschód od około 19 do 22,5°C. Dni mroźne występują z różną częstością. Średnia ich liczba wzrasta ku wschodowi od 30 na Nizinach Sasko-Łużyckich i Nizinie Śląskiej do 65 na Wzgórzach Sokólskich (Paszyński, Niedźwiedź 1991, Kozłowska-Szczęsna 1994, Niedźwiedź, Ustrnul 1994).

Obszar staroglacjalny, podobnie jak cała Polska, znajduje się pod wpływem przeważających wiatrów zachodnich. Udział poszczególnych sektorów nie jest jednak jednakowy w ciągu roku. Największa przewaga sektorów od SW do NW – nawet ponaddwukrotna – występuje latem. W marcu, kwietniu i w listopadzie na części obszaru może wystąpić dominacja kierunków wschodnich. Wiatry silne, tj. o prędkości większej lub równej 10 $m \cdot s^{-1}$, które mogą mieć istotne znaczenie morfogenetyczne, zdarzają się stosunkowo rzadko, np. w Warszawie przeciętnie 35 dni w roku (Paszyński, Niedźwiedź 1991).

Średnie sumy roczne opadów (o prawdopodobieństwie wystąpienia 90%) w zasięgu strefy staroglacjalnej wahają się w granicach 400–500 mm, niekiedy wykraczając poza ten przedział in minus i in plus (Niedźwiedź, Cebulak 1994). Na ich rozkład istotny wpływ ma rzeźba powierzchni. Wartości rzędu 400–450 mm cechują tereny w północnej części strefy staroglacjalnej, zwłaszcza nisko położone (m.in. Równinę Kutnowską i Łowicko-Błońską), natomiast opady przekraczające 700 mm są charakterystyczne dla okolic Łodzi, wzniesień Wału Trzebnickiego i wąskiej strefy pogranicza z wyżynami sąsiadującymi od południa.

Właściwości morfotwórcze mają przede wszystkim opady o wysokiej wydajności, zwane deszczami nawalnymi. Według K. Chomicza (1951) za deszcz nawalny uznaje się taki, w którym ilość wody opadowej wynosi co najmniej 17,9 mm w ciągu 10 min, 31 mm w ciągu 30 min lub 43,9 mm w ciągu 60 min. Opad odnotowany w Legionowie (Kotlina Warszawska) 22 czerwca 1935 r., który przyniósł 8,1 $mm \cdot min^{-1}$, uznaje się za rekordowy w Polsce (Kożuchowski 2011). Mimo tych ekstremalnych wartości, wskaźniki takich zdarzeń na opisywanym obszarze należą do niższych w Polsce. Wyższe wartości deszczów nawalnych rejestrowane są w części zachodniej strefy, ku wschodowi wskaźniki te maleją. Większą częstotliwość ich występowania obserwuje się na początku lata, kiedy to najczęściej

pojawiają się krótko po południu. Są w 90% związane z powolnymi frontami atmosferycznymi. W okolicach Łodzi stwierdzono lokalne zwiększenie częstotliwości deszczów nawalnych o wydajności dobowej >100 mm (Kłysik, Fortuniak 1993).

Z badań przeprowadzonych przez IUNG-PIB w Puławach (Józefaciuk i in. 2016) wynika, że opad burzowy o natężeniu około 2 mm·min^{-1} w ciągu 30 min może spowodować w osadach o dużej podatności (np. lessach) utworzenie się wąwozów do kilku metrów głębokości lub szybki rozwój wąwozów już istniejących, nawet jeśli chroni je roślinność. Należy zauważyć, że na obszarze staroglacjalnym udział takich utworów jest niewielki. Większa ich koncentracja występuje w południowej części Niziny Śląskiej, zwłaszcza na Płaskowyżu Głubczyckim.

Na terenach o większej suchości klimatu, w innych sprzyjających warunkach (np. uboga szata roślinna), może wystąpić znaczna podatność na rozwój procesów eolicznych. Szczególne znaczenie mogą mieć okresy suszy atmosferycznej, która może powodować suszę glebową, oznaczającą ubytek wody w strefie aeracji. Najdłuższe susze w strefie staroglacjalnej trwają ponad miesiąc. Np. w Łodzi w okresie 21 września–5 listopada 1949 r. odnotowano 45 dni bez opadów. Susze ponad 30-dniowe zdarzają się przeciętnie 2 razy na dekadę (Kożuchowski 2017). Fakt pojawiania się susz najczęściej wczesną jesienią, po zebraniu plonów, a przed pojawieniem się poplonów, jest czynnikiem sprzyjającym zarówno deflacji, jak i spłukiwaniu.

Odpływ całkowity jest na obszarze staroglacjalnym niższy niż średnia dla Polski i głównych dorzeczy (w dorzeczu Wisły 5,54 dm^3·s^{-1}·km^{-2}, w dorzeczu Odry ok. 5,3 dm^3·s^{-1}·km^{-2} z wielolecia 1951–1990). Średni odpływ jednostkowy spada miejscami na Nizinie Śląskiej i Południowowielkopolskiej nawet poniżej 3,0 dm^3·s^{-1}·km^{-2}. Jedynie na Wzniesieniach Łódzkich i Równinach Piotrkowsko-Radomskich nieznacznie przekracza wartości średnie dla Polski (Stachý, Biernat 1994, Gutry-Korycka i in. 2014).

Strefę staroglacjalną obejmuje niwalny reżim odpływu, w jej części południowej – średnio, a w części północnej, zwłaszcza na Mazowszu i Podlasiu – silnie wykształcony. Wielkość odpływu, zwłaszcza odpływu jednostkowego na niżu staroglacjalnym, wykazuje zmienność sezonową i roczną. Szczególne znaczenie geomorfologiczne mogą mieć odpływy ekstremalne. Odpływy maksymalne rzadko przekraczają 100 dm^3·s^{-1}·km^{-2}, są znacznie mniejsze niż w pasie wyżynnym, gdzie przekraczają 200 dm^3·s^{-1}·km^{-2}, a w czasie kulminacji wezbrań katastrofalnych nawet kilkakrotnie więcej. Wyraźnie zróżnicowane są także odpływy minimalne, które z reguły nie przekraczają 0,5 dm^3·s^{-1}·km^{-2}, a w strefie międzyrzecza środkowej Odry i Warty mogą spadać poniżej 0,1 dm^3·s^{-1}·km^{-2}. W ciągu roku największe odpływy występują wiosną, w marcu i kwietniu, co wynika ze spływu wody zretencjonowanej w pokrywie śnieżnej. Udział tych miesięcy wzrasta z zachodu na wschód. Najniższe odpływy rejestrowane są w końcu lata i na początku jesieni. Zróżnicowanie sezonowe odpływu powoduje zmiany wartości przepływu w korytach rzecznych (Michalczyk 2017).

Duże znaczenie mają wezbrania ekstremalne. W opisywanej strefie mogą one wystąpić w każdym sezonie roku. Mogą mieć genezę opadową, roztopową lub zimową, przy czym te ostatnie występują jako podtypy: śryżowe, zatorowe i lodowe. Biorąc pod uwagę skalę zjawiska, większe znaczenie mają wezbrania regionalne niż lokalne; niebezpieczne zwłaszcza dla człowieka są zjawiska o charakterze długotrwałym. Dochodzi wówczas do zalania rozległych powierzchni w dolinach i kotlinach. Średnia roczna większych wezbrań jest wyższa w dorzeczu Odry w porównaniu z dorzeczem Wisły (Jokiel, Bartnik 2017).

Strefa staroglacjalna charakteryzuje się występowaniem wszystkich genetycznych typów gleb z wyjątkiem gleb górskich (Białousz 1997, Marcinek, Komisarek 2011). Dominują gleby brunatnoziemne, płowoziemne, rdzawoziemne i bielicoziemne. Gleby brunatnoziemne w większym stopniu przeważają nad bielicoziemnymi w części zachodniej. Udział gleb hydrogenicznych wzrasta z zachodu na wschód, z największą koncentracją w dorzeczu Biebrzy.

Gleby te charakteryzuje ogólnie umiarkowana podatność i zróżnicowana odporność na procesy erozji wodnej (spłukiwanie) i wiatrowej (deflację). Wprawdzie do tej pory klasyfikacja gleb Polski pod tym względem nie została definitywnie rozstrzygnięta, niemniej jednak powszechnie akceptowana jest niżej opisana klasyfikacja uwzględniająca uziarnienie, właściwości chemiczne i organiczne gleb (Józefaciukowie 1995, Józefaciuk i in. 2016).

Za najbardziej podatne na procesy erozji wodnej uznano gleby lessowe, lessowate i pyłowe. Podkreśla się jednocześnie zdolność gleb lessowych do szybkiej regeneracji. Do gleb silnie podatnych włączono piaski luźne i rędziny, jednakże mają one małą zdolność do samoregeneracji. Za gleby średniopodatne uznaje się głównie utwory piaszczysto-gliniaste o bardzo zróżnicowanym składzie granulometrycznym i dużej rozpiętości reagowania na procesy denudacyjne. Gleby słabo podatne to w większości gliny morenowe, charakteryzujące się korzystnym stosunkiem frakcji koloidalnej do frakcji pyłowej. Są one wprawdzie odporne na opady krótkotrwałe bez względu na ich natężenie, lecz ulegają niekiedy degradacji pod wpływem opadów długotrwałych. Do gleb bardzo słabo podatnych należą gliny ciężkie, iły, gleby szkieletowe i torfy (Józefaciukowie 1995, Józefaciuk i in. 2016).

8.2. Współczesne procesy morfogenetyczne

8.2.1. Współczesne procesy morfogenetyczne obszaru staroglacjalnego a działalność człowieka

Cechą współczesnych procesów rzeźbotwórczych strefy staroglacjalnej, podobnie jak i w innych pasach morfogenetycznych Polski, jest stale rosnący udział czynników związanych z efektami działalności ludzkiej. Przejawia się to zwiększaniem udziału oraz różnicowaniem form terenu, kreowanych, stymulowanych lub transformowanych antropogenicznie.

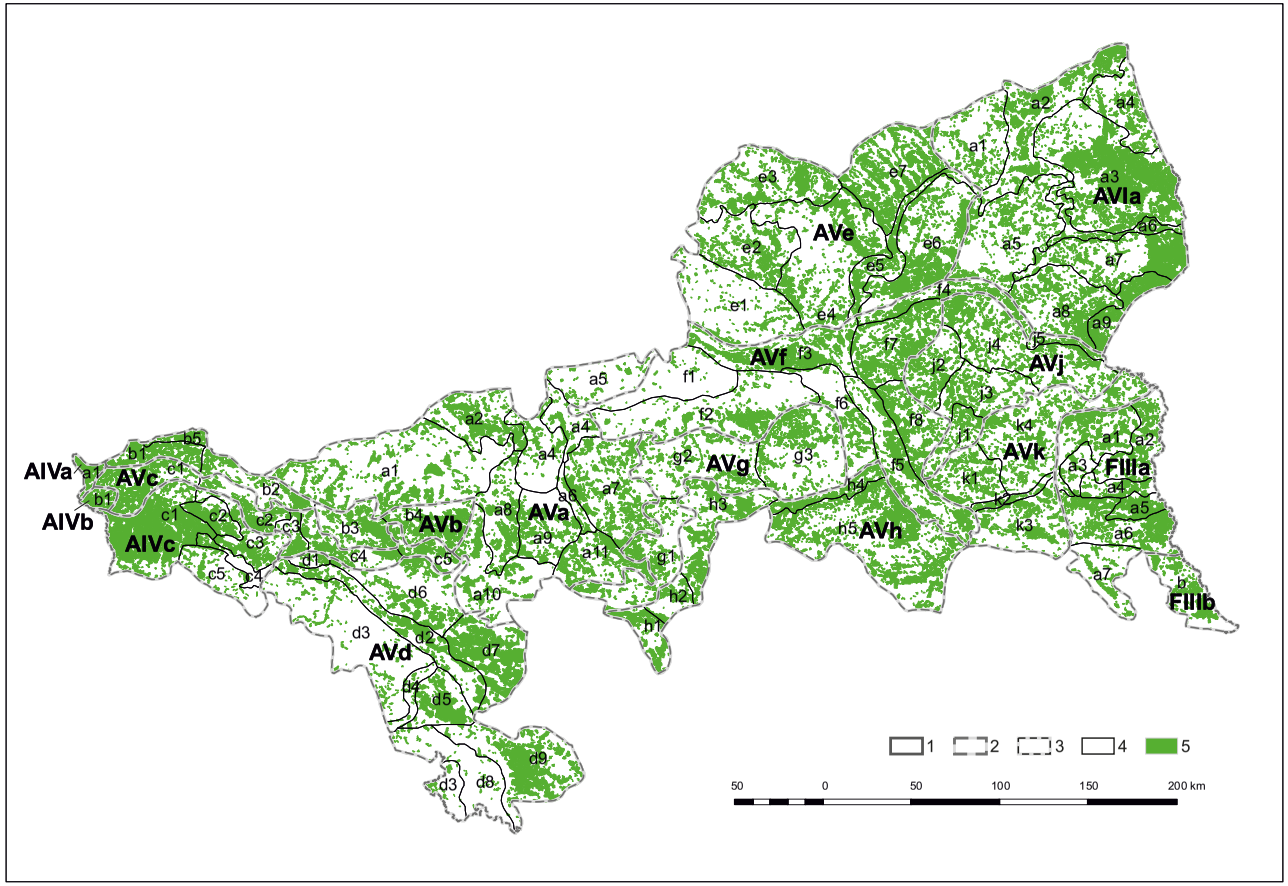
Na przyspieszenie wielu procesów morfogenetycznych miały wpływ wielkoobszarowe zmiany pokrycia terenu, rozpoczęte odlesieniem znacznych powierzchni dla potrzeb rolnictwa i osadnictwa (szczególnie w średniowieczu), przemysłu, zwłaszcza górnictwa oraz kolejnictwa (XIX i XX w.). Najniższy wskaźnik lesistości odnotowano w 1945 r., kiedy to wynosił 20,8% powierzchni kraju, po czym stopniowo zaczął wzrastać – do 29,6% w 2017 r. (Raport… 2018). Po II wojnie światowej wzrosła także powierzchnia sadów i innych zadrzewień. Przykładem są tzw. sady grójeckie na Wysoczyźnie Rawskiej o łącznej powierzchni około 38 tys. ha. Obecnie strefa staroglacjalna to największe w kraju dysproporcje pod względem lesistości i zadrzewień (ryc. 8.7, 8.8). Wskaźniki lesistości na Nizinach Sasko-Łużyckich i na wschodnim Podlasiu należą do najwyższych w Polsce, a z kolei na Nizinach Środkowopolskich (np. na Wysoczyźnie Kłodawskiej i Równinie Łowicko-Błońskiej) – do najniższych.

Ważnym antropogenicznym elementem środowiska, wpływającym na zasięg i dynamikę procesów morfogenetycznych, przede wszystkim procesów stokowych i eolicznych, jest zabudowa terenu. W jej zasięgu procesy te ulegają całkowitemu wyhamowaniu lub zmieniają swoją dynamikę. Jej znaczenie jest tym większe, z im bardziej urozmaiconym obszarem mamy do czynienia. Większe koncentracje terenów zabudowanych występują na obszarach metropolitalnych: Warszawy, Łodzi, Wrocławia i Białegostoku, położonych w środkowym pasie opisywanej strefy. W pozostałych rejonach rozmieszczenie zabudowy jest bardziej rozproszone, zaś tereny nieatrakcyjne osadniczo, trudne bądź niemożliwe do takiego zagospodarowania zajmują stosunkowo niewielkie obszary. Dotyczy to zwłaszcza wschodniej części strefy staroglacjalnej, głównie o większym udziale terenów podmokłych (ryc. 8.9, 8.10).

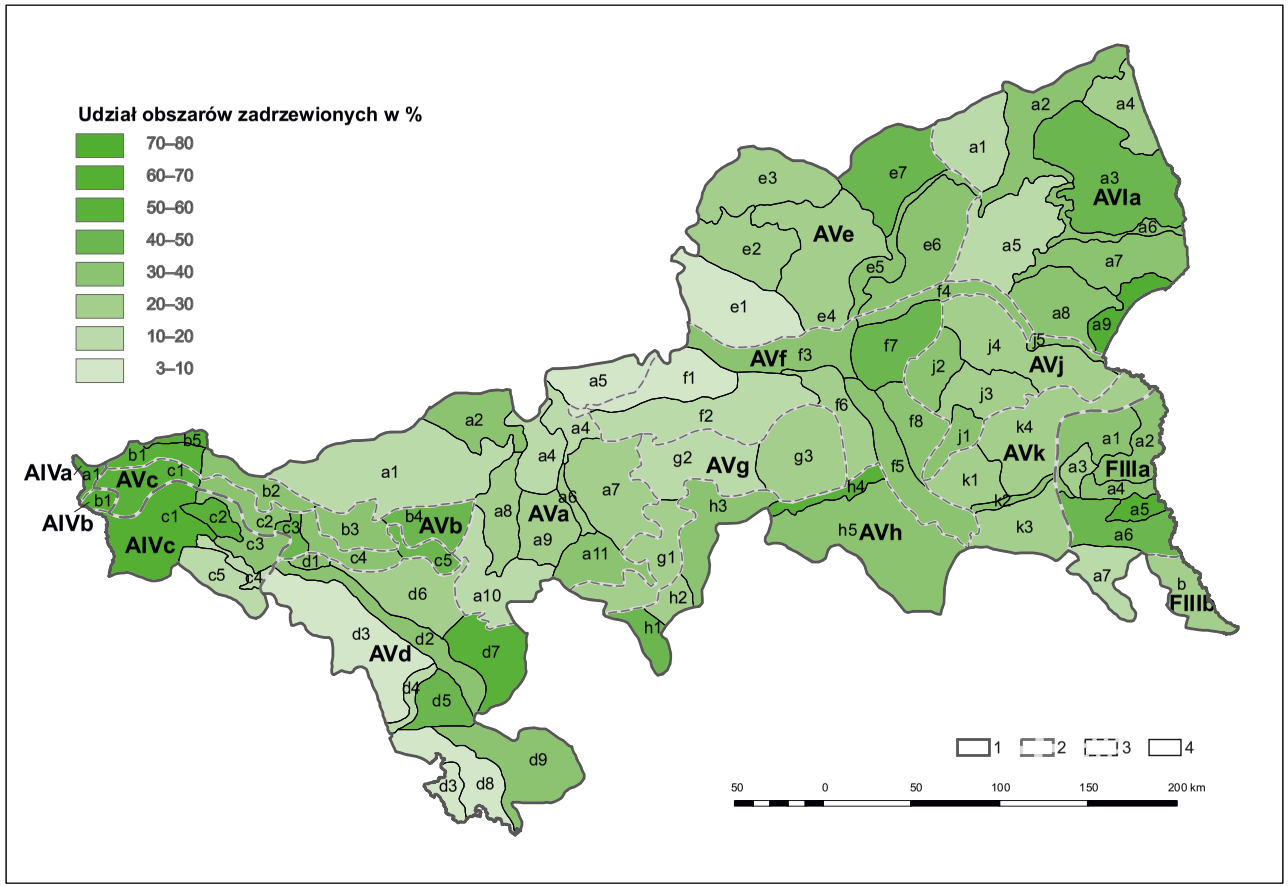
Biorąc za podstawę typologię rzeźby zmienionej antropogenicznie, zaproponowaną przez Podgórskiego i in. (2008), na obszarze staroglacjalnym można wyróżnić dwie grupy form. Grupa pierwsza (1) obejmuje formy powstające wskutek bezpośredniej działalności człowieka. Działalność ta polega na tworzeniu nowych form, co może być zarówno planowane (np. wał przeciwpowodziowy, nasyp drogowy, misa stawu rybnego, okop związany z działaniami militarnymi), jak i niezamierzone (leje po bombach na poligonach i w miejscach bitew). Grupa druga (2) to formy związane z pośrednim oddziaływaniem człowieka, który wywołuje procesy lub je przyspiesza (np. spłukiwanie w wyniku odlesienia terenu), a także formy kształtowane przez procesy naturalne, które objęły materiał pochodzenia antropogenicznego.

W obrębie rzeźby antropogenicznej wydziela się za Podgórskim i in. (2008) trzy typy form, odnoszące się do różnych przejawów oddziaływania człowieka: A) budującego, B) niszczącego oraz C) modyfikującego.

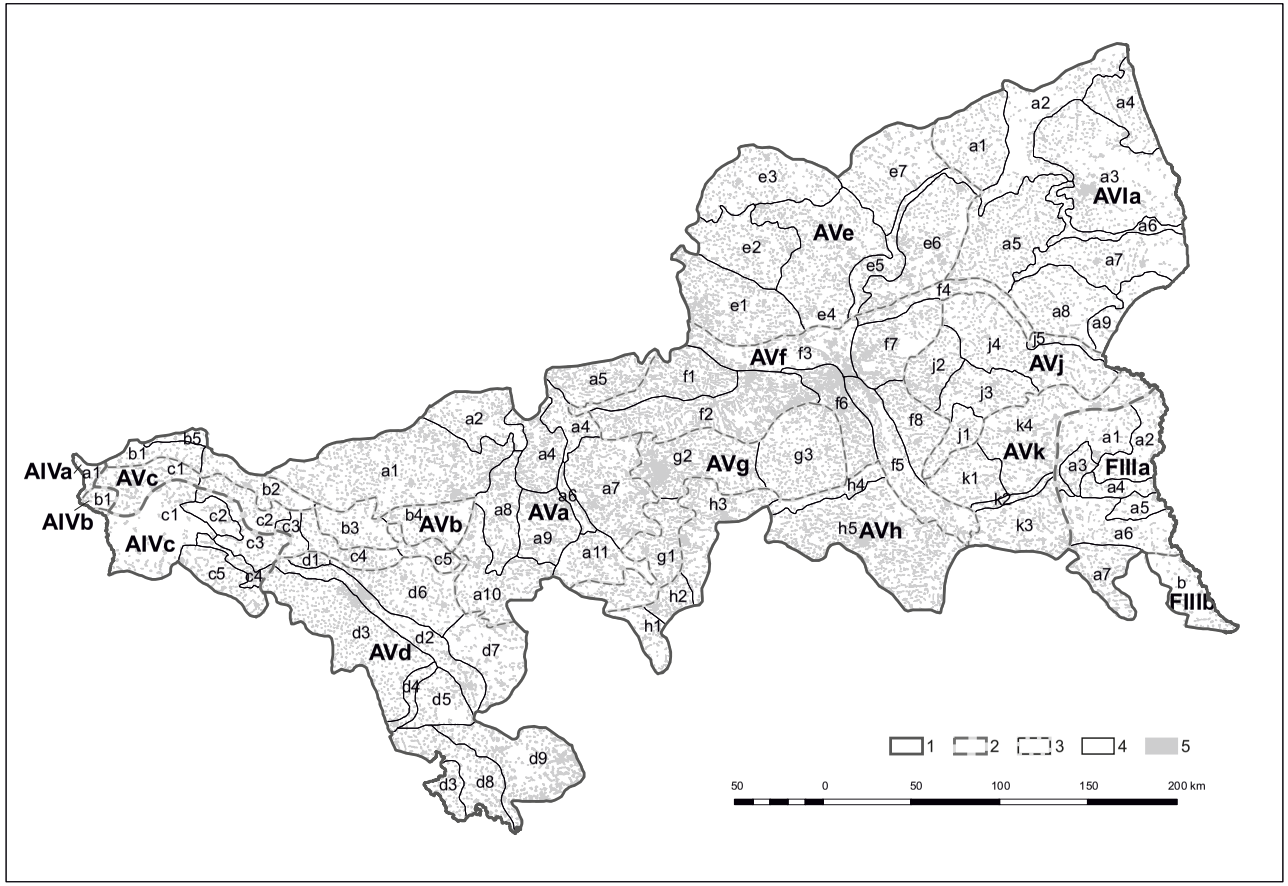
Formy typu A na obszarze staroglacjalnym to m.in. zwałowiska nadkładu i popiołów, grodziska i gródki, kurhany, wały przeciwpowodziowe, groble ograniczające stawy rybne, wały ziemne na terenach zmienionych przez działania militarne i inne.



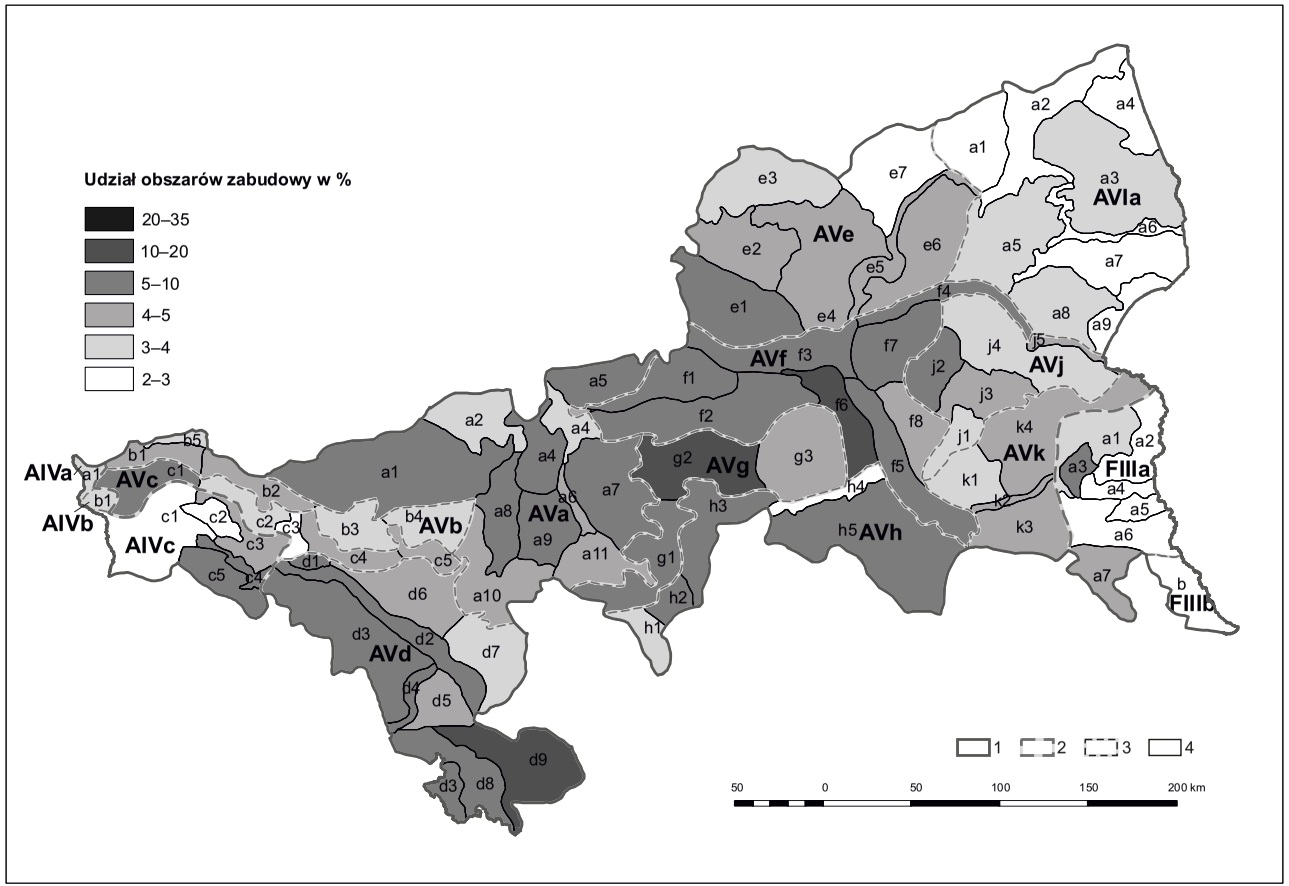
Ryc. 8.7. Powierzchnia zadrzewień w strefie staroglacjalnej na podstawie bazy danych obiektów ogólnogeograficznych BDOO; objaśnienia granic regionów (1–4) przy rycinie 8.1, 5 – zadrzewienia



Ryc. 8.8. Udział zadrzewień w mezoregionach strefy staroglacjalnej na podstawie bazy danych obiektów ogólnogeograficznych (BDOO); objaśnienia granic regionów przy rycinie 8.1



Ryc. 8.9. Zabudowa strefy staroglacjalnej na podstawie bazy danych obiektów ogólnogeograficznych (BDOO); objaśnienia granic regionów (1–4) przy rycinie 8.1, 5 – zasięg zabudowy zgeneralizowany w skali 1:250 000



Ryc. 8.10. Udział terenów zabudowy w mezoregionach strefy staroglacjalnej na podstawie bazy danych obiektów ogólnogeograficznych (BDOO); objaśnienia granic regionów przy rycinie 8.1

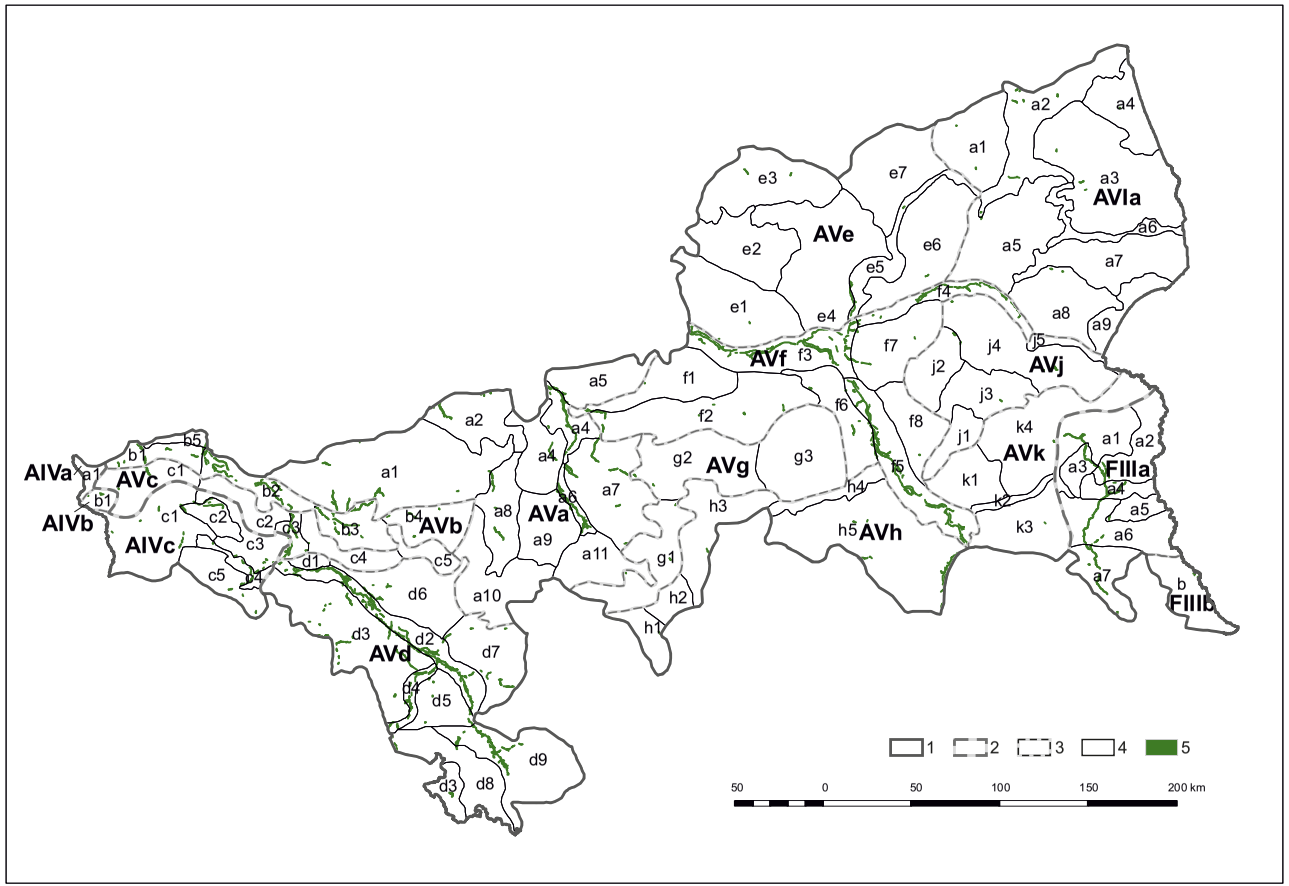
W rejonach górnictwa odkrywkowego zmiany ukształtowania pionowego, wyrażające się w deniwelacjach, zależą od głębokości zalegania pokładu wydobywanego surowca, jego grubości oraz miąższości nadkładu. Duże znaczenie mają także stosowane metody eksploatacji i zwałowania (Pilawska 1967, Rutkowski 2003). Formy wynikające z działalności budującej utworzone przy dużych kopalniach osiągają wyjątkowe rozmiary, ich materiał wykazuje często skłonność do osiadania, a stoki narażone są na ruchy mas i spłukiwanie. Zbudowane są z różnych utworów skalnych, które uległy wymieszaniu w procesie urobku, transportu i zwałowania, co sprzyja ich znacznej podatności na erozję wodną. Tempo przekształcania stoków uzależnione jest od miesięcznej sumy opadów atmosferycznych oraz ich rozłożenia w czasie (Szadura, Tsermegas 2015).

Największym tego typu obiektem jest zarówno w skali opisywanej strefy, jak i całej Polski sztuczna góra Kamieńsk (386 m n.p.m.), położona w południowej części Wysoczyzny Bełchatowskiej. Została uformowana jako zwałowisko zewnętrzne w latach 1977–1993 na wschód od odkrywki kopalni Bełchatów. Jest to obecnie najwyższe wzniesienie Niżu Polskiego. Jej wysokość względna osiąga 195 m, powierzchnia około 15 km^2, zaś objętość 1,354 mld m^3.

Innym, podobnym przykładem formy wynikającej z antropogenicznej działalności budującej jest zwałowisko popiołów Bagno Lubień przy elektrowni Bełchatów. Charakterystyczną cechą tego obiektu jest podatność na deflację w trakcie suchej i wietrznej pogody. Do 2010 r. popioły były składowane na zwałowisku w formie lotnej, od 2011 r. stosuje się metody hydrotransportu, co zmniejsza uciążliwość dla środowiska.

Warto podkreślić, że zmiany rzeźby terenu są widoczne już podczas pierwszych prac z zakresu rekultywacji technicznej i obejmują m.in. zmniejszenie kąta nachylenia stoków zwałowisk, ich terasowanie i odbudowę, wyrównywanie powierzchni oraz dostosowanie stoków i wierzchowiny do przyszłego sposobu użytkowania (Pilawska 1968). Ponadto obszary te wskutek odwodnienia górotworu podlegają wtórnym deformacjom geochemicznym. Osiadanie zazwyczaj jest niewielkie (nie przekracza kilkunastu centymetrów) i dotyczy obszarów zwałowanych bezpośrednio przy odkrywce. Większe wartości osiadania, przekraczające nawet 70 cm, stwierdzono wokół wschodniej części wyrobiska KWB „Bełchatów" (Kasiński, Piwocki 1992).

W opisywanej strefie istnieje także wiele małych form usypanych z materiału pochodzenia lokalnego: liczne grodziska i gródki (np. Spicymierz, Rozprza), kurhany, wały przeciwpowodziowe (dolina Odry, Warty, Wisły), groble ograniczające stawy rybne i in. (ryc. 8.11). Zauważalny w ostatnich latach wzrost liczby udokumentowanych kurhanów oraz grodzisk nastąpił dzięki zastosowaniu szeregu nieinwazyjnych metod, w tym lotniczego skaningu laserowego oraz detekcji geofizycznej, takiej jak magnetyczna, elektrooporowa czy georadarowa. Wysokość grodzisk w opisywanej strefie waha się najczęściej w granicach 1,5–4 m, przy średnicy rzędu 20–60 m (Andrzejewski, Sikora 2017, Hildebrandt-Radke i in. 2018). Budowa wałów ziemnych wokół grodzisk spowodowała także w wielu przypadkach wzrost nachylenia stoków oraz lokalnych deniwelacji (Twardy i in.



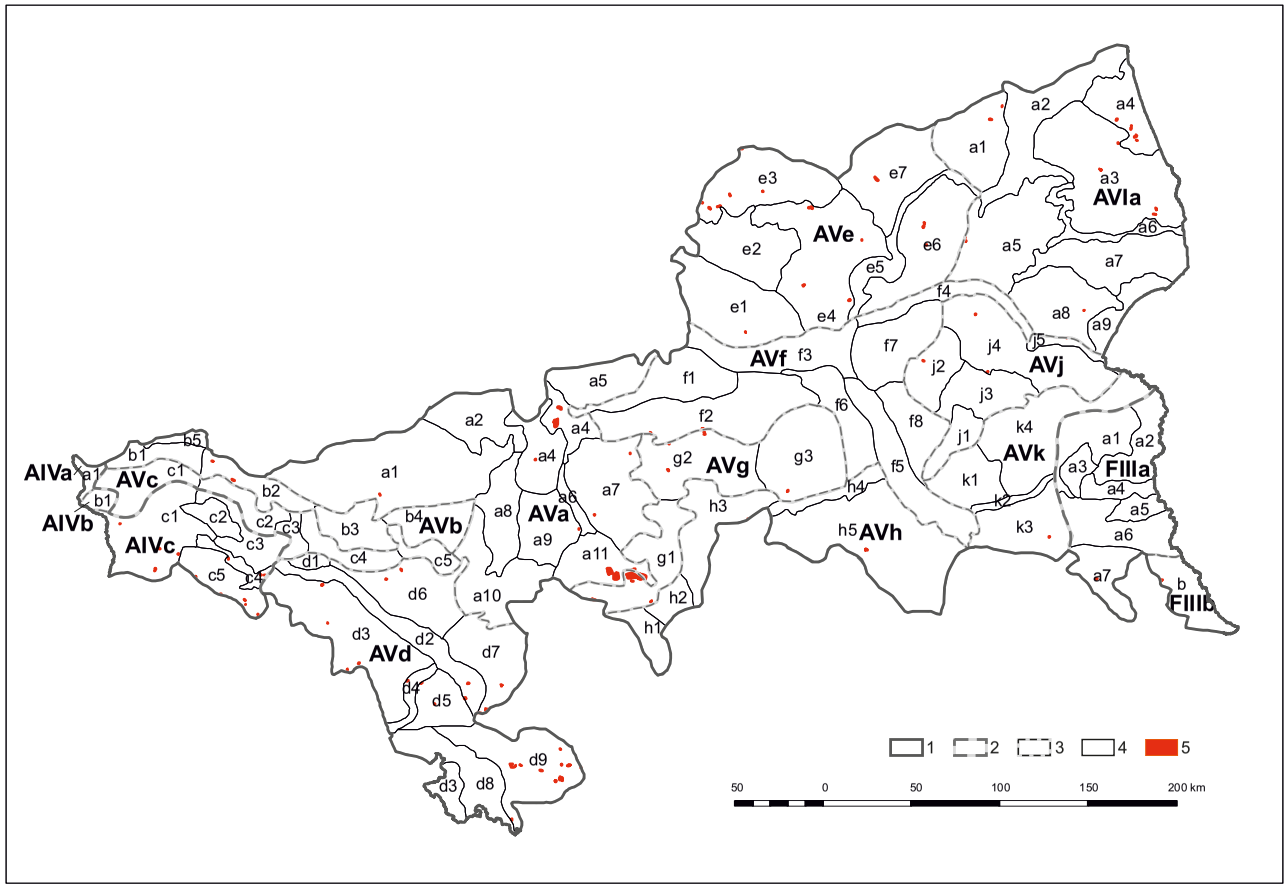
Ryc. 8.11. Budowle ziemne w strefie staroglacjalnej; objaśnienia granic regionów (1–4) przy rycinie 8.1, 5 – zasięg budowli ziemnych (głównie w dolinach rzecznych) zgeneralizowany w skali 1:250 000

2018). Ponadto ostatnie badania na stanowisku w Rozprzy w dolinie Luciąży dowodzą konieczności traktowania tego typu obiektów jako zespołów osadniczych z zapleczem produkcyjnym, szlakami komunikacyjnymi, mostami oraz sztucznymi zbiornikami wodnymi (Kittel i in. 2018).

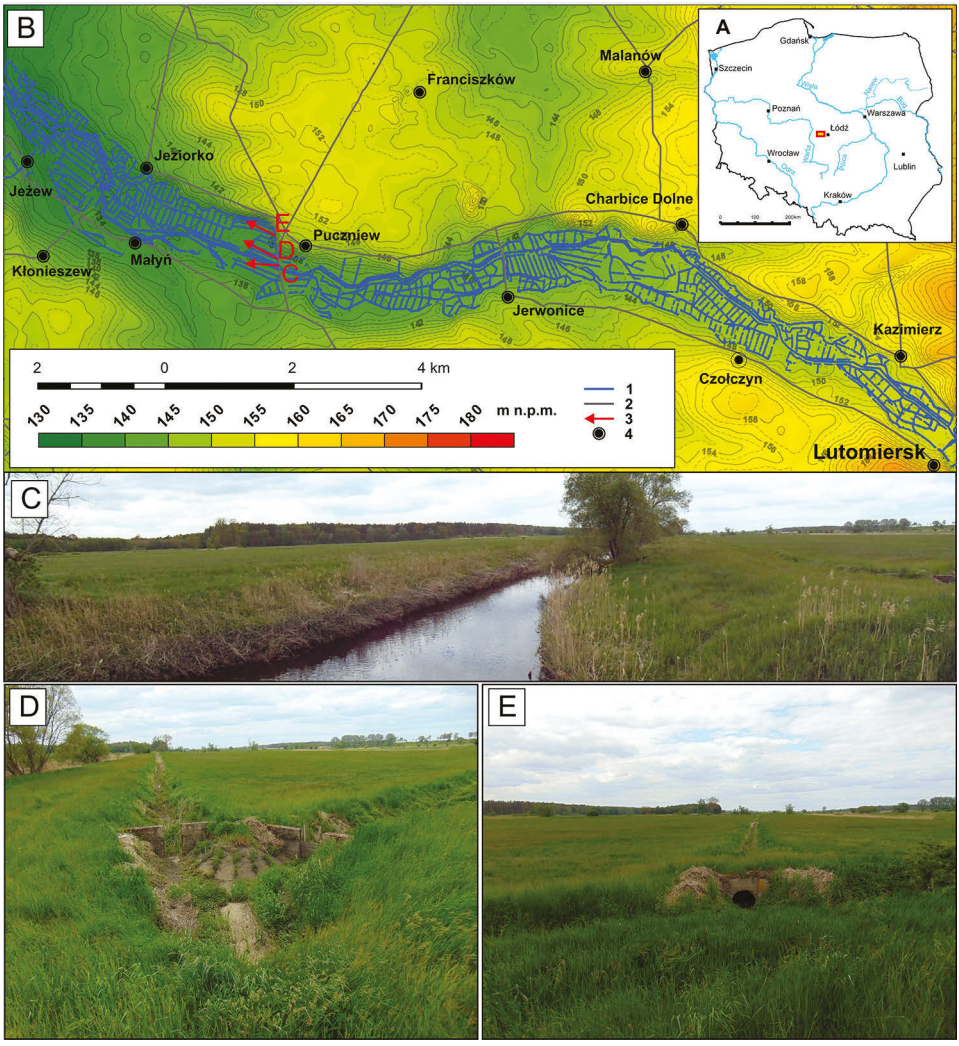
Część nasypów spełniających rolę wałów przeciwpowodziowych, grobli stawów rybnych czy zapór zbiornikowych wybudowana jest z gruntów organicznych. Taka sytuacja w połączeniu z wiekiem nasypów (lata 70. i 80. XX w.) przyczynia się do powstawania licznych szczelin i wyrw na koronie i skarpach oraz do obniżenia wysokości grobli (Borys 1998).

Formy typu B to głównie formy wklęsłe: wyrobiska kopalniane (kopalnie węgla kamiennego, żwirownie i piaskownie, glinianki, potorfia, kamieniołomy), elementy systemów melioracyjnych (rowy i kanały) oraz zachowane po działaniach wojennych okopy, transzeje, ziemianki i leje po wybuchach bomb i innych eksplozjach (ryc. 8.11–8.14). Największe formy tego typu to odkrywki Pola Bełchatów na Wysoczyźnie Bełchatowskiej (ok. 21 km^2, maks. głębokość 280 m) oraz Pola Szczerców w Kotlinie Szczercowskiej (ok. 22 km^2, maks. głębokość przekracza 120 m, docelowo ok. 300 m) (ryc. 8.11). W kopalni „Bełchatów" wydobyto 1 mln ton węgla, a eksploatacja miała miejsce nawet poniżej poziomu morza. Obie odkrywki, po zasypaniu nadkładem najniższych części do około 80–85 m n.p.m., będą zalane wodą i powstaną zbiorniki o objętości odpowiednio 1,5 mld m^3 i 1,25 mld m^3 o łącznej powierzchni 32,5 km^2. Podobnymi przykładami są wyrobiska kopalniane Zagłębia Konińsko-Tureckiego, gdzie utworzono więcej odkrywek, lecz są one mniejsze i płytsze od obiektów Zagłębia Bełchatowskiego. W tym przypadku głębokość poszczególnych wyrobisk najczęściej waha się w granicach 30–60 m. W przypadku złóż piaszczysto-żwirowych przekształcenia są mniejsze, ale występują koncentracje odkrywek, zwłaszcza w obrębie zespołów glacjalnych form marginalnych. Przykładem są Wzgórza Sokólskie, gdzie K. Micun (2011) skartował 167 wyrobisk eksploatacyjnych o powierzchni powyżej 1 ha, założonych w warciańskich formach glacigenicznych; w ich obrębie wyróżnił: wyrobiska i hałdy, powierzchnie zniwelowane, sztuczne zbiorniki wodne, ściany eksploatacyjne i strome skarpy. Formy te zajmują sumaryczną powierzchnię 550 ha, z największą koncentracją na wschód i południowy wschód od Sokółki. Największe rozpoznane złoża stwierdzono w okolicy wsi Kamionka Stara–Drahle i Zadworzany. Planowana kontynuacja eksploatacji powiększy obszar zmian antropogenicznych do około 1000 ha.

Do powszechnie występujących form typu B należą elementy systemów melioracji wodnych, głównie w postaci kanałów, rowów (o szerokości dna przy wylocie do 1,5 m) oraz mis stawów. Na analizowanym obszarze systemy tych form koncentrują się przede wszystkim na terasach zalewowych dolin rzecznych. Ich znaczenie jest wielorakie, m.in. regulują stosunki wodne poprzez prowadzenie lub gromadzenie wody w sposób ciągły lub okresowy. Mają one istotny wpływ na równowagę ekologiczną biotopów. Jednakże ich oddziaływanie we współczesnej morfogenezie jest niewielkie ze względu na występowanie głównie na równinach. Przykład takiego systemu z doliny Neru przedstawiono na rycinie 8.13.

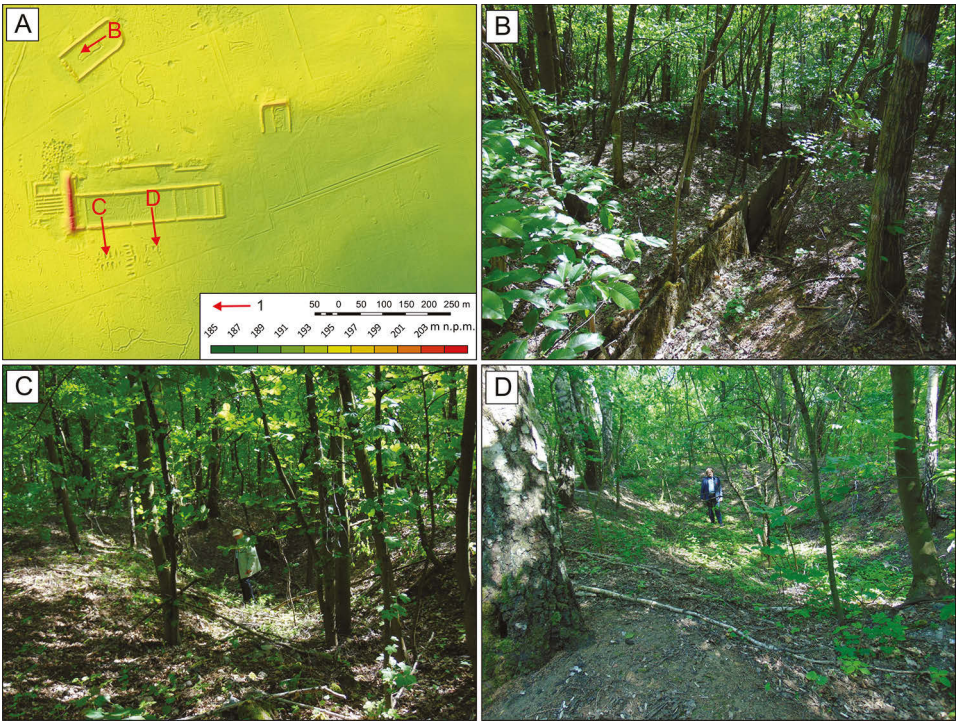


Ryc. 8.12. Wyrobiska i zwałowiska w strefie staroglacjalnej; objaśnienia granic regionów (1–4) przy rycinie 8.1, 5 – zasięg obiektów zestawiony w skali 1:250 000



Ryc. 8.13. System melioracyjny w dolinie Neru między Lutomierskiem a Małyniem
A – położenie obszaru, B – elementy systemu na tle rzeźby terenu, 1 – kanały i rowy, 2 – drogi, 3 – położenie sfotografowanych obiektów, 4 – miejscowości, C – koryto Neru przekształcone w kanał, D, E – rowy melioracyjne z przepustami (fot. A. Szmidt)

Liczne formy pozostały po działaniach militarnych, głównie I i II wojny światowej oraz wskutek ćwiczeń na poligonach wojskowych, prowadzonych głównie w XX w. Ich zarysy są nadal czytelne, mimo nawet ponad 100-letniej historii. Występują dziś najczęściej jako formy wklęsłe w postaci okopów, transzei, lejów (dołów) po eksplozjach pocisków, w tym bombowych, oraz ziemianek. Większe ich nagromadzenia odnotowano m.in. w okolicach Łodzi (ryc. 8.14), w dorzeczu Bzury (ślady największej w kampanii wrześniowej bitwy nad Bzurą) i w dolinie Warty.



Ryc. 8.14. Morfologiczne ślady działań militarnych na terenie Łodzi i okolic
A – lokalizacja okopów na poligonie wojskowym w dzielnicy Brus w zachodniej części Łodzi, B – okop obetonowany, C i D – okopy ziemne (fot. A. Szmidt)

Formy typu C to głównie skutki częściowego przemodelowania rzeźby: wyrównywania powierzchni, nadsypywania, rozcinania bądź nacinania istniejących form naturalnych (podcięcia i rozcięcia drogowe, terasy rolne i in.). Informację ogólną, gdzie można się spodziewać tego typu przekształceń, zawiera mapa zabudowy (ryc. 8.9). Tylko część z tej powierzchni stanowią jednak wspomniane formy. Takie przemodelowanie rzeźby wynika z wielu powodów: z potrzeby modyfikacji powierzchni związanej z posadowieniem budynku i zagospodarowania jego otoczenia, budowy dróg dojazdowych, terasowania stoków dla celów agrotechnicznych, a także działalności wydobywczej oraz przetwórczej skał, minerałów i rud odbywającej się w małej skali. W rezultacie powstały lokalne nagromadzenia drobnych antropogenicznych form terenu oraz łagodne deformacje powierzchni form naturalnych, często współcześnie prawie niewidoczne w krajobrazie. Przykładem takiego obszaru może być pogranicze kurpiowsko-mazurskie, gdzie niewielkie nierówności terenu wynikają z eksploatacji odkrywkowej rud darniowych, bursztynu i torfu (Plit 2016). Mało jest jednak szczegółowych danych na ten temat zarówno w zakresie wielkości, jak i dynamiki przemodelowania rzeźby. Pewne światło rzucają badania o charakterze studium przypadku, dokonane na

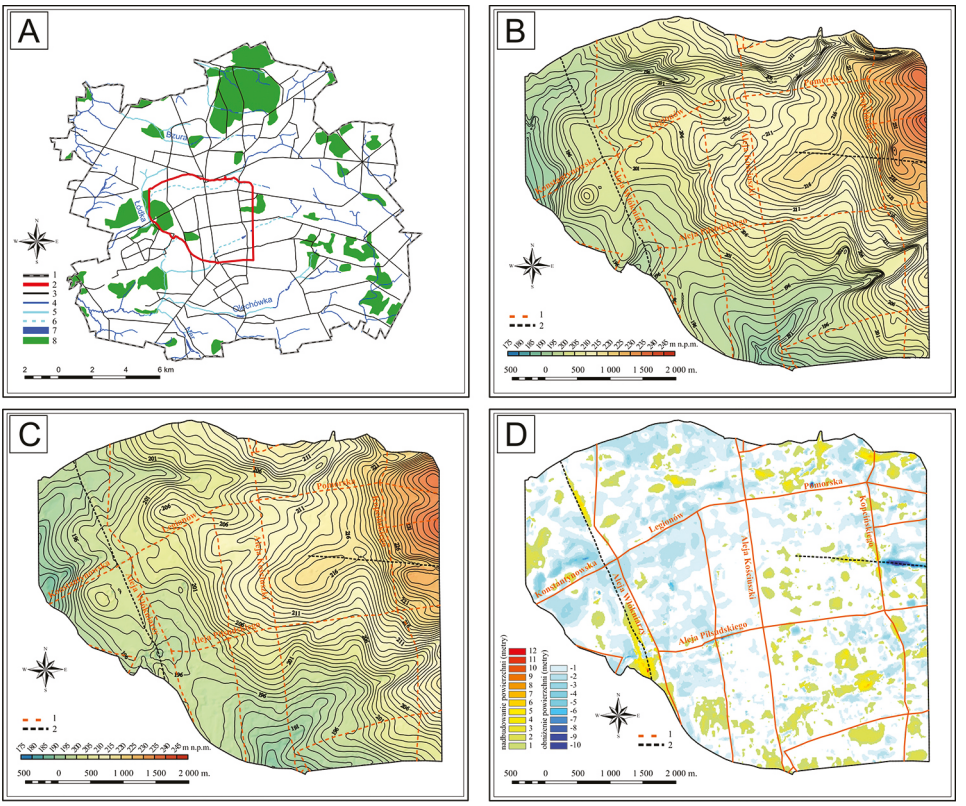
terenie Łodzi przez A. Szmidta i M. Jaskulskiego (2016). Autorzy ci na podstawie analizy wielkoskalowych map topograficznych przeprowadzili analizę przemodelowania rzeźby w wyniku działalności antropogenicznej, prowadzonej w różnych celach w centrum miasta od początku XX w. do drugiej dekady obecnego wieku. Niestety mała dokładność źródeł kartograficznych sprzed około wieku utrudnia precyzyjne porównania z rzeźbą współczesną. W badanym przypadku najdokładniejszy obraz rzeźby terenu Łodzi, pochodzący sprzed około 100 lat, przedstawiały mapy K. Jasińskiego[1] (1917), z 1-metrowym cięciem poziomicowym.

8.2.2. Ewolucja stoków

Obszar staroglacjalny stanowi współcześnie na tle pozostałego obszaru Polski strefę najmniejszej aktywności procesów stokowych w zasięgu naturalnych form rzeźby lub niezmienionych znacząco przez człowieka. Dotyczy to zarówno grawitacyjnych ruchów masowych, jak i spłukiwania. Lokalnie jednak w obrębie form antropogenicznych zarówno skala występowania procesów kształtujących stoki, jak i ich natężenie znacząco wzrastają.

Najbardziej intensywne procesy morfodynamiczne, często polegające na jednoczesnych ruchach osuwiskowych, osiadaniu, pełzaniu i spłukiwaniu zachodzą w trakcie kształtowania skarp i stoków zwałowisk zewnętrznych kopalni odkrywkowych (Pulinowa 1972). Do przyczyn ich występowania należy zaliczyć sposób zwałowania nadkładu, litologię materiału, rodzaj rekultywacji z podziałem na wierzchowinę i zbocza oraz stosunek do naturalnej rzeźby terenu i budowy geologicznej. Mimo prowadzonych działań z zakresu rekultywacji leśnej, na stokach tych wymienione procesy nie ustają, choć zmniejsza się ich dynamika (Chwastek 1970, Kasiński, Piwocki 1992). Według J. Furmańskiego i K. Meissnera (1963) zmiana sposobu zwałowania w przypadku konińskich zwałowisk spowodowana była faktem, że nachylenia granic pomiędzy poszczególnymi strefami litologicznymi odpowiadały kątowi naturalnego zsypu osadów, co z kolei przyczyniło się do powstania licznych osuwisk. Największe trudności w utrzymywaniu stateczności skarp sprawiają iły, które ze względu na pęcznienie wykazują niskie wskaźniki mechaniczne (Meissner 1962). Dla przykładu to właśnie od momentu pojawienia się w zwałowanej masie iłów na zwałowisku zewnętrznym Pątnów doszło do uruchomienia procesów osuwiskowych. Zjawisko to potęgowane było procesami osiadania i wyciskania osadów plastycznych. Nacisk kilkudziesięciometrowego zwałowiska spowodował w omawianym przypadku wyciśnięcie torfu na wysokość dochodzącą miejscami do 5 m (Furmański, Meissner 1963). W wyniku szczegółowego kartowania geologiczno-geomorfologicznego ustalono, że w przypadku zwałowiska zewnętrznego Adamów koło Turku morfologiczne skutki współczesnych procesów stokowych dotyczą 7% powierzchni całej formy

[1] Uzyskane dane wysokościowe z lat międzywojennych oraz dane współczesne interpolowano metodą krigingu, otrzymując siatki o tym samym zasięgu przestrzennym oraz rozdzielczości poziomej 10 m. Na podstawie uzyskanych gridów opracowano model przedstawiający różnice wysokości względem danych współczesnych (ryc. 8.15).



Ryc. 8.15. Zmiany rzeźby w centrum Łodzi od lat 30. XX w. do drugiej dekady XXI w. (wg Szmidta, Jaskulskiego 2016, uzupełnione)

A – obszar badań i zmiany sieci rzecznej na tle współczesnych granic Łodzi: 1 – granice Łodzi, 2 – obszar badań, 3 – główne ulice, 4 – cieki nieskanalizowane, 5 – odcinki cieków skanalizowanych płynących na powierzchni, 6 – odcinki cieków skanalizowanych płynących pod ziemią, 7 – stawy, 8 – obszary zadrzewione (lasy, parki); B – ukształtowanie powierzchni Łodzi w latach 30. XX w.: 1 – główne ulice, 2 – tory kolejowe; C – ukształtowanie powierzchni Łodzi w drugiej dekadzie XXI w.: 1 – główne ulice, 2 – tory kolejowe; D – wielkość przemodelowania powierzchni w badanym okresie: 1 – główne ulice, 2 – tory kolejowe

(Okupny 2009). Osuwiska rozwinęły się w miejscach praktycznie pozbawionych roślinności drzewiastej oraz na zboczach użytkowanych jako pastwiska. Przemieszczenie jednorodnego materiału (piasków gliniastych) wzdłuż powierzchni o wklęsłym charakterze pozwala zaklasyfikować powstałe formy do osuwisk obrotowych. Ponadto w czasie intensywnych opadów deszczu w miejscach spływu dużych strug wody pojawiają się żłobiny, których obecność świadczy o tym, że usypany u podnóża zbocza język osuwiskowy podlega erozji liniowej. Zachodzące w obrębie wyrobisk czy zwałowisk zewnętrznych procesy stokowe stanowią istotne zagrożenie dla zrównoważonego zagospodarowania terenów pokopalnianych (Malina, Niezgoda 2017).

Procesami o największych skutkach morfodynamicznych i wpływie na gospodarkę człowieka są osuwiska powstające w obrębie form antropogenicznych, zwłaszcza rozwijające się na sztucznych stokach (skarpach) w kopalniach węgla brunatnego i surowców ilastych. Procesy te, występujące w obiektach kopalnianych, z reguły nie są zestawiane w bazie SOPO (System Osłony Przeciwosuwiskowej, PIG-PIB), choć często poddawane są nowoczesnemu monitoringowi (por. Bednarczyk 2018), dlatego też mapa zagrożeń została uzupełniona danymi z innych źródeł (ryc. 8.16).

O skali zagrożeń geodynamicznych wywołanych przez osuwiska świadczą dane o kubaturze przemieszczonego materiału skalnego. Koluwium największego osuwiska na obszarze staroglacjalnym w kopalni „Bełchatów" osiągnęło 3,5 mln m^3, a kilka innych przekroczyło 1 mln m^3. Nieco mniejsze osuwiska powstały w kopalniach Zagłębia Konińskiego, np. osuwisko w odkrywce Lubstów w 2006 r. osiągnęło kubaturę koluwiów około 200 000 m^3.

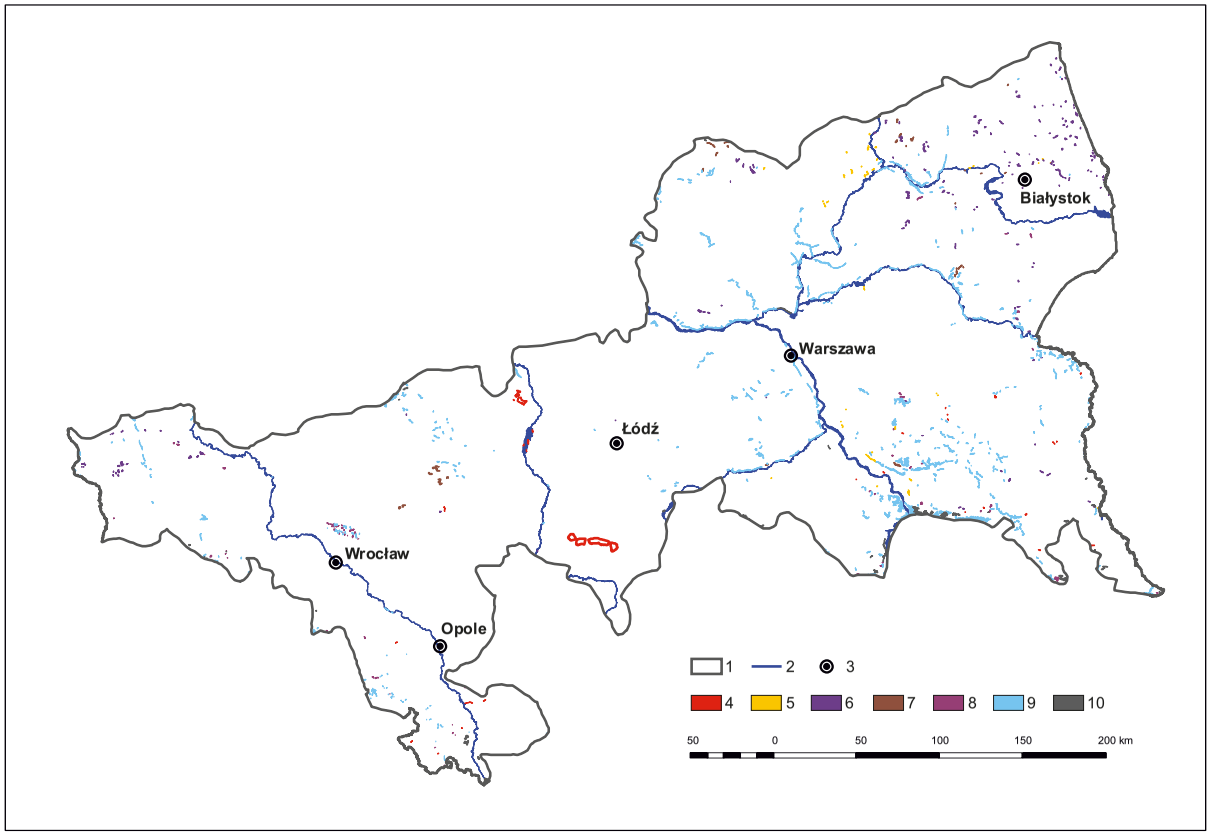
Jedno z takich dużych osuwisk o objętości 1 mln m^3 i powierzchni 224 tys. m^2, oznaczone jako 22S, które powstało i rozwijało się etapowo w latach 2004–2005 w najgłębszej części kopalni Bełchatów, zbadali szczegółowo L. Czarnecki i J. Goździk (2007, 2008). Formę tę zaliczyli do typu odprężeniowo-strukturalnego. Na podstawie przeprowadzonych badań autorzy zaproponowali model dynamiki osuwisk powstających w kopalniach, w którym wyróżnili trzy fazy: fazę początkową – przedosuwiskową (trwającą do 1 roku), fazę zasadniczego ruchu osuwiskowego, składającą się z trzech drugorzędnych stadiów (łącznie 2,5–6 miesięcy, przy czym stadium środkowe cechuje ruch od 50 do kilku tysięcy mm na dobę) oraz fazę wygasania (2,5–16 miesięcy) (Czarnecki, Goździk 2008).

Należy podkreślić, że zdarzenia te są monitorowane przez kopalnie, więc z reguły nie stwarzają one zagrożenia dla ludzi ani dla obiektów usytuowanych w wyrobisku i w jego sąsiedztwie. Są one jednak powodem istotnych zakłóceń w pracy zakładów górniczych i generują wysokie koszty związane z likwidacją ich skutków (Zagrożenia… 2007, Bednarczyk 2018).

Znacznie mniejsze osuwiska rozwinęły się na wschodnich zboczach doliny Warty, w Siedlątkowie i w Brodni (ryc. 8.17). Naturalny profil stoku został tam naruszony w wyniku budowy zbiornika Jeziorsko w 1987 r., gdyż po zalaniu misy zbiornika rozwinęły się procesy abrazji jego brzegów. Największe z osuwisk osiągnęło 300 m^2 i 700 m^3 objętości (Czarnecki, Goździk 2007; ryc. 8.17A).

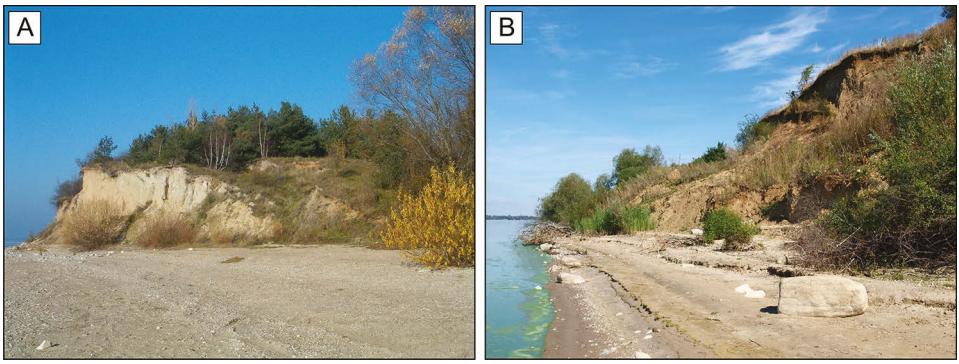
Procesy osuwiskowe spowodowane przyczynami naturalnymi stwarzają w strefie staroglacjalnej z reguły niewielkie zagrożenia i występują głównie w obrębie stromych zboczy większych dolin, zwłaszcza Wisły, Warty i Pilicy. Dotyczy to przede wszystkim zwężonych odcinków tych dolin. Przykładem jest osuwisko w Konopnicy w dolinie Warty, opisane przez J. Pietruszewskiego (1992) oraz L. Czarneckiego i J. Goździka (2007), którego powierzchnia wynosi około 6000 m^2, a objętość koluwiów około 25 000 m^3.

Obrywanie się skał należy do rzadko występujących procesów, gdyż ma miejsce głównie w kamieniołomach, gdzie wydobywane są skały lite, a tego typu kopalnie są nieliczne na analizowanym obszarze. Według danych Głównego Urzędu



Ryc. 8.16. Strefy zagrożeń osuwiskowych obszaru staroglacjalnego według danych bazy SOPO (System Osłony Przeciwosuwiskowej, PIG-PIB) w różnych typach rzeźby naturalnej i antropogenicznej, uzupełnione

1 – zasięg strefy staroglacjalnej, 2 – rzeki, 3 – miasta, 4 – skarpy form antropogenicznych, 5 – stoki form eolicznych, 6 – stoki form glacjalnych, 7 – stoki wysoczyzn polodowcowych, 8 – zbocza dolin denudacyjnych i/lub cieków okresowych, 9 – zbocza dolin rzecznych i/lub pradolin, 10 – inne



Ryc. 8.17. Osuwiska w klifie zbiornika Jeziorsko
A – w Siedlątkowie zbadane przez L. Czarneckiego i J. Goździka (2007, fot. A Szmidt, 2006), B – w Brodni (fot. Z. Rdzany, 2011)

Górniczego przykładami takich obrywów były zdarzenia w 2002 r. w kopalni „Bełchatów" (16 września) i „Koźmin" (28 listopada) (Zagrożenia… 2007).

Badania skutków współczesnej erozji wodnej, w szczególności różnych typów spłukiwania na obszarze staroglacjalnym niżu, wskazują, że są one charakterystyczne głównie dla terenu przygranicznego z Masywem Czeskim i Wyżynami Polskimi, a także dla dorzecza górnej i środkowej Warty oraz Pilicy, Wału Trzebnickiego, Wzniesień Łódzkich, Równiny Łowicko-Błońskiej, Wysoczyzny Rawskiej i dla mezoregionów w części wschodniej, np. Wysoczyzny Białostockiej. Ich intensywność jest umiarkowana, a tylko lokalnie średnia (Józefaciuk i in. 2016, Twardy 2019).

Badania spłukiwania na obszarze staroglacjalnym do lat 80. ubiegłego stulecia były nieliczne. Pierwsze ujęcia ilościowe przedstawili J. Twardy (1986, 1990) z terenu Wzniesień Łódzkich oraz E. Smolska (1998, 2002) z Niziny Północnomazowieckiej. W obu przypadkach stwierdzono wyraźne związki jego dynamiki z budową geologiczną, nachyleniem stoku oraz użytkowaniem ziemi. Za denudacyjnie bierne uznano powierzchnie leśne, gdzie tempo degradacji ocenia się na 0,00008 $mm \cdot a^{-1}$, natomiast powierzchnie zadarnione na obszarach bardziej urozmaiconych wykazują już wartości większe o co najmniej rząd wielkości: 0,00213 $mm \cdot a^{-1}$ na Wzniesieniach Łódzkich (Twardy 1990) i 0,001 $mm \cdot a^{-1}$ w przypadku Niziny Północnomazowieckiej (Smolska 1998).

Na bardziej urozmaiconych stokach strefy staroglacjalnej użytkowanych rolniczo spotyka się wysokie miedze i inne efekty denudacji agrotechnicznej (erozji uprawowej). Ich badania prowadził J. Twardy (1995, 1996, 1998, 2002) w obrębie Wzniesień Łódzkich (stanowiska Rogów, Rozworzyn i Dąbrówka), zarówno w układzie poprzeczno-, jak i wzdłużstokowym.

Współczesne procesy stokowe poznane są więc w stopniu nierównym i jeszcze niewystarczającym do wiarygodnej oceny ich znaczenia dla ewolucji rzeźby analizowanej strefy morfogenetycznej. Na obszarze staroglacjalnym dokonano jednakże prób jakościowej oceny rozmiarów denudacji mechanicznej i chemicznej

w wymiarze regionalnym (Okupny i in. 2013) na podstawie zrekonstruowanych procesów depozycyjnych, odpowiedzialnych za powstanie późnovistuliańskiej pokrywy osadowej torfowisk. Denudacja mechaniczna zapisała się w postaci sedymentacji allochtonicznej materii mineralnej (krzemionki terygenicznej) oraz pierwiastków litofilnych (Na, K i Mg) dostarczanych drogą wodną i powietrzną, zaś denudacja chemiczna wyraziła się wzrostem roli sedymentacji biogenicznej w postaci opalu (krzemionki biogenicznej), materii organicznej o różnym stopniu rozkładu i sedymentacji chemogenicznej w formie węglanu wapnia.

Niektóre współczesne procesy denudacyjne, np. procesy sufozji i spełzywanie, nie były do tej pory monitorowane w istotnym stopniu na analizowanym obszarze.

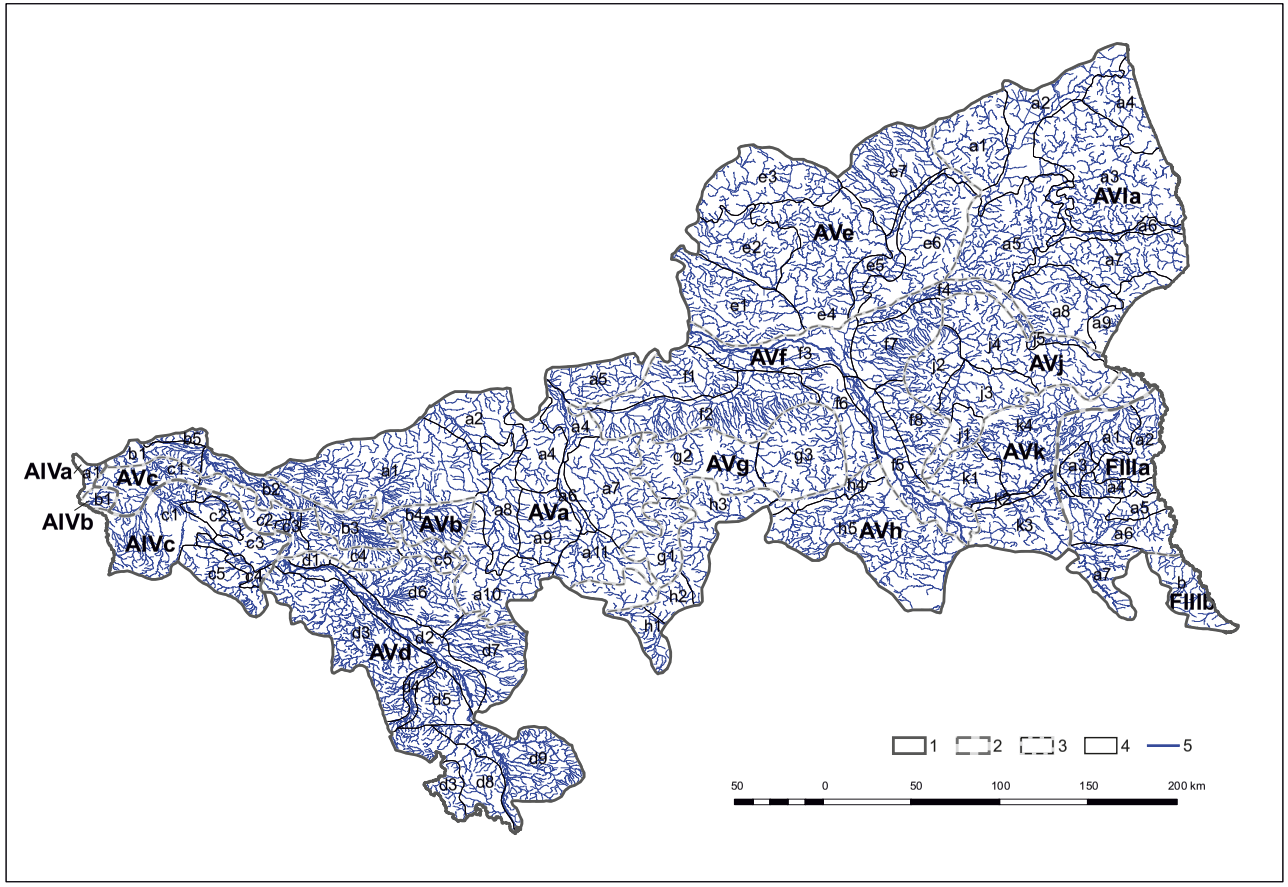
8.2.3. Procesy fluwialne i ich skutki

Sieć rzeczna strefy staroglacjalnej należy do dorzeczy Wisły (60%), Odry (38,6%), a w niewielkim stopniu Niemna (1,4%). Kilka większych rzek: Wisła, Odra, Warta, Pilica, Bug i Wieprz, które swoje górne odcinki mają na obszarach górsko-wyżynnych Polski Południowej, to rzeki tranzytowe (Andrzejewski i in. 2018). Nieco mniejsze rzeki, takie jak: Bzura, Narew, Prosna czy Barycz, mieszczą się w strefie staroglacjalnej, tworząc swoiste zlewnie autochtoniczne.

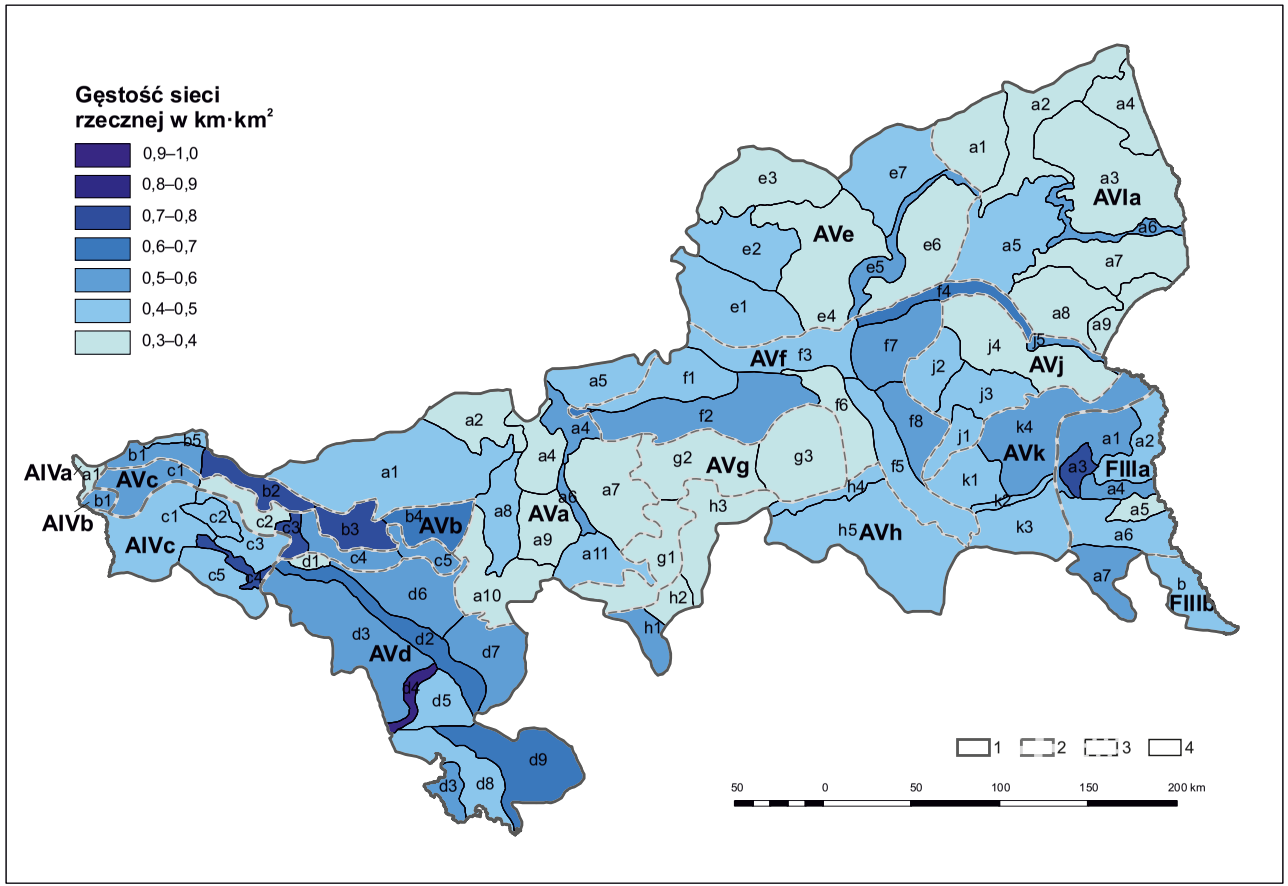
Te systemy rzeczne mają długą i skomplikowaną historię. L. Starkel (2008) podkreśla, że o skali i typie zmian w nizinnych systemach rzecznych decydują nie tylko długookresowe wahania bilansu wodnego i zróżnicowana częstotliwość zdarzeń ekstremalnych, ale także tempo dopasowywania się poszczególnych dolin do zmian bazy erozyjnej oraz charakter odziedziczonej rzeźby fluwialnej i polodowcowej.

Rzeźba początkowa obszaru staroglacjalnego, w obrębie której zaczęły się rozwijać doliny, uwalniała się spod kolejnych lądolodów od ponad 300 do około 130 ka BP (początek eemu), jednakże często rozwój ten uzależniony był od morfologii lub litologii starszego podłoża (mezozoicznego, neogeńskiego, eoplejstoceńskiego). Stąd wiele odcinków dolin, a w ich obrębie odcinków koryt i krawędzi teras, nawiązuje do elementów podłoża (Mojski 2005, Klimek 2008). W odniesieniu do procesów współczesnych, w szczególności przebiegu wezbrań, potwierdzili to T. Falkowski i P. Ostrowski (2010) na przykładzie koryta Pilicy.

Gęstość sieci wykazuje umiarkowane zróżnicowanie (ryc. 8.18, 8.19). Cecha ta zwiększa się w zachodniej części strefy staroglacjalnej, głównie na Nizinie Śląskiej, w porównaniu z częścią środkową i wschodnią. Istnieją także znaczne różnice w obrębie poszczególnych zlewni. Obszary wznoszące się najwyżej są słabo rozcięte, tworząc w tych miejscach rozległe i często płaskie wysoczyzny morenowe, niekiedy występują tam rozległe spłaszczenia stoliw i wałów kemowych. Nowsze badania wyższych partii obszaru staroglacjalnego, wskazują jednak, że występują tam (np. w obrębie Obniżenia Węgrowskiego i Wzniesień Łódzkich) systemy źródliskowe, które charakteryzują się bardzo aktywnymi procesami rzeźbotwórczymi (Rycharski, Piórkowski 2001, Moniewski 2004, Ziułkiewicz i in.



Ryc. 8.18. Sieć rzeczna strefy staroglacjalnej na tle jednostek geomorfologicznych S. Gilewskiej (1986, 1991) na podstawie danych Krajowego Zarządu Gospodarki Wodnej; objaśnienia granic regionów (1–4) przy rycinie 8.1, 5 – rzeki



Ryc. 8.19. Gęstość sieci rzecznej strefy staroglacjalnej na tle jednostek geomorfologicznych S. Gilewskiej (1986, 1991) na podstawie danych Krajowego Zarządu Gospodarki Wodnej; objaśnienia granic regionów (1–4) przy rycinie 8.1

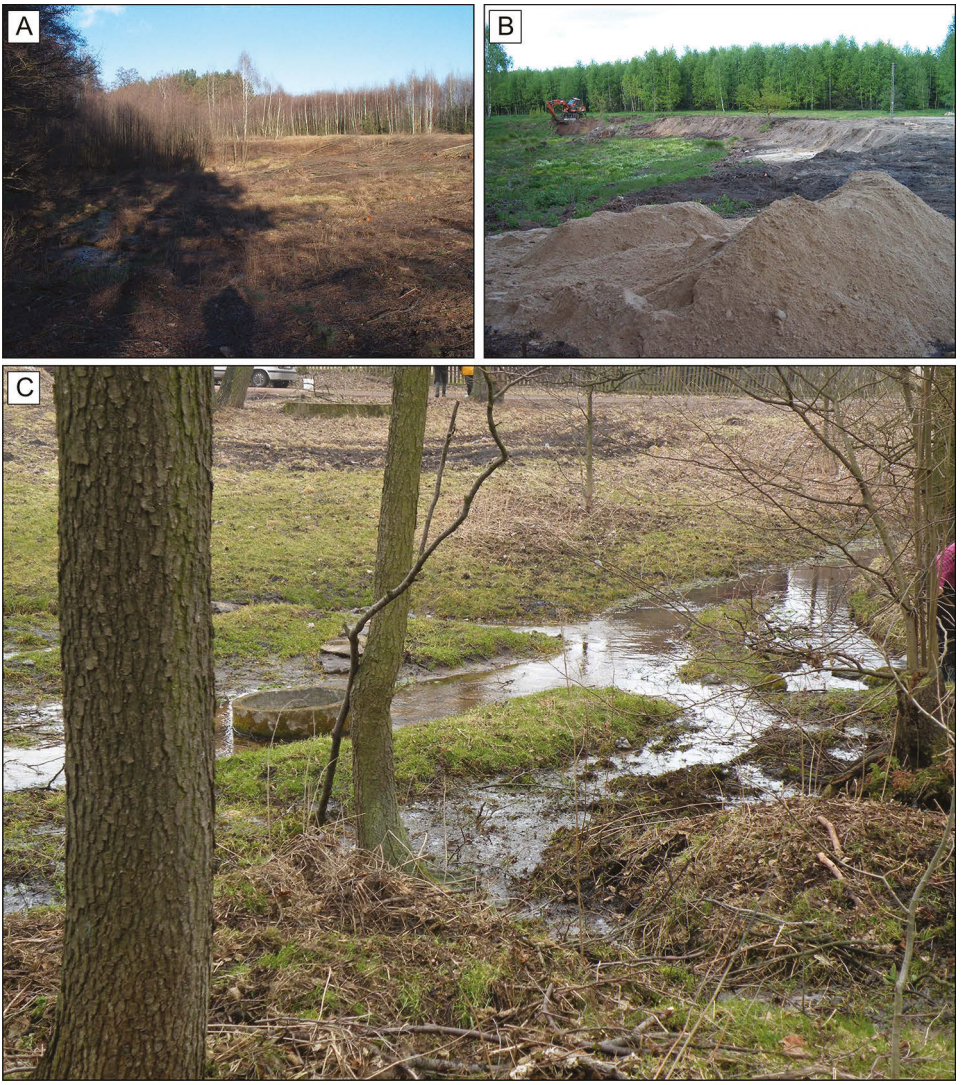
2012). Dawniej obszary te były uznawane za ubogie pod względem występowania źródeł.

Nisze źródliskowe, badane w strefie wododziałowej Wisły i Odry, północnej krawędzi Wzniesień Łódzkich (ryc. 8.20A, B) oraz w Kotlinie Szczercowskiej, wykazują współcześnie dużą georóżnorodność (Maksymiuk 1977, Moniewski 2004). Erozja źródliskowa jest też ważnym procesem warunkującym rozwój sieci rzecznej w dolinach Dobrzynki i Wolbórki. W przegrodzonej ciągiem wydm rozległej dolinie pochodzenia glacjalnego powstały liczne źródła, które stanowią tutaj strefę rozciągającą się od Tuszyna na wschodzie do Wardzynia na zachodzie (Maksymiuk 1977, Moszczyńska 1986). Wyjątkowość źródeł w Wardzyniu przejawia się obecnością utworów torfowo-martwicowych, tworzących kilka wyraźnych kopuł o wysokości względnej do 2 m (Ziułkiewicz i in. 2012; ryc. 8.20C). Ponadto torfowiska źródliskowe w Wardzyniu są wyjątkowe ze względu na relatywnie młody, neoholoceński czas inicjacji ich rozwoju (Dobrowolski i in. 2017). Kopuły źródliskowe są również częstym elementem krajobrazu w innych dolinach rzecznych omawianej strefy morfogenetycznej: Sidry (Bitner 1959), Śliny (Oświt i in. 1980) oraz Liwca (Dobrowolski i in. 2012).

Rodzaj i stopień ingerencji człowieka w funkcjonowanie procesów źródliskowych przejawia się m.in. w zmianie sposobu użytkowania terenu z leśnego na rolniczy i osadniczy oraz w zabudowie hydrotechnicznej. Pierwszy przykład oddziaływania człowieka znajduje potwierdzenie w obecności zanieczyszczeń w wodach źródlanych. Z przeprowadzonych przez M. Ziułkiewicza i J. Żelazną-Wieczorek (2011) badań hydrochemicznych źródła w Podwódce koło Bełchatowa wynika, że szereg rozproszonych ognisk zanieczyszczeń powoduje wzrost udziału twardości niewęglanowanej (nawet powyżej 50%) w twardości ogólnej wód, podwyższony poziom utlenialności wód oraz znaczne przekroczenie górnego zakresu tła hydrochemicznego stężeń azotynów, azotanów i fosforanów. Zaburzenia funkcjonowania naturalnych procesów źródliskowych związane są także z budową grobli, zastawek, stawów hodowlanych oraz założeniem kręgów betonowych.

Poza obszarami źródliskowymi strefy staroglacjalnej procesy fluwialne ukształtowały w okresie nawet kilkuset tysiącleci głównie doliny płaskodenne, rozcinające podłoże zbudowane przede wszystkim z drobnoziarnistych, czwartorzędowych utworów. Prawie wyłącznie występują tu więc piaskodenne koryta aluwialne. Dominują rzeki meandrujące, w kotlinowatych rozszerzeniach dolin – anastomozujące. Rzeki tranzytowe (np. Wisła, Bug, Pilica), w porównaniu z rzekami autochtonicznymi, cechuje na terenie staroglacjalnym znaczna skłonność do przejściowego rozwijania nurtu między odcinkami meandrującymi: roztokowego, przejściowego do roztokowego lub przejściowego do anastomozującego. Przyczyny mogą być zarówno antropogeniczne, jak i naturalne (w przypadku Bugu) (Klimek 2008).

Na dynamikę procesów fluwialnych bardzo duży wpływ miały warunki klimatyczne, w szczególności ilość i rozkład opadów, gdyż wprost decydowały o wielkości i zmienności przepływów. Ważne były też warunki fizjograficzne zlewni oraz działalność człowieka. Systemy rzeczne strefy staroglacjalnej w różny sposób



Ryc. 8.20. Źródła Wzniesień Łódzkich
A i B – źródło w Ciosnach, podlegające antropopresji (fot. M. Ziułkiewicz, 2008), C – źródło kopułowe martwicowe w Wardzyniu (fot. M. Ziułkiewicz, 2011)

reagowały na zmiany poszczególnych czynników (Rotnicki 1988, Gradziński i in. 2000, Pawłowski i in. 2016b). Na przykład charakterystyczna dla przełomu vistulianu i holocenu, powszechna w Polsce, transformacja układu koryt z roztokowego na meandrowy, zapisała się wyraźniej w kilku dolinach średniej wielkości, niekiedy tylko na wybranych odcinkach (Prosna, Grabia), a w przypadku Narwi i Biebrzy nastąpiło przejście w układ rzeki anastomozującej.

W ciągu ostatnich kilku stuleci pojawianie się układu wielokorytowego było niekiedy rezultatem funkcjonowania młynów wodnych, na co w okresie małej epoki lodowej (od XVII do początku XIX w.) nałożył się wzrost ilości opadów. Po likwidacji budowli piętrzących, co miało często miejsce pod koniec XIX w. lub w pierwszych dekadach XX w., rzeki zaczęły się wcinać w osady zbiorników. Pojawiały się nowe koryta, które z uwagi na odporność kohezyjnych osadów zbiornikowych wykazywały znaczną stabilność. W tym okresie część dolin została objęta pracami regulacyjnymi, a później melioracyjnymi (Papińska 2002, Twardy 2008, Kobojek 2009). K. Klimek (2008) podkreśla, że obwałowania koryt większych rzek, powstające od XIX w., stworzyły nowe środowisko akumulacji osadów pozakorytowych. Na obszarze międzywala obserwuje się wkraczanie wód począwszy już od średnich wezbrań. Tereny międzywala są więc częściej zalewane, szybkość nurtu jest większa, nasila się erozja brzegów oraz wzrasta tempo depozycji aluwiów o frakcji większej niż w dolinach bez obwałowań.

W opisywanej części Polski pośród czynników wpływających na procesy fluwialne często podkreśla się znaczenie ilości i rocznego rytmu opadów, działalności człowieka oraz budowy geologicznej dolin (głównie litologii) (m.in. Banaszuk 1979, Turkowska 1991, Kobojek 2009, Falkowski, Ostrowski 2012).

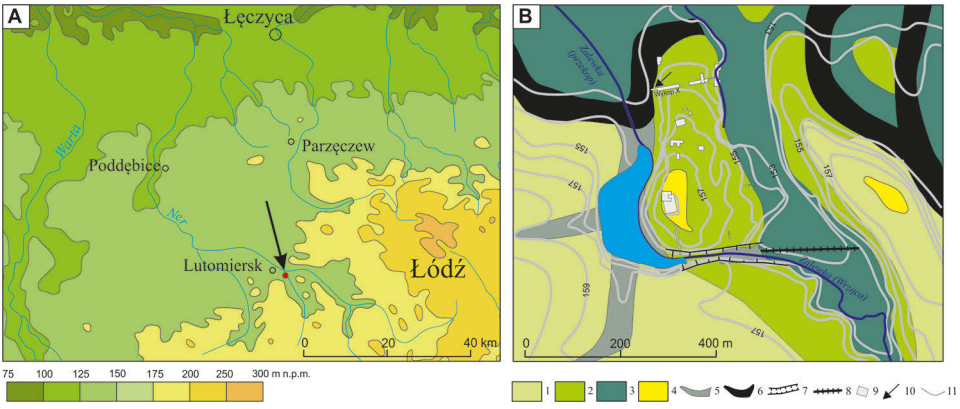
W wielu dolinach opisywanej części Polski udokumentowano oddziaływanie człowieka na procesy fluwialne. Według badań E. Kobojek (2009) w zlewni Bzury największy wpływ antropopresji dotyczy małych rzek o przewadze zasilania powierzchniowego. Natomiast najbardziej złożone skutki występują w rzekach wielokorytowych, o małym spadku i znacznych wahaniach zasilania w ciągu roku (np. Bzura). Najmniejsze skutki dotyczą rzek meandrujących, o dużym zasilaniu podziemnym i stabilnym odpływie. Zlewnie zbudowane z utworów piaszczysto-żwirowych o znacznej miąższości mają duże zdolności retencyjne, co sprawia, że przepływy są wyrównane i dominują meandrowe układy koryt. Natomiast zlewnie zbudowane w przewadze z gliny lodowcowej mają małe zdolności retencyjne i przepływy o znacznej zmienności. Mniejszy wpływ na funkcjonowanie koryt, niż ma to miejsce na obszarach górskich wywierają zbiorowiska leśne. Odlesienie stoków nie spowodowało na tym obszarze istotnego wzrostu znaczenia transportu stokowego, gdyż procesy te hamuje roślinność łąkowa. Większe reakcje na wycięcie lasów stwierdzono w małych zlewniach, zbudowanych w dominującym stopniu z gliny lodowcowej (Kobojek 2009).

Relacja człowiek–procesy fluwialnie poznawana jest lokalnie w dolinach strefy staroglacjalnej dzięki metodom wieloczynnikowym, z dużym udziałem metod archeologicznych i geochronologicznych, w szczególności w odniesieniu do młodszego subatlantyku. Przykładem są badania przeprowadzone w dolinie Neru koło Lutomierska. Pozwoliły one na odkrycie pozostałości moczydła (Kittel i in. 2014; ryc. 8.21). Potwierdziły to odnalezione w osadach organicznych wypełniających kopalne zagłębienie wiązki lnu i konopi oraz redeponowane drewniane elementy konstrukcyjne. Moczenie w naturalnych akwenach wodnych stanowiło jedną z dwóch metod, obok roszenia, wyodrębniania włókien ze słomy lnianej. Zazwyczaj moczydła szeregowano w kaskadach na drobnych ciekach, co umożliwiało

łatwy sposób wymiany wody. Badania te pozwoliły wiązać upadek omawianego obiektu w Lutomiersku-Koziówkach z przykryciem osadami epizodycznego pozakorytowego przepływu wezbraniowego, być może związanego ze spłynięciem wód zbiornika lub zbiorników położonych w wyższym odcinku Zalewki (Muzolf i in. 2015).

Badania systemów fluwialnych na obszarze południowo-zachodniej Polski dowiodły, że obserwowane współcześnie najistotniejsze naturalne przekształcenia rzeźby związane są z czynnikami meteorologiczno-hydrologicznymi (Czerwiński 1998, Szponar 1998, Szponar, Zalewski 2001, Kasperek i in. 2007, Badura, Burdukiewicz 2016). Ich przykładem są wezbrania Odry wywołane przez dostawę wody z górskich dopływów (głównie Olzy, Nysy Kłodzkiej, Bystrzycy, Kaczawy, Bobru i Nysy Kłodzkiej). Sytuacja mniejszych cieków może zależeć od stanu na rzece głównej, stąd zdarzają się wezbrania z podpiętrzeń i wylewy wskutek cofek, również w obrębie obszarów miejskich (Kasprzak 2010a). Wystąpienia wody z koryta w wyniku zjawiska cofki znane są choćby z odcinka doliny Czarnej Wody w północno-zachodniej części Legnicy czy rzeki Ślęży we Wrocławiu. Na rzekach nizinnych częściej dochodzi także do wezbrań w czasie zimowym i wczesnowiosennym. Na ten okres przypada większość powodzi Baryczy (Kwiatkowski 1976). W ostatnich dekadach powodzie z zatorów lodowych, podobnie jak roztopów śnieżnych, mają znacznie mniejszą frekwencję.

Geomorfologiczne skutki wezbrań są silnie ograniczane przez zabudowę hydrotechniczną cieków i działania przeciwpowodziowe. Ostatni raz na większą skalę można je było obserwować podczas powodzi w lipcu 1997 r. We Wrocławiu zostały wtedy przekroczone wszystkie stany wody i przepływy notowane



Ryc. 8.21. Położenie (A) i szkic geomorfologiczny (B) otoczenia stanowiska Lutomiersk–Koziówki

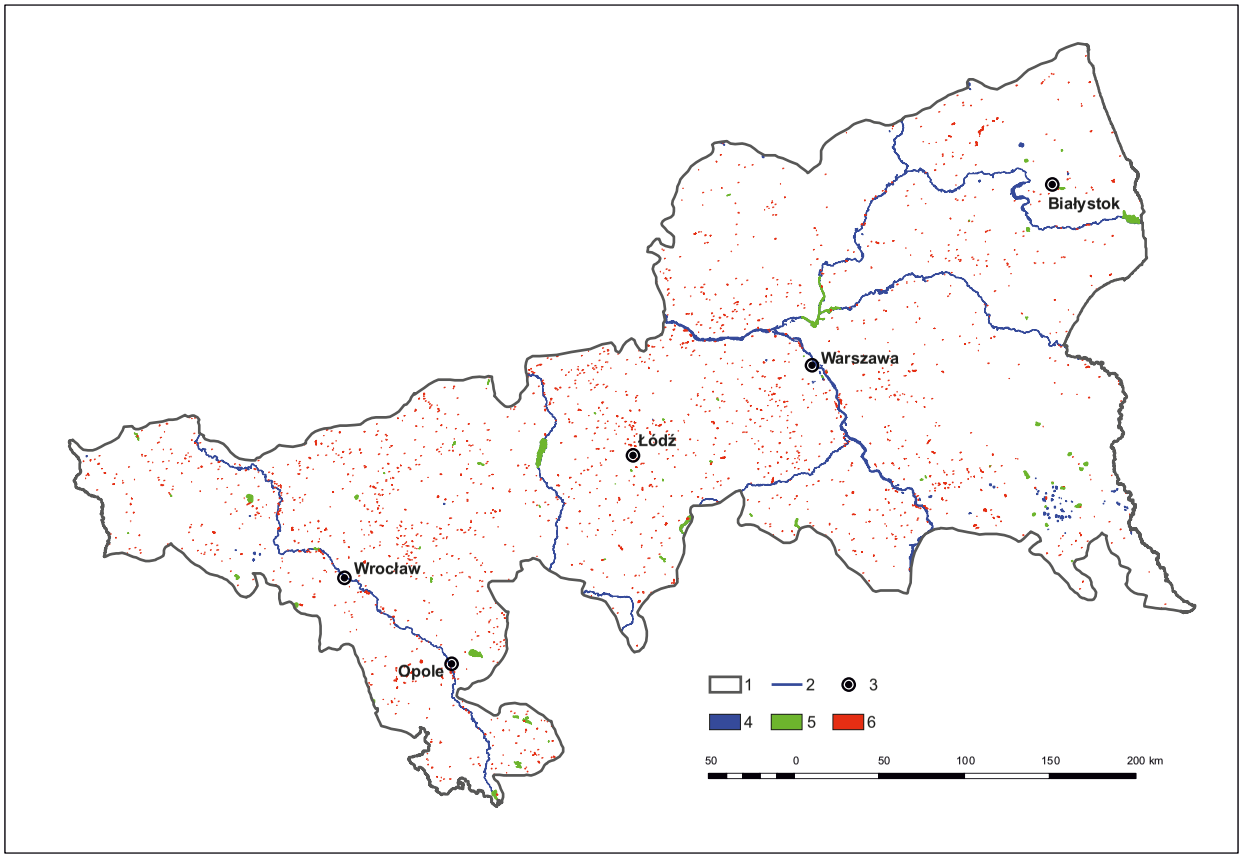
1 – terasa najwyższa (schyłek zlodowacenia warty), 2 – terasa wysoka (plenivistulian), 3 – dno doliny (późny vistulian – holocen), 4 – wydmy i pola piasków eolicznych (późny vistulian – wczesny holocen), 5 – doliny denudacyjne, 6 – wielkie paleomeandry (późny vistulian), 7 – rozcięcie antropogeniczne – przekop sztucznej odnogi Zalewki (okres nowożytny), 8 – grobla (okres nowożytny), 9 – wykopy archeologiczne, 10 – lokalizacja reliktów moczydła, 11 – poziomice

na Odrze w XIX i XX w. Miejscami wody przelewały się przez wały, a wskutek wyrw w obwałowaniach zajęły powierzchnię naturalnych równi zalewowych, co niejednokrotnie stwarzało zagrożenie dla ulokowanej tu zabudowy (np. podwrocławskich Siechnic, Radwanic czy osiedli Księże Małe, Kowale, Kozanów). Woda przepływała ulicami centrum Wrocławia.

Skutki geomorfologiczne powodzi z 1997 r. były uzależnione od sposobu zabudowy koryta rzecznego, szybko były też usuwane i stąd nie zawsze dobrze udokumentowane (Kasprzak 2010b). Koryto Odry mogło zmienić bieg jedynie na odcinku nieuregulowanym, np. na górnej Odrze między Chałupkami a ujściem Olzy (Kasperek, Parzonka 2005). Intensywnie działała natomiast erozja denna poniżej mostów i jazów. Obecność ostróg na dolnośląskim odcinku koryta Odry powodowała akumulację rumowiska w basenach międzyostrogowych (Ciszewski, Dubicki 2008). Miąższość tego osadu mogła wtedy wzrastać nawet o 2 m, choć podczas kolejnych wezbrań był on już rozmywany. Skala przyrostu osadów wynikała z erozji dennej Odry, spowodowanej regulacją rzeki. Przykładowo wybudowany w 1957 r. stopień wodny w Brzegu Dolnym (Lenczewski, Leszczyński 1969) przyczynił się do obniżenia dna rzeki na całym odcinku do Ścinawy. Przeciętne tempo pogłębiania się dna Odry poniżej stopnia wodnego w Brzegu Dolnym oszacowano na 5 $cm \cdot a^{-1}$ (Pływaczyk 1997, za: Olszewska i in. 2004), podobne wartości (4–8 $cm \cdot a^{-1}$) podają Parzonka i in. (2010). Inwentaryzację popowodziowych form fluwialnych przeprowadzono w lipcu 1997 r. na obszarze Wrocławia (Szponar 2000, 2008). Powódź doprowadziła do powstania wałów przykorytowych o wysokości 0,4–0,5 m, cieni piaszczystych w miejscach występowania drzew i innych przeszkód terenowych, glifów, osadów nadbudowujących równię zalewową, podcięć brzegowych oraz słabo wykształconych kanałów krewasowych rozcinających wały przykorytowe. Przyrost powodziowych form aluwialnych wynikał m.in. ze sztucznej dostawy do koryta dużych ilości kruszywa. Według szacunków Urzędu Miejskiego we Wrocławiu, podczas wymienionej powodzi do obrony miasta przed wodą wykorzystano od 300 000 do 480 000 worków z piaskiem (Kasprzak 2010a). Przy założeniu, że każdy z nich był wypełniony do objętości 0,25 m^3, jest to 75 000–120 000 m^3 piasku. Jego znaczna, choć nieokreślona część została porwana przez nurt, a następnie zdeponowana na dnie i brzegach rzeki.

8.2.4. Zbiorniki wodne i ich przekształcenia

Istnieje rozpowszechnione przekonanie, że obszar staroglacjalny niżu jest bezjeziorny, czego przejawem jest używanie określenia wysoczyzny bezjeziorne. Zawiera się w tym znaczne uproszczenie, uzasadnione tylko w stosunku do jezior pochodzenia glacjalnego (ryc. 8.22). Są jednak jeziora, za których powstanie mogą odpowiadać procesy geochemicze w podłożu (na Polesiu), starorzecza w dolinach rzecznych oraz jeziora powstałe w wyniku procesów związanych z zimnym klimatem vistulianu (Pojezierze Legnickie), jeziora eoliczne (śródwydmowe), jeziora bagienne (m.in. na Polesiu koło Włodawy, nazywane także jeziorami wody gruntowej; Choiński, 2017). W tej sytuacji określenie wysoczyzny bezjeziorne należy



Ryc. 8.22. Rozmieszczenie jezior i innych zbiorników wodnych na obszarze staroglacjalnym na podstawie Mapy Podziału Hydrograficznego Polski

1 – zasięg strefy staroglacjalnej, 2 – rzeki, 3 – miasta, 4 – jeziora, 5 – zbiorniki retencyjne, 6 – stawy z nazwą lub inne obiekty wodne bez nazwy

uznać za błędny stereotyp, którego stosowanie powinno być zaniechane wobec niewątpliwego istnienia pojezierzy naturalnych (np. Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie) czy powstałych w wyniku udziału człowieka (antropogenicznych, np. Stawy Milickie).

W większości regionów dominują zbiorniki sztuczne, różnej wielkości, budowane dla celów gospodarczych: retencyjnych, hodowlanych i przemysłowych.

Największymi akwenami obszaru są: zbiornik Jeziorsko, Zbiornik Zegrzyński, Sulejowski i zbiornik Siemianówka. Ich strefy litoralne, niezwłocznie po zalaniu fragmentów dolin, stały się lokalnie obiektem intensywnych procesów morfodynamicznych. W szczególności krawędź Wysoczyzny Łaskiej na wschodnim wybrzeżu zbiornika Jeziorsko kształtuje się głównie w zależności od cyklicznych wahań stanów wody, które w cyklu rocznym osiągają około 5 m (Kaczmarek 2010). Znacznym przekształceniom strefy brzegowej sprzyja też zróżnicowana budowa geologiczna, zwłaszcza litologia osadów. Ze względu na utrudnienia dostępności oraz pokrycie zwartą roślinnością, określenie tempa, dynamiki i kierunku zmian w strefie brzegowej po kilkudziesięciu latach funkcjonowania możliwe jest tylko w wybranych fragmentach wybrzeża klifowego (Majecki 2014). W świetle najnowszych badań H. Kaczmarek (2018) należy przyjąć, że do najważniejszych procesów w strefie brzegowej zbiornika Jeziorsko należą: osypywanie, obrywanie i zsuwanie materiału. Mimo tego na obszarze platformy przybrzeżnej notuje się stały deficyt osadów, co przejawia się niewielką miąższością słabo wykształconych form akumulacyjnych.

Wśród zbiorników sztucznych w części zachodniej obszaru staroglacjalnego licznie reprezentowane są stawy hodowlane. Jednym z największych ich skupisk (285 zbiorników) są Stawy Milickie (m.in. Krośnice, Potasznia, Radziądz, Ruda Sułowska i Stawno). Zostały one założone przez cystersów w XIII w. nad Baryczą, w obniżeniach Kotliny Odolanowskiej (Milickiej) i Kotliny Żmigrodzkiej, częściowo w zagłębieniach po eksploatacji rud darniowych. Głębokość stawów z reguły nie przekracza 2,5 m. Użytkowane na potrzeby hodowli karpia są regularnie czyszczone z osadów. Zbiorniki niewykorzystywane gospodarczo uległy znacznej degradacji, podobnie jak towarzysząca im infrastruktura.

Zbiorniki antropogeniczne o małej pojemności zwykle charakteryzują się krótkotrwałym funkcjonowaniem. Można zaryzykować stwierdzenie, że jednym z obszarów o najbardziej spektakularnych zmianach krajobrazu wywołanych działalnością człowieka pod tym względem jest teren południowo-zachodniej Polski. W nieodległej przeszłości doszło tam do zaniku pojezierza, które nazywane tu będzie Pojezierzem Dolnośląskim. Analiza materiałów kartograficznych dowodzi, że jeszcze w XVIII w. w pasie między miejscowościami Chojnów–Legnica–Wrocław istniało ponad 200 zbiorników wodnych. Taką liczbę jezior można zliczyć na mapach śląskich księstw zawartych w *Atlas Silesiae*[2] z 1750 r., który przedstawia

[2] Atlas ten wydany został przez spadkobierców Jana Baptysty Homanna (ur. 1664, zm. 1724) – niemieckiego rytownika i kartografa, pioniera kartografii pomiarowej i twórcy *Wielkiego atlasu całego świata* (wyd. 1716). Opublikowane mapy oparte były na pomiarach terenowych, co stanowiło wielki przełom w ówczesnej kartografii.

sytuację z lat 20.–30. XVIII w. Dziś Pojezierze Dolnośląskie nie istnieje. Jego namacalną i w zasadzie jedyną wyraźną pozostałością są cztery jeziora położone na wschód od Legnicy (Jańczak 1999): Kunickie (94,9 ha), Koskowickie (50 ha), Jaśkowickie (24 ha) oraz Tatarak (19,5 ha), tworzące tzw. Pojezierze Legnickie (zwane także Kunickim), oraz zanikające podmokłości w okolicy (ryc. 8.23). O znacznie większym, zanikłym pojezierzu zdawkowo pisał przed laty W. Walczak (1970, 1974) i od tamtego czasu do literatury nie przedostały się w zasadzie żadne inne informacje na jego temat. W późniejszym czasie ukazała się co prawda rozprawa doktorska poświęcona zanikowi jezior w okolicach Legnicy (Plewniak 1978), gdzie udokumentowano istnienie w przeszłości kilku innych jezior (np. na wschód od Wądroża Wielkiego ~380 ha, na południowy zachód od Szczedrzykowic ~120 ha, na południe od Budziszowa Małego ~50 ha), jednak i ona obejmowała analizą stosunkowo mały obszar, opierając się jednocześnie na materiałach kartograficznych złej jakości.

Sytuacja hydrograficzna utrwalona na mapach *Atlasu Silesiae* przedstawia krajobraz silnie przekształcony przez człowieka, gdzie większość spośród wymienionych ponad 200 jezior była zapewne stawami hodowlanymi zakładanymi w bezodpływowych zagłębieniach terenowych czy na podmokłościach utworzonych wcześniej podczas tajania wieloletniej zmarzliny. W historii Pojezierza Dolnośląskiego niezwykle istotny jest bardzo krótki, bo zaledwie około 100-letni, czas, w jakim uległo ono niemal całkowitej degradacji. Proces ten dokumentują kolejne śląskie opracowania kartograficzne z lat 1820 i 1890. Jak dotąd nie dostarczono jednoznacznych dowodów na temat przyczyn tak szybkiego zaniku opisywanych jezior. W dość oczywisty sposób można jednak wiązać ten proces z kanalizacją Odry i pracami melioracyjnymi zintensyfikowanymi po uchwaleniu protokołu bogumińskiego (oficjalnie *Protokół w sprawie przestrzegania zasad przy zabudowie odrzańskiego nurtu*, niem. *Protokoll über die beim Ausbaue des Oderstroms zu befolgenden Grundsätze*). Ten pruski akt prawny o charakterze państwowym, sporządzony w Boguminie 7 lipca 1819 r., usystematyzował sprawy kompleksowej regulacji rzeki Odry. Koryto Odry wydatnie wyprostowano, ścinając jego zakola przeszkadzające w żegludze śródlądowej. Dodatkowo budowa stopni wodnych (Górny Śląsk–Wrocław) i zabudowa koryta systemem ostróg doprowadziły do zmian w tendencjach erozyjno-akumulacyjnych Odry. Zmieniło to w konsekwencji poziom lokalnych baz erozyjnych dla dopływów Odry, a finalnie cały układ hydrograficzny. Wszystkie doliny rzeczne poddano także zakrojonej na szeroką skalę melioracji. Cztery naturalne zbiorniki tworzące dzisiejsze Pojezierze Legnickie zachowały się tylko z uwagi na swój bezodpływowy charakter (Bieroński i in. 2000, 2001). Inne uległy osuszeniu, a ich powierzchnię przekształcono z czasem w pola uprawne. Pojezierze Dolnośląskie zniknęło z krajobrazu tego regionu i nie istnieje w świadomości jego współczesnych mieszkańców. Jego namiastką są wypełnione wodą wyrobiska piaskowni i glinianek otaczające Legnicę. Ostatnim pozostałościom pojezierza zagrażają, na razie bezterminowo odłożone w czasie, projekty eksploatacji legnickiego złoża węgla brunatnego.

Ryc. 8.23. Pozostałość Pojezierza Dolnośląskiego – niewielkie obniżenia bezodpływowe na północ od wsi Jezierzany (fot. M. Kasprzak, 2008)

W przypadku Polesia Lubelskiego zmiany hydrologiczne, spowodowane wydobyciem węgla kamiennego oraz funkcjonowaniem systemu wodnego kanału Wieprz–Krzna, przyczyniły się do osiadania terenu i powstania nieckowatych zagłębień oraz zbiorników zapadliskowych, podtopień i uszkodzeń infrastruktury (Radwan 2003). Prognozowane osiadanie terenu w przypadku gminy Puchaczów położonej w Lubelskim Zagłębiu Węglowym wynosiło od 1 do nawet 5 m w drugim kwartale 2013 r., co w rezultacie spowodowało rozwój zalewiska o powierzchni około 30 ha (Król i in. 2015).

Liczne zagrożenia wiążą się z funkcjonowaniem zbiorników przemysłowych. Mimo dotychczasowych doświadczeń istnieją one nadal, m.in. na Nizinie Śląskiej. Całkowicie hipotetyczny, aczkolwiek trudny do pominięcia, jest potencjalny skutek awarii obwałowań należącego do KGHM Polska Miedź S.A. zbiornika odpadów poflotacyjnych Żelazny Most (ryc. 8.24). Zbiornik jest ograniczony groblami o wysokości 25–45 m posadowionymi na utworach czwartorzędowych. Ewentualne przerwanie wałów skutkowałoby wylewem osadu sięgającym według A. Zajberta i K. Wrzoska (2004) koryta Odry na odcinku od wysokości Wyszanowa do Głogowa. Odcinek ten dzieli od zbiornika odległość 15,5–18,5 km.

Katastrofa o znacznie mniejszej skali, aczkolwiek prowadząca do ludzkiej tragedii, miała na Dolnym Śląsku miejsce w gminie Warta Bolesławiecka na Pogórzu Kaczawskim (Rossiński 1978, Fiedler i in. 2007, Semczuk 2008). Tutaj, przy Zakładzie Górniczym Konrad eksploatującym złoże rud miedzi, istniały dwa zbiorniki mieszczące zawodnione odpady poflotacyjne, na które składają się głównie osady pylaste i ilaste (46–90%) z domieszką frakcji piaszczystej (10–49%). Starszy z nich, Iwiny, miał po rozbudowie pojemność 16,4 mln m^3. 13 grudnia

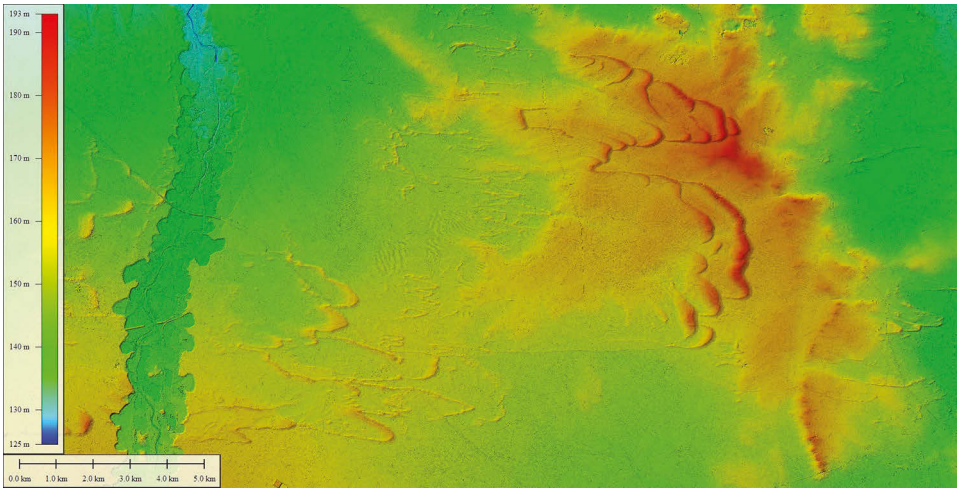
Ryc. 8.24. Zbiornik odpadów poflotacyjnych „Żelazny Most" przy miejscowości Rudna na wschód od Polkowic (fot. M. Kasprzak, 2018)

1967 r. o godz. 3.00 w nocy doszło do przerwania jego wału piętrzącego. Wyrwą o długości 68 m u podstawy i 134 m w koronie wydostało się 4,6 mln m^3 płynnych osadów. Zalały one dolinę rzeki Bobrzycy (prawy dopływ Bobru) na długości 19 km pasem o szerokości od 50 do 220 m. Szlamem pokryta została powierzchnia wsi Iwiny, Raciborowice Dolne, Lubków, Tomaszów Bolesławiecki, Kraśnik i Dąbrowa. Osad ten miał miejscami miąższość 1,5 m i uniemożliwiał zbieranie plonów przez następne 20 lat. Podczas zdarzenia zginęło 18 osób, a 570 odniosło rany. Odnotowano także duże straty zwierząt gospodarskich. Na zalanym obszarze znalazło się 121 domów mieszkalnych, 407 budynków gospodarczych, drogi i tory kolejowe.

8.2.5. Procesy eoliczne

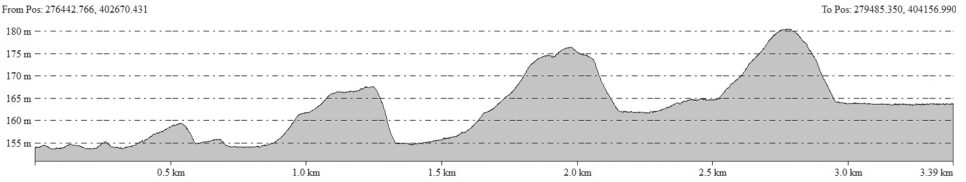
Obszar staroglacjalny jest elementem tzw. Europejskiego Pasa Piaszczystego (Koster 1988), który charakteryzuje się licznymi zespołami wydm i pokryw eolicznych, uformowanych w późnym vistulianie. Zajmują one głównie tereny dolin rzecznych i niżej położone wysoczyzny (m.in. Manikowska 1985). W sposób naturalny, wskutek zmian klimatu, pożarów, niekiedy działalności rzek, niektóre wydmy uaktywniały się w suchych fazach holocenu. Jednakże głównym sprawcą zmian stał się człowiek. Postęp odlesienia, a w ciągu ostatnich kilku stuleci także intensywna eksploatacja piasku uruchomiły procesy eoliczne. Znaczną podatność gleb na erozję wiatrową stwierdzono m.in. na Nizinach Sasko-Łużyckich, w dorzeczu Warty, na Wysoczyźnie Łódzkiej, w międzyrzeczu Wisły i Bugu, w dorzeczu Wkry i na Wysoczyźnie Kolneńskiej (m.in. Józefaciukowie 1995, Józefaciuk i in. 2016, Twardy 2019).

W południowo-zachodniej Polsce rozległym obszarem, gdzie występują skupiska form o genezie eolicznej, takich jak wydmy czy pola piaszczyste, są Bory Dolnośląskie. W podłożu występują tu osady powstałe podczas deglacjacji arealnej lądolodu odrzańskiego i akumulacji sandrowo-zastoiskowej, nadbudowane stożkami aluwialnymi rzek odwadniających Sudety Zachodnie, głównie pra-Nysy Łużyckiej, pra-Kwisy i pra-Bobru (Czerwonka, Krzyszkowski 1992, Badura, Przybylski 1998, Badura i in. 2013). Najwyższe z wydm mają wysokości względne dochodzące do 24 m (góra Pasternik w Przemkowskim Parku Krajobrazowym). Ich bardziej złożone morfologicznie formy mogą mieć grzbiety ciągnące się na długości ponad 3,5 km. Niejednokrotnie tworzą one całe zespoły wydmowe, na które składa się nawet 9 rzędów ustawionych po sobie wzniesień, jak ma to miejsce na północ i zachód od Wilkocina (ryc. 8.25, 8.26). Oprócz wydm parabolicznych, śladem intensywnych procesów eolicznych są wydmy podłużne, będące niekiedy pozostałością ramion rozwianych wydm parabolicznych, charakterystyczne dla wysokich szerokości geograficznych z sezonowo występującą porą chłodną (Wolfe 2007). Podobnym obszarem, z zespołami wydm parabolicznych i podłużnych, są Bory Niemodlińskie i Lasy Raciborskie na południe od Opola. Wydmami pokryta jest także powierzchnia Równiny Opolskiej (m.in. Bory Stobrawskie). Porównywalne rozmiarami wydmy występują też w dolinie Baryczy (np. w okolicach Wąsosza, Sułowa, Antonina) i dalej na północ w kierunku Rawicza. Wydmy towarzyszą również dnom innych dolin rzecznych, w tym dolinie Odry. Tutaj największe ich skupiska obejmują okolice Wołowa, Brzegu Dolnego i Kotowic na wschód od Wrocławia. Niestety opisywany obszar, mimo wcześniejszych publikacji na temat rzeźby eolicznej (Pernarowski 1958, 1962, Nowaczyk



Ryc. 8.25. Wydmy w Przemkowskim Parku Krajobrazowym (na wschód od widocznej doliny Bobru)

Opracowanie na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego (NMT LiDAR zgodnie z licencją DIO. DFT.DSI.7211.1619.2015_PL_N)



Ryc. 8.26. Ciąg wzniesień wydmowych w przekroju poprzecznym (przykład z okolic Wilkocina)

Na uwagę zasługuje asymetria zboczy, gradacja ich wielkości i wysokość dna zagłębień deflacyjnych oddzielających poszczególne wydmy paraboliczne. Opracowanie na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego (NMT LiDAR)

1986) i czytelnemu zobrazowaniu przez NMT LiDAR, jak dotąd nie doczekał się pełnej inwentaryzacji form wydmowych.

Poza kilkoma niewielkimi obszarami pozbawionymi stałej roślinności, wszystkie formy wydmowe pokryte są lasem i można je uznać za nieaktywne. Odstępstwem od tej reguły są obszary poddane mechanicznemu rozjeżdżaniu i eksplozjom na poligonach wojskowych, np. w okolicach Świętoszowa (Wrzosowiska Świętoszowsko-Ławszowskie, Pustynia Strachowska, Pustynia Kozłowska). Za krótkotrwałe uruchomienie piasków odpowiadać może też wielkoobszarowy pożar (jak w Kuźni Raciborskiej w sierpniu 1992 r.). Degradacja wydm może postępować wskutek budowy w ich obrębie punktów dowodzenia (bunkrów), np. w Wilkocinie, czy przecinania ich drogami leśnymi (ryc. 8.27).

Współczesne procesy eoliczne w regionie dolnośląskim można rozpatrywać także w związku z funkcjonowaniem zbiornika odpadów poflotacyjnych Żelazny Most przy miejscowości Rudna na wschód od Polkowic. Jest to największy tego typu obiekt w Europie o powierzchni 1394 ha, gromadzący 700 mln m^3 osadu (Lasocki i in. 2003). Plaże tego zbiornika zajmują powierzchnię około 770 km i mimo działań zapobiegawczych (kurtyn wodnych, natrysków bitumicznych) są źródłem unoszonego pyłu (Grabas, Pawlik 2017). Sytuację taką obserwowano także wcześniej na nieodległym, nieczynnym już składowisku odpadów mineralnych Gilów (Czaban 2008). Konsekwencją tego procesu jest silne zanieczyszczenie okolicznych gleb metalami ciężkimi i zapylenie atmosfery, dające się we znaki mieszkańcom Rudnej. O skali tego zjawiska świadczą choćby informacje pojawiające się w lokalnej prasie, raportujące o burzach piaskowych (Romaniuk 2011).

W środkowej i środkowo-wschodniej części strefy staroglacjalnej już od lat 30. XX w. dokumentowano ślady współczesnego odnowienia się procesów eolicznych na obszarach wydmowych (Kossman 1930). Dokładniejsze ich rozpoznanie przez A. Dylikową (1958) stało się podstawą wyróżnienia tzw. fazy niszczenia wydm, którą autorka przypisała mezo- i neoholocenowi. Z późniejszych badań na wybranych stanowiskach w środkowej Polsce wynika, że tendencja do rozwoju procesów eolicznych zaznacza się w przebiegu nawet całego holocenu, co zaobserwowano w pobliżu zbiorników akumulacji biogenicznej. Główną tego przyczyną są wylesienia, które stanowiły nieodłączony element rozwoju osadnictwa

Ryc. 8.27. Zawietrzny, stromy stok wydmy parabolicznej (Pasternik) przeciętej drogą leśną (fot. M. Kasprzak, 2015)

przez całe pradzieje (Forysiak, Twardy 2012, Płaza i in. 2015, Twardy, Wiśniewska 2015, Twardy, Forysiak 2016).

Wyodrębniający się w holoceńskiej fazie niszczenia (Dylikowa 1958) ostatni, około 100-letni okres J. Twardy (2016) nazwał antropogeniczną fazą wydmotwórczą, co potwierdza szereg przypadków uaktywnienia procesów eolicznych. Polegały one na różnorodnej transformacji form uprzednich (wydm późnovistuliańskich i pokryw eolicznych) oraz na powstawaniu nowych, niewielkich form eolicznych, głównie nieregularnych pagórków wydmowych. Przykładem takiej formy może być drobnopiaszczysty kopczyk eoliczny o zarysie tarczy o średnicy około 10 m i wysokości niespełna 1 m, który rozwinął się w Załęczu Wielkim na niskiej terasie rzecznej Warty w ciągu ostatniego stulecia (Rzepecki i in. 2015).

Są także przykłady uruchomienia dużych wydm. Dowody uaktywnienia wydmy w Aleksandrowie Łódzkim w latach 20. XX w. przedstawił O. Kossman już w 1930 r. Wydma ta przemieszczała się też w ciągu następnej dekady, a potem uległa zalesieniu i ustabilizowała się (Twardy 2019). W ostatnim 100-leciu również wśród wydm kampinoskich odnotowano 30-metrową migrację jednej z wydm, która trwała około 40 lat (Kobendza, Kobendza 1958).

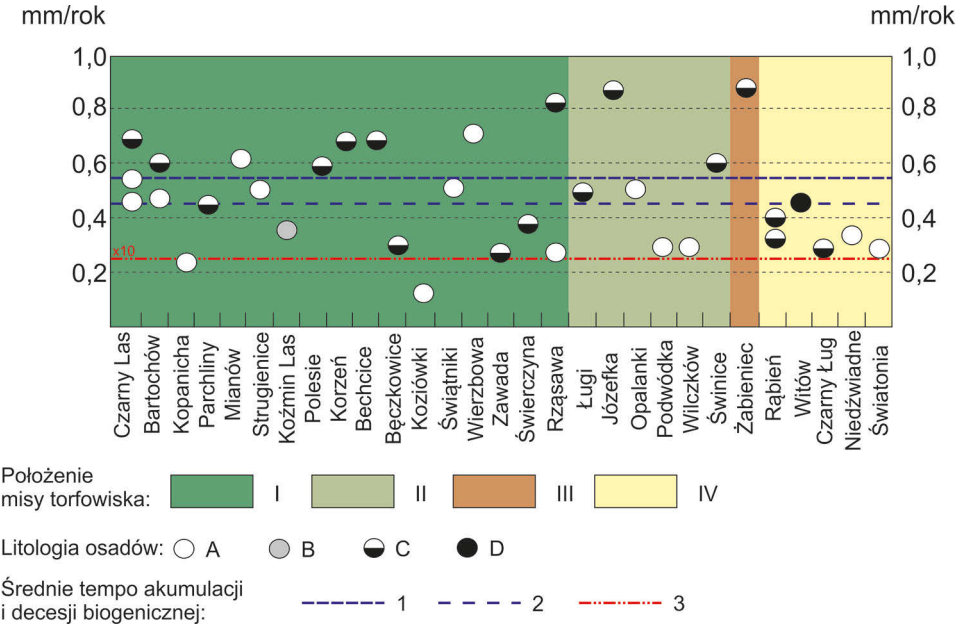
Współcześnie najbardziej intensywne procesy eoliczne zachodzą głównie w wyrobiskach piasku, na terenach poeksploatacyjnych i wykopaliskowych, na zwałowiskach i hałdach kopalnianych, na obszarach budowlanych o dużej rozległości oraz na wynurzonych partiach piaszczystego dna sztucznych zbiorników wodnych. Wskutek odwodnienia gruntu i zupełnego usunięcia gleb oraz roślinności, w warunkach sprzyjającej litologii, dochodzi do szybkiego tworzenia się nowej mikrorzeźby. W takich przypadkach działalność wiatru należy rozpatrywać

zarówno w kontekście wywiewania i przemieszczania materiału, jak i modelowania powierzchni pozbawionej roślinności (Repelewska 1968). Z badań J. Goździka i in. (2009) wynika, że obszarem o szczególnie wysokiej aktywności procesów eolicznych w opisywanej strefie jest teren kopalni „Bełchatów". Dochodzi tam niekiedy do burz piaskowych. Tworzą się nowe piaszczyste formy i struktury eoliczne, występuje intensywna deflacja pyłów i wynoszenie ich poza kopalnię, co udokumentowano badaniami ilościowymi.

8.2.6. Inne naturalne procesy rzeźbotwórcze ze szczególnym uwzględnieniem procesów biogenicznych

Rozmieszczenie torfowisk na obszarze Polski nie jest równomierne. Decyduje o tym charakter rzeźby, co z kolei pozwoliło wyróżnić torfowiska występujące w zagłębieniach w obrębie wysoczyzn morenowych, sandrów, rynien jeziornych czy pradolin, z drugiej zaś torfowiska w różnych elementach dolin rzecznych (Żurek 1987). Niezależnie od tego istotą procesu torfotwórczego jest częściowy rozkład szczątków roślinnych w warunkach beztlenowych, przy stałym dopływie wody w miarę jej powolnego ubytku, powodowanego przez dopływ i parowanie (Tobolski 2004). W rezultacie procesy akumulacji biogenicznej można rozpatrywać w kontekście wypełniania osadami organicznymi wklęsłych form rzeźby i rozwoju równin torfowych. Największe pod względem powierzchni równiny akumulacji biogenicznej na omawianym obszarze występują w międzyrzeczach większych rzek o tendencjach erozyjnych (Polesie Lubelskie, Pradolina Bzury–Neru) oraz w zróżnicowanych pod względem stosunków wodnych basenach doliny Biebrzy.

Spośród 51 069 torfowisk udokumentowanych na terenie Polski zaledwie 7150 (tj. 14% ogólnej liczby) położonych jest na niżowym obszarze staroglacjalnym (Żurek 1990). Mimo to mokradła torfotwórcze (w tym deponowane w nich osady biogeniczne) stanowią ważną część krajobrazu tej strefy, zwiększając jej bio- i georóżnorodność. Na terenie rzeźby staroglacjalnej dominują torfowiska położone w dolinach, zajmować mogą całą ich powierzchnię, fragment lub tylko strefy przyterasowe (doliny torfowe, torfowo-mułowe, torfowo-madowe i madowe). Torfowiska analizowanej strefy znajdują się w obniżeniach o zróżnicowanej genezie i budowie geologicznej, zaś w strukturze osadów wypełniających dominują torfy niskie oraz niewielki jest udział torfów wysokich. Wiele mis powstało w obrębie form poligenicznych, a do najważniejszych kształtujących je procesów zaliczono: glacjalne, fluwioglacjalne, stokowe, eoliczne, termokrasowe, fluwialne i krasowe (Dembek 2000, Forysiak 2012, Pietruczuk 2020). Przejawia się to w największym zróżnicowaniu wskaźnika zatorfienia omawianego obszaru, który waha się od 0,1% w obrębie Wysoczyzny Wysokomazowieckiej, Równiny Piotrkowskiej i Kotliny Zasieckiej do 50,9% na terenie Polesia Lubelskiego, Kotliny Szczercowskiej czy Równiny Łukowskiej (Żurek 1987, Lipka i in. 2008, Okupny i in. 2014) oraz w zróżnicowanym średnim tempie akumulacji osadów biogenicznych (ryc. 8.28). Uzyskane dane dla torfowisk niskich omawianego obszaru



Ryc. 8.28. Średnie tempo akumulacji osadów biogenicznych w mm·a^{-1} w wybranych torfowiskach Polski środkowej – wg zestawienia Żurka i Okupnego (2015) uzupełnione o wyniki Żurka (1987), Koneckiej-Betley i in. (1996), Bałagi (2007), Pawłowskiego i in. (2016a) oraz Pietruczuka (2016)

Położenie misy torfowiska: I – dolinne (czynne doliny rzeczne), II – dolinne (nieczynne doliny rzeczne), III – wysoczyzny morenowe, IV – międzywydmowe. Litologia osadów: A – torf, B – torf z przewarstwieniami mułków, C – torf z gytią, D – gytia. Średnie tempo akumulacji i decesji biogenicznej: 1 – 0,56 mm·a^{-1} dla Polski, 2 – 0,45 mm·a^{-1} dla środkowej Polski, 3 – 25 mm·a^{-1} ubytek masy organicznej

wahają się od 0,11 do 0,72 mm·a^{-1} (złoża na gruncie mineralnym) lub wzrastają do około 0,9 mm·a^{-1}, jeśli są to złoża z warstwą gytii.

W omawianej części Polski niżowej wyróżniają się trzy obszary o znacznym zatorfieniu, w obrębie których znajdują się liczne zespoły/kompleksy torfowiskowe, czasem przyjeziorne. Kompleks mokradeł w dolinie Biebrzy składający się z torfowisk alkalicznych, przejściowych oraz wysokich wraz z rozległą równiną zalewową, z licznymi starorzeczami połączonymi okresowo z korytem rzeki, tworzą jeden z największych obszarów bagiennych Europy (Banaszuk 2004). W ciągnącej się na długości ponad 100 km i obejmującej 250 000 ha Kotlinie Biebrzańskiej równiny akumulacji biogenicznej zbudowane są ze zróżnicowanych genetycznie osadów organicznych oraz mineralno-organicznych o przeciętnej miąższości nieprzekraczającej 2 m (Okruszko 1969, Żurek 1975, Okupny i in. 2014). Wykonane w XIX i XX w. melioracje przyczyniły się do niekorzystnych zmian zbiorowisk roślinnych oraz murszenia warstwy torfowej w części doliny (Żurek 1975). Realizacja skutecznych projektów renaturyzacji przekształconych ekosystemów rzeczno-mokradłowych spowodowała poprawę warunków hydrologicznych i utrzymanie

statusu referencyjnego obszaru we współczesnych badaniach ekohydrologicznych (Wassen i in. 1990, Grygoruk i in. 2015).

Kolejnym przykładem występowania licznych zespołów jeziorno-torfowiskowych jest Polesie Lubelskie, gdzie pomimo zmian wywołanych przez działalność człowieka krajobrazy hydrogeniczne stanowią unikalny walor środowiska przyrodniczego na skalę międzynarodową (Wilgat 1957, Dembek i in. 2000, Osowiec 2007, Chmielewski i in. 2014, Żurek 2016). Omawiany obszar cechuje się występowaniem jezior krasowych lub/i termokrasowych, rozległych równin torfowych oddzielonych wyniesieniami mineralnymi oraz naturalnych mokradeł o zróżnicowanej genezie (Dobrowolski, Mroczek 2014). Największą powierzchnię zajmują torfowiska Bagno Staw i Bagno Bubnów, które reprezentują rzadki, alkaliczny typ torfowisk niskich (Pietruczuk 2015, 2016), zaś intensyfikacja procesów współczesnego zarastania zbiorników wodnych w przeciągu ostatnich 200 lat dotyczy głównie zachodnich brzegów jezior Uściwierz, Rotcze i Sumin (Kowalewski, Żurek 2016). Wielokrotnie podkreślany był także wpływ antropopresji na zanik jezior wskutek zmian struktury użytkowania ziemi i wydobycia węgla kamiennego oraz koniecznych z tego powodu odwodnień melioracyjnych (Chmielewski, Chmielewski 2010, Mieczan, Pęczuła 2020). W celu ochrony i przeciwdziałania dalszej degradacji najcenniejszych ekosystemów wodno-torfowiskowych Polesia Lubelskiego konieczne jest zatem utrzymanie na pobliskim obszarze górniczym zbiorników wodnych w nieckach osiadania (Michalczyk i in. 2007).

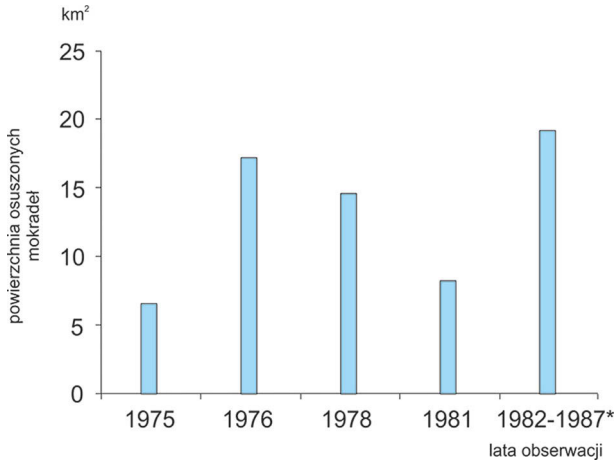
Obszarem, gdzie liczba złóż torfu na 100 km^2 powierzchni jest wysoka i dochodzi do 16, jest także dorzecze środkowej Widawki wraz ze zlewniami mniejszych cieków (np. Pilsi) w granicach Kotliny Szczercowskiej (Okupny i in. 2014). To właśnie w tym rejonie występują największe pod względem powierzchni torfowiska Polski środkowej, tj. Napoleonów, Podwódka, Święte Ługi–Lubiec–Przerębiec. Obok nich bardzo liczne są torfowiska małe w nieckach międzywydmowych oraz w starorzeczach mniejszych rzek, których największe nagromadzenie występuje m.in. w okolicach Kluk czy Wawrzkowizny. Współczesna kondycja torfowisk w środkowym odcinku doliny Widawki uzależniona jest od położenia geomorfologicznego. Z badań E. Stępień i J. Forysiaka (2017) wynika, że okresowe lub stałe funkcjonowanie zbiorowisk torfotwórczych zachodzi w dnie doliny, dokładniej przy krawędzi teras, w odległości kilkuset metrów od koryta rzeki. Skrajne przesuszenie powierzchni ekosystemów bagiennych i postępująca mineralizacja złoża dotyczy zaś obiektów w obrębie terasy nadzalewowej i otoczonych formami eolicznymi.

Wśród przyczyn niekorzystnych zmian stosunków wodnych mokradeł W. Mioduszewski (2012) wymienia: odpływ wody spowodowany budową kanałów i regulacją rzek, wzrost ewapotranspiracji wskutek zmian użytkowania w kierunku roślin o wyższych wymaganiach oraz zmniejszenie zasilania obszarów podmokłych jako skutek zmian w ilości i/lub rozkładzie opadów atmosferycznych oraz obniżenia poziomu wód podziemnych. Zmiany ukształtowania powierzchni na osuszonych obszarach, wywołane przez budownictwo melioracyjne i rolnicze użytkowanie gruntów, zaobserwowano głównie w niżowej strefie staroglacjalnej.

Rutkowski (2003) podkreśla, że charakterystyczny kształt niewielkich wyrobisk potorfowych wiąże się z własnością gruntów. Często wyrobiska tego typu użytkowane są jako stawy, co w powiązaniu ze źle prowadzoną gospodarką wodną przyczyniło się do degradacji najcenniejszego przyrodniczo torfowiska Piskorzeniec (Kopeć, Michalska-Hejduk 2012). W przypadku torfowiska Rąbień około 20% powierzchni zajmują głębokie do 5 m torfianki, które z czasem zasypano odpadami budowlanymi z pobliskiej aglomeracji łódzkiej. W rezultacie na terenie obu wymienionych wyżej rezerwatów przyrody zmiany uwilgotnienia oraz procesy biochemiczne doprowadziły do zmian strukturalnych torfu i powstania murszu.

Z badań eksperymentalnych przeprowadzonych na terenie Kotliny Szczercowskiej (Gawlik 1992) czy w dolinie Supraśli (Kiryluk 2019) wynika, że murszenie powoduje spadek retencji potencjalnej nawet o 30%. Ponadto wskutek odwodnienia torfowisk nasilają się procesy rozkładu i decesji/ubytku materii organicznej oraz emisji dwutlenku węgla. Gęstość sztucznej sieci drenażu na obszarach torfowiskowych Polesia Lubelskiego dochodzi nawet do 8,5 km·km^{-2}, powodując obniżenie zwierciadła wody, spadek powierzchni zajmowanej przez mokradła i torfowiska oraz zmiany właściwości fizycznych torfów i ich murszenie (Turczyński i in. 2009, Michalczyk i in. 2017). Zarejestrowana wielkość odpływu powierzchniowego w rowach melioracyjnych torfowisk w pozostałej części strefy staroglacjalnej waha się w granicach od 2 do 12 dm^3·s^{-1}, zaś tempo dynamiki decesji złóż torfowych w wybranych regionach strefy staroglacjalnej może osiągać wartości od 20 do 30 mm·a^{-1}, tj. cztery-sześć razy więcej niż średnie tempo sedentacji autochtonicznej materii organicznej (Żurek 1975, 1987, Jurczuk 2004, Ziułkiewicz, Fortuniak 2016). Zjawisko decesji torfu wiąże się w pierwszych latach m.in. z osiadaniem powierzchni torfowisk na skutek zaniku siły wyporu wody i zagęszczenia materii organicznej. Z licznych kilkunasto- i kilkudziesięcioletnich okresów obserwacji w wybranych zlewniach niżowego obszaru staroglacjalnego wynika, że proces osiadania powierzchni odwodnionych torfowisk (mierzony nawet w kilku decymetrach) zależy przede wszystkim od poziomu wody gruntowej w okresie wegetacji oraz miąższości i gęstości objętościowej złoża torfowego (Szuniewicz i in. 1998, Jurczuk 2000, 2012, Chrzanowski, Szuniewicz 2002, Ilnicki, Szajdak 2016).

Do znacznego obniżenia poziomu wody gruntowej w torfowiskach przyczyniło się górnictwo odkrywkowe (Okruszko 1986). Zdaniem Żurka (1987), w okolicach Bełchatowa pierwotne zasoby torfu (37,2 mln m^3) były o 18,5% większe w stosunku do rzeczywistych zasobów (30,3 mln m^3). Na początku lat 80. ubiegłego wieku w zasięgu leja depresyjnego w Bełchatowskim Okręgu Przemysłowym ilościowo przeważały złoża małe o powierzchni poniżej 10 ha, gdyż stanowiły one 57% ogólnej liczby złóż torfowych. Udział złóż o powierzchni powyżej 100 ha wynosił 7%, lecz zajmowały one 5950 ha, tj. 62% łącznej powierzchni (Jaros 1983). W latach 1975–1987 w strefie oddziaływania zespołu górniczo-energetycznego „Bełchatów" łącznie osuszone tereny mokradeł objęły powierzchnię 65,6 km^2 (ryc. 8.29). Doszło do znacznej degradacji torfowisk w wyniku deficytu wody, a złoża w obrębie odkrywki węgla brunatnego i zwałowiska



Ryc. 8.29. Intensywność osuszenia powierzchni mokradeł w wyniku rozwoju leja depresyjnego Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów" w latach 1975–1987 (wg Maksymiuka 1988) * – wartość osiągnięta głównie w latach 1982–1983

zewnętrznego zostały całkowicie wyeksploatowane. Występowanie poligonalnej mikrorzeźby na powierzchni torfowisk w rejonie Bełchatowa dowodzi intensywnego wysychania i kurczenia się złoża torfowego. Na ich powierzchni tworzyły się wielokątne płaszczyzny o szerokości dochodzącej do 2 m, ograniczone szczelinami o głębokości nawet do 1,5 m i szerokości 10–20 cm. Z czasem wypełnione one były osypującą się masą torfową, zaś sama degradacja i powstanie murszu obejmowały profil o miąższości do 40 cm (Piaścik, Gotkiewicz 2004).

Problemy związane z zanikaniem powierzchni torfowisk na odwodnionych użytkach zielonych dotyczą także innych regionów. Dla przykładu wielkości zanikania masy torfowej wskutek odwodnienia na Polesiu Lubelskim wahają się w granicach od 11,5 do nawet 53% całkowitych zasobów, co odpowiada obniżeniu powierzchni torfowisk od 0,35 do nawet 0,6 cm·a^{-1} (Grzywna 2016). Podobne tempo degradacji odwodnionych i użytkowanych rolniczo równin torfowych udokumentowano na terenie Kotliny Kurpiowskiej (Piaścik i in. 1997) czy Wysoczyzny Białostockiej (Kiryluk 2020). Wszystkie wymienione wyżej przejawy degradacji ekosystemów torfowiskowych prowadzą ostatecznie do zaniku zasobów materii organicznej gromadzonej przez ostatnie około 14 000 lat.

8.3. Podsumowanie

Współczesne procesy rzeźbotwórcze modelują powierzchnię terenu strefy staroglacjalnej, której przewodnią cechą jest powszechna łagodność zarysów form. Jest ona skutkiem długotrwałej wcześniejszej morfogenezy, która zależała od wielu czynników, a w szczególności od:

– struktury i dynamiki starszego podłoża (mezozoicznego i neogeńskiego),
– litologii osadów glacigenicznych,
– rzeźby glacigenicznej, ukształtowanej w zależności od dynamiki i przebiegu kilkakrotnych glacjacji i deglacjacji w plejstocenie, do około 130 ka BP,
– zmian klimatu od umiarkowanego ciepłego do arktycznego, które nastąpiły w okresie po ustąpieniu ostatniego zlodowacenia tego obszaru,
– działalności człowieka (od paleolitu po współczesność).

W rezultacie oddziaływania tych czynników rzeźba strefy staroglacjalnej stała się – poza wyjątkami (np. formy eoliczne) – powierzchnią poligenetyczną i charakteryzuje się przeciętnie mniejszym urozmaiceniem w porównaniu z sąsiednimi pasami rzeźby. Do tej pory nie opracowano jednak szczegółowych modeli rozwoju rzeźby, zawierających ujęcia ilościowe, które by ukazały zmiany poszczególnych czynników morfogenetycznych w kształtowaniu tej rzeźby w czasie i przestrzeni. Określenie stopnia powstałych zmian w morfologii terenu w wyniku ich aktywności jest nadal sprawą otwartą i powinno być celem dalszych badań.

Przegląd stanu badań procesów współczesnych pozwala stwierdzić, że w strefie staroglacjalnej występują wszystkie procesy morfogenetyczne, charakterystyczne dla stref sąsiednich, lecz odróżniają się przeciętnie słabszym natężeniem, skutecznością i mniejszymi zasięgami. Badania te pokazują, że bez względu na udział człowieka w różnych częściach opisywanej strefy występują stałe tendencje do procesów degradacji, agradacji, są też obszary równowagi tych tendencji. Opracowywano dokładniej także mniejsze obszary. Do terenów z tendencjami do degradacji zaliczona została m.in. centralna część Wysoczyzny Łódzkiej i sąsiednie doliny rzeczne (Kittel 2014, Twardy i in. 2014, 2018). Wśród dominujących naturalnych procesów morfogenetycznych autorzy ci wymieniają procesy eoliczne, stokowe, rzeczne oraz sedymentację w zbiornikach akumulacji biogenicznej, występujące ze zmiennym natężeniem od pradziejów do współczesności.

Chociaż często można wskazać dominację zapisu procesów sekularnych w strefie staroglacjalnej, należy zauważyć, że na obszarach antropopresji dynamika ich lokalnie znacząco, a nawet gwałtownie wzrasta, niekiedy przyjmując postać zdarzeń ekstremalnych. W rejonie wielkich kopalni odkrywkowych dochodzi np. nawet do indukowania wstrząsów sejsmicznych, bardzo rzadko występujących z przyczyn naturalnych w tej strefie. Niekiedy dochodzi także do zdarzeń ekstremalnych, niezależnych od człowieka (niektóre zdarzenia meteorologiczno-hydrologiczne).

Wpływ na współczesną morfogenezę obszaru miała aktywność człowieka, w głównej mierze: odlesienie, zwłaszcza w środkowej i środkowo-wschodniej części strefy staroglacjalnej, rozwój zabudowy terenu związanej z osadnictwem, rozwój rolnictwa, górnictwo odkrywkowe węgla brunatnego i surowców budowlanych oraz prace ziemne, zwłaszcza w większych dolinach rzecznych. Prawidłowości przekształceń stoków i den dolinnych pod wpływem denudacji agrotechnicznej zostały poznane głównie dzięki pracom E. Smolskiej (m.in. 1998), J. Twardego (m.in. 2008), A. Józefaciuk i in. (2016) oraz J. Twardego i in. (2018).

Nieznaczny udział stoków stromych w strefie staroglacjalnej sprawia, że występują tu ogólnie niewielkie zagrożenia w postaci ruchów mas, następujących z przyczyn naturalnych. Jednakże warunki geologiczne obszaru są często sprzyjające tym procesom (iły, muły, zaburzenia), jeśli więc pojawią się odpowiednie warunki morfologiczne, np. w postaci skarp wyrobisk kopalnianych, łatwo dochodzi do rozwoju osuwisk lub obrywów. Pokazały to badania L. Czarneckiego i J. Goździka (2007, 2008).

Z szeroko zakrojonych badań osadów eolicznych, stokowych, rzecznych i bagiennych, wspartych zestawieniem 120 datowań radiowęglowych z holocenu, wynika, że głównymi zmiennymi różnicującymi przemiany rzeźby środkowej Polski były w tym czasie: zróżnicowane ukształtowanie terenu i litologia osadów, różnice w gęstości sieci rzecznej oraz zróżnicowany stopień zasiedlenia poszczególnych części obszaru (Twardy i in. 2018). Wyniki datowania radiowęglowego różnorodnego materiału (próchnica z poziomów humusowych gleb kopalnych, węgle drzewne z warstw pożarowych, osady biogeniczne, w tym gytie oraz torfy) pozwoliły wymienionym wyżej autorom na wskazanie okresów ze szczególnie wyraźnym zapisem antropopresji w młodych osadach geologicznych. Wzmożoną antropopresję powiązano z funkcjonowaniem społeczności pradziejowych epoki brązu i epoki żelaza oraz społeczności młodszych faz wczesnego średniowiecza.

Okres ostatnich dwóch stuleci, a w szczególności stulecia ostatniego, charakteryzuje bardzo intensywny wzrost zarówno liczby, jak i zasięgu form rzeźby powstających wskutek bezpośredniej i pośredniej działalności człowieka.

Trudno prognozować, aby w najbliższych dziesięcioleciach zaszły istotne zmiany w dynamice procesów geomorfologicznych na obszarze staroglacjalnym. Ich aktywność, niejednokrotnie ściśle związana z działalnością człowieka, będzie zależna od podejmowanych decyzji odnośnie do zagospodarowania terenu, zwłaszcza na obszarach i terenach górniczych, na powierzchniach leśnych czy wzdłuż inwestycji o charakterze liniowym (sieć drogowa i kolejowa). Z dużym prawdopodobieństwem geomorfologiczne skutki pociągną za sobą także planowane prace nad dostosowaniem śródlądowych dróg wodnych (głównie Odrzańskiej Drogi Wodnej E-30) do parametrów co najmniej IV klasy żeglowności, polegające na miejscowym poszerzaniu, pogłębianiu czy stopniowaniu koryta rzecznego.

Biorąc pod uwagę obserwowane zmiany środowiskowe związane z globalnym ociepleniem, należy uznać, że dynamika niektórych procesów morfogenetycznych zmieni się wraz z warunkami meteorologiczno-hydrologicznymi.

Literatura

Andrzejewski A., Sikora J. (red.), 2017, *Grodziska wczesnośredniowieczne Polski Centralnej. Archeologiczne badania nieinwazyjne z lat 2013–2016*, Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich, Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.

Badura J., Burdukiewicz J.M., 2016, *Zdarzenia powodziowe i ich pochodne w dolinie Odry między Chałupkami a Wrocławiem w świetle danych archeologicznych i geologicznych*, [w:] E. Kościk,

B. Konopska (red.), *Klęski żywiołowe w postaci zdarzeń powodziowych i ich pochodnych na Śląsku od XIV do XX wieku*, Polskie Towarzystwo Historyczne, Warszawa, s. 63–111.
Badura J., Jary Z., Smalley I., 2013, *Sources of loess material for deposits in Poland and parts of Central Europe: The lost Big River*, Quaternary International, 296, 15–22.
Badura J., Przybylski B., 1998, *Zasięg lądolodów plejstoceńskich i deglacjacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 385, 9–28.
Badura J., Przybylski B., 2002, *Stadiał warty w świetle stuletniej historii badań Wału Śląskiego*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 402, 5–26.
Bałaga K., 2007, *Changes in the natural environment recorded in the sediments of the Karaśne lake--mire complex (Lublin Polesie, E Poland)*, Geochronometria, 29, 1–21.
Banaszuk H., 1979, *Geneza i ewolucja pokrywy glebowej na wydmach Kotliny Biebrzańskiej*, Roczniki Gleboznawcze, 30, 2, 111–142.
Banaszuk H., 2004, *Geomorfologia Kotliny Biebrzańskiej*, [w:] H. Banaszuk (red.), *Kotlina Biebrzańska i Biebrzański Park Narodowy. Aktualny stan, walory, zagrożenia i potrzeby czynnej ochrony środowiska. Monografia przyrodnicza*, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok, s. 44–98.
Bartkowski T., 1969, *Deglacjacja strefowa deglacjacją normalną na obszarach niżowych (na wybranych przykładach z Polski zachodniej i północnej)*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, A 23, 7–34.
Bednarczyk Z., 2018, *Nowoczesne metody monitoringu geotechnicznego w polskich odkrywkowych kopalniach węgla brunatnego*, Scientific Review – Engineering and Environmental Sciences, 27(2), 152–166.
Białousz S., 1997, *Gleby. Klasyfikacja genetyczna*, [w:] *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, mapa 41.1., Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
Bieroński J., Pawlak W., Tomaszewski J., 2000, *Komentarz do Mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz M-33-33-B, Prochowice*, GEPOL, Poznań.
Bieroński J., Pawlak W., Tomaszewski J., 2001, *Komentarz do Mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz M-33-33-A, Legnica*, GEPOL, Poznań.
Bitner K., 1959, *Pseudo-źródliskowe torfowisko w okolicy Sidry*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 17, 79–97.
Bogacki M., 1995, *Typy współczesnego modelowania rzeźby*, [w:] *Atlas Rzeczypospolitej Polski*, mapa 23.3, Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
Borys M., 1998, *Causes of and methods for preventing degradation proces of the embankments constructed of organic soils*, Journal of Water and Land Development, 2, 121–134.
Chmielewski T.J., Chmielewski S., 2010, *Procesy zanikania ekosystemów jeziornych i torfowiskowych w rejonie Poleskiego Parku Narodowego od II połowy XX w. oraz perspektywy ich ochrony*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 26, 121–134.
Chmielewski T.J., Michalik-Śnieżek M., Kułak A., 2014, *Klasyfikacja stopnia antropogenicznego przekształcenia krajobrazu i jej zastosowanie w planie ochrony Poleskiego Parku Narodowego*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 38, 107–124.
Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, 2, 3, 5–88.
Chrzanowski S., Szuniewicz J., 2002, *Zanikanie gleb organicznych na intensywnie zmeliorowanym torfowisku w rejonie Biebrzy*, Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie, 2, 5, 129–137.
Chwastek J., 1970, *Wpływ czynników górniczo-geologicznych na formy zwałowisk*, Czasopismo Geograficzne, 41, 4, 409–425.
Ciszewski D., Dubicki A., 2008, *Reżim hydrologiczny i współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Odry*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, IGiGP UJ, Kraków, s. 371–383.

Czaban S., 2008, *Wybrane aspekty starych składowisk odpadów mineralnych*, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 7, 45–55.
Czarnecki L., Goździk J., 2007, *Osuwiska w województwie łódzkim i ich szczególny charakter w wyrobisku KEB „Bełchatów"*, Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica, 8, 165–183.
Czarnecki L., Goździk J., 2008, *Rozwój osuwiska 22S w najgłębszej części kopalni Bełchatów*, Przegląd Geologiczny, 6, 2, 150–157.
Czerwiński J., 1998, *Geologiczne, geomorfologiczne i antropogeniczne uwarunkowania zagrożeń powodziowych we Wrocławiu*, Czasopismo Geograficzne, 69(1), 43–63.
Czerwonka J.A., Krzyszkowski D., 1992, *Pleistocene stratigraphy of the central part of Silesian Lowland, Southern Poland*, Bulletin of the Polish Academy of Science, Earth Sciences, 40, 203–233.
Choiński A., 2017, *Geneza i rozmieszczenie jezior*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN SA, Warszawa, s. 223–229.
Dembek W., 2000, *Wybrane aspekty zróżnicowania torfowisk w młodo- i staroglacjalnych krajobrazach Polski wschodniej*, Wydawnictwo IMUZ, 97, 1–175.
Dembek W., Piórkowski H., Rycharski M., 2000, *Mokradła na tle regionalizacji fizycznogeograficznej Polski*, Biblioteczka Wiadomości IMUZ, 97, 1–135.
Dobrowolski R., Mroczek P. (red.), 2014, *Potencjał przyrodniczy a zrównoważony rozwój powiatów Polesia Lubelskiego*, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS, Lublin.
Dobrowolski R., Pidek I.A., Alexandrowicz W.P., Hałas S., Pazdur A., Piotrowska N., Buczek A., Urban D., Melke J., 2012, *Interdyscyplinary studies of pring mire deposits from Radzików (South Podlasie Lowland, East Poland) and their significance for palaeoenvironmental reconstructions*, Geochronometria, 39, 1, 10–29.
Dobrowolski R., Ziułkiewicz M., Okupny D., Forysiak J., Bałaga K., Alexandrowicz W.P., Buczek A., Hałas S., 2017, *Origin and Neoholocene evolution of spring-fed fens in Wardzyń, Łódź Upland, central Poland*, Geological Quarterly, 61, 2, 413–434.
Dylik J., 1953, *O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski*, Acta Geographica Universitatis Lodziensis, 4, 1–109.
Dylikowa A., 1958, *Próba wyróżnienia faz rozwoju wydm w okolicach Łodzi*, Acta Geographica Universitatis Lodziensis, 8, 233–268.
Dylikowa A., 1973, *Geografia Polski. Krainy geograficzne*, PZWS, Warszawa.
Dzieduszyńska D., 2013, *Stan wiedzy o późnym vistulianie w regionie łódzkim*, Acta Geographica Lodziensia, 101, 25–36.
Falkowski T., Ostrowski P., 2010, *Rzeźba doliny Pilicy między Inowłodzem a Domaniewicami i jej związek z budową geologiczną podłoża aluwiów*, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 9, 53–63.
Falkowski T., Ostrowski P., 2012, *Wpływ budowy geologicznej na zróżnicowanie procesów korytowych rzeki uregulowanej na przykładzie odcinka Wisły warszawskiej*, Acta Geogr. Lodz., 100, 51–63.
Fiedler K. (red.), Gamdzyk J., Jankowski W., Oprychał L., Selerski S., Wita A., Wróblewski M., 2007, *Awarie i katastrofy zapór – zagrożenia, ich przyczyny oraz działania zapobiegawcze*, Monografie IMGW, Warszawa.
Forysiak J., 2012, *Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego*, Acta Geogr. Lodz., 99, 1–164.
Forysiak J., Twardy J., 2012, *Development of human-induced geomorphological processes in the vicinity of peatlands of Central Poland*, [w:] J. Forysiak i in. (red.), *Peatlands in semi-natural*

landscape – their transformation and the possibility of protection, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 85–99.
Furmański J., Meissner K., 1963, *Badania stateczności zwałów odkrywek węgla brunatnego w rejonie Konina*, Przegląd Geologiczny, 3, 150–156.
Galon R., 1972, *Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego*, [w:] *Geomorfologia Polski*, 2, *Niż Polski*, PWN, Warszawa, s. 35–110.
Gawlik J., 1992, *Wpływ stopnia rozkładu torfu i jego znaczenia na właściwości wodno-retencyjne utworów torfowych*, IMUZ, Lublin–Falenty.
Gilewska S., 1986, *Podział Polski na jednostki geomorfologiczne*, Przegląd Geogr., 58, 1–2, 16–40.
Gilewska S., 1991, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 243–288.
Gilewska S., Klimek M., 1997, *Pochodzenie i wiek rzeźby*, [w:] *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, mapa 23.2, Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
Goździk J., 1987, *Osady i struktury peryglacjalne w klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu Polski*, Geological Quarterly, 31, 1, 175–184.
Goździk J., Dylik W., Szataniak J., 2009, *O procesach eolicznych w wyrobisku Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów"*, [w:] R. Dulias, J. Pelka-Gościniak, O. Rahmonov (red.), *Ekosystemy piaszczyste i człowiek*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 58, 84–95.
Grabas K., Pawlik A., 2017, *Examination of the durability of the bitumen layer/coating that prevents dusting of flotation tailings pond "Żelazny Most"*, Górnictwo Odkrywkowe, 6, 29–35.
Gradziński R., Baryła J., Danowski W., Doktor M., Gmur D., Gradziński M., Kędzior A., Paszkowski M., Soja R., Zieliński T., Żurek S., 2000, *Anastomosing system of the upper Narew river, NE Poland*, Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70, 219–229.
Grygoruk M., Bańkowska A., Jabłońska E., Janauer G.A., Kubrak J., Mirosław-Świętek D., Kotowski W., 2015, *Assessing habitat exposure to eutrophication in restored wetlands: model--suppoerted ex-ante approach to rewetting drained mires*, Journal of Environmental Management, 152, 230–240.
Grzywna A., 2016, *Zanikanie powierzchni torfowiska na odwodnionych użytkach zielonych Polesia Lubelskiego*, Acta Sci. Pol. Formatio Circumiectus, 15, 1, 81–89.
Gutry-Korycka M., Sadurski A., Kundzewicz Z.W., Pociask-Karteczka J., Skrzypczak L., 2014, *Zasoby wodne i ich wykorzystanie*, Nauka, 1, 77–98.
Hildebrandt-Radke I., Stróżyk M., Czebreszuk J., Jaeger M., Pospieszny Ł., Cwaliński M., Niebieszczański J., Rotnicka J., 2018, *Wykorzystanie metody litologicznej do weryfikacji rezultatów nieinwazyjnych badań kurhanów z epoki brązu na pograniczu Śląsko-Wielkopolskim (Las Krotoszyn, Wielkopolska)*, Acta Geogr. Lodz., 107, 73–92.
Ilnicki P., Szajdak L.W., 2016, *Zanikanie torfowisk*, Wydawnictwo Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauki, Poznań.
Jaksa A., Szmidt A., 2008, *Wpływ tektoniki dysjunktywnej na rozmieszczenie kemów na obszarze województwa łódzkiego w świetle analizy kartograficznej*, Landform Analysis, 9, 146–150.
Jańczak J. (red.), 1999, *Atlas jezior Polski*, t. 3, *Jeziora Pojezierza Mazurskiego i Polski południowej*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
Jaros H., 1983, *Charakterystyka geobotaniczna i fizyko-chemiczna torfów i torfowisk zagłębia węgla brunatnego „Bełchatów"*, Biuletyn Informacyjny Torf, 76, 2, 12–26.
Jasiński K., 1917, *Plan Łodzi na podstawie planu Lindleya z lat 1902–1903*, Archiwum Państwowe w Łodzi.
Jokiel P., Bartnik A., 2017, *Wezbrania i powodzie*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, Wyd. Naukowe PWN SA, Warszawa, s. 167–175.

Józefaciuk A., Józefaciuk C., 1995, *Erozja agroekosystemów*, PIOŚ, Bibl. Monit. Środ., Warszawa.
Józefaciuk A., Nowocień E., Wawer R., 2016, *Rozwój, skutki i występowanie erozji wąwozowej w Polsce oraz metody zagospodarowania wąwozów*, Monografie i Rozprawy Naukowe, 48, Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa – Państwowy Instytut Badawczy, Puławy.
Jurczuk S., 2000, *Wpływ regulacji stosunków wodnych na osiadania i mineralizację gleb organicznych*, Biblioteczka Wiadomości IMUZ, 96, 1–120.
Jurczuk S., 2004, *Warunki wodne ograniczające straty masy organicznej na łąkach o glebach torfowo-murszowych*, Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie, 4, 2, 379–394.
Jurczuk S., 2012, *Przewidywanie osiadania torfowisk przy projektowaniu modernizacji systemu melioracyjnego*, Wiadomości Melioracyjne i Łąkarskie, 3, 55, 129–133.
Kaczmarek H., 2010, *Analiza zdjęć lotniczych oraz wyników pomiarów geodezyjnych w badaniach dynamiki strefy brzegowej sztucznych zbiorników wodnych – zbiornik Jeziorsko, rzeka Warta*, Landform Analysis, 13, 19–26.
Kaczmarek H., 2018, *Ewolucja strefy brzegowej nizinnych zbiorników zaporowych w warunkach dużych wahań poziomu wody na przykładzie zbiornika Jeziorsko na Warcie*, Prace Geograficzne Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 265, 1–140.
Kasiński J., Piwocki M., 1992, *Ocena wpływu odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego na środowisko naturalne*, Przegląd Geol., 40, 6, 378–389.
Kasperek R., Parzonka W., 2005, *Zmiany w dolinach rzek meandrujących wskutek powodzi na przykładzie odcinka Górnej Odry*, [w:] L. Tomiałojć, A. Drabiński (red.), *Środowiskowe aspekty gospodarki wodnej*, Komitet Ochrony Przyrody PAN, Wydział Inżynierii Kształtowania Środowiska i Geodezji AR we Wrocławiu, s. 149–162.
Kasperek R., Parzonka W., Bartnik W., Strużyński A., 2007, *Charakterystyka procesów korytowych Odry granicznej w obrębie przerwanego meandra nr I*, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 4/2, 263–271.
Kasprzak M., 2010a, *Wezbrania i powodzie na rzekach Dolnego Śląska*, [w:] P. Migoń (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego, 14, 81–140.
Kasprzak M., 2010b, *Geomorfologiczne i ekologiczne skutki wezbrań*, [w:] P. Migoń (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego, 14, 141–203.
Kiryluk A., 2019, *The influence of drainage devices and peat-bog soil changes on water retention in drained lower Supraśl river*, Journal of Ecological Engineering, 20, 8, 120–128.
Kiryluk A., 2020, *Transformation of fen peat soils as the results of drainage and agricultural use in the Supraśl Dolna site, NE Poland*, Soil Science Annual, 71, 1, 86–92.
Kittel P., 2014, *Slope deposits as an indicator of anthropopressurein the light of research in Central Poland*, Quaternary International, 324, 34–55.
Kittel P., Muzolf B., Płóciennik M., Elias S., Brooks S.J., Lutyńska M., Pawłowski D., Stachowicz-Rybka R., Wacnik A., Okupny D., Głąb Z., Mueller-Bieniek A., 2014, *A multi-proxy reconstruction from Lutomiersk-Koziówki, Central Poland, in the context of early modern hemp and flax processing*, Journal of Archaeological Science, 50, 318–337.
Kittel P., Sikora J., Antczak O., Brooks S.J., Elias S., Krąpiec M., Luoto T.P., Borówka R.K., Okupny D., Pawłowski D., Płóciennik M., Rzodkiewicz M., Stachowicz-Rybka R., Wacnik A., 2018, *The palaeocological development of the Late Medieval moat – Multiproxy research at Rozprza, Central Poland*, Quaternary International, 482, 131–156.
Klajnert Z., 1966, *Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego*, Acta Geogr. Lodz., 23, 1–134.

Klajnert Z., 1978, *Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu*, Acta Geogr. Lodz., 38, 1–149.
Klatkowa H., 1972, *Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego*, Acta Geogr. Lodz., 28, 1–220.
Klimek K., 2008, *Współczesne procesy w strefie staroglacjalnej*, [w:] L. Starkel i in. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, IGiGP UJ, Kraków, s. 236–239.
Kłysik K., Fortuniak K., 1993, *Maksymalne opady dobowe w środkowej Polsce*, Przegl. Geogr., 66, 1–2, 97–110.
Kobendza J., Kobendza R., 1958, *Rozwiewanie wydm Puszczy Kampinoskiej*, [w:] R. Galon (red.), *Wydmy śródlądowe Polski*, 1, PWN, Warszawa, s. 95–170.
Kobojek E., 2009, *Naturalne uwarunkowania różnych reakcji rzek nizinnych na antropopresję na przykładzie środkowej Bzury i jej dopływów*, Wydawnictwo UŁ, Łódź.
Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D., Nalepka-Paperz D., Wasylikowa K., 1996, *Przemiany środowiska Puszczy Kampinoskiej w późnym glacjale i holocenie na przykładzie osadów organicznych torfowiska w Wilkowie (Polesie Stare)*, Roczniki Gleboznawcze, 47, 103–112.
Kopeć D., Michalska-Hejduk D., 2012, *Degradation of Piskorzeniec peatland – causes and impact on vegetation*, [w:] J. Forysiak i in. (red.), *Peatlands in semi-natural landscape – their transformation and the possibility of protection*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 19–24.
Kossman O., 1930, *O wydmie aleksandrowskiej*, Czasopismo Przyrodnicze, 4, 257–264.
Koster E.A., 1988, *Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: a review*, Journal of Quaternary Science, 3, 1, 69–83.
Kowalewski G., Żurek S., 2016, *Zarastanie jezior Obniżenia Uściwierskiego i jeziora Brzeziczno (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie)*, Acta Geogr. Lodz., 105, 27–37.
Kozłowska-Szczęsna T., 1994, *Promieniowanie, temperatura powietrza*, [w:] *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, mapa 31.2, *Klimat*, Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
Kożuchowski K., 2011, *Klimat Polski. Nowe spojrzenie*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
Kożuchowski K., 2017, *Opady atmosferyczne*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, Wyd. Naukowe PWN SA, Warszawa, s. 36–44.
Król Ż., Mikrut S., Gabryszuk J., Postek P., Mazur A., 2015, *Ocena obniżenia terenu oraz zmian użytkowania gruntów w strefach szkód górniczych Lubelskiego Zagłębia Węglowego*, Inżynieria Ekologiczna, 44, 26–33.
Krzemiński T., 1974, *Geneza młodoplejstoceńskiej rzeźby glacjalnej w dorzeczu środkowej Warty*, Acta Geogr. Lodz., 33, 1–171.
Kwiatkowski J., 1976, *Zarys hydrologii dorzecza Odry*, [w:] *Odra i Nadodrze*, Wyd. Książka i Wiedza, Warszawa, s. 116–132.
Lasocki S., Antoniuk J., Moscicki J., 2003, *Environmental protection problems in the vicinity of the Żelazny most flotation wastes depository in Poland*, Journal of Environmental Science and Health, A, 38, 8, 1435–1443.
Lenczewski W., Leszczyński Z., 1969, *Odwodnienie terenów przyległych do zbiornika stopnia wodnego na Odrze w Brzegu Dolnym*, Instytut Gospodarki Wodnej, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
Lipka K., Stabryła J., Zając E., 2008, *Zatorfienie i zasoby wodne złóż torfowych dorzecza górnej Warty*, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 5, 63–70.
Majecka A., Forysiak J., Marks L., Tołoczko-Pasek A., 2018, *Lithological diversity of the deposits of closed depressions in central Poland as a result of their origin conditions*, Quaternary International, 501, 200–218 (https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.02.018).
Majecki P., 2014, *Wykorzystanie fotogrametrii bliskiego zasięgu w badaniach tempa erozji wybrzeży klifowych zbiornika Jeziorsko (k. Sieradza)*, Przegląd Geol., 62, 11, 744–747.

Maksymiuk Z., 1977, *Wody gruntowe i strefy ich wypływu na powierzchnię w regionie łódzkim*, Acta Universitatis Lodziensis, 2, 5, 39–52.
Maksymiuk Z., 1988, *Zanik mokradeł w obszarze oddziaływania zespołu górniczo-energetycznego „Bełchatów"*, [w:] T. Churski (red.), *Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior i mokradeł w Polsce*, Rozprawy UMK, Toruń, s. 235–237.
Malina G., Niezgoda G., 2017, *Koncepcja zrównoważonego zagospodarowania terenów po eksploatacji węgla brunatnego w rejonie Bełchatowa*, Ochrona Środowiska, 39, 4, 19–30.
Manikowska B., 1985, *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowej*, Acta Geogr. Lodz., 52, 1–137.
Marcinek J., Komisarek J. (red.), 2011, *Systematyka gleb Polski*, wyd. 5, Roczniki Gleboznawcze, 62, 1–193.
Marks L., Bińka K., Woronko B., Majecka A., Teodorski A., 2019, *Revision of the late Middle Pleistocene stratigraphy and palaeoclimate in Poland*, Quaternary International (https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.02.023).
Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B., 2016, *Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland*, Acta Geol. Polonica, 66, 3, 403–427.
Meissner K., 1962, *Własności geotechniczne skał nadkładu w Konińskim Zagłębiu Węgla Brunatnego*, Przegląd Geol., 12, 663–667.
Michalczyk Z., 2017, *Odpływ średni, zmienność w czasie i zróżnicowanie przestrzenne*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN SA, Warszawa, s. 153–160.
Michalczyk Z., Chmiel S., Chmielewski J., Turczyński M., 2007, *Hydrologiczne konsekwencje eksploatacji złoża kamiennego w rejonie Bogdanki (LZW)*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 422, 113–125.
Michalczyk Z., Mięsiak-Wójcik K., Sposób J., Turczyński M., 2017, *Stan i zmiany stosunków wodnych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego*, Przegląd Geograficzny, 89, 1, 9–28.
Micun K., 2011, *Przekształcenia rzeźby związane z wydobyciem kruszywa naturalnego w południowej i środkowej części Wzgórz Sokólskich*, Biuletyn Państw. Inst. Geol., 446, 483–492.
Mieczan E., Pęczuła W., 2020, *Ekosystemy wodne*, [w:] T.J. Chmielewski, J. Szymański, A. Weigle (red.), *Poleski Park Narodowy. Dziedzictwo i przyszłość*, Wydawnictwo UMCS, Lublin, s. 119–142.
Mioduszewski W., 2012, *Bagna wg Encyklopedii Rolniczej z 1890 roku*, Wiadomości Melioracyjne i Łąkarskie, 3, 104–107.
Mirek A., Biały L., 2009, *Stan zagrożeń naturalnych w kopalniach węgla brunatnego ze szczególnym uwzględnieniem zagrożeń występujących w KWB „Bełchatów"*, Górnictwo i Geoinżynieria, 33, 2, 327–341.
Mojski J.E., 1991, *Czwartorzędowy rytm zmian środowiska*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 67–80.
Mojski J.E., 2005, *Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
Moniewski P., 2004, *Źródła okolic Łodzi*, Acta Geogr. Lodz., 87, 1–140.
Moszczyńska J., 1986, *Hydrologia dorzecza Wolbórki*, Acta Geogr. Lodz., 46.
Muzolf B., Kittel P., Płóciennik M., Głąb Z., Okupny D., 2015, *Wczesnonowożytne płóciennictwo w świetle badań reliktów moczydła na stanowisku Lutomiersk–Koziówki*, Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna, 46, 187–209.

Niedźwiedź T., Cebulak E., 1994, *Roczne sumy opadów o prawdopodobieństwie wystąpienia 90%*, [w:] *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, mapa 31.5, *Opady atmosferyczne*, Główny Geodeta Kraju, Warszawa.

Niedźwiedź T., Ustrnul Z., 1994, *Średnie amplitudy roczne temperatury powietrza*, [w:] *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, mapa 31.3, *Charakterystyki termiczne*, Główny Geodeta Kraju, Warszawa.

Niewiarowski W., Celmer T., Marciniak K., Petrucień C., Proszek P., Sinkiewicz M., 1992, *Przebieg współczesnych procesów denudacyjnych na młodoglacjalnej wysoczyźnie morenowej intensywnie użytkowanej rolniczo, na przykładzie okolic Koniczynki, na północny wschód od Torunia*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 47–67.

Nowaczyk B., 1986, *Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie*, Wyd. Nauk. UAM, ser. Geografia, 28, 1–245.

Okruszko H., 1969, *Powstawanie mułów i gleb mułowych*, Roczniki Gleboznawcze, 20,1, 25–49.

Okruszko H., 1986, *Zasady gospodarowania na glebach torfowych w warunkach leja depresyjnego Bełchatów*, Wiadomości IMUZ, 60.

Okupny D., 2009, *Morfologiczne skutki procesów stokowych zachodzących na zboczach zwałowiska zewnętrznego Adamów*, Z Badań nad Wpływem Antropopresji na Środowisko, 9, 32–43.

Okupny D., Fortuniak A., Tomkowiak J., 2013, *Cechy denudacji w regionie łódzkim w późnym vistulianie w świetle chemicznych badań w osadach torfowiskowych*, Acta Geogr. Lodz., 101, 89–99.

Okupny D., Żurek S., Forysiak J., 2014, *Analiza przestrzenna rozmieszczenia torfowisk regionu łódzkiego*, Studia Limnologica et Telmatologica, 8, 2, 81–91.

Olszewska B., Pływaczyk L., Łyczko W., 2004, *Warunki wodne w dolinie Odry w rejonie Brzeg Dolny–Malczyce*, [w:] H. Szymańska, S. Cwojdziński, L. Poprawski (red.), *Geoekologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry*, 18–19 XI 2004 r., PIG, Wrocław, s. 33–44.

Osowiec M., 2007, *Funkcjonowanie krajobrazów hydrogenicznych na przykładzie zlewni górnej Włodawki*, Przegląd Geofizyczny, 1, 45–59.

Oświt J., Żurek S., Liwski S., 1980, *Stosunki glebowe doliny Śliny na tle warunków wodnych*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 234, 159–194.

Papińska E., 2002, *Wpływ antropopresji na przemiany środowiska geograficznego województwa łódzkiego (w granicach z lat 1975–1998)*, Acta Geogr. Lodz., 81, 1–172.

Parzonka W., Kasperek R., Głowski R., 2010, *Ocena degradacji koryta właściwego Odry Środkowej i program działań naprawczych*, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 8(1), 59–68.

Paszyński J., Niedźwiedź T., 1991, *Klimat*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 288–343.

Pawłowski D., Borówka R.K., Kowalewski G., Luoto T.P., Milecka K., Nevalainen L., Okupny D., Tomkowiak J., Zieliński T., 2016a, *Late Weichselian and Holocne record of the paleoenvironmental changes in a small river valley in Central Poland*, Quaternary Science Reviews, 135, 24–40.

Pawłowski D., Borówka R.K., Kowalewski G., Luoto T.P., Milecka K., Nevalainen L., Okupny D., Płóciennik M., Woszczyk M., Tomkowiak J., Zieliński T., 2016b, *The response of flood-plain ecosystems to the Late Glacial and Early Holocene hydrological changes: A case study from a small Central European river valley*, Catena 147, 411–428.

Pernarowski L., 1958, *Z badań nad wydmami Dolnego Śląska*, [w:] R. Galon (red.), *Wydmy śródlądowe Polski*, cz. 1, PWN, Warszawa, s. 171–199.

Pernarowski L., 1962, *O procesach wydmotwórczych w świetle badań utrwalonych form wydmowych Dolnego Śląska*, Czas. Geogr., 33, 175–197.
Petera-Zganiacz J., 2008, *Wiek i sposób wykształcenia struktur peryglacjalnych w dolinie dużej rzeki na przykładzie stanowiska Koźmin w dolinie Warty*, Landform Analysis, 9, 167–170.
Pilawska J., 1967, *Przeobrażanie środowiska geograficznego i rekultywacja w polskich zagłębiach węgla brunatnego*, Czas. Geogr., 38, 123–154.
Pilawska J., 1968, *Kilka uwag o problemie przeobrażania środowiska geograficznego przez górnictwo i przemysł*, Czas. Geogr., 39, 393–403.
Pietruczuk J., 2015, *Paleomorfologia i biogeniczna sukcesja alkalicznego kompleksu torfowiskowego Bagno Budnów (Poleski Park Narodowy, Polesie Lubelskie) w świetle analiz przestrzennych*, Studia Limnologica et Telmatologica, 9, 1, 15–23.
Pietruczuk J., 2016, *Budowa geologiczna i ewolucja torfowiska węglanowego Bagno Staw w Poleskim Parku Narodowym*, Acta Geogr. Lodz., 105, 39–53.
Pietruczuk J., 2020, *Zapis późnoglacjalnych i holoceńskich zmian środowiskowych w osadach torfowisk alkalicznych Bagno Bubnów i Bagno Staw (Poleski Park Narodowy)*, Wydawnictwo UMCS, Lublin.
Pietruszewski J., 1992, *Osuwisko w dolinie Warty pod Konopnicą*, [w:] *Środowisko przyrodnicze i ewolucja rzeźby środkowej Polski*, Acta Univ. Lodz., Folia Geographica, 15, 174–183.
Piaścik H., Gotkiewicz J., 2004, *Przeobrażenia odwodnionych gleb torfowych jako przyczyna ich degradacji*, Roczniki Gleboznawcze, 55, 2, 331–338.
Piaścik H., Gotkiewicz J., Smołucha J., 1997, *Gleby hydrogeniczne Kotliny Kurpiowskiej oraz ich właściwości*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 435, 27–48.
Plewniak W., 1978, *Morfogeneza jezior kopalnych Równiny Wrocławskiej*, praca doktorska wykonana w Instytucie Geograficznym Uniw. Wr., Wrocław.
Plit J., 2016, *Krajobrazy kulturowe Polski i ich przemiany*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 253, 1–302.
Płaza D.K., Forysiak J., Borówka R.K., Okupny D., Marosik P., Obremska M., Michczyńska D.J., 2015, *Aktywność osadnicza grup mezolitycznych na obszarze wydm w Aleksandrowie i jej zapis w osadach przyległego torfowiska Rąbień*, Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna, 46, 229–250.
Pływaczyk L., 1997, *Oddziaływanie spiętrzenia rzeki na dolinę na przykładzie Brzegu Dolnego*, Wyd. AR we Wrocławiu, Wrocław.
Podgórski Z., Florek W., Szpikowski J., 2008, *Wpływ człowieka na współczesny rozwój rzeźby młodoglacjalnej*, [w:] L. Starkel i in. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, IGiGP UJ, Kraków, s. 305–313.
Pulinowa M., 1972, *Procesy osuwiskowe w środowisku sztucznym i naturalnym*, Dokumentacja Geogr. IG PAN, 4, 1–112.
Radwan S. (red.), 2003, *Przyrodnicze podstawy ochrony i odnowy ekosystemów wodno-torfowiskowych w obszarze funkcjonalnym Poleskiego Parku Narodowego na tle antropogenicznych przekształceń środowiska przyrodniczego*, Acta Agrophysica, Rozprawy i Monografie, 91, 1–247.
Raport o stanie lasów w Polsce 2017, 2018, Państwowe Gospodarstwo Leśne Lasy Państwowe, Warszawa.
Rdzany Z., 1997, *Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego*, Acta Geogr. Lodz., 73, 1–146.
Rdzany Z., 2009, *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim*, Wydawnictwo Uniw. Łódzkiego, Łódź.
Rdzany Z., 2014, *Record of paraglacial environment with examples from Central Poland and its role in morphogenesis of the area*, Landform Analysis, 27, 35–43.
Rdzany Z., 2015, *The role of the paraglacial environment in the transformation of glacial Wartanian relief in Poland*, Bulletin of Geography. Physical Geography Series, 8, 33–45.

Repelewska J., 1968, *Procesy erozyjne na zwałach kopalnianych*, Czas. Geogr., 39, 31–43.
Richling A., 2005, *Krajobrazy nizin*, [w:] A. Richling, K. Ostaszewska (red.), *Geografia fizyczna Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 299–301.
Romaniuk U., 2011, *Burza piaskowa nad zbiornikiem Żelazny Most koło Polkowic* (www.polkowice.naszemiasto.pl, 15.02.2011, aktualizacja: 15.02.2011).
Rossiński B., 1978, *Błędy w rozwiązaniach geotechnicznych*, Wyd. Geol., Warszawa.
Rotnicki K., 1988, *Main phases of erosion and accumulation in the Prosna valley in the last glacial--interglacial cycle*, Geographia Polonica, 53, 53–66.
Różycki S.Z., 1972a, *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, PWN, Warszawa.
Różycki S.Z., 1972b, *Nizina Mazowiecka*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, PWN, Warszawa, s. 271–317.
Richling A., 2005, *Krajobrazy nizin*, [w:] A. Richling, K. Ostaszewska (red.), *Geografia fizyczna Polski*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, s. 299–301.
Rutkowski J., 2003, *Morphological forms connected with exploitation of mineral raw materials in Poland*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 189, 143–158.
Rycharski M., Piórkowski H., 2001, *Wpływ warunków geologicznych i rzeźby terenu na zróżnicowanie siedlisk hydrogenicznych w wybranych mezoregionach strefy staroglacjalnej*, Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie, 1, 3, 23–36.
Rzepecki S., Twardy J., Forysiak J., 2015, *LiDAR, barrows and aeolian hillocks. Between theory and practice*, Sprawozdania Archeologiczne, 67, 101–111.
Semczuk P., 2008, *Błotna tragedia*, Newsweek (http://www.newsweek.pl/artykuly/blotna--tragedia-,34949,1,2,3,4; dostęp: 8.05.2009).
Smolska E., 1998, *Dynamika spłukiwania na Nizinie Północnomazowieckiej na przykładzie okolic Różana*, mat. IV Zjazdu Geomorf. Polskich, Lublin, 3–6.06.1998, UMCS, Lublin, s. 169–175.
Smolska E., 2002, *The intensity of soil erosion in agricultural areas in North-Eastern Poland*, Landform Analysis, 3, 25–33.
Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorczyk I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018, *Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data*, Geographia Polonica, 91, 2, 143–170.
Stachý J., Biernat B., 1994, *Odpływ rzeczny jednostkowy (1951–1970)*, [w:] *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, mapa 32.3, *Odpływ rzeczny*, Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
Starkel L., 2008, *Odrębność zapisu holoceńskich zmian klimatu w dolinach Niżu Polskiego*, Botanical Guidebooks, 30, 169–182.
Stępień E., Forysiak J., 2017, *Znaczenie warunków geomorfologicznych dla powstania i współczesnego stanu wybranych torfowisk w środkowym odcinku doliny Widawki*, Landform Analysis, 34, 51–61.
Szadura M., Tsermegas I., 2015, *Współczesna erozja wodna na drogach i odsłoniętych fragmentach zwałowiska zewnętrznego KWB „Bełchatów"*, Prace i Studia Geograficzne, 58, 43–63.
Szmidt A., Jaskulski J., 2016, *Zmiany ukształtowania powierzchni terenu na obszarze Łodzi w XX i XXI wieku na podstawie map historycznych i numerycznych modeli terenu*, materiały V Ogólnopolskiej Konferencji GIS w Nauce, 8–10 czerwca 2016 r., Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, s. 53–54.
Szponar A., 1998, *Rozwój późnovistuliański i holoceński doliny podwrocławskiego odcinka Odry*, [w:] *Wybrane problemy czwartorzędu południowo-zachodniej Polski*, Studia Geograficzne, 71, 32–83.

Szponar A., 2000, *Osady pozakorytowe Odry powstałe w czasie powodzi w 1997 r.*, Przegląd Geologiczny, 48, 176–181.
Szponar A., 2008, *Geologia i paleogeografia Wrocławia*, Wyd. KGHM Cuprum Centrum Badawczo-Rozwojowe we Wrocławiu, Wrocław.
Szponar A., Zalewski W., 2001, *Powódź na Przedmieściu Odrzańskim we Wrocławiu w 1997 roku*, Gospodarka Wodna, 7, 280–285.
Szuniewicz J., Okruszko H., Chrzanowski S., 1998, *Ruchy powierzchni i spłycanie się gleb torfowo-murszowych na torfowisku Wizna*, Wiadomości IMUZ, 19, 9–23.
Tobolski K., 2004, *Kryterium geologiczne w badaniach zbiorników akumulacji biogenicznej*, Regionalny Monitoring Środ. Przyr., 5, 119–126.
Turczyński M., Michalczyk Z., Chmial S., Mięsiak-Wójcik K., Głowacki S., 2009, *Evaluation of the hydrological role of wetlands in the Włodawka River catchment (Polesie Lubelskie)*, Journal of Water and Land Development, 13b, 109–123.
Turkowska K., 1991, *Rzeczne osady holoceńskie w świetle statystycznej analizy wskaźników uziarnienia i zawartości węgla organicznego na przykładzie doliny Neru w Lublinku koło Łodzi*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia osadów czwartorzędowych Polski Północno-Zachodniej*, Wydawnictwo UAM, Poznań, s. 353–366.
Turkowska K., 2006, *Geomorfologia regionu łódzkiego*, Wyd. UŁ, Łódź.
Turski R., Słotwińska-Jurkiewicz A., Hetman J., 2000, *Zarys gleboznawstwa*, Wyd. AR, Lublin.
Twardy J., 1986, *Wyniki ilościowych obserwacji spłukiwania rozproszonego w cyklu rocznym w okolicach Łodzi*, streszcz. ref. II Zjazdu Geografów Polskich, Łódź, 11–13.09.1986, KNG PAN, PTG, IGiKŚ UŁ, Łódź, s. 25–27.
Twardy J., 1990, *Przebieg spłukiwania w okolicach Bogini koło Łodzi w cyklu rocznym*, Acta Univ. Lodz., Folia Geographica, 12, 15–49.
Twardy J., 1995, *Dynamika denudacji w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej*, Acta Geogr. Lodz., 69, 1–213.
Twardy J., 1996, *Wyniki badań tempa denudacji agrotechnicznej stoków użytkowanych rolniczo na przykładzie strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej*, [w:] A. Józefaciuk (red.), *Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją*, mat. Ogólnopol. Symp. Nauk., Puławy, 11–13.09.1996, Prace Nauk., cz. II, IUNG, AR w Lublinie, UMCS, Puławy, s. 321–330.
Twardy J., 1998, *Wyniki pomiarów tempa denudacji agrotechnicznej w okolicach Łodzi*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 460, 599–609.
Twardy J., 2002, *Wpływ denudacji agrotechnicznej na ewolucję stoków rolniczych w świetle wyników badań w okolicach Łodzi*, streszcz. ref. i kom. VI Zjazdu Geomorfologów Polskich, Jelenia Góra, 11–14. 09. 2002, SGP, ZGiG UW, Wrocław, s. 129–130.
Twardy J., 2008, *Współczesna ewolucja rzeźby strefy staroglacjalnej*, [w:] L. Starkel i in. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, IGiGP UJ, Kraków, s. 251–259.
Twardy J., 2016, *Antropogeniczna faza wydmotwórcza w środkowej Polsce*, [w:] J. Święchowicz, A. Michno (red.), *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej. Monografia dedykowana dr hab. Bogdanie Izmaiłow w 44 rocznicę pracy naukowej*, IGiGP UJ w Krakowie, Kraków, s. 157–184.
Twardy J., 2019, *Przemiany wybranych form rzeźby terenu województwa łódzkiego w ostatnim stuleciu*, Acta Geogr. Lodz., 9, 11–28.
Twardy J., Forysiak J., 2016, *Zapis holoceńskich procesów eolicznych w osadach wybranych jezior kopalnych i torfowisk centralnej Polski*, Acta Geogr. Lodz., 105, 125–140.
Twardy J., Forysiak J., Kittel P., 2014, *Evolution of vegetation, relief and geology in Central Poland under anthropopressure*, [w:] E. Kobojek, Marszał T. (red.), *Origin of relief of Central*

Poland and its anthropogenic transformation in Łódź University geographical research, Wyd. UŁ, Łódź, s. 57–94.

Twardy J., Forysiak J., Kittel P., 2018, *Okresy wzmożonej antropopresji na obszarze Polski środkowej w świetle badań holoceńskich osadów eolicznych, stokowych, rzecznych i torfowiskowych*, Acta Geogr. Lodz., 107, 119–136.

Twardy J., Forysiak J., Rodak S., Moździoch S., 2018, *Środowiskowe czynniki lokalizacji wybranych grodzisk w środkowej części Polski Zachodniej*, Acta Geogr. Lodz., 107, 93–117.

Twardy J., Wiśniewska M., 2015, *Zapis działalności człowieka w transformacji wydm w Teodorach (Wysoczyzna Łaska) i Grabiszewie (Kotlina Kolska) podczas średniowiecza*, Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna, 46, 359–375.

Uggla H., Mirowski Z., Grabarczyk S., Nożyński A., Rytelewski J., Solarski H., 1968, *Procesy erozji wodnej w terenach pagórkowatych północno-wschodniej części Polski*, Roczn. Gleboz., 18, 2, 415–447.

Walczak W., 1970, *Dolny Śląsk*, cz. II, *Obszar przedsudecki*, PWN, Warszawa.

Walczak W., 1974, *Nad Odrą. Szkice z dziejów przemian krajobrazu geograficznego ziem odrzańskich Dolnego Śląska*, Zakład Narodowy im. Ossolińskich.

Wassen M., Barendregt A., Pałczyński A., de Smidt J.T., de Mars H., 1990, *The relationship between fen vegetation gradients, groundwater flow and flooding in an undrained valley mire at Biebrza, Poland*, Journal of Ecology, 78, 1106–1122.

Wilgat T., 1957, *Stosunki geomorfologiczne i hydrograficzne w strefie kanału Wieprz–Krzna*, Przegląd Geogr., 29, 2, 259–285.

Wolfe S.A., 2007, *Dune fields. High Latitudes*, [w:] S.A. Elias (red.), *Encyclopedia Of Quaternary Science*, Elsevier, s. 599–607.

Zagrożenia naturalne w odkrywkowych zakładach górniczych, 2007, Wyższy Urząd Górniczy, Katowice.

Zajbert A., Wrzosek K., 2004, *Zagospodarowanie odpadów poflotacyjnych w składowisku „Żelazny Most"* (prezentacja), międzynarodowa konferencja *Zrównoważone zarządzanie obszarami poprzemysłowymi*, 4–6 XI 2004, Kraków (http://www.min-pan.krakow.pl/pbs/spilm/prez/Wrzosek.pdf; dostęp: 1.09.2008).

Ziułkiewicz M., Fortuniak A., 2016, *Hydrochemical zoning of valley peatlands as a results of water supply conditions: examples from Poland*, Geology, Geophysics & Environment, 42, 1, 39–53.

Ziułkiewicz M., Okupny D., Forysiak J., Fortuniak A., 2012, *Warunki funkcjonowania kopuł źródliskowych w południowej części Wzniesień Łódzkich*, Czas. Geogr., 83, 3, 175–196.

Ziułkiewicz M., Żelazna-Wieczorek J., 2011, *Charakterystyka fizykochemiczna i hydrobiologiczna źródła w Podwódce*, [w:] J. Forysiak, M. Ziułkiewicz (red.), *Torfowiska dorzecza Widawki. Wybrane problemy i przykłady*, materiały konferencyjne *Torfowiska w krajobrazie przekształconym*, 1–3 czerwca 2011, Wawrzkowizna, Łódź–Bełchatów, s. 49–51.

Żurek S., 1975, *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 110, 1–110.

Żurek S., 1987, *Złoża torfowe Polski na tle stref torfowych Europy*, Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN, 4, 1–84.

Żurek S., 1990, *Związek procesów zatorfienia z elementami środowiska przyrodniczego wschodniej Polski*, Roczniki Nauk Rolniczych, D, Monografie, 220, 1–174.

Żurek S., 2016, *Geneza jezior i torfowisk dorzecza Prypeci w świetle polskich badań okresu międzywojennego*, Acta Geogr. Lodz., 105, 163–171.

Żurek S., Okupny D., 2015, *Torfowiska regionu łódzkiego*, Studia Limnologica et Telmatologica, 9, 2, 59–69.

Rozdział 9

Współczesna ewolucja rzeźby młodoglacjalnej Niżu Polskiego

Ujście Warty do Odry (ESA/Copernicus)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-09

CC BY 4.0

Rozdział 9

Współczesna ewolucja rzeźby młodoglacjalnej Niżu Polskiego

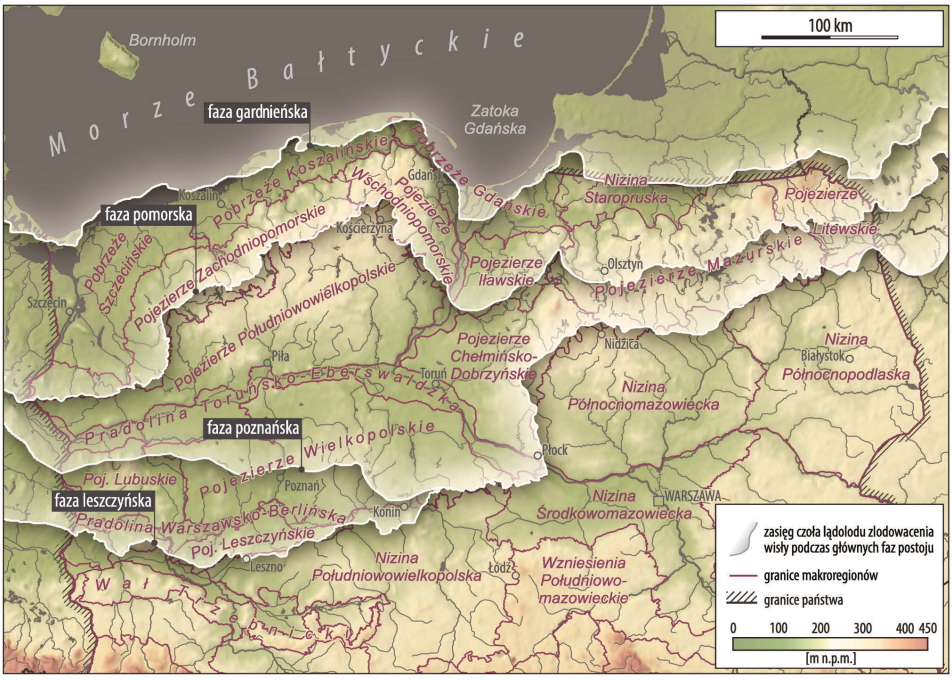
Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński, Leon Andrzejewski, Wacław Florek, Małgorzata Mazurek, Władysław Niewiarowski, Zbigniew Podgórski, Grzegorz Rachlewicz, Ewa Smolska, Alfred Stach, Jacek Szmańda, Józef Szpikowski, Wojciech Wysota

9.1. Tło geograficzne współczesnej ewolucji rzeźby młodoglacjalnej

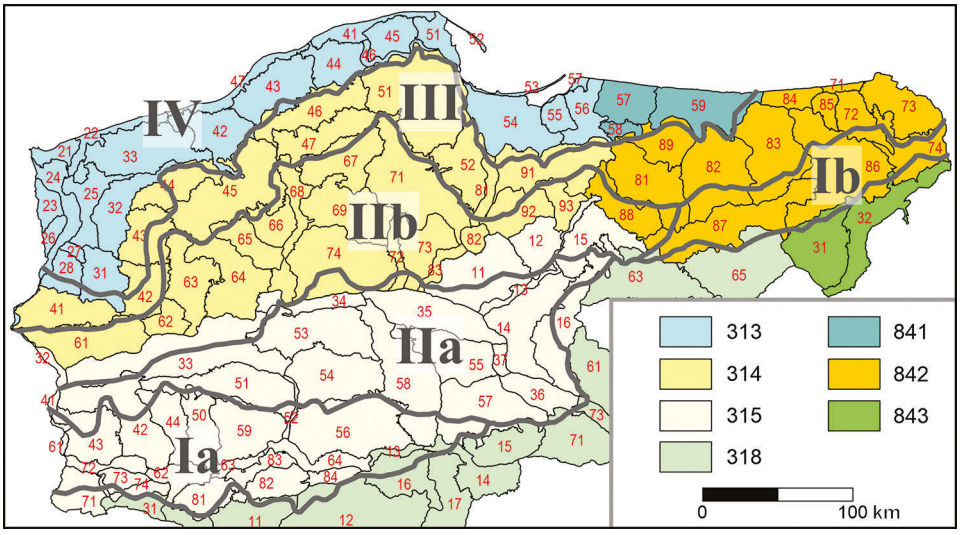
Rzeźba młodoglacjalna wraz z retuszem morfogenezy holoceńskiej należy do najmłodszych na terenie Polski. Obszary o tym typie rzeźby rozciągają się w północnej części kraju pomiędzy silnie peryglacjalnie przeobrażoną tzw. strefą staroglacjalną na południu a wybrzeżem Bałtyku na północy, które ma w większości tylko morfogenezę holoceńską (ryc. 9.1). Niemal cała strefa młodoglacjalna na obszarze Polski o powierzchni 116 339 km^2 należy do Niżu Środkowoeuropejskiego, poza krańcami północno-wschodnimi, które należądo Pojezierza Mazurskiego, Niziny Staropruskiej i Pojezierza Litewskiego na Niżu Wschodniobałtycko-Białoruskim (ryc. 9.2). Pod względem hipsometrycznym strefa młodoglacjalna zaliczana jest do terenów nizinnych. Jednakże część tego terytorium, szczególnie garb czołowo-morenowy fazy pomorskiej, w licznych miejscach przekracza wysokość 200 m n.p.m. (ryc. 9.1). Najwyższym wzniesieniem strefy młodoglacjalnej jest Wieżyca, której kulminacja sięga 328,6 m n.p.m. Najniżej położonymi obszarami są okolice Żuław – depresja 1,8 m p.p.m.[1] (w Raczkach Elbląskich).

Trzy cechy krajobrazowe odróżniają wyraźnie strefę młodoglacjalną od staroglacjalnej, a mianowicie: większe zróżnicowanie hipsometryczne, rozwijająca się i złożona genetycznie sieć dolinna oraz występowanie gęstej sieci rynien

[1] Na Żuławach stwierdzono obszary niżej leżące, około 2 m p.p.m. (w okolicach Marzęcina), a nawet 2,6 m p.p.m. (w okolicach Wikrowa – miejsce wydobycia torfu), ale do tej pory nie zostały one oficjalnie potwierdzone przez Główny Urząd Geodezji i Kartografii.



Ryc. 9.1. Przebieg głównych faz postojowych lądolodu zlodowacenia wisły w strefie młodoglacjalnej (przebieg linii postojowych wg Marksa i in. 2006) na tle cyfrowego modelu wysokościowego (DEM wg DTED2) i makroregionów fizycznogeograficznych (regiony wg Solona i in. 2018) (wg Sobiecha 2019, zmienione)



Ryc. 9.2. Położenie pasów morfogenetycznych (zasięgi wg Gilewskiej 1991, uzupełnione) w obrębie strefy młodoglacjalnej na tle jednostek regionalnych (regiony wg Solona i in. 2018)

Ryc. 9.2. Objaśnienia
Pasy morfogenetyczne: I – południowy pas pojezierny: a – zachodni, b – wschodni, II – środkowy pas pojezierny: a – południowy, b – północny, III – północny pas pojezierny, IV – pas nadmorski
3 Pozaalpejska Europa Środkowa, 31 Niż Środkowoeuropejski, 313 Pobrzeża Południowobałtyckie, 313.2–3 Pobrzeże Szczecińskie, 313.21 Uznam i Wolin, 313.22 Wybrzeże Trzebiatowskie, 313.23 Równina Wkrzańska (Równina Policka), 313.24 Dolina Dolnej Odry, 313.25 Równina Goleniowska, 313.26 Wzniesienia Szczecińskie, 313.27 Wzgórza Bukowe, 313.28 Równina Wełtyńska, 313.31 Równina Pyrzycka, 313.32 Równina Nowogardzka, 313.33 Równina Gryficka, 313.4 Pobrzeże Koszalińskie, 313.41 Wybrzeże Słowińskie, 313.42 Równina Białogardzka, 313.43 Równina Słupska, 313.44 Wysoczyzna Damnicka, 313.45 Wysoczyzna Choczewska, 313.46 Pradolina Redy–Łeby, 313.47 Wybrzeże Koszalińskie, 313.5 Pobrzeże Gdańskie, 313.51 Pobrzeże Kaszubskie, 313.52 Mierzeja Helska, 313.53 Mierzeja Wiślana, 313.54 Żuławy Wiślane, 313.55 Wysoczyzna Elbląska, 313.56 Równina Warmińska, 313.57 Wybrzeże Staropruskie, 314–316 Pojezierza Południowobałtyckie, 314.4 Pojezierze Zachodniopomorskie, 314.41 Pojezierze Myśliborskie, 314.42 Pojezierze Choszczeńskie, 314.43 Pojezierze Ińskie, 314.44 Wysoczyzna Łobeska, 314.45 Pojezierze Drawskie, 314.46 Wysoczyzna Polanowska, 314.47 Pojezierze Bytowskie, 314.5 Pojezierze Wschodniopomorskie, 314.51 Pojezierze Kaszubskie, 314.52 Pojezierze Starogardzkie, 314.6–7 Pojezierze Południowopomorskie, 314.61 Równina Gorzowska, 314.62 Pojezierze Dobiegniewskie, 314.63 Równina Drawska, 314.64 Pojezierze Wałeckie, 314.65 Równina Wałecka, 314.66 Pojezierze Szczeckie, 314.67 Równina Charzykowska, 314.68 Dolina Gwdy, 314.69 Pojezierze Północnokrajeńskie, 314.71 Bory Tucholskie, 314.72 Dolina Brdy, 314.73 Wysoczyzna Świecka, 314.74 Pojezierze Południowokrajeńskie, 314.8 Dolina Dolnej Wisły, 314.81 Dolina Kwidzyńska, 314.82 Kotlina Grudziądzka, 314.83 Dolina Fordońska, 314.9 Pojezierze Iławskie, 314.91 Pojezierze Dzierzgońsko-Morąskie, 314.92 Pojezierze Łasińskie, 314.93 Równina Iławska, 315.1 Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, 315.11 Pojezierze Chełmińskie, 315.12 Pojezierze Brodnickie, 315.13 Dolina Drwęcy, 315.14 Pojezierze Dobrzyńskie, 315.15 Garb Lubawski, 315.16 Równina Urszulewska, 315.3 Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, 315.32 Kotlina Freienwaldzka, 315.33 Kotlina Gorzowska, 315.34 Dolina Środkowej Noteci, 315.35 Kotlina Toruńska, 315.36 Kotlina Płocka, 315.37 Nieszawski Przełom Wisły, 315.4 Pojezierze Lubuskie (Brandenbursko-Lubuskie), 315.41 Lubuski Przełom Odry, 315.42 Pojezierze Łagowskie, 315.43 Równina Torzymska, 315.44 Bruzda Zbąszyńska, 315.5 Pojezierze Wielkopolskie, 315.50 Równina Nowotomyska, 315.51 Pojezierze Poznańskie, 315.52 Poznański Przełom Warty, 315.53 Pojezierze Chodzieskie, 315.54 Pojezierze Gnieźnieńskie, 315.55 Równina Inowrocławska, 315.56 Równina Wrzesińska, 315.57 Pojezierze Kujawskie, 315.58 Pojezierze Żnińsko-Mogileńskie, 315.59 Wysoczyzna Grodziska, 315.6 Pradolina Warciańsko-Odrzańska, 315.61 Dolina Środkowej Odry, 315.62 Kotlina Kargowska, 315.63 Dolina Środkowej Obry, 315.64 Kotlina Śremska, 315.7 Wzniesienia Zielonogórskie, 315.71 Wzniesienia Gubińskie, 315.72 Dolina Dolnego Bobru, 315.73 Wysoczyzna Czerwieńska, 315.74 Wał Zielonogórski, 315.8 Pojezierze Leszczyńskie, 315.81 Pojezierze Sławskie, 315.82 Pojezierze Krzywińskie, 315.83 Równina Kościańska, 315.84 Wał Żerkowski, 317 Niziny Sasko-Łużyckie, 317.2 Obniżenie Dolnołużyckie, 317.23 Kotlina Zasiecka, 317.4 Wzniesienia Łużyckie, 317.46 Wał Mużakowski, 317.7 Nizina Śląsko-Łużycka, 317.74 Bory Dolnośląskie, 317.75 Równina Przemkowska, 317.76 Wysoczyzna Lubińska, 317.77 Równina Legnicka, 317.78 Równina Chojnowska, 84 Niż Wschodniobałtycko-Białoruski, 841 Pobrzeże Wschodniobałtyckie, 841.5 Nizina Staropruska, 841.57 Wzniesienia Górowskie, 841.58 Równina Ornecka, 841.59 Nizina Sępopolska, 842 Pojezierze Wschodniobałtyckie, 842.7 Pojezierze Litewskie, 842.71 Puszcza Romincka, 842.72 Pojezierze Zachodniosuwalskie, 842.73 Pojezierze Wschodniosuwalskie, 842.74 Równina Augustowska, 842.8 Pojezierze Mazurskie, 842.81 Pojezierze Olsztyńskie, 842.82 Pojezierze Mrągowskie, 842.83 Kraina Wielkich Jezior Mazurskich, 842.84 Kraina Węgorapy, 842.85 Wzgórza Szeskie, 842.86 Pojezierze Ełckie, 842.87 Równina Mazurska, 842.88 Równina Olsztynka, 842.89 Wysoczyzna Jeziorańsko-Bisztynecka

poglacjalnych i zagłębień bezodpływowych, w tym także wypełnionych jeziorami (ryc. 9.1, 9.3, 9.8). Strefa ta reprezentowana jest przez zespoły form rzeźby poglacjalnej, stokowej, fluwialnej i eolicznej. Najbardziej charakterystycznymi zespołami form w krajobrazie młodoglacjalnym są zróżnicowane hipsometrycznie wzgórza i wały czołowomorenowe, rozległe łagodnie sfalowane obszary wysoczyzn dennomorenowych, równinne tereny sandrowe, niekiedy głęboko wcięte rynny subglacjalne, doliny rzeczne zazwyczaj o przebiegu południkowym i często o charakterze przełomowym, pradoliny o przebiegu równoleżnikowym. Retusz późnoglacjalny i holoceński obejmuje głównie krawędzie erozyjne przemodelowane przez peryglacjalne niecki denudacyjne, różnowiekowe rozcięcia erozyjne ze stożkami napływowymi u ich wylotu oraz zwydmione obszary równinne. Współczesna rzeźba strefy młodoglacjalnej kształtowana jest przede wszystkim pod wpływem denudacji chemicznej przeważającej nad mechaniczną, erozji i akumulacji wód spływających po powierzchniach równinnych i stokowych, intensywnej erozji wgłębnej w górnych biegach rzek, procesów nadbudowywania teras zalewowych i erozji bocznej w dolnych biegach rzek oraz procesów zarówno degradacyjnych, jak i agradacyjnych, wywołanych przez działalność człowieka. Strefa młodoglacjalna ma większe rozprzestrzenienie w części zachodniej aniżeli we wschodniej, co jest efektem zróżnicowanej dynamiki lądolodu wisły[2] w czasie jego recesji.

Lateralny zasięg rzeźby młodoglacjalnej w Polsce w znacznej mierze nawiązuje do podstawowych struktur geologicznych, a jednocześnie wynika z przemian paleoklimatycznych ostatnich 20 000 lat. Uwarunkowania te wyraźnie oddziaływały na czasoprzestrzenne zmiany rozwoju i zaniku zlodowacenia wisły. Spektakularnymi przykładami stały się lobowe rozwinięcia lądolodu zarówno podczas wczesnego glacjału (np. lob Dolnej Wisły), jak i głównej fazy ostatniego zlodowacenia – loby Wisły, Odry i Parsęty, wszystkie zsynchronizowane z synklinalnymi strukturami geologicznymi (Stankowski 1996, 2019, Mojski 2005). Rzeźba młodoglacjalna zawiera także inkorporowane struktury wywodzące się ze starszych glacjałów, sporadycznie z neogenu (Krygowski 1960, 1962, Stankowski 1968, 2009), a nawet porwaki turońskie z południowego Bałtyku (np. Alexandrowicz 1967, Zwoliński 1975). Wykształcone podczas ostatniego zlodowacenia składowe rzeźby i litologii osadów mają swój wyraz w zróżnicowaniu mineralnego podłoża i złożoności krajobrazowej, wpływając na rodzaje i skalę postglacjalnych egzogenicznych przemian środowiska, a obecnie w antropocenie odgrywają znaczącą rolę w odbieraniu impulsów pochodzących z działalności człowieka.

Dominującymi typami krajobrazu naturalnego strefy młodoglacjalnej są krajobrazy nizinne: równinne, faliste, pagórkowate i wzgórzowe rozdzielane krajobrazami dolin i obniżeń. Pod względem genetycznym za podstawowe typy krajobrazów należy uznać krajobrazy wysoczyzn morenowych, równin sandrowych i pojezierzy. Krajobrazy strefy morfogenetycznej są zróżnicowane regionalnie, co mogą ilustrować dane morfometryczne mezoregionów według Kondrackiego

[2] Zlodowacenie wisły może być również nazywane zlodowaceniem północnopolskim, bałtyckim i vistulianem.

Tabela 9.1. Wybrane parametry geomorfometryczne regionów obszaru młodoglacjalnego (na podstawie DTED2, rozdzielczość 30 m; we wszystkich mezoregionach spadek minimalny wynosi 0)

Mezoregiony		Powierzchnia	Wysokość [m n.p.m.]			Spadki [°]	
Kod	Nazwa	[km²]	Min.	Średnia	Maks.	Średnia	Maks.
313.52	Mierzeja Helska	31,88	0,0	3,3	18,5	1,13	10,24
313.53	Mierzeja Wiślana	105,71	0,0	6,0	38,8	1,72	21,17
313.54	Żuławy Wiślane	1791,66	0,0	2,0	41,7	0,19	20,35
314.52	Pojezierze Starogardzkie	1300,90	0,0	76,9	150,6	1,94	28,45
315.12	Pojezierze Brodnickie	900,63	46,0	98,9	164,0	2,00	22,21
315.11	Pojezierze Chełmińskie	2043,47	25,2	92,6	133,0	1,42	28,52
315.57	Pojezierze Kujawskie	2128,43	59,0	104,0	158,9	1,03	18,20
315.56	Równina Wrzesińska	2687,27	57,4	98,6	137,0	0,67	17,87
315.41	Lubuski Przełom Odry	82,57	13,0	18,1	55,0	0,30	23,15
315.43	Równina Torzymska	1259,77	20,0	75,5	149,0	1,45	22,67
315.42	Pojezierze Łagowskie	2104,66	16,1	91,0	222,6	1,93	27,02
315.72	Dolina Dolnego Bobru	47,36	45,0	59,5	84,0	0,90	16,37
315.64	Kotlina Śremska	617,98	55,0	67,8	105,8	0,64	16,81
318.13	Dolina Konińska	179,05	71,0	77,5	96,7	0,49	15,95
318.14	Kotlina Kolska	1026,31	81,0	85,6	121,0	0,45	16,06
318.15	Wysoczyzna Kłodawska	1041,11	103,0	124,3	141,9	0,60	3,98
318.71	Równina Kutnowska	1493,87	89,0	110,4	133,0	0,97	13,66
315.55	Równina Inowrocławska	1487,20	50,2	88,4	115,8	0,71	23,03
315.36	Kotlina Płocka	791,30	44,0	72,3	123,3	1,08	29,62
318.31	Obniżenie Nowosolskie	428,39	60,0	82,4	111,0	0,73	24,61
315.71	Wzniesienia Gubińskie	829,87	34,8	62,5	121,8	1,11	14,72
315.61	Dolina Środkowej Odry	493,82	21,0	42,7	80,0	0,60	24,04
315.73	Wysoczyzna Czerwieńska	354,04	45,2	83,3	130,7	1,53	23,65
315.74	Wał Zielonogórski	259,14	56,0	116,8	219,5	2,39	24,73
318.32	Pradolina Głogowska	679,15	60,0	72,6	81,5	0,40	11,91

Tabela 9.1. cd.

Mezoregiony		Powierzchnia	Wysokość [m n.p.m.]			Spadki [°]	
Kod	Nazwa	[km²]	Min.	Średnia	Maks.	Średnia	Maks.
318.16	Równina Rychwalska	1159,11	75,2	91,9	123,4	0,64	12,07
318.12	Wysoczyzna Kaliska	3778,54	80,0	108,4	131,0	0,94	16,28
315.84	Wał Żerkowski	305,24	64,0	98,0	157,8	1,19	16,08
315.83	Równina Kościańska	460,61	61,0	81,6	125,5	0,84	13,69
315.82	Pojezierze Krzywińskie	795,23	66,2	86,6	134,2	1,22	15,08
315.63	Dolina Środkowej Obry	230,83	58,0	63,2	100,0	0,44	10,25
315.81	Pojezierze Sławskie	745,50	55,0	74,0	129,0	1,05	15,15
318.11	Wysoczyzna Leszczyńska	1279,62	73,3	108,7	148,2	1,44	15,27
842.72	Pojezierze Zachodniosuwalskie	799,44	123,0	188,0	256,5	1,92	23,54
842.85	Wzgórza Szeskie	304,90	140,0	208,4	306,5	2,72	28,47
842.83	Kraina Wielkich Jezior Mazurskich	2150,77	69,1	127,2	201,9	1,48	20,05
842.82	Pojezierze Mrągowskie	2172,48	56,4	147,4	221,0	2,18	22,78
314.72	Dolina Brdy	355,92	48,0	90,0	126,1	1,47	17,09
315.13	Dolina Drwęcy	442,35	41,0	81,1	129,7	1,28	19,20
315.14	Pojezierze Dobrzyńskie	1820,23	52,7	108,2	161,0	1,59	26,37
315.15	Garb Lubawski	1256,82	75,0	167,1	311,0	2,36	24,15
314.82	Kotlina Grudziądzka	269,48	14,0	28,4	85,5	0,97	31,32
314.83	Dolina Fordońska	281,90	15,0	27,6	79,9	0,82	27,83
314.81	Dolina Kwidzyńska	370,23	5,0	12,9	41,3	0,46	30,46
314.71	Bory Tucholskie	2760,00	18,6	123,2	221,3	1,34	21,66
314.91	Pojezierze Dzierzgońsko-Morąskie	1979,16	0,0	90,4	192,0	1,92	25,47
842.81	Pojezierze Olsztyńskie	1843,30	49,2	127,9	198,7	2,16	22,80
314.73	Wysoczyzna Świecka	1147,81	20,5	93,7	131,9	1,34	25,75
315.37	Nieszawski Przełom Wisły	183,58	40,0	62,0	128,0	1,23	18,65
318.17	Wysoczyzna Turecka	1323,76	87,0	131,0	188,0	2,41	13,82

Tabela 9.1. cd.

Mezoregiony		Powierzchnia	Wysokość [m n.p.m.]			Spadki [°]	
Kod	Nazwa	[km²]	Min.	Średnia	Maks.	Średnia	Maks.
842.88	Równina Olsztynka	1046,05	82,0	136,9	211,5	2,14	23,00
842.89	Wysoczyzna Jeziorańsko-Bisztynecka	964,51	61,0	122,2	198,0	2,22	26,36
314.92	Pojezierze Łasińskie	1031,63	17,0	91,7	133,2	1,83	30,46
314.93	Równina Iławska	542,97	88,0	106,3	134,7	1,33	15,45
843.32	Kotlina Biebrzańska	1643,12	113,0	117,8	147,1	0,52	6,94
843.31	Wysoczyzna Kolneńska	1648,57	113,0	145,1	211,0	1,41	12,20
841.58	Równina Ornecka	234,54	37,3	71,6	110,5	1,41	18,55
841.59	Nizina Sępopolska	1573,93	26,0	67,3	136,0	1,32	21,81
842.71	Puszcza Romincka	128,16	147,0	179,7	228,9	2,19	19,33
842.84	Kraina Węgorapy	433,83	75,0	122,2	200,8	1,88	19,14
842.86	Pojezierze Ełckie	2936,24	112,0	144,8	220,0	1,65	20,46
842.73	Pojezierze Wschodniosuwalskie	1298,83	118,0	179,0	296,8	2,35	25,65
842.74	Równina Augustowska	1202,72	101,0	140,3	236,0	1,04	21,12
841.57	Wzniesienia Górowskie	977,17	35,4	114,4	215,0	1,95	27,97
313.56	Równina Warmińska	843,85	2,8	46,0	112,0	1,48	26,44
313.55	Wysoczyzna Elbląska	402,59	3,8	101,8	194,6	3,07	30,80
313.57	Wybrzeże Staropruskie	87,32	0,0	4,5	67,7	0,76	22,50
314.67	Równina Charzykowska	1378,32	119,0	154,4	220,5	1,80	22,58
314.47	Pojezierze Bytowskie	1229,29	81,0	168,6	253,0	2,80	23,73
842.87	Równina Mazurska	2282,27	110,0	133,4	210,9	0,75	18,94
318.65	Równina Kurpiowska	2388,30	111,0	121,6	139,8	0,52	8,56
315.16	Równina Urszulewska	1923,93	57,0	128,9	206,0	1,05	25,81
318.61	Wysoczyzna Płońska	2327,79	73,3	111,9	138,9	1,19	13,18
318.63	Wzniesienia Mławskie	2463,52	139,0	187,7	225,9	1,68	14,42
318.73	Kotlina Warszawska	1576,37	56,0	66,1	95,8	0,84	13,84

Tabela 9.1. cd.

Mezoregiony		Powierzchnia	Wysokość [m n.p.m.]			Spadki [°]	
Kod	Nazwa	[km²]	Min.	Średnia	Maks.	Średnia	Maks.
315.44	Bruzda Zbąszyńska	862,87	34,0	63,5	132,0	1,04	18,72
315.62	Kotlina Kargowska	593,35	48,0	56,9	98,4	0,50	24,73
315.59	Wysoczyzna Grodziska	1512,49	57,0	87,0	137,8	0,80	20,87
315.50	Równina Nowotomyska	976,44	50,0	73,0	114,5	0,65	13,42
315.51	Pojezierze Poznańskie	1836,29	33,0	80,7	149,3	1,28	20,48
315.52	Poznański Przełom Warty	107,56	45,0	59,4	90,6	1,31	20,44
313.25	Równina Goleniowska	890,60	0,0	18,9	49,7	0,49	10,76
313.26	Wzniesienia Szczecińskie	218,19	0,0	49,2	129,4	1,92	22,45
313.23	Równina Wkrzańska (Równina Policka)	381,05	0,0	14,3	50,0	0,58	10,06
313.32	Równina Nowogardzka	1177,38	11,4	53,1	97,9	1,10	16,17
313.31	Równina Pyrzycka	988,08	13,0	45,2	113,4	1,12	21,68
314.45	Pojezierze Drawskie	2712,98	52,9	135,4	221,9	2,08	28,02
314.66	Pojezierze Szczecineckie	686,10	100,0	145,4	199,9	1,36	23,81
314.41	Pojezierze Myśliborskie	1306,63	1,0	63,6	162,8	1,81	28,77
314.42	Pojezierze Choszczeńskie	966,64	22,0	74,3	123,0	1,66	21,39
313.44	Wysoczyzna Damnicka	950,13	0,0	60,4	124,9	1,66	24,74
313.43	Równina Słupska	1506,22	1,0	37,4	130,0	1,38	22,99
314.46	Wysoczyzna Polanowska	1401,73	24,1	104,1	183,7	2,51	25,56
314.74	Pojezierze Południowokrajeńskie	2638,61	57,0	115,6	201,7	1,34	23,30
315.34	Dolina Środkowej Noteci	634,24	44,0	57,6	122,8	0,75	21,04
315.53	Pojezierze Chodzieskie	2115,14	43,3	94,3	189,3	1,00	21,53
315.58	Pojezierze Żnińsko-Mogileńskie	2424,80	58,0	96,9	170,9	1,08	33,88
314.69	Pojezierze Północnokrajeńskie	1746,22	89,0	148,1	220,1	1,55	22,97
315.35	Kotlina Toruńska	1752,71	27,0	61,7	109,0	1,10	22,39

Tabela 9.1. cd.

Mezoregiony		Powierzchnia	Wysokość [m n.p.m.]			Spadki [°]	
Kod	Nazwa	[km²]	Min.	Średnia	Maks.	Średnia	Maks.
314.68	Dolina Gwdy	965,17	55,0	119,9	220,9	1,15	34,25
314.65	Równina Wałecka	809,50	71,0	123,4	178,8	0,97	19,07
313.21	Uznam i Wolin	333,89	0,0	11,8	112,3	1,54	37,17
313.33	Równina Gryficka	2070,34	0,0	29,9	111,5	1,21	21,19
313.42	Równina Białogardzka	1268,75	1,0	42,0	132,3	1,39	21,66
313.41	Wybrzeże Słowińskie	539,55	0,0	3,7	53,6	0,49	19,78
314.51	Pojezierze Kaszubskie	3409,82	0,5	157,7	324,7	3,11	32,06
313.46	Pradolina Redy-Łeby	223,82	3,8	23,1	79,3	0,64	24,17
314.43	Pojezierze Ińskie	1146,64	24,8	91,5	175,3	1,63	24,26
314.44	Wysoczyzna Łobeska	1050,61	39,2	94,4	176,0	1,88	26,85
313.22	Wybrzeże Trzebiatowskie	464,79	0,0	4,0	36,5	0,58	19,08
313.28	Równina Wełtyńska	559,11	0,4	47,6	102,9	1,63	15,18
313.27	Wzgórza Bukowe	121,54	6,0	62,5	147,0	3,64	29,66
313.24	Dolina Dolnej Odry	854,05	0,0	1,5	54,2	0,40	29,12
314.61	Równina Gorzowska	1697,20	6,7	60,5	140,8	1,48	24,09
315.32	Kotlina Freienwaldzka	198,01	3,0	14,0	62,5	0,59	24,09
314.62	Pojezierze Dobiegniewskie	504,66	29,2	75,2	128,9	2,19	24,56
314.64	Pojezierze Wałeckie	1735,26	45,0	114,4	210,9	1,61	20,88
314.63	Równina Drawska	1353,92	28,2	86,0	139,9	1,55	21,44
315.33	Kotlina Gorzowska	3448,35	11,0	42,9	99,7	0,93	22,68
313.45	Wysoczyzna Choczewska	715,64	0,3	63,4	167,3	2,32	25,72
313.51	Pobrzeże Kaszubskie	543,23	0,0	40,8	118,5	2,23	33,80
315.54	Pojezierze Gnieźnieńskie	1855,61	51,7	101,9	145,0	1,09	16,41
313.47	Wybrzeże Koszalińskie	530,16	0,0	6,7	71,5	0,85	17,62

(2000) w wersji zweryfikowanej przez Solona i in. (2018) (tab. 9.1). Krajobrazy te nie mają zbyt wielu opracowań syntetycznych, niemniej na uwagę zasługuje drugi tom *Geomorfologii Polski* pod redakcją R. Galona (1972), monografia środowiska przyrodniczego Polski pod redakcją L. Starkla (1991), monografia rzeźby czwartorzędowej Polski J. Mojskiego (2005) oraz trzy północne arkusze *Przeglądowej Mapy Geomorfologicznej Polski* pod redakcją L. Starkla (1980). Liczne są regionalne syntezy geomorfologiczne, np. dla Niziny Wielkopolskiej (Krygowski 1961), Pomorza (Augustowski 1977), Doliny Dolnej Wisły (Augustowski 1982) czy Pojezierza Mazurskiego (Ber 2000). Najliczniejsze są jednak prace studialne, zazwyczaj dotyczące małych jednostek przestrzennych lub wybranych form.

Dzisiejsza powierzchnia morfologiczna strefy młodoglacjalnej nawiązuje lokalnie do:

- struktur tektonicznych wyniesienia Łeby, antyklinorium kujawsko-pomorskiego oraz anteklizy mazursko-suwalskiej (Znosko 1998, Alexandrowicz 1991), co przejawia się w mniejszych miąższościach osadów czwartorzędowych,
- niektórych regionalnych stref uskokowych (Mojski 2005), które wpływają na przebieg dolin rzecznych (np. Odry, Wisły) oraz na występowanie diapirowych struktur solnych (np. w okolicach Wapna, Inowrocławia),
- do współczesnych ruchów neotektonicznych w granicach od –3,5 $mm \cdot a^{-1}$ w południowej i wschodniej części strefy młodoglacjalnej do 0,5 $mm \cdot a^{-1}$ w północnej i zachodniej części strefy (Zuchiewicz i in. 2007).

Miąższość osadów czwartorzędowych mieści się w przedziale od kilkudziesięciu do kilkuset metrów i odzwierciedla zróżnicowaną rzeźbę przedczwartorzędową. Maksymalna miąższość pokryw czwartorzędowych występuje w zagłębieniu Szeszupy i wynosi 335 m. Na osady plejstocenu składają się głównie pokłady glin zwałowych o zróżnicowanej genezie oraz serie piasków i żwirów lodowcowych, wodnolodowcowych, akumulacji szczelinowej i moren martwego lodu. Odrębną sekwencję tworzą osady holoceńskie stanowione przez piaski rzeczne, eoliczne, deluwialne, zwietrzelinowe (eluwialne), mułki i iły jeziorne oraz osady biogeniczne (torfy, gytie, kreda jeziorna, martwica wapienna). Osady czwartorzędowe reprezentowane są przede wszystkim przez osady zdeponowane podczas ostatniego zlodowacenia wisły, ale na wielu obszarach rozpoznawane są również osady wcześniejszych zlodowaceń, a nawet w niektórych miejscach inkorporowane są osady paleogeńskie i neogeńskie. Ponadto w obrębie sekwencji osadów czwartorzędowych można wyróżnić kilka faz deformacji glacitektonicznych związanych z nasunięciami ostatniego lądolodu. Podłoże podczwartorzędowe reprezentowane jest na większości obszaru przez jurajskie i kredowe skały węglanowe oraz mioceńskie i wczesnokenozoiczne osady o różnej genezie, które często na terenach młodoglacjalnych występują w osady czwartorzędowych jako porwaki różnej wielkości. Jeśli uwzględnić eratyki skandynawskie (Górska-Zabielska 2008), to skład mineralogiczny i granulometryczny osadów czwartorzędowych tej strefy morfogenetycznej jest niezwykle zróżnicowany. Ostatnio, w drugiej połowie XX w. oraz w latach 2004 i 2006, odnotowano niewielkie trzęsienia ziemi w pasie od Zatoki Gdańskiej do Suwałk (Orlienok, Pęcherzewski 2007, Zembaty

i in. 2007), które choć nie dokonały zmian w morfologii terenu, to jednak mogły wpłynąć na zmiany strukturalne w osadach czwartorzędowych.

Rzeźba młodoglacjalna jest efektem efektem działalności ostatniego lądolodu skandynawskiego, którego najdalszy zasięg na południe wyznacza granicę między strefą młodo- a staroglacjalną[3]. Ocenia się, że wiek najdalszego nasunięcia lądolodu skandynawskiego, odpowiadającego fazie leszczyńskiej, wynosi ok. 24–21 ka BP (Stankowski 2000, Marks 2012). Kolejne fazy związane z wycofywaniem się lądolodu skandynawskiego to fazy poznańska datowana na mniej niż 19–18 ka, krajeńska – 17 ka, pomorska – 17–16 lub 16–15 ka i gardnieńska – 14,5–14,0 ka (Kozarski 1981, 1986, Marks 2002, 2012, Mojski 2005, Tylmann i in. 2019).

Rozmieszczenie przestrzenne rzeźby młodoglacjalnej jest efektem chronologicznego następstwa zdarzeń, począwszy od maksymalnego zasięgu zlodowacenia wisły i deponowania powierzchni sandrowych na jego przedpolu na Nizinie Południowowielkopolskiej (np. Dolina Konińska czy Kotlina Kolska). Najbardziej rozległe obszary morenowe i sandrowe występują w pasie pojezierzy (Pomorskiego, Wielkopolskiego, Mazurskiego), które są poprzecinane siecią dolin rzecznych o układzie kratowym stowarzyszonych z systemami pradolinnymi i porozdzielane pasami wzgórz bądź wysoczyzn morenowych o zróżnicowanej genezie. Powierzchnie sandrowe, głównie na przedpolu fazy pomorskiej (sandry Gwdy i Brdy), osiągają największe rozmiary na sprzyjającym odpływowi proglacjalnemu południowym skłonie garbu pojeziernego, np. sandry: tucholski (1973 km^2), drawski (1786 km^2), mazurski (1460 km^2) (Sobiech 2019). Pobrzeże Bałtyku (Południowobałtyckie i Wschodniobałtyckie), o nachyleniu w kierunku północnym (por. tab. 9.2), cechuje schodowy układ poziomów wysoczyznowych (Karczewski 1998), o dużym udziale powierzchni równinnych (np. Równina Gryficka, Wysoczyzna Damnicka, Nizina Sępopolska), będących m.in. efektem proglacjalnej akumulacji zastoiskowej.

Holocen to najmłodsze ogniwo w poglacjalnej ewolucji rzeźby strefy młodoglacjalnej, w którym wyróżnić można kilka charakterystycznych okresów. Pierwszy z nich to względnie słabo zaznaczone późnoglacjalne przeobrażenia peryglacjalne i wytapianie brył pogrzebanego lodu. W preboreale w dolinach rzecznych zaznaczyło się powstawanie meandrów o mniejszych promieniach krzywizny w obrębie wcześniej wykształconych układów roztokowych rzek niżowych. Kolejny okres to intensywny rozwój zbiorowisk roślinnych ukształtowanych do około 6 ka BP, konserwujących w części przekształconą już rzeźbę polodowcową. W okresie atlantyckim tworzyły się powszechnie gleby bielicowe, płowe i brunatne na piaszczystych powierzchniach równinnych i stokowych, a na początku okresu subborealnego były intensywnie deponowane osady organogeniczne, wypełniające zagłębienia bezodpływowe i misy jeziorne. Od neolitu funkcjonował zespół procesów morfogenetycznych zbliżonych swoją naturą do znanych współcześnie oraz wzrastał stopień przekształcania rzeźby przez gospodarczą działalność człowieka. Niespełna 2000 lat temu wystąpił wzrost wielkich wezbrań we wszystkich

[3] Dyskusję maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia, szczególnie w części wschodniej kraju, przedstawia E.J. Mojski (2005).

Tabela 9.2. Wybrane parametry geomorfometryczne pasów morfogenetycznych obszaru młodoglacjalnego (na podstawie DTED2, rozdzielczość 30 m)

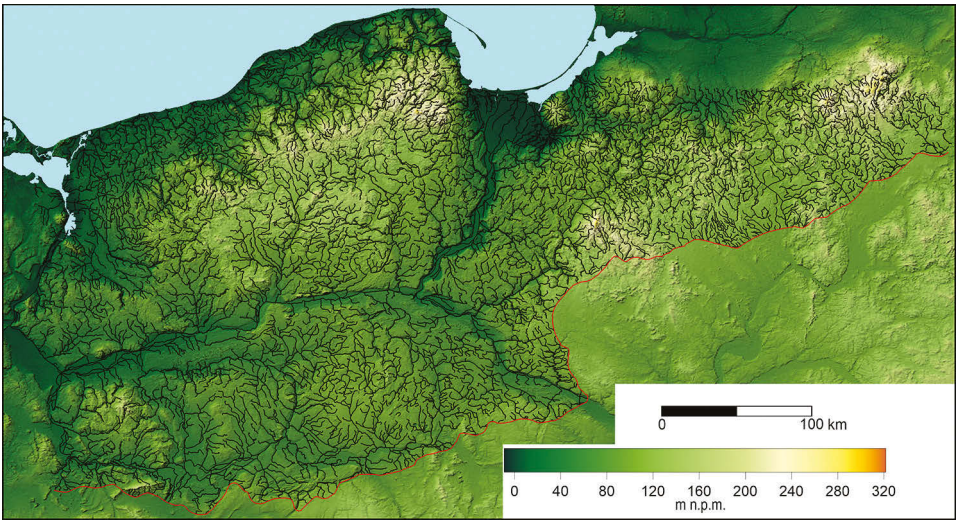
Pas morfogenetyczny	Obwód [km]	Powierzchnia [km²]	Wysokość [m n.p.m.]			Spadki [°]		Ekspozycja [°]	
			Min	Średnia	Max	**Min**	Średnia	Max	Średnia
Ia	775,7	14881,4	19,0	83,1	219,5	0,00	0,94	29,82	242,6
Ib	523,6	6524,8	101,0	138,1	218,0	0,00	1,17	19,62	146,9
IIa	1006,0	22033,0	13,0	89,2	222,6	0,00	1,21	33,88	307,3
IIb	1165,2	26193,9	2,0	106,9	311,0	0,00	1,44	31,32	191,2
III	1777,6	24706,8	0,0	129,0	324,7	0,00	2,17	34,25	311,7
IV	1880,4	21999,0	0,0	44,2	216,7	0,00	1,36	37,17	330,6

dolinach rzecznych (np. Parsęta). Ostatnie kilkaset lat (głównie od wczesnego średniowiecza, kiedy osadnictwo masowo wkroczyło na wysoczyzny morenowe oraz gdy rozpoczęły się trwałe odlesienia i ulepszyła technika uprawy ziemi), to tworzenie form antropogenicznych (np. poprzez wzmożenie erozji gleb), szczególnie na powierzchniach stokowych (terasy rolne, miedze) i w dnach dolin rzecznych (obwałowania przeciwpowodziowe, budowle hydrotechniczne). Od tego czasu zmiany krajobrazu stały się częste i znaczące.

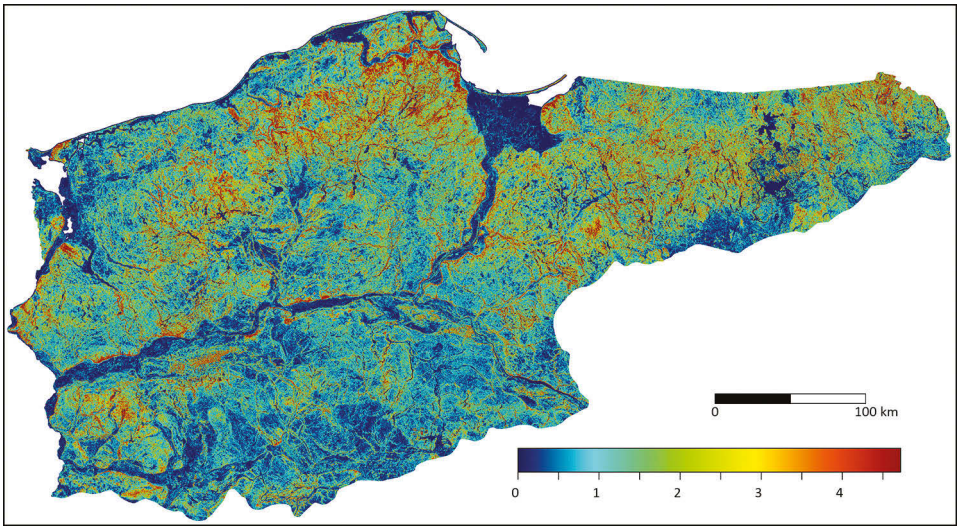
Strefa młodoglacjalna odznacza się pasowością rozmieszczenia form, osadów i współczesnych procesów morfogenetycznych, a granice między nimi są korelowane z przebiegiem kolejnych faz stadiału głównego zlodowacenia: leszczyńskiej, poznańskiej (w tym krajeńskiej), pomorskiej i gardnieńskiej (ryc. 9.1). W części zachodniej strefy młodoglacjalnej wyróżniono cztery pasy morfogenetyczne: południowy, środkowy (podzielony na część południową i północną), północny oraz pobrzeżowy (ryc. 9.2). Na wschód od Doliny Dolnej Wisły ulegają one redukcji przestrzennej (poza pasem północnym) aż do całkowitego zaniku pasa środkowego na Pojezierzu Mazurskim. Statystykę morfometryczną pasów przedstawiono w tabeli 9.2. Charakterystyczną cechą pasów młodoglacjalnych jest sekwencja morfologiczna w kierunku południkowym od pradolin na południu poprzez obszary sandrowe do obszarów morenowych na północy (ryc. 9.4, 9.5). Ten modelowy układ morfogenetyczny jest niekiedy zakłócany występowaniem lobów z zagłębieniami końcowymi, np. Odry, Parsęty, Słupi, Wisły, Łyny, Szeszupy, choć funkcjonowanie niektórych lobów może być dyskusyjne (Weckwerth i in. 2019).

Przestrzenny rozkład warunków termicznych, opadowych (ryc. 9.6), wilgotnościowych i anemologicznych oraz przebieg i zmienność typów pogód kształtują dwie masy powietrza, a mianowicie polarnomorskiego znad północnego Atlantyku i polarnokontynentalnego znad Syberii. Masy polarnomorskie zazwyczaj mają wpływ łagodzący na klimat, natomiast masy polarnokontynentalne wzmagają surowość klimatu poprzez wzrost amplitud wielu elementów meteorologicznych. Dlatego obszary młodoglacjalne Niżu Polskiego w części zachodniej są cieplejsze i suchsze, a w części wschodniej są bardziej chłodne i wilgotne. W kierunku wschodnim wydłuża się okres zalegania pokrywy śnieżnej i skraca się sezon wegetacyjny. Z uwagi na dużą rozciągłość południkową strefy młodoglacjalnej zmienny jest dopływ promieniowania słonecznego. Oddziaływanie Morza Bałtyckiego najwyraźniej odzwierciedla się w rozkładzie południkowym temperatur powietrza i sum opadów atmosferycznych oraz w czasie trwania charakterystycznych pór roku: im dalej od morza, tym lato i zima trwają dłużej, natomiast wiosna i jesień – krócej. Zróżnicowanie przestrzenne elementów meteorologicznych wpływa wyraźnie na sezonowość i intensywność współczesnych procesów morfogenetycznych.

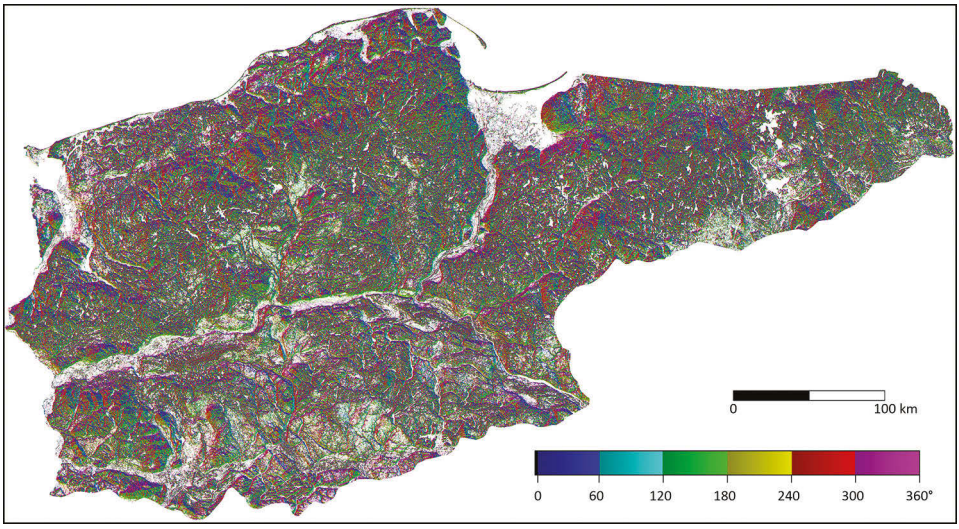
Intensywność procesów odrywania i inicjacji transportu cząstek gleby na stokach oraz częściowo także transportu zawiesiny w trakcie wezbrań opadowych związana jest silnie z energią kinetyczną opadów (KE). Parametr KE jest wprowadzony do wzorów empirycznych opisujących erozję gleb. Stach (2014) oszacował parametr KE opisujący erozję gleb w strefie Niżu Polskiego w przedziale od 0,81 do 1,98 $kJ \cdot m^{-2}$. Można przyjąć za prawidłowość, że parametr KE wiąże się



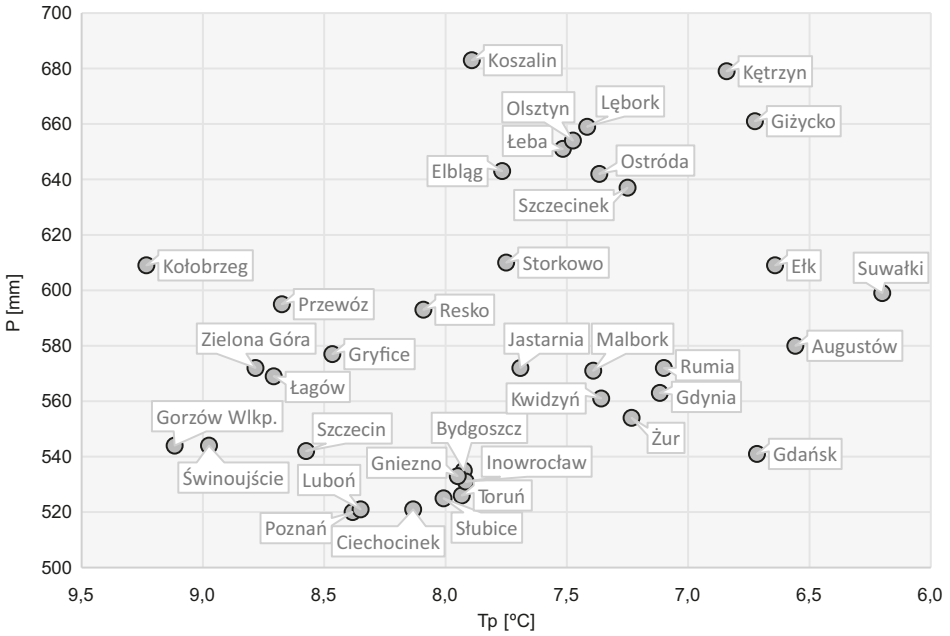
Ryc. 9.3. Zgeneralizowana mapa sieci odwodnienia (wg Komputerowej Mapy... 2004) jako indykator rozczłonkowania rzeźby strefy młodoglacjalnej na tle cyfrowego modelu wysokościowego (DEM wg DTED2; dane zostały przepróbkowane za pomocą interpolacji bi-liniowej do rozdzielczości 30 m)



Ryc. 9.4. Mapa spadków obszaru strefy młodoglacjalnej w oparciu o cyfrowy model wysokościowy (DEM wg DTED2; dane zostały przepróbkowane za pomocą interpolacji bi-liniowej do rozdzielczości 30 m)



Ryc. 9.5. Mapa ekspozycji obszaru strefy młodoglacjalnej w oparciu o cyfrowy model wysokościowy (DEM wg DTED2; dane zostały przepróbkowane za pomocą interpolacji bi-liniowej do rozdzielczości 30 m; obszary bez koloru (białe) oznaczają teren płaski lub prawie płaski, to jest o różnicy wysokości pomiędzy komórkami rastra mniejszymi niż 0,1 m)



Ryc. 9.6. Zależność termiczno-opadowa w strefie młodoglacjalnej na wybranych stacjach meteorologicznych (dane IMGW z różnych okresów obserwacyjnych od 1860 r.)

zarówno z rzeźbą, jak i pokryciem terenu i użytkowaniem ziemi, a mianowicie wyższe wartości KE dla obszarów elewacji morenowych, szczególnie z wysokim zalesieniem i jeziornością, niższe dla względnie płaskich obszarów o wysokim udziale użytków rolnych i dla pradolin. Szczególnie niskie KE występują na obszarze nad środkową Wartą i Notecią oraz w południowo-zachodniej części Pojezierza Pomorskiego.

Sieć rzeczna strefy młodoglacjalnej jest genetycznie związana z warunkami morfologicznymi i hydrogeologicznymi odziedziczonymi po ostatnim okresie glacjalnym i następującymi holoceńskimi wahaniami poziomu Morza Bałtyckiego (ryc. 9.3). Reprezentowana jest ona przez systemy dolin rzecznych i systemy rzeczno-jeziorne (Bajkiewicz-Grabowska 2002). Należy zwrócić uwagę, że w kreowaniu odpływu powierzchniowego ważną rolę pełnią systemy rzeczno-jeziorne w części środkowej i wschodniej omawianej strefy (Brda, Wda, Wierzyca, Krutynia, Szeszupa, Czarna Hańcza), natomiast w części zachodniej i południowej przeważają systemy rzeczne (Rega, Parsęta, Słupia, Barycz, Prosna, Noteć). Doliny rzeczne są w większości poligenetyczne (mają odcinki m.in. pradolinne, rynnowe, przełomowe) i policykliczne (Piasecki 1976). Sieć odwodnienia zmierza w różnych kierunkach ku Morzu Bałtyckiemu: południkowymi tranzytowymi dolinami Odry, Warty i Wisły oraz równoleżnikowymi pradolinami: Warszawsko-Berlińską, Toruńsko-Eberswaldzką i Pomorską wraz z dopływami rzek tranzytowych.

Rzeki i jeziora są zasilane wodami podziemnymi, opadowymi i śnieżnymi (Dynowska 1971, Jokiel i in. 2017, Wrzesiński 2017). Przepływy wezbraniowe na rzekach występują przede wszystkim wiosną podczas roztopów oraz latem w okresie intensywnych opadów. Ważną rolę retencyjną pełnią liczne zagłębienia bezodpływowe w pozycjach międzydolinnych, wypełnione często mokradłami i torfowiskami. We współczesnym krajobrazie młodoglacjalnym charakterystyczne są zarastające oczka polodowcowe, a także duże zbiorniki jeziorne o różnym stopniu przekształceń. W obiegu wody, a szczególnie dla wykształcenia poziomów wodonośnych, nie bez znaczenia jest litologia podłoża stanowiona m.in. przez łatwo przepuszczalne osady piaszczysto-żwirowe (obszary sandrowe) oraz słabo przepuszczalne pokłady glin zwałowych (obszary wysoczyznowe). Na osadach tych wykształciły się w głównej mierze gleby brunatne, płowe, rdzawe i bielicowe – typowe gleby strefowe, których rozwój uzależniony jest zarówno od warunków klimatyczno-roślinnych, jak i od litologii podłoża.

Współczesna morfogeneza strefy młodoglacjalnej warunkowana jest położeniem w umiarkowanej strefie klimatycznej, litologią podłoża, morfologią polodowcową oraz różnokierunkową działalnością człowieka.

9.2. Współczesne procesy i przekształcenia rzeźby obszarów wysoczyznowych i równin sandrowych strefy młodoglacjalnej

Pojęcie wysoczyzn w polskiej literaturze geomorfologicznej nie jest ściśle ustalone. Dla obszarów polodowcowych Niżu Polskiego wielu autorów za główny wyróżnik uznaje jedynie kryterium morfometryczne, definiując je jako powierzchnie płaskie, faliste lub pagórkowate oddzielone stokami bądź krawędziami od niżej położonych równin lub den dolin (Klimaszewski 1978). Inni autorzy oprócz kryteriów związanych z ukształtowaniem powierzchni uwzględniają także kryterium genetyczne, wiążąc wysoczyzny zarówno z przebiegiem procesów ich kształtowania (oddziaływaniem lądolodu) lub budową geologiczną (wysoczyzny morenowe) o zróżnicowanym udziale osadów bezpośredniej akumulacji lodowcowej, jak i osadów wodnolodowcowych (Krygowski 1956, Galon 1979, Witt, Borówka 1997). Dla pełnego opisu delimitacji powierzchni wysoczyzn (nazywanych morenowymi lub polodowcowymi) należy dodać, że o ich typie stanowi z reguły zróżnicowana, jednak niskoenergetyczna rzeźba, odbiegająca od graniczących z nimi stref pagórków, wzgórz czy masywów morenowych, a przede wszystkim sąsiadujących z nimi form dolinnych.

Obszary sandrowe to w niewielkim stopniu morfologicznie zróżnicowane powierzchnie akumulacji wodnolodowcowej, powstałe w wyniku odpływu wód lodowcowych na przedpolu czoła lądolodu, charakteryzującego się zmienną dynamiką. Jedynie bardzo rozległe sandry, np. Brdy i Gwdy, rozgraniczają poszczególne wysoczyzny morenowe (np. Wysoczyznę Krajeńską), podczas gdy mniejsze sandry mogą być częścią składową większych wysoczyzn. Zasięg terytorialny opisywanych form oraz ich zróżnicowanie zostało zaznaczone na mapie (ryc. 9.7, 9.8).

Zainteresowanie współczesnymi procesami morfogenetycznymi, głównie na wysoczyznach morenowych, w mniejszym stopniu na równinach sandrowych, datuje się od połowy ubiegłego wieku. Próby oszacowania natężenia denudacji mechanicznej i chemicznej przedstawił K. Dębski (1959). Badania tego typu rozwinęły się na szeroką skalę w wielu ośrodkach prowadzących prace na niżu od lat 70. XX w. (Zwoliński 1989, Kostrzewski, Zwoliński 1992, Niewiarowski i in. 1992, Kostrzewski i in. 1997, Kostrzewski 2001). Z obserwacjami współczesnych procesów wiążą się badania nad erozją gleb, prowadzone m.in. przez A. Reiniger (1950), L. Roszko (1962, 1973), S. Borowca (1965), H. Ugglę i in. (1967), A. Kostrzewskiego i in. (1989) oraz J. Szpikowskiego (2001). Przyspieszenie naturalnej denudacji mechanicznej przez działalność człowieka (głównie spłukiwanie i lokalne ruchy masowe oraz procesy eoliczne na słabo wysortowanych utworach piaszczystych) spowodowane procesami odlesienia, połączone z intensywną działalnością agrotechniczną, nazwane zostało denudacją antropogeniczną (Dylik 1958, Sinkiewicz 1989, Szpikowski 2004, 2005). Najbardziej szczegółowe prace dotyczące tego zagadnienia w oparciu o kartowanie geomorfologiczne, analizę fotogrametryczną, analizy geoinformacyjne, analizy cech strukturalno-teksturalnych osadów, datowania profilów glebowych były prowadzone na Pojezierzu Kujawskim (Sinkiewicz 1991, 1998), w Wielkopolsce (Marcinek 1994, Marcinek, Komisarek 2004), na Pojezierzu Pomorskim (Klimczak 1993, Marcinek 1998, Szpikowski 2005, 2010), na Pojezierzu Suwalskim (Smolska 2005), a ostatnio także na Pojezierzu Dobrzyńskim (Karasiewicz 2014, Karasiewicz in. 2019a). Należy jednak dodać, że uzyskane dotychczas wyniki badań współczesnych procesów morfogenetycznych na wysoczyznach morenowych i równinach sandrowych obszarów młodoglacjalnych są jeszcze skromne i niepełne. Ogranicza to możliwości bardziej miarodajnej prognozy dalszego ich rozwoju. W ostatnich dekadach istotny wkład w charakterystykę rzeźby powierzchni Ziemi oraz monitoring procesów ją kształtujących wnoszą nowoczesne techniki powiązane z pozyskiwaniem danych przestrzennych (obrazy satelitarne, LiDAR) oraz ich przetwarzaniem w oparciu o systemy informacji geograficznej (Zwoliński 1998, Karczewski i in. 2007, Spagnolo i in. 2016, Hermanowski i in. 2019). Zagadnienia te nabierają szczególnego znaczenia w obliczu nasilających się skutków zmian klimatycznych i rosnącej presji wywołanej działaniami ludzkimi (Starkel, Kundzewicz 2008, Zwoliński 2008, 2011, Jania, Zwoliński 2011, Kostrzewski i in. 2011, Zwoliński i in. 2018).

9.2.1. Typologia obszarów wysoczyznowych i sandrowych

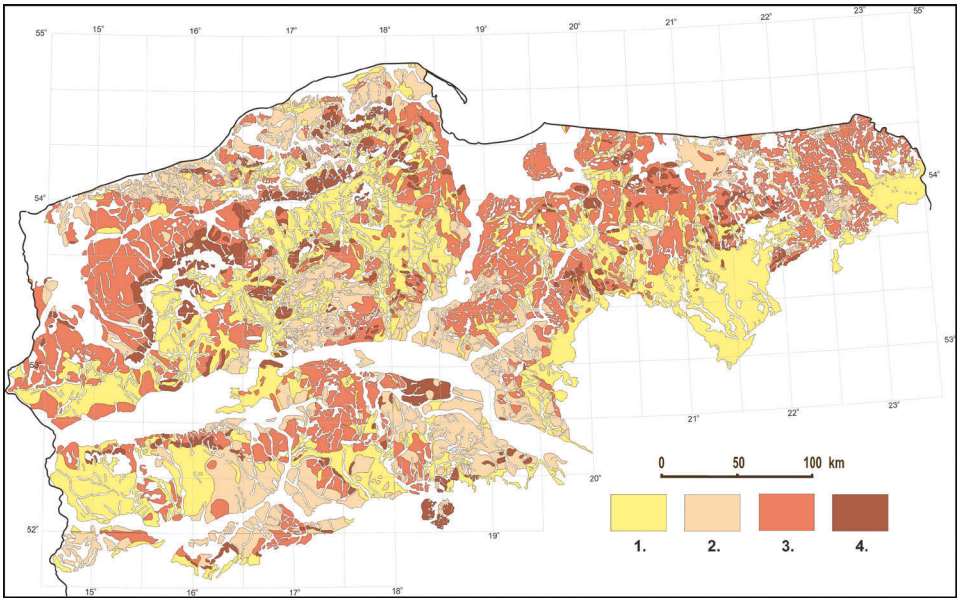
Zróżnicowana morfogeneza obszarów wysoczyznowych i sandrowych pozwala na wydzielenie szeregu ich typów. Grupowanie to nawiązuje do podziału przyjętego przy opracowywaniu *Szczegółowej Mapy Geomorfologicznej Polski* 1:50 000 (Starkel 1962).

W obrębie obszarów wysoczyznowych najmniej zróżnicowane pod względem rzeźby są równiny morenowe płaskie o deniwelacjach do 2 m i nachyleniach do 2°. Ten typ wysoczyzn zbudowany jest z osadów o zróżnicowanym udziale frakcji

ilastej, mułkowej i piaszczystej oraz o stosunkowo niewielkim udziale żwirów i głazów. Nie są one jednak synonimem równin moreny dennej, które stanowią jeden z podtypów, gdyż w budowie słabo urozmaiconych obszarów wysoczyznowych udział biorą zarówno gliny bazalne (powstające przy szybkiej deglacjacji frontalnej i depozycji subglacjalnej), jak i gliny ablacyjne (odkładane podczas deglacjacji arealnej).

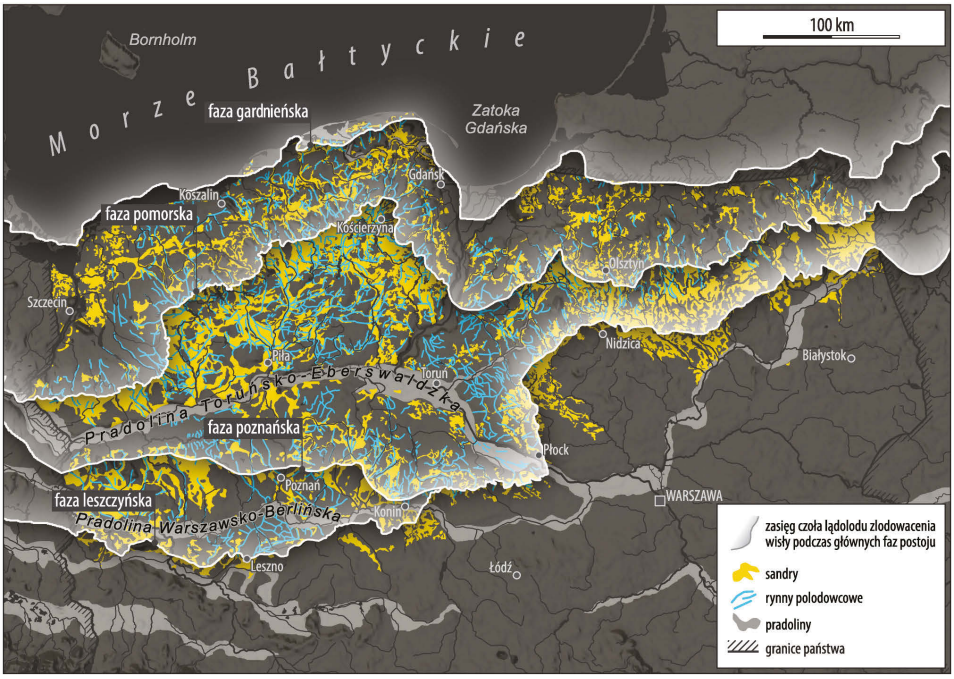
Równiny morenowe faliste obejmują tereny o deniwelacjach 2–5 m i nachyleniach do 5°. Cechują się bardziej złożoną budową geologiczną, z większym udziałem osadów wodnolodowcowych. Stanowią one największe powierzchnie w obrębie wysoczyzn.

Wysoczyzny pagórkowate (ryc. 9.7, 9.9) obejmują tereny, na których występują liczne pagórki i wały o zróżnicowanej genezie. Zalicza się do nich formy o wysokości względnej 5–10 m i zróżnicowanych nachyleniach stoków (często jednak przekraczających 5°), chociaż słuszne wydaje się rozszerzenie w niektórych sytuacjach zakresu wysokościowego do 20 m i dopiero nazywanie wyższych form wzgórzami, masywami itp. Rzeźbę wysoczyzn pagórkowatych tworzą: pagórki i słabo wykształcone wały morenowe, pagórki i wały moren martwego lodu, pagórki i wały drumlinowe, wały moreny dennej (ang. *mega-scale glacial lineations*, Spangolo i in. 2016), różnego kształtu i wielkości formy kemowe (pagórki, wały, plateaux), wały ozowe lub ich fragmenty. W obrębie wysoczyzn występują też równiny



Ryc. 9.7. Mapa rozmieszczenia obszarów sandrowych i wysoczyznowych w strefie młodoglacjalnej na podstawie Przeglądowej Mapy Geomorfologicznej Polski 1:500 000 (Starkel 1980)

1 – sandry, 2 – wysoczyzny morenowe płaskie, 3 – wysoczyzny morenowe faliste, 4 – wysoczyzny morenowe pagórkowate



Ryc. 9.8. Mapa rozmieszczenia sandrów, rynien polodowcowych i pradolin w strefie młodoglacjalnej odzwierciedlających sieć drenażu wód fluwioglacjalnych w trakcie wycofywania się zlodowacenia wisły (wg Sobiecha 2019, zmienione)

Ryc. 9.9. Pagórkowata rzeźba wysoczyzny dennomorenowej fazy pomorskiej zlodowacenia wisły w okolicach Storkowa k. Szczecinka (fot. J. Szpikowski)

osadów jezior zastoiskowych (terminoglacjalnych i proglacjalnych) oraz równiny biogeniczne, powstałe w miejscu zanikłych lub zanikających jezior. R. Galon (1972) klasyfikuje takie formy w krajobrazie młodoglacjalnym jako wysoczyzny jeziorne, jakkolwiek są one charakterystyczne także dla obszarów sandrowych, a nawet dolin rzecznych.

Sandry charakteryzują się znacznie mniejszym zróżnicowaniem rzeźby (ryc. 9.7, 9.8, 9.10). Nawiązują swoją pozycją i wielkością do okresów postojowych krawędzi lądolodu w fazie leszczyńskiej, poznańskiej, a szczególnie rozwinięte znajdują się na przedpolu fazy pomorskiej. Wyróżnia się wśród nich zindywidualizowane stożki sandrowe bądź powstające ze złączenia wielu tego typu form rozległe pola sandrowe z kilkoma poziomami akumulacyjnymi. Sandry mogą tworzyć także rozległe równiny, charakteryzujące się rozciągnięciem stref inicjacji wzdłuż krawędzi morenowych, zwężające się natomiast ku południowi i przechodzące w sandry dolinne. Mniejsze szlaki odpływu proglacjalnego lub wypełnienia dolin wchodzą często w obręb wysoczyzn. Powierzchnia sandrów jest najbardziej urozmaicona w strefach proksymalnych, u wylotów rynien subglacjalnych lub akumulacji w obecności brył martwego lodu (Rachlewicz 1991, Karczewski 1994), tworząc po jego wytopieniu tzw. sandr dziurawy (Wiśniewski, Karczewski 1978). W tych częściach najbardziej zróżnicowany jest także materiał budujący sandry, z największym udziałem frakcji grubych (żwir, piaski grube). Dalej od początkowych części sandrów materiał drobnieje i wykazuje lepsze wysortowanie. Wielkie sandry łączą się często z pradolinami (Kozarski, Rotnicki 1978). Miąższość osadów sandrowych jest zróżnicowana od 25–30 cm (Krzywicki 2000, Sydow 2007, Piotrowski 2012) do 1 m, a w partiach brzeżnych proksymalnego skłonu form czołowomorenowych mogą występować wręcz erozyjne równiny wód roztopowych, z cienką pokrywą grubookruchową, pochodzącą z rozmycia podłoża.

Ryc. 9.10. Sandr Junikowski na przedpolu fazy poznańskiej zlodowacenia wisły na zachód od Poznania – obszar intensywnie użytkowany rolniczo (fot. G. Rachlewicz)

Zarówno wysoczyzny morenowe, jak i sandry są poprzecinane rynnami subglacjalnymi (często z jeziorami) i zagłębieniami po wytapianiu się lodu lodowcowego czy nalodziowego (Kozarski 1975). W nielicznych rynnach (np. na Pojezierzu Dobrzyńskim) występują unikatowe zespoły krętych wałów glacjalnych (ang. *glacial curvilineations*), powstałych w wyniku erozji subglacjalnych wód roztopowych (Lesemann i in. 2010, 2014). W proksymalnej części niektórych sandrów (np. sandr augustowski) odnotowano formy (m.in. megadiuny) świadczące o wielkich powodziach lodowcowych rzędu 0,5–2,2 mln $m^3 \cdot s^{-1}$ (Wysota i in. 2018, Weckwerth i in. 2019, 2020). Ślady powodzi lodowcowych (Rdzany, Frydrych 2018) zostały udokumentowane również w okolicach Grajewa (Zieliński 1993), w rozcięciach wału czołowomorenowego fazy pomorskiej (Szafraniec 2008, 2010a, b), Kluczkowa koło Świdwina (Gruszka i in. 2011), Pojezierza Szczecineckiego (Zieliński 2014), Gostynina (Roman 2016). Cechą charakterystyczną rozległych powierzchni sandrowych są eoliczne piaski pokrywowe i pola wydmowe.

Przedstawione typy wysoczyzn morenowych i sandrów powstały w glacjalnej domenie morfogenetycznej. W kolejnych fazach – peryglacjalnej i holoceńskiej – doszło do przeobrażania stropowych partii osadów glacjalnych i fluwioglacjalnych oraz stosunkowo nieznacznego przekształcania rzeźby pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych.

9.2.2. Uwarunkowania i przebieg współczesnych procesów morfogenetycznych na obszarach wysoczyznowych i sandrowych

Do głównych procesów morfogenetycznych na obszarach wysoczyznowych i sandrowych należą współcześnie: denudacja chemiczna, deflacja i akumulacja eoliczna oraz erozja wodna, a w mniejszym stopniu sufozja. Osobne zagadnienie stanowi kształtowanie powierzchni przez różnokierunkową działalność człowieka.

Niewielkie nachylenie powierzchni obszarów wysoczyznowych i sandrowych prowadzi w nieznacznym stopniu do organizacji skoncentrowanego odpływu z ich powierzchni. W sprzyjających warunkach infiltracyjnych na płaskich powierzchniach powszechnie obserwowane są procesy ługowania składników mineralnych i ich transport przez wody podziemne. W zlewni górnej Parsęty klasyfikacja właściwości fizykochemicznych wód powierzchniowych wyróżnia 5 grup hydrochemicznych: A, B – wody o wysokiej mineralizacji związanej z występowaniem w gruncie osadów węglanowo-organicznych (grupa A) oraz osadów węglanu wapnia budujących wysoczyznę morenową w południowej i wschodniej części zlewni (grupa B), C, D – wody średnio mineralizacyjne o różnym stężeniu zjonizowanej krzemionki (grupa C i D różnią się stężeniem krzemionki) oraz E – wody nisko zmineralizowane (Kostrzewski i in. 2016). Wyodrębnione przez tych autorów grupy hydrochemiczne odzwierciedlają przede wszystkim wpływ litologii i pokrywy glebowej na kształtowanie się składu chemicznego wód. Wody opadowe, przedostając się przez strefę aeracji, zwiększają ładunek jonowy i dostarczają go do poziomu wód podziemnych (Stach 2003). Wody podziemne migrują dalej w kierunku krawędzi form bądź dolin, zasilając cieki (Mazurek 2010, Mazurek i in. 2014a). Procesy ługowania

są obecnie bardzo często zwiększane przez infiltrację wód zawierających agresywne chemicznie substancje pochodzące z kwaśnych deszczów, ścieków przemysłowych, gospodarczych i komunalnych oraz z intensywnie nawożonych i chronionych chemicznie upraw. Skład jonowy wód wynika również ze zróżnicowanego dopływu strumieni z różnych warstw wodonośnych, które charakteryzują się różnymi drogami wodnymi i czasami cyrkulacji (Stach 2003). Transport materii w postaci rozpuszczonej w ciekach niżowych składa się, według Maruszczaka i Wilgata (1990), w 36–45% z produktów denudacji chemicznej podłoża, w 7–23% z materiału pochodzącego z opadu atmosferycznego, w 10–15% z efektów chemizacji rolnictwa i w 31–36% z zanieczyszczeń ściekowych. Przykładowo rzeki Drwęca, Brda i Wda odprowadzają łącznie średnio 45–53 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$. Dla małych cieków na Kujawach i w piaszczystej Kotlinie Toruńskiej (Tążyna, Zielona i Struga Toruńska) wielkości denudacji przeliczone na powierzchnie zlewni wahają się w przedziale 27,5–99,8 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$. W wodach drenarskich stwierdzono odprowadzanie większej ilości roztworów niż w omawianych rzekach, a ich wartości sięgały 90 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (Niewiarowski i in. 1992). W badaniach prowadzonych na Pojezierzu Pomorskim stwierdzono wzrost wielkości mineralizacji wód śródpokrywowych, osiągających wartości 2–20 razy większe niż opad atmosferyczny (Kostrzewski i in. 1997, Stach 2003, Szpikowska 2005, 2006). Wody gruntowe uzyskują stężenia ładunku jonowego jeszcze o 20% wyższe, przy utrzymywaniu się mineralizacji odpływu w małych zlewniach na poziomie około 3/4 tej wartości (Stach 2003, Szpikowska 2005). W zlewni górnej Parsęty wielkość denudacji chemicznej przekracza 100 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$, natomiast denudacji mechanicznej nie przekracza 10 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (Kostrzewski i in. 1994a). Badania uszczegóławiające wskazują, że komponent infiltracyjny denudacji chemicznej, odpowiedzialny głównie za przekształcanie powierzchni płaskich, kształtuje się na poziomie 62–82 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (Kostrzewski i in. 1997, Mazurek 2000, Szpikowska 2005). Na obszarach wysoczyznowych zagłębienia bezodpływowe mają szczególne znaczenie w bilansie denudacyjnym strefy młodoglacjalnej – odgrywają rolę kolektorów depozycyjnych (Drwal 1975, Borówka 1992, Major 1999, Karasiewicz 2017).

W systemie denudacyjnym wysoczyzn morenowych ważną funkcję pełni roślinność (Kolander 2001, Kruszyk 2002, Mazurek i in. 2014b). Wody opadowe, spływając po roślinach, zmieniają swoje właściwości fizykochemiczne. Proces ten jest zróżnicowany w zależności od sezonu, wieku i składu gatunkowego roślinności. Zmienność przestrzenna opadu śródkoronowego i spływu po pniach ma duży wpływ na tempo ługowania gleb, a poprzez to na powstawanie mikrorzeźby wysoczyzn morenowych, szczególnie na obszarach leśnych (Kruszyk i in. 2015).

Działalność wiatru należy współcześnie do ważniejszych procesów morfogenetycznych w Polsce, dominujących w przypadku powierzchni płaskich (Wojtanowicz 1999). Autor ten szacuje intensywność procesów deflacji, transportu i akumulacji eolicznej na 50–300 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$. Na wysoczyznach morenowych dotyczy to jedynie gruntów ornych bądź wysypisk czy hałd odpadów przemysłowych, natomiast nie obszarów leśnych, z reguły charakteryzujących się dosyć gęstym podszyciem, oraz bezleśnych obszarów zadarnionych. Działalność wiatru jest widoczna na piaszczystych glebach sandrów, nawet w przypadku siedlisk leśnych

o słabiej rozwiniętym podszyciu. Najintensywniejsza deflacja zachodzi na bezleśnych, otwartych powierzchniach akumulacji piaszczystej, jest połączona z migracją form wydmowych, także na skraju wysoczyzn. Dobrze udokumentowanym przykładem jest skraj Wysoczyzny Dobrzyńskiej przy dolinie Wisły, gdzie w XVIII w. odlesiono powierzchnie wydmowe. Spowodowało to uruchomienie procesów eolicznych i powstanie pokryw lokalnie o miąższości 1,0–1,5 m (Churska, Kwiatkowska 1964). Obecnie tereny te są ponownie zalesione.

Badania nad procesami transportu eolicznego na obszarze młodoglacjalnym w zlewni Młyńskiego Potoku (dorzecze górnej Parsęty na Pomorzu Środkowym) wskazują na duże różnice pomiędzy poszczególnymi latami w przedziale 345,2–673,1 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ dla transportu materii mineralnej i 189,8–293,9 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ dla transportu materii organicznej (Kostrzewski, Szpikowski 1993, 1994, Kostrzewski i in. 1994b, Szpikowski i in. 2017). Badania te wskazują także na różnice sezonowe z najniższym opadem eolicznym zimą (7% opadu rocznego), najwyższym latem (43%), z wielkościami pośrednimi w okresach przejściowych (16% wiosną i 34% jesienią). Zwrócono w nich również uwagę na inicjację procesów eolicznych poprzez działania agrotechniczne (np. podorywkę). Wiatr przemieścić może wtedy 3,35–72,52 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ rozdrobnionej przez maszyny gleby. Na wysoczyznach w Wielkopolsce S. Podsiadłowski (1988, 1991), A. Kostrzewski i in. (1994b) oraz A. Stach i S. Podsiadłowski (2001) stwierdzili równowagę powierzchni objętych deflacją i depozycją eoliczną. Średnia roczna erozja eoliczna wyniosła maksymalnie 0,28 $kg \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$, przy średniej sumie rocznej przemieszczanego materiału eolicznego sięgającej $8,9 \pm 8,1$ $kg \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ (± 1 odchylenie standardowe).

Największe natężenie eolicznego transportu materiału mineralnego jest obserwowane przy powierzchni terenu, jednolicie do wysokości około 2,5 m (Kostrzewski i in. 1994b). W sprzyjających warunkach termicznych, śnieżnych i anemologicznych dochodzi do procesów niweo-eolicznych: deflacji, przewiewania śniegu wraz z materiałem mineralnym i organicznym oraz akumulacji. W zlewni górnej Parsęty w roku 1993 w warunkach przeciętnej zimy wielkość akumulacji mineralnej w pokrywie śnieżnej dochodziła maksymalnie do 16 $g \cdot m^{-2}$, a zróżnicowanie przestrzenne nawiązywało do bliskości gruntów ornych jako głównego źródła dostawy materiału (Szpikowski, Kostrzewski 2016). Szczegółowe badania przeprowadzone w zlewni Perznicy (Pojezierze Drawskie) po wystąpieniu silnych procesów niweo-eolicznych w lutym 2007 r. wykazały, że w miejscach intensywnej akumulacji (drogi polne osłonięte szpalerami drzew i krzewów, wąwozy drogowe, podnóża wysokich miedz) średnio na 1 m^2 gromadziło się w śniegu od 1 do 1,4 kg materiału mineralnego. Po ustaleniu źródeł dostawy materiału oszacowano, że czterodniowa deflacja niweo-eoliczna spowodowała denudację o wartości od 30 do 58 $t \cdot km^{-2}$ (Szpikowski 2008). Było to zdarzenie ponadprzeciętne, podczas którego koncentracja pyłów w śniegu znacznie przekraczała wartości odnotowane przez Jahna (1969) w Sudetach, a porównywalne ze współczesną sedymentacją obserwowaną na koronie klifu wyspy Wolin w czasie ekstremalnego opadu eolicznego (Hojan 2009). Geomorfologiczną rolę takiego zdarzenia ponadprzeciętnego podkreśla to, że krótkotrwała denudacja odsłoniętych pól jest

pod względem wartości porównywalna z wartościami średniego rocznego spłukiwania na stoku z uprawami zboża na wysoczyźnie dennomorenowej w zlewni górnej Parsęty. Z sedymentologicznego punktu widzenia ważne jest stwierdzenie, że niezależnie od materiału wyjściowego deflacja i transport eoliczny doprowadzają do selekcji i zwiększenia jednorodności granulometrycznej materiału. Deflacja przyczynia się do zubożenia gleby we frakcje drobnego piasku i pyłu oraz substancje organiczne (Stach 1991).

Na powierzchniach o nachyleniu 0–2° spłukiwanie, związane ze spływem wody, jest niezwykle rzadkie i ma niewielkie znaczenie morfogenetyczne. Niewiarowski i in. (1992) stwierdzili w ciągu 4 lat na płaskiej powierzchni wysoczyznowej tylko kilkakrotne wystąpienie spłukiwania rozproszonego. Jego wielkość określono na około 40 $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$. Procesy te odnotowano jedynie podczas intensywnego tajania pokrywy śnieżnej lub opadu deszczu o natężeniu 4,0–8,5 $mm \cdot h^{-1}$. Badanie form i osadów pochodzących ze spłukiwania jest utrudnione, gdyż jego skutki są szybko niwelowane przez prace agrotechniczne. Obserwacje na obszarach leśnych dowodzą jeszcze mniejszych przekształceń, bo zaledwie w przedziale 2–30 $g \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ (Lankauf 1975). Intensywne spłukiwanie skoncentrowane zachodzi podczas opadów powyżej 10 mm na dobę, wiosną i jesienią, przy braku wegetacji lub słabym jej oddziaływaniu oraz w czasie tajania pokrywy śnieżnej. Bruzdy erozyjne o szerokości ponad 0,5 m (przekraczające rozmiary redlin) powstają na polach uprawnych, a ich tworzeniu sprzyja orka pod uprawę roślin okopowych oraz pod pola kukurydzy. Z procesami spływu skoncentrowanego wiąże się także tzw. erozja wąwozowa, istotna tylko w strefach krawędziowych. Modyfikuje ona znacząco pierwotne formy glacjalne i peryglacjalne na zwarte formy wciosowe i wydłużone. Istnieje wiele dowodów, że formy typu wąwozów i wciosów powstały na analizowanym obszarze po odlesieniach głównie na wysoczyznach morenowych. Młode formy tego typu opisał J. Szupryczyński (1967) na sandrze Wdy, a W. Niewiarowski (1990) na sandrze chełmżyńskim. Stwierdzono tam ślady osadnictwa z neolitu, halsztatu i średniowiecza. Obecnie sandr ten jest w całości zalesiony.

S. Borowiec (1965) oraz H. Uggla i in. (1968) oceniali, że zagrożone erozją są powierzchnie o nachyleniu przekraczającym 5°. Z nowszych badań, m.in. M. Sinkiewicza (1991, 1998), M. Majewskiego (2014), J. Szpikowskiego i in. (2018), wynika, że erozja gleb zachodzi już przy nachyleniu 2°. Prowadzi ona do tworzenia osadów o cechach diamiktonu rolnego (brak warstwowania, zróżnicowane uziarnienie, słabe wysortowanie, domieszka materii organicznej) na obszarach obniżeń bezodpływowych i w sąsiedztwie krawędzi wysoczyzn i sandrów. Zdaniem A. Kowalkowskiego (1999), współczesna dynamika procesów przekształcających pokrywy glebowe charakteryzuje się wzrostem wymywania węglanów oraz homogenizacji mrozowej, a równocześnie prowadzi do zmniejszenia udziału części próchnicznych.

Wielkość denudacji antropogenicznej może być określona na podstawie miąższości pokryw deluwialnych u podstawy powierzchni o niewielkim nachyleniu. Jej intensywność zależała w dużej mierze od rolniczego użytkowania terenu, związanych z tym odlesień i typem używanych narzędzi rolniczych, ale także od

rzeźby terenu i zmian reżimu opadów. Intensyfikacja tych procesów wyrażała się wzrostem od epoki brązu do średniowiecza oraz ponaddwukrotnym zwiększeniem tempa w okresie ostatnich dwóch stuleci. W obrębie falistej równiny morenowej jest ona szacowana na około 1,22 $mm \cdot a^{-1}$ (Sinkiewicz 1998). W zagłębieniach bezodpływowych w obrębie wysoczyzn morenowych, wskutek spłukiwania i przemieszczania osadów przez orkę powstała warstwa diamiktonu rolnego. Narastając głównie od wczesnego średniowiecza, osiąga dziś miąższości 0,6–1,7 m, a w regionie nadgoplańskim nawet do 2,2 m. Brakuje tego typu danych z obszarów sandrowych. Z badań zmian użytkowania terenu wynika, że sandry, głównie na pograniczu dolin rzecznych i rynien subglacjalnych z jeziorami, były w różnych fazach osadniczych odlesiane i wykorzystywane rolniczo, ale mało urodzajne gleby ulegały tam szybko wyjałowieniu, stąd też podlegały ponownemu zalesieniu w sposób naturalny lub planowy (Karasiewicz 2019a).

Efekty działalności antropogenicznej nie muszą być związane wyłącznie lub bezpośrednio z uprawą ziemi. Przekształcenia zachodzące punktowo, lecz nieraz o dużym nagromadzeniu pojedynczych obiektów, związane są z obszarami wysoczyznowymi i sandrowymi, na których prowadzona jest eksploatacja kruszyw lub występują zbiorniki gromadzące wodę w celach gospodarczych. I. Markuszewska (2003) opisuje szereg tego typu form z południowej Wielkopolski, ale spotykanych także w jej środkowej części. Ich powierzchnia wynosi 150–5000 m^2 przy eksploatacji prowadzonej do 4 m głębokości, a ich liczba może sięgać 5 na hektar. Na większą skalę przekształcenia powierzchni płaskich wiążą się z kopalnictwem odkrywkowym surowców energetycznych (węgiel brunatny, torf), materiałów stosowanych w rolnictwie (kreda jeziorna) lub budownictwie (piaski, żwiry, osady zastoiskowe). Bardzo często działalność taka doprowadza do przekształceń krajobrazowych i środowiskowych na znacznych obszarach, nie tylko poprzez samo wydobycie kopalin użytecznych, ale także ich składowanie czy zmianę stosunków hydrologicznych powierzchniowych i podziemnych.

Pojawiające się na płaskich powierzchniach owalne zagłębienia, czasami z towarzyszącymi im pełnymi lub częściowymi obwałowaniami, mogą być przejawem morfotwórczej działalności opadu meteorycznego (Stankowski 2011, Włodarski i in. 2017). Rozmiary tych form mają nawet ponad 100 m średnicy, chociaż ustalenie przyczyn ich powstania, a tym bardziej wieku opiera się głównie na badaniach składu mineralogicznego osadów w ich otoczeniu oraz charakterystyce wypełnień. Według W. Stankowskiego i in. (2006) opad materii pozaziemskiej może wynosić około 0,0009 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ i w określonych przypadkach spełnia istotną rolę morfogenetyczną. Przypuszcza się, że ślady opadu meteorycznego zachowały się na Wysoczyźnie Poznańskiej i Równinie Warmińskiej.

9.2.3. Zmiany morfologiczne w rzeźbie wysoczyzn i sandrów wywołane współczesnymi procesami morfogenetycznymi

W rzeźbie wysoczyzn morenowych i sandrów spotyka się zarówno formy erozyjne, jak i akumulacyjne, które są efektem funkcjonowania współczesnego

systemu morfogenetycznego. Te aktualnie tworzące się formy, jak już wspomniano, stanowią swoisty retusz rzeźby glacjalnej. W strefach przykrawędziowych często spotykane są różne typy rozcięć erozyjnych, a na ich przedpolu stożki deluwialne. Wskutek działalności deflacyjnej wiatru powstają nieckowate obniżenia deflacyjne o głębokościach do 1 m i nieregularnych zarysach, a w ich obrębie grzbieciki i rowki deflacyjne. Do form akumulacyjnych zalicza się smugi piaszczyste o ukierunkowaniu odpowiadającym strukturze przygruntowego przepływu strumienia powietrza. Pod wpływem działalności mrozu i śniegu tworzą się nieckowate zagłębienia niwalne i niewielkie lejki geliwytopiskowe pogłębiane procesami sufozji. Wiele mikroform ma charakter efemeryczny, np. powstałe przez rozbryzg spowodowany oddziaływaniem kropel deszczu i gradem. Zespół form współczesnej morfogenezy (Kostrzewski i in. 1986), często zróżnicowany pod względem kształtu i wielkości, prowadzi do przekształceń rzeźby strefy młodoglacjalnej.

Formy powstałe poprzez pośrednią działalność człowieka (głównie wylesienia, powodujące wzrost aktywności niektórych procesów naturalnych) lub bezpośrednio denudację agrotechniczną są dotychczas słabo rozpoznane, choć zostały lokalnie zidentyfikowane na powierzchniach płaskich wysoczyzn i sandrów (Sinkiewicz 1998). Największe znaczenie w przekształcaniu rzeźby wysoczyzn miała zapoczątkowana w neolicie, a istotna od średniowiecza, antropogeniczna denudacja mechaniczna. Wielkość jej oddziaływania zależała m.in. od długości czasu użytkowania rolniczego, rzeźby terenu i zmian klimatu. Degradacja już na powierzchniach o nachyleniu 2° prowadzi do wypełniania obniżeń bezodpływowych, powodując zmianę falistej równiny morenowej w płaską. Niektóre drobne obniżenia wytopiskowe na powierzchniach moreny płaskiej lub na sandrach, wskutek akumulacji w nich osadów jeziornych, bagiennych i deluwiów, zostały już całkowicie zrównane z otaczającym je terenem. W gospodarstwach wielohektarowych, stosujących nowoczesne maszyny rolnicze, drobne zagłębienia są zasypywane w celu wyrównania terenu (Niewiarowski 1995). Przyczynia się to w znacznym stopniu do wyrównywania rzeźby drobnofalistej.

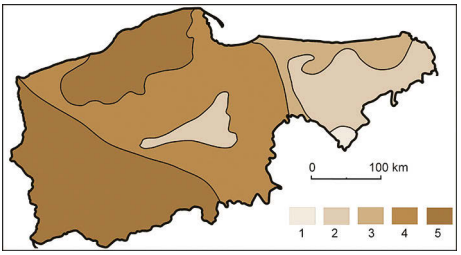
Procesy spłukiwania skoncentrowanego, charakterystyczne dla stref krawędzi wysoczyznowych, powtarzają się na tych samych fragmentach stoków lekko zbieżnych i łącznie z erozją orną powodują powstawanie niecek zmywowych (Sinkiewicz 1998). Analiza tych form w środkowej części Pojezierza Suwalskiego wskazuje, że średnio występują tu 3 formy na 10 km^2, a lokalnie, np. na stokach zagłębienia Szeszupy w okolicy Gubieniszek, 3 na km^2 (Smolska 2009). Niecki zmywowe występują także na stokach rozległych pagórków i wzgórz morenowych. Natomiast na wiele setek metrów w kierunku centralnych części wysoczyzn wnikają parowy drogowe, rozwijające się dzięki naturalnemu spływowi wód deszczowych i roztopowych na słabo przepuszczalnych powierzchniach dróg gruntowych. Na Suwalszczyźnie średnia gęstość parowów drogowych wynosi 0,022 km·km^{-2}. Jest to znacznie mniej niż wąwozów, których średnia gęstość wynosi 0,2 km·km^{-2} (Józefaciuk 1991), a lokalnie 0,5–0,8 km·km^{-2} (Wasilewska 2001, Smolska 2012)

Typowymi formami przekształcania powierzchni wysoczyznowych przez procesy denudacji antropogenicznej (denudacji uprawowej – głównie orki) są krawędzie denudacyjne, występujące zwykle na granicy pól uprawnych z lasami lub nieużytkami nieobjętymi spłukiwaniem. Odmianą krawędzi powstałych na skutek działalności rolniczej są tak zwane wysokie miedze na granicach pól, osiągające na Pojezierzu Kujawskim wysokość 1,2–1,4 m (Sinkiewicz 1998). Na Pojezierzu Suwalskim wysokie miedze występują głównie u podnóży stoków, na granicy z łąkami znajdującymi się w dnach dolin i zagłębień. Ich wysokość zwykle nie przekracza 0,5 m, a szerokość kilku, lokalnie kilkunastu metrów. Rzadziej formy te występują w obrębie stoków, dzieląc je na odrębne segmenty (Smolska 2009).

9.2.4. Zróżnicowanie natężenia współczesnych procesów morfogenetycznych na młodoglacjalnym obszarze wysoczyzn i sandrów

Obszar strefy młodoglacjalnej, pomiędzy wybrzeżem Bałtyku na północy a maksymalnym zasięgiem ostatniego lądolodu i stowarzyszonych z nim sandrów bardziej na południu, cechuje duże zróżnicowanie współczesnych procesów morfogenetycznych na wysoczyznach i sandrach. Przyczyną zróżnicowania aktywności procesów morfogenetycznych jest udział różnych typów genetycznych rzeźby oraz związanych z nimi współczesnych uwarunkowań środowiskowych. Zróżnicowanie wieku rzeźby (20–13 ka BP) i stopnia przekształcenia peryglacjalnego zaznacza się w funkcjonowaniu współczesnego systemu morfogenetycznego w niewielkim stopniu. Wytopienie pogrzebanych brył martwego lodu (głównie w bøllingu i allerødzie), ze wzmożoną działalnością procesów peryglacjalnych (w tym eolicznych) w chłodnych fazach dryasowych, stanowiło o pierwotnym wyglądzie rzeźby tych terenów. We wczesnym i środkowym holocenie cały obszar konserwowany był przez szatę leśną. W różnym czasie natomiast i z różną intensywnością odbywały się i nadal trwają przekształcenia istniejącej już rzeźby w wyniku wylesień oraz działalności gospodarczej człowieka. Głównym czynnikiem odpowiedzialnym za zróżnicowanie regionalne współczesnych procesów morfogenetycznych na wysoczyznach i sandrach jest lokalne zróżnicowanie energii rzeźby.

W oparciu o przedstawione wyżej czynniki środowiskowe można wskazać w uproszczeniu, że południowo-zachodnia i północno-środkowa część analizowanego obszaru to tereny



Ryc. 9.11. Intensywność współczesnych procesów morfogenetycznych w strefie młodoglacjalnej, przy uwzględnieniu wysokości i rozkładu rocznych sum opadów atmosferycznych, typów gleb i użytkowania terenu. Względna intensywność współczesnych procesów morfogentycznych w strefie młodoglacjalnej określona w stosunku do średniej dla całej strefy

Klasy natężenia procesów morfogenetycznych: 1 – bardzo słabe, 2 – słabe, 3 – średnie, 4 – silne, 5 – bardzo silne

największych współczesnych przekształceń rzeźby, położone w regionach o żyźniejszych glebach, intensywnie uprawianych rolniczo z zastosowaniem wysokiego stopnia mechanizacji agrarnej (ryc. 9.11). Wzrost aktywności procesów morfogenetycznych wiązać można także ze zwiększoną sumą opadów atmosferycznych na obszarach wyżej położonych (północny skłon garbu pojezierzy) i zlokalizowanych w bliższym sąsiedztwie wybrzeża morskiego.

9.3. Współczesne procesy kształtujące rzeźbę stoków

Urozmaicona rzeźba obszarów młodoglacjalnych decyduje o współczesnych procesach kształtujących rzeźbę stoków zarówno w obrębie krawędzi rynien, pradolin, wytopisk, jak i stoków form akumulacyjnych: moren pagórkowatych, kemów i ozów. Specyfiką rzeźby obszarów młodoglacjalnych jest przewaga krótkich stoków – zwykle o długości kilkudziesięciu, a rzadziej ponad 100 m – i występowanie licznych lokalnych baz denudacyjnych, co ogranicza odległość, na jaką jest transportowany materiał. Bilansowe ujęcie procesów denudacyjnych w obrębie stoku oraz porównywanie z innymi obszarami ze względu na zróżnicowane metody badań jest ciągle problemem otwartym.

Tradycyjnym ujęciem w określaniu rozmiarów erozji i akumulacji w obrębie stoku jest podejście morfometryczne połączone ze szczegółowym kartowaniem form. Rozpoznanie współczesnej morfogenezy stoków wskazuje, że niewielki udział mają w niej ruchy masowe i erozja wąwozowa przy zdecydowanej przewadze spłukiwania gleby. Dlatego najwięcej uwagi poświęcono spłukiwaniu, stwierdzając zwiększone nasilenie procesu na krawędziach wysoczyzn morenowych oraz wzgórzach i pagórach morenowych użytkowanych rolniczo.

Rezultaty badań dowodzą degradacji górnych, wypukłych fragmentów stoków i akumulację erodowanej gleby w dolnej, a także w środkowej części krótkich i łagodnie nachylonych stoków. Transport materiału występuje na niewielką odległość, głównie poprzez rozbryzg i spłukiwanie rozproszone. Maksimum depozycji przypada na część środkową i dolną stoków wypukło-wklęsłych i prostych, jedynie sporadycznie erodowany materiał dociera do ich podnóża. Na stokach, na których wyróżnia się środkowy tranzytowo-erozyjny odcinek o większym nachyleniu (>9°), depozycja występuje głównie u podnóża (Smolska 2005).

Krótkie okresy pomiarów erozji gleby na obszarach Pojezierzy, zwykle trwające 2–5 lat, sporadycznie do 10 lat, nie pozwalają jeszcze na uzyskanie pełnego obrazu współczesnej ewolucji stoków (Kostrzewski 2001). Zastosowanie radioaktywnego cezu-137 do badań osadów korelatnych złożonych w lokalnych zagłębieniach sedymentacyjnych pozwoliło na określenie średniego wieloletniego tempa sedymentacji w niewielkim zagłębieniu użytkowanym rolniczo w zlewni górnej Parsęty i pośrednio erozji stoków otaczających to zagłębienie (Stach 1991).

Dotychczas dla obszarów młodoglacjalnych Polski podejmowano nieliczne próby opracowania wielkoskalowych map potencjalnej erozji wodnej gleb.

Jakościowa mapa potencjalnej erozji wodnej gleb dla zlewni górnej Parsęty (Szpikowski i in. 2018) bazuje na głównych uwarunkowaniach: spadku i długość stoku, litologii i użytkowaniu ziemi. Ujęcia jakościowe winny być weryfikowane badaniami terenowymi lub modelowaniem ilościowym. Zastosowanie eksperymentu terenowego w badaniach erozji wodnej w Polsce północnej jest dotychczas jedynie sporadyczne. Majewski (2014, 2020) wykorzystał symulator opadów podczas eksperymentów w zlewni górnej Parsęty. Seria deszczowań potwierdziła rolę opadów ekstremalnych w modelowaniu stoku.

Stopień ewolucji stoków można określać poprzez rozpoznanie gleb katen stokowych. Wskazuje się przy tym na zmienność wynikającą ze zróżnicowanej litologii oraz zasadniczą różnicę pomiędzy profilami glebowymi na stokach uprawianych i zalesionych (Uggla 1956, Kosturkiewicz i in. 1994, Stach 1998, Koćmit i in. 2001b, Marcinek, Komisarek 2004, Podlasiński 2013).

Wskaźniki ilościowe dotyczące ewolucji stoków pochodzą głównie z badań prowadzonych na powierzchniach testowych. Tego typu pomiary pozwalają często na określenie natężenia poszczególnych procesów denudacyjnych odrębnie: rozbryzgu, spłukiwania rozproszonego oraz mało intensywnej erozji linijnej, a więc są szczególnie przydatne do badań procesów o niskiej bądź przeciętnej intensywności. Stanowiska stacjonarnych pomiarów erozji na wydzielonych powierzchniach stokowych są nieliczne. Pierwsze na obszarach młodoglacjalnych Polski stacjonarne pomiary erozji gleb wykonywano w Pozortach pod Olsztynem od lat 50. do 70. ubiegłego stulecia (Skrodzki 1972, Uggla i in. 1998). Później badania prowadzono na Pojezierzu Gnieźnieńskim (Kosturkiewicz, Szafrański 1993), w zlewni górnej Parsęty na Pojezierzu Drawskim (Klimczak 1993, Szpikowski 2003b) oraz w zlewni górnej Szeszupy na Pojezierzu Suwalskim (Smolska 2005, 2010a). Stacjonarne pomiary były do tej pory ukierunkowane głównie na identyfikację zależności między reżimem opadów, typem i właściwościami gleb oraz stosowaną agrotechniką a rozmiarami spływu i erozji. Mniejszą uwagę, oprócz nachylenia, przywiązywano do parametrów morfometrycznych stoku: długości, krzywizny i ekspozycji.

Uzupełnieniem badań na powierzchniach stokowych jest poznanie wielkości i dynamiki odprowadzania rumowiska i roztworów korytami rzecznymi. Dane z profilów zamykających zlewnie rzeczne umożliwiają wskazanie relacji pomiędzy procesami stokowymi a korytowymi, co z kolei pozwala na określenie aktualnej fazy rozwoju rzeźby zlewni młodoglacjalnej.

W oparciu o szczegółowe rozpoznanie ilości składników ługowanych z profilu glebowego można określać przestrzenne zróżnicowanie tempa denudacji chemicznej stoków w zlewni (Mazurek 1999a, b, Michalska 2003, Stach 2003, Szpikowska 2005, 2017). Takie badania, niestety dla strefy młodoglacjalnej nieliczne, uszczegóławiają rozpoznanie transformacji stoku i pozwalają uzyskać całościowy obraz denudacji większego obszaru.

9.3.1. Uwarunkowania współczesnej ewolucji stoków młodoglacjalnych

Efektywność współczesnej ewolucji stoków nawiązuje do natężenia spłukiwania powierzchniowego, uwarunkowanego takimi elementami, jak (Woś 1993, Koćmit 1998, Kostrzewski 1998):
- budowa geologiczna (przede wszystkim wykształcenie powierzchniowych formacji czwartorzędowych) i mozaikowy układ pokryw glebowych,
- zróżnicowanie rzeźby terenu (ukształtowanej w wyniku glacjalnego, peryglacjalnego i holoceńskiego cyklu morfogenetycznego),
- warunki klimatyczne z wzrastającym stopniem kontynentalizmu w kierunku wschodnim,
- użytkowanie ziemi, a w odniesieniu do obszarów rolniczych – wewnętrzna struktura upraw i poziom agrotechniki.

Złożone procesy akumulacji glacjalnej i fluwioglacjalnej oraz genetycznie związany z nimi mozaikowy układ litologii i pokryw glebowych ma wyraźny wpływ na zróżnicowanie dynamiki spłukiwania. Nawet w obrębie jednego stoku pagórka spiętrzonej moreny czołowej mogą występować skrajnie różne warunki infiltracji, spływu i w konsekwencji spłukiwania (Karczewski 1981). Badania z Pojezierza Wielkopolskiego (Szafrański 1993, Kosturkiewicz i in. 1994, Piechnik 1998) eksponują znaczenie zróżnicowanych reakcji gleby lekkiej i ciężkiej na opady, spływy powierzchniowe i spłukiwanie. Wyraźnie większy spływ powierzchniowy na gruntach gliniastych nie przekłada się bezpośrednio na większe natężenie erozji, co jest związane z większą odpornością erozyjną utworów gliniastych. Maksymalne natężenie spłukiwania przypada na stoki piaszczysto-gliniaste, na których częściej dochodzi do erozji żłobinowej, i piaszczysto-pylaste w przypadku występowania jedynie spłukiwania rozproszonego (Smolska 2002, 2005). Zróżnicowanie przestrzenne współczesnej morfodynamiki stoku młodoglacjalnego wynika nie tylko z wyjściowego, postglacjalnego zróżnicowania litologii stoku, ale również z późniejszych przeobrażeń pokryw glebowych, zachodzących m.in. także pod wpływem erozji wodnej (Stach 2003).

Ważną rolę w zróżnicowaniu erozji stoków na obszarach młodoglacjalnych odgrywa morfologia terenu (nachylenie, długość, kształt profilu podłużnego i poprzecznego). Spłukiwanie osiąga największe rozmiary w obrębie stoków wzniesień czołowomorenowych, pagórków kemowych oraz na krawędziach rynien i zagłębień wytopiskowych. Na krótkich stokach, niezależnie od litologii, obserwowano występowanie rozbryzgu i spłukiwania rozproszonego. Zazwyczaj dopiero na stokach o większym nachyleniu lub o długości powyżej 100 m formują się wyraźne żłobiny. Dolne części stoków, szczególnie odcinki wklęsłe, stanowią miejsce depozycji erodowanego materiału. Rzeźba młodoglacjalna wyróżnia się złożonym układem przestrzennym wzgórz i obniżeń przy zróżnicowaniu nachyleń i ograniczonej długości stoków, co w połączeniu ze stabilnością baz erozyjnych na ogół ogranicza rozmiary erozji gleb. W konsekwencji erozja gleb często zachodzi jedynie lokalnie, we fragmentach katen stokowych. Wobec ograniczonego kontaktu stoków z korytami cieków włączanie części materiału pochodzącego

ze stoków do transportu rzecznego dokonuje się na drodze denudacji chemicznej. Proces ten najintensywniej zachodzi u podnóży stoków oraz w obniżeniach terenowych (rozcięciach erozyjnych, nieckach zmywowych) o wysokim poziomie wód podziemnych (Stach 2003).

Na przebieg współczesnej ewolucji stoków wpływa znaczna odmienność klimatyczna obszarów młodoglacjalnych Polski w porównaniu z innymi regionami kraju. W Polsce północnej występują mniej intensywne opady w porównaniu z obszarami wyżynnymi i górskimi kraju. Choć większość zanotowanych przypadków bardzo intensywnej erozji, zwłaszcza linijnej, miała miejsce w maju lub czerwcu, cechą burzowych opadów wiosenno-letnich o znacznej intensywności jest ich krótkotrwałość. Opad ulewny, szczególnie we wschodniej części pojezierzy, zwykle nie trwa dłużej niż 30 min i rzadko przekracza 20 mm. Jesienne deszcze rozlewne również cechuje małe i średnie natężenie, przy dobowej sumie opadów w granicach 10–15 mm. Z dotychczasowych badań wynika, że we wschodniej części pojezierzy o cechach klimatu umiarkowanego odmiany kontynentalnej intensywność opadów frontalnych jest mniejsza i zasięg przestrzenny wyraźnie ograniczony, ponieważ jedynie lokalnie obserwowano intensywną erozję stoków. Roztopy, zwykle typu adwekcyjnego, także nie przebiegają gwałtownie. Niewystarczająco rozpoznane jest erozyjne oddziaływanie wody roztopowej na stoki terenów młodoglacjalnych, zwłaszcza gdy uwzględni się regionalne zróżnicowanie klimatyczne tego obszaru. W klimacie Pomorza Zachodniego, w zależności od warunków pogodowych okresu zimowego, erozja roztopowa może polegać na mało efektywnym, kilkakrotnym topnieniu pokrywy śnieżnej lub jednorazowych, dużych spływach powierzchniowych podczas kończących zimę roztopów wiosennych. Dodatkowym elementem jest częste w warunkach zimy oceanicznej zamarzanie i rozmarzanie gruntu, które prowadzi do niszczenia struktury agregatów glebowych oraz sprzyja występowaniu spływów powierzchniowych po przemarzniętej warstwie gleby.

W krajobrazie młodoglacjalnym złożony układ rzeźby, w połączeniu ze zróżnicowaniem litologii i pokrywy glebowej, prowadzi do mozaikowej struktury użytkowania ziemi. Dużą część stoków zajmują lasy oraz grunty trwale zadarnione i ugory. Jest to element ograniczający rozmiary erozji wodnej w zlewniach młodoglacjalnych. Badania na powierzchniach testowych określają zależności pomiędzy rodzajem użytkowania ziemi (pokrywy roślinnej) a wielkością spłukiwania. Wieloletnie obserwacje wskazują na najniższe spłukiwanie na stokach trwale zadarnionych, wzrastające kolejno dla: zbóż ozimych, zbóż jarych, czarnego ugoru oraz największe dla stoków z uprawami ziemniaków. W środkowej części Pomorza Zachodniego, podobnie jak na Mazurach i Suwalszczyźnie, na gruntach ornych dominuje uprawa zbóż, natomiast uprawa ziemniaków, uważana za szczególnie sprzyjającą erozji gleb, stanowi jedynie około 15%. Badania wskazują, że nie tylko rodzaj upraw i stosowany płodozmian, lecz również nieterminowość i niestaranność wykonywanych prac agrotechnicznych, np. pozostawianie bruzd czy śladów maszyn rolniczych, ułatwia formowanie się spływu i tworzenie żłobin. Warunki szczególnie korzystne dla spływów powierzchniowych i erozji występują

w koleinach ugniatanych wielokrotnie, tzw. ścieżkach technologicznych – również tych ukrytych pod powierzchniowo uprawioną glebą (Frielinghaus, Schmidt 1993). W efekcie najintensywniejsza erozja zachodzi w koleinach i śladach po maszynach rolniczych.

Charakterystycznym elementem rzeźby stoków obszarów młodoglacjalnych są wysokie miedze i terasy rolne. Są to formy ukształtowane w wyniku wieloletniej uprawy, które poprzez zmianę profilu stoku wpływają na ogół na ograniczenie wielkości spłukiwania. Na pojezierzach przy stosowanej obecnie agrotechnice nie wykonuje się w zasadzie specjalnych zabiegów przeciwerozyjnych. Natomiast ograniczenia w uprawach czy siewy zbóż jarych techniką bezorkową, choć wynikają raczej z przyczyn ekonomicznych i odbijają się w postaci niższych plonów, w efekcie mogą przyczyniać się do zmniejszania rozmiarów erozji.

9.3.2 Dynamika współczesnych przekształceń stoków

Podstawowymi czynnikami decydującymi o natężeniu erozji wodnej są warunki pogodowe oraz pokrycie terenu. Występuje sezonowa tendencja do wzrostu rozbryzgu w półroczach letnich i obniżania podczas półroczy zimowych (Szpikowski 2001). Zależność ta dotyczy wszystkich typów użytkowania, chociaż jest najsłabsza dla stoków zadarnionych. Jest odzwierciedleniem wpływu na przebieg i natężenie rozbryzgu zarówno uwarunkowań pogodowych (opadowych, zalegania pokrywy śnieżnej, przemarznięcia gruntu), jak i związanych z uprawą (spulchniania gleby, wzrostu roślin uprawnych, stopnia osłaniania gruntu). Stosowane metody badań zwykle nie pozwalają na podstawie uzyskiwanych wyników na bezpośrednie porównanie udziału spłukiwania i rozbryzgu w degradacji stoków. Wskazują natomiast jednoznacznie na ważną rolę rozbryzgu w dyspersji gleby i przygotowaniu materiału do transportu przez spływ powierzchniowy.

Wyniki uzyskiwane na powierzchniach testowych z różnymi użytkami również świadczą o zróżnicowaniu i dużej dynamice procesu spłukiwania. Najniższe wartości spłukiwania występują w obrębie powierzchni testowych zadarnionych (łąk, ugorów trawiastych) i wynoszą poniżej 0,1 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$. Spłukiwanie w uprawach rolnych przyjmuje dość szerokie przedziały wartości: dla zbóż od 0,2 do 1,9 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$, dla ziemniaków od 2,1 do 24 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$, a dla czarnego ugoru od 2,8 do 7,5 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$ (Smolska 2010b, Szpikowski 2012). Zakres zmienności rozmiarów spłukiwania jest zwykle bardzo zróżnicowany sezonowo, choć największe wartości spłukiwania powodują zwykle wiosenno-wczesnoletnie opady nawalne. Rejestracja natężenia opadów umożliwia określenie relacji pomiędzy czynnikiem erozyjności opadów EI30 a spływem powierzchniowym i erozją gleby. Badania Smolskiej (2010b) w zlewni Szeszupy z lat 2007–2009 potwierdziły, że o wielkości spłukiwania nie decyduje wielkość opadów, lecz ich erozyjność. Na stokach piaszczystych opady o erozyjności poniżej 20 $MJ\ mm^{-1} \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$ nie wywołują dużej erozji, niezależnie od ich sumy. Roczna i wieloletnia wielkość erozji gleb zależy od ilości i częstości występowania opadów o erozyjności wystarczającej do uruchomienia spływu powierzchniowego i spłukiwania. Ta progowa wartość

erozyjności opadów zmienia się w nawiązaniu do litologii stoku, rodzaju uprawy i pokrycia gruntu, stosowanej agrotechniki i innych czynników i jest przez to bardzo zmienna. Majewski (2018) wykazał, że w zlewni górnej Parsęty w latach 2012–2014, na stoku piaszczysto-gliniastym o nachyleniu do 4°, spłukiwanie o wielkości powyżej 0,1 $kg \cdot m^{-2}$ występowało już przy opadach o erozyjności rzędu kilku $MJ\ mm^{-1} \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$.

Szczegółowe kartowanie mikroform wykazuje, że pomimo labilności form mikrorzeźby (ryc. 9.12) zachowana zostaje na dłużej funkcja poszczególnych odcinków stoku. Odcinek górny przekształcany jest głównie przez rozbryzg oraz spłukiwanie rozproszone. Poniżej części wypukłej zaczynają formować się bardzo płytkie (1–2 cm głębokości), lecz stosunkowo szerokie bruzdy erozyjne oraz wydłużone obniżenia. Środkowy fragment stoku to strefa przechodzenia od spływu rozproszonego do skoncentrowanego. Na krótkich (do 100 m), łagodnie nachylonych (do 5°) stokach powstaje sieć płytkich żłobków deszczowych o nieregularnym przebiegu. Na dłuższych stokach (>100 m, a przy stokach zbieżnych >80 m) tworzą się zwykle bruzdy o głębokości do 10–20 cm, sporadycznie ponad 50 cm (Szpikowski 2001, 2003a, Smolska 2005) (ryc. 9.13).

Ryc. 9.12. Bruzdy erozyjne w okolicach Sycewa na Kujawach o różnym stopniu urzeźbienia mikroformami w zależności od podatności podłoża na procesy erozji i akumulacji (fot. J. Szpikowski)

Jednym z czynników lokalnie modyfikujących stoki na obszarach młodoglacjalnych są wody podziemne. Wokół wypływów wód podziemnych wskutek oddziaływania procesów erozyjnych mogą rozwijać się nisze źródliskowe (Mazurek 2003, 2005, 2006, 2010). Deniwelacje stoków zamykających nisze dochodzą do kilkunastu metrów. Przejście zboczy w dno niszy o znacznie mniejszym nachyleniu następuje poprzez krótki segment stoku wklęsłego. Wprost proporcjonalna zależność między długością i szerokością dna nisz źródliskowych wskazuje, że erozji wstecznej prowadzącej do wydłużania nisz towarzyszy także ich poszerzanie. Rzeźba nisz źródliskowych kształtowana jest głównie przez erozję źródliskową i ruchy masowe przy udziale spłukiwania i procesów geochemicznych (Mazurek 2010, 2011, 2017). Większość wymienionych procesów rzeźbotwórczych jest generowana przez wypływy wód podziemnych, a ich natężenie regulowane jest czynnikami zewnętrznymi, takimi jak wysokość opadów atmosferycznych, występowanie lodu gruntowego, oddziaływanie biosfery, a także narastająca ingerencja człowieka w obszary źródliskowe. W obrębie nisz źródliskowych denudacja mechaniczna i chemiczna osiąga największe natężenie u podnóża zboczy, co prowadzi do zwiększenia spadku i rozwoju stoku o profilu wypukłym kosztem odcinka wklęsłego. W miejscu, gdzie zbocza przechodzą w dno niszy, formy te uzyskują coraz większy kontrast wysokościowy. Nisze źródliskowe bezpośrednio

Ryc. 9.13. Bruzda erozyjna w okolicach Storkowa na Pojezierzu Drawskim uwarunkowana kształtem stoku i sposobem uprawy (fot. J. Szpikowski)

łączą system stokowy z korytowym, co sprzyja odprowadzaniu materiału ze stoków do koryta rzecznego.

W kształtowaniu niektórych stoków na obszarach młodoglacjalnych mają również udział ruchy masowe. Dotyczy to głównie antropogenicznie ukształtowanych stoków i krawędzi. Występują tam małe osuwiska oraz zerwy. Spotykane są ponadto większe formy osuwiskowe, szczególnie na stromych stokach podcinanych w wyniku erozji rzecznej lub abrazji jeziornej.

Z prawdopodobieństwem raz na kilkanaście/kilkadziesiąt lat zdarzają się wyjątkowo wysokie opady. Nałożenie się ekstremalnie wydajnych opadów na sprzyjające erozji warunki morfologiczne, litologiczne czy użytkowania ziemi prowadzi do erozji wąwozowej bądź spłukiwania warstwowego. Podczas zdarzeń ekstremalnych następuje nie tylko degradacja górnych i środkowych fragmentów stoków, ale również redepozycja deluwiów z dolnej części stoków do podnóży, a sporadycznie też do koryt rzecznych. Od częstości występowania oraz wydajności i intensywności ekstremalnych opadów zależy w dużym stopniu współczesna ewolucja stoków. Intensywna erozja linijna w sprzyjających warunkach może doprowadzić do powstania głębokich żłobin i bruzd, które nie są niwelowane w wyniku normalnych zabiegów agrotechnicznych i mogą dać początek wąwozom. W czerwcu 1977 r. w okolicach Dolic na Pojezierzu Ińskim opad ulewny (ok. 50 mm) doprowadził do powstania wąwozów o długości do 150 m, szerokości do 2,4 m i głębokości do 1,4 m (Koćmit 1998). Opad o wysokości ponad 40 mm w maju 1983 r. wywołał na stoku pomiędzy wysoczyzną a terasą zalewową w okolicach Krosina (Pojezierze Drawskie) intensywną erozję linijną (Kostrzewski i in. 1992a). Stok, gęsto porozcinany siecią bruzd i wąwozów, został wyłączony z uprawy, a powstałe przed laty formy są nadal dominującym elementem rzeźby, pomimo zatarcia ostrości konturów. Opad o wyjątkowo wysokiej sumie dobowej (130 mm) w czerwcu 1988 r. wywołał na polu z uprawą żyta (zlewnia górnej Parsęty) spłukiwanie warstwowe (Klimczak 1993). Zdegradowana została górna 5–10 cm warstwa gleby, natomiast efekt morfologiczny – obniżenie powierzchni stoku – był po pewnym czasie niezauważalny. Ten sam opad w innej sytuacji morfologiczno-litologicznej w zlewni górnej Parsęty, na polu z uprawą kukurydzy (Stach 1990), doprowadził do gęstego rozcięcia stoków licznymi bruzdami, a przemieszczony materiał był akumulowany jako rozległe pokrywy w dnach lokalnych zagłębień (ryc. 9.14). Na Pojezierzu Suwalskim podczas jednego zdarzenia ekstremalnego zostało wyniesione poza stok 3/4 masy materiału zdeponowanego w dolnej części stoku w ciągu 5 lat (Smolska 1994).

Formy erozyjno-akumulacyjne mogą zostać zatarte podczas wykonywania kolejnych zabiegów agrotechnicznych. Trwałość form jest uzależniona w dużej mierze od sposobu użytkowania ziemi. Jednak nawet w przypadkach, gdy zabiegi uprawowe są w stanie zatrzeć formy erozyjne, postępuje obniżanie powierzchni stoków wzdłuż dróg spływów powierzchniowych. Prowadzi to do urozmaicenia profilu poprzecznego i stopniowego rozcinania stoku.

Ryc. 9.14. Akumulacja materiału ze spłukiwania w formie rozległych pokryw w dolnej części stoku na Pojezierzu Drawskim (fot. J. Szpikowski)

9.3.3. Udział denudacji chemicznej w ewolucji stoków młodoglacjalnych

Dane do oceny natężenia, rozmiarów i skutków denudacji chemicznej stoków uzyskano jak dotychczas z pomiarów odpływu drenarskiego (Stach 2003), bilansowania składu chemicznego i transportu roztworów w odcinkach źródliskowych cieków (Stach 1994, 2003, Mazurek 1999a, b, 2000, Szpikowska 2004, Mazurek i in. 2020), eksperymentów laboratoryjnych (Stach 2003, Szpikowska 2005, 2017) oraz bezpośrednich pomiarów transportu składników chemicznych w wodach spływających ze stoków (Michalska 2003) i w korytach rzecznych (Kostrzewski, Zwoliński 1985, 1988, 1990, 1992, Zwoliński 1989, Kostrzewski i in. 1994a, Florek i in. 2008). O tempie i zróżnicowaniu denudacji chemicznej stoków, przy założeniu jednolitej litologii i użytkowania, decyduje ilość i agresywność wody, jej dystrybucja na powierzchni terenu i w glebie oraz czas spływu i kontaktu z osadem. Agresywne, słabo zmineralizowane wody opadowe bardzo szybko w trakcie migracji w glebie ulegają zobojętnieniu, a stężenie rozpuszczonych substancji rośnie wielokrotnie. Nawet na lekkich, kwaśnych glebach zasadnicza przemiana chemiczna wód atmosferycznych dokonuje się w warstwie przypowierzchniowej. W trakcie migracji w metrowej warstwie gleby mineralizacja wody opadowej rośnie od 8 do 27 razy w zależności od typu pokrywy glebowej. W strefie saturacji przyrost mineralizacji jest już stosunkowo niewielki (od 1,2 do 3 razy). Istotne

są jednak przemiany składu chemicznego, związane głównie ze wzrostem koncentracji krzemionki i zmianami proporcji anionów. Stwierdzono, że 60% ładunku substancji odprowadzanej w cieku w badanej zlewni źródliskowej pochodziło z gleby (Stach 2003, Szpikowska 2005). Pozostałe 40% odprowadzanego materiału rozpuszczonego było efektem ługowania osadów zalegających głębiej niż 1 m. W warunkach dobrego drenażu, sprzyjających pionowej infiltracji wód, ługowanie jest wyrównane i prowadzi do zachowania dotychczasowego kształtu stoku. Gdy w litologii stoku występują utwory słabo przepuszczalne dochodzi do stagnacji wód zaskórnych, zwiększenia spływu śródglebowego i intensyfikacji ługowania w dół profilu stokowego. Taki proces prowadzi do zwiększenia nachylenia dolnej części stoku i zmiany profilu podłużnego na wypukło-wklęsły (Stach 2003, Szpikowska 2017).

Badania udziału spływu powierzchniowego i śródpokrywowego w bilansie wodnym użytkowanych rolniczo gleb na stokach młodoglacjalnych (Szafrański 1993, Michalska 2003, Szpikowski 2003b) wykazały, że spływ powierzchniowy i śródpokrywowy odprowadza nie więcej niż 1% sumy opadów. Jedynie na stokach o dużym nachyleniu z ciężkimi glebami gliniastymi rejestrowano wyższe wartości. Zatem większość substancji odprowadzanych z gleb w roztworze przechodzi przez etap odpływu gruntowego.

Niestety niewiele do tej pory wiadomo, jaka ilość materiału jest odprowadzana w postaci rozpuszczonej podczas spływów powierzchniowych na stokach. Wyniki pojedynczych analiz chemicznych tych wód wskazują, że są one generalnie słabo zmineralizowane i że dominują jony pochodzące z opadów, wymywania składników nawozowych i rozkładu martwej materii organicznej (siarczany, azotany, chlorki, sód, potas). Ładunek substancji rozpuszczonych w spływie powierzchniowym jest prawdopodobnie znacznie mniejszy niż w spływie śródpokrywowym.

9.3.4. Współczesna morfogeneza stoków młodoglacjalnych

Oddziaływanie erozji i akumulacji w obrębie stoków prowadzi do przekształcania pokryw glebowych. Dla powszechnie występujących na młodoglacjalnych obszarach Polski gleb płowych usunięcie w wyniku erozji wierzchnich poziomów wykształca kompleksy glebowe o różnym stopniu zerodowania (Marcinek, Komisarek 2004). Skutki erozji są zapisane w profilu glebowym jako usunięcie częściowe albo całkowite poziomu eluwialnego Eet (*luvic*) i znaczne zredukowanie miąższości poziomu iluwialnego Bt (*argillic*). Niekiedy, w warunkach intensywnej erozji, powierzchniowy poziom akumulacyjno-próchniczny jest słabo wykształcony i nosi cechy poziomu iluwialnego. W przeciwieństwie do dobrze zachowanych gleb płowych pod lasami, na gruntach rolniczych w wyniku erozji nastąpił ubytek nawet do 70 cm poziomów Eet i Bt (Koćmit i in. 2001b, Podlasiński 2013). W dolnej części stoku, nadbudowywanej materiałem pochodzącym z erozji górnej części stoku, wykształcają się gleby deluwialne. W przypadku stoków, gdzie w litologii przeważają piaski o dobrych warunkach drenażu wody, dochodzi do przekształcania zalegających tam najczęściej gleb rdzawych (Szpikowski 2005).

Erozja górnych odcinków katen stokowych z glebami rdzawymi zwykle nie powoduje zmiany typu gleby, natomiast jej rezultatem jest mała miąższość poziomu akumulacyjno-próchnicznego.

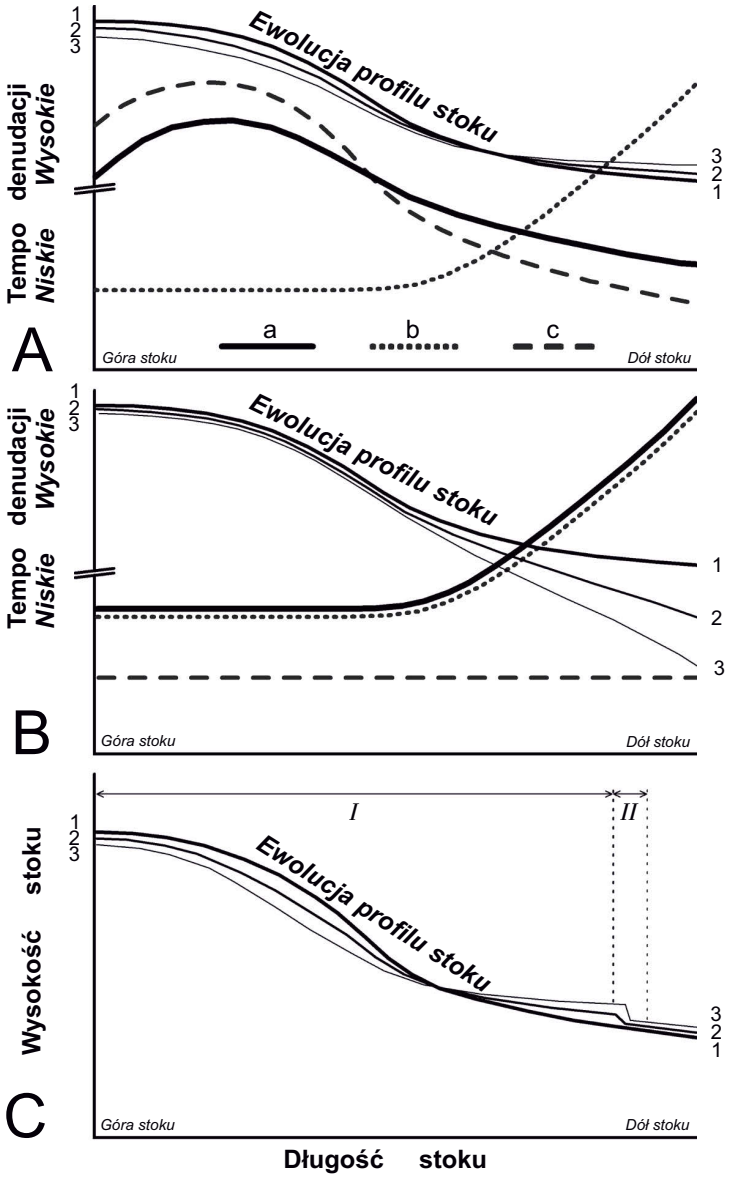
Badania, m.in. w zlewni górnej Parsęty (Szpikowski 2003a), pozwalają na pewne uogólnienia w odniesieniu do współczesnej ewolucji stoków młodoglacjalnych, dokonującej się bez udziału procesów ekstremalnych. Na stokach użytkowanych jako grunty orne największe rozmiary spłukiwania stwierdzane są w ich górnych, z reguły wypukłych, częściach. W środkowej, wklęsłej części stoku dominuje transport spłukiwanego materiału, a erozja i akumulacja pozostają we względnie chwiejnej równowadze. Dolna, zwykle prosta lub lekko wklęsła, część stoku jest z reguły miejscem akumulacji. W końcowym efekcie spłukiwanie prowadzi do wyrównania profilu stoku poprzez erozję górnej, wypukłej części oraz akumulację materiału głównie w dolnej (prostolinijnej lub wklęsłej) części stoku (ryc. 9.15A).

W sytuacji, gdy dostawa materiału z górnych segmentów stoku nie nadąża za szybkim tempem ługowania w dolnych częściach, występuje tendencja do zwiększania nachylenia stoku. Taki rozwój stoku jest domeną obszarów zadarnionych – łąk i ugorów, lecz w pewnych warunkach może mieć miejsce również na stokach użytkowanych jako grunty orne. Rezultatem jest wówczas stopniowe przechodzenie od stoku wypukło-wklęsłego do stoku o profilu wypukłym (ryc. 9.15B).

Rozwój rzeźby obszarów użytkowanych rolniczo jest silnie modyfikowany erozją uprawową (Sinkiewicz 1998). W wyniku przenoszenia materiału podczas orki i innych prac polowych z górnych fragmentów stoków w dół i formowania teras rolnych spłaszczaniu podlega cały stok. Natomiast w dole stoków, w miejscu kontaktu teras rolnych z naorywania z zadarnionymi dnami dolin czy obniżeniami wytopiskowymi, zwiększają się deniwelacje rzeźby (ryc. 9.15C). O wiele rzadziej w warunkach rzeźby młodoglacjalnej występują sytuacje, gdy skarpy powstałe na miedzach lub na granicach użytków dzielą stok na kilka krótszych segmentów.

Na tak przedstawiony schemat ewolucji stoków młodoglacjalnych nakładają się przekształcenia wywołane zdarzeniami ekstremalnymi. Powodują one degradację powierzchniową w przypadku spłukiwania warstwowego albo rozcinanie stoku poprzez spłukiwanie bruzdowe lub erozję wąwozową. Rozmiary erozji wywołanej zdarzeniami ekstremalnymi poza intensywnością i wielkością dostawy wody również zależą od zróżnicowania morfologii stoku, obszaru zasilania spływem powierzchniowym, litologii, typów użytkowania i antropogenicznych elementów rzeźby.

Całościowe wyjaśnienie funkcjonowania współczesnych procesów przekształcających stoki młodoglacjalne, na obecnym etapie badań, jest jeszcze niewystarczające. Słabe jest uzasadnienie reprezentatywności wybranych powierzchni testowych, brak standaryzowanych urządzeń pomiarowych oraz stosowane są różne wskaźniki natężenia erozji (Smolska 2010a). Uzyskane dotychczas wyniki pochodzą z różnych okresów pomiarowych, niespójnych pod względem terminów i długości obserwacji, co uniemożliwia uzyskanie porównywalnych wskaźników wielkości i zmienności sezonowej erozji stoków młodoglacjalnych. Równocześnie



Ryc. 9.15. Rozwój stoków młodoglacjalnych (wg Stacha 2003, Szpikowskiego 2003a)
A – uprawianych rolniczo, B – zadarnionych, C – w warunkach intensywnej denudacji antropogenicznej; a – denudacja całkowita, b – denudacja chemiczna, c – denudacja mechaniczna; 1, 2, 3 – kolejne etapy ewolucji profilu stoku; I – strefa spłaszczania rzeźby, II – strefa zwiększania kontrastu rzeźby

wyniki pomiarów wielkości denudacji, zmienności sezonowej, stopnia zerodowania pokrywy glebowej i jej przeobrażenia, zależnych od typu użytkowania ziemi,

stanowią podstawowy materiał dokumentacyjny do sporządzania projektów zabiegów przeciwerozyjnych. Wyniki te powinny być uwzględniane w szczegółowych planach zagospodarowania terenu.

We współczesnej ewolucji rzeźby obszarów młodoglacjalnych stoki pełnią rolę szczególną i są aktywnym łącznikiem pomiędzy podsystemem stokowym a podsystemem den dolinnych. Na stokach dokonuje się zasadnicze przekształcanie rzeźby młodoglacjalnej, nawiązujące do lokalnych i regionalnych baz erozyjnych, zróżnicowane zależnie od litologii podłoża i różnokierunkowej działalności człowieka.

9.4. Współczesne procesy kształtujące rzeźbę dolin rzecznych

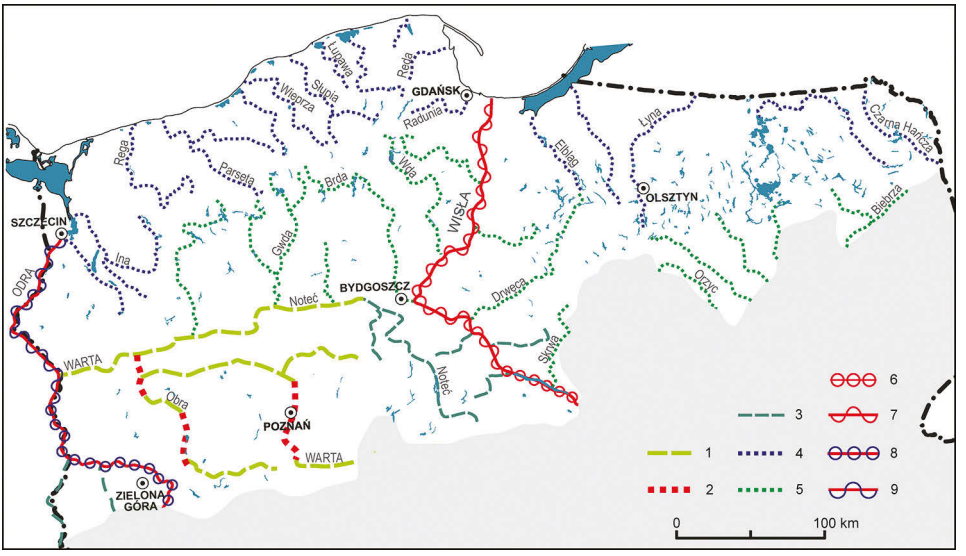
Współczesna rzeźba den dolin rzek strefy młodoglacjalnej jest w znacznej mierze odziedziczona po wcześniejszych fazach rozwojowych, zwłaszcza późnego vistulianu i holocenu, na co wskazywali B. Augustowski (1977), J. Sylwestrzak (1978a), a przede wszystkim L. Koutaniemi i A. Rachocki (1981), D. Piasecki (1982), L. Andrzejewski i in. (2018). Wielu dowodów potwierdzających tę tezę dostarczyły także prace S. Kozarskiego (1983), P. Gonery (1986) i B. Antczak (1986) dotyczące środkowej Warty, W. Florka (1991) – opisujące doliny Wieprzy, Łupawy i Słupi, Z. Zwolińskiego (1989) – na temat Parsęty, L. Andrzejewskiego (1994) – omawiające dopływy środkowej i dolnej Wisły (Bzury, Skrwy, Zgłowiączki, Tążyny, Mieni i Wdy), M. Błaszkiewicza (1998) – dotycząca Wierzycy i Wdy czy J. Kaczmarzyka (2008) - opisującego Wieprzę, i wielu innych.

Podsumowania stanu wiedzy o ewolucji i aktualnym stanie systemów dolinnych i rzecznych na obszarze Polski, w tym w obrębie rzeźby młodoglacjalnej Niżu Polskiego, podjęli się ostatnio: L. Starkel (2008), L. Andrzejewski i K. Krzemień (2017), L. Andrzejewski i L. Starkel (2017), L. Andrzejewski i in. (2018), którzy w oparciu o nakładające się wielorakie czynniki naturalne i antropogeniczne zaproponowali typologię oraz klasyfikację dolin i koryt rzecznych. Dla strefy młodoglacjalnej wymienieni autorzy wyróżniają pięć typów koryt, najczęściej koryt krętych lub meandrujących. Pierwszy typ koryta występuje w obrębie równoleżnikowych dolin marginalnych lub pradolin (ryc. 9.16-1). Drugi typ koryta można obserwować w dolinach przełomowych o układzie południkowym lub zbliżonym (ryc. 9.16-2). Trzeci typ koryta to dopływy dużych rzek tranzytowych, a więc koryta w obrębie teras dolin rzek tranzytowych i koryta w obrębie wysoczyzn, sandrów i dolin przełomowych lub zagłębień polodowcowych (ryc. 9.16-3). Czwarty typ to koryta północnego skłonu garbu pojezierneg, gdzie są charakterystyczne koryta dolin przełomowych i koryta w dnach zagłębień wytopiskowych (ryc. 9.16-4). Piąty typ występuje na południowym skłonie garbu pojezierneg, gdzie można spotkać koryta z jeziorami przepływowymi oraz koryta szerokich równin aluwialnych (ryc. 9.16-5). Klasyfikację tę uzupełniają dwie rzeki tranzytowe, a mianowicie Wisła

(na odcinku mazowieckim i kujawsko-pomorskim, ryc. 9.16-6, 7) oraz Odra (na odcinkach środkowej Odry do Słubic oraz dolnej Odry, ryc. 9.16-8, 9).

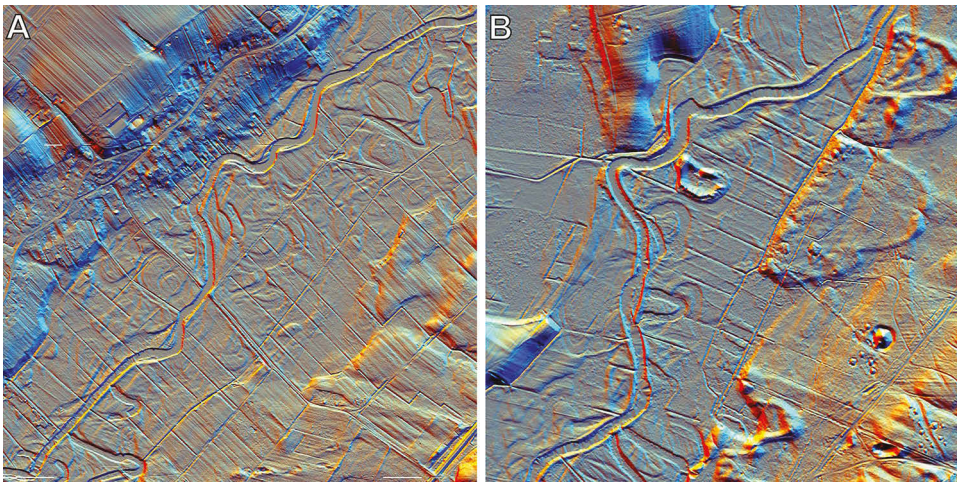
Cechą charakterystyczną wielu dolin lub ich fragmentów w krajobrazach młodoglacjalnych Polski środkowej i północnej jest ich poligenetyczność i policykliczność. W odniesieniu do Przymorza udział odcinków odziedziczonych w dolinach rzecznych D. Piasecki (1976) ocenił na od 76% (w dolinie Regi) do 94% (w dolinie Raduni). Przeważają usytuowane zwykle równoleżnikowo doliny marginalne (lub pradolinne) oraz południkowo położone doliny rynnowe (rynny subglacjalne) i glacifluwialne doliny dystalne połączone krótkimi odcinkami erozyjnymi. Proces scalania i rozwoju sieci rzecznej trwa (Mazurek 2011, 2017, Mazurek, Paluszkiewicz 2013), choć zasadniczy jego etap dokonał się jeszcze u schyłku vistulianu (Galon 1972, Sylwestrzak 1978b, Koutaniemi, Rachocki 1981, Kozarski i in. 1988, Florek 1991, Andrzejewski 1994, Błaszkiewicz 1998, 2005).

Kształtowanie i rozwój współczesnego morfosystemu strefy młodoglacjalnej jest zdominowany przez procesy fluwialne zarówno na powierzchniach stokowych, jak i w dolinach rzecznych. Typ i tempo przemian w geoekosystemach rzek regulowane są przez zjawiska pogodowe umiarkowanej strefy klimatycznej, litologię podłoża, ewolucję rzeźby poglacjalnej oraz zmiany poziomu Morza Bałtyckiego. Procesy fluwialne, obejmujące erozję, transport i akumulację, zachodzą ciągle, ze zmiennym natężeniem w korytach rzecznych, a podczas wezbrań także



Ryc. 9.16. Rozmieszczenie typów koryt w Polsce (Andrzejewski, Krzemień 2017, Andrzejewski i in. 2018)

Rodzaje koryt rzecznych: 1 – ukształtowanych w obrębie równoleżnikowych dolin marginalnych lub pradolin, 2 – w dolinach przełomowych, najczęściej o układzie południkowym, 3 – dopływów dużych rzek tranzytowych (Wisła, Odra), 4 – północnego skłonu garbu pojezierngo, 5 – południowego skłonu garbu pojezierngo, 6 – Wisła w odcinku mazowieckim, 7 – Wisła w odcinku kujawsko-pomorskim, 8 – środkowa Odra, 9 – dolna Odra



Ryc. 9.17. Identyfikacja form fluwialnych (koryta terasowe, wałowe lachy meandrowe, paleomeandry) oraz form antropogenicznych (A – grodzisko Sławsko, rowy melioracyjne, sieć dróg polnych, układ pól, B – wał średniowiecznego grodziska Września, różnowiekowe kurhany na terasie nadzalewowej) modyfikujących rzeźbę dolinną Wieprzy na cyfrowym modelu wysokościowym pozyskanym z lotniczego skaningu laserowego (Banaszek i in. 2013)

na równinach zalewowych. W kształtowaniu dolin rzecznych duże znaczenie mają procesy ekstremalne. Ponadto zbocza dolinne są modelowane przez procesy stokowe, głównie – spłukiwanie. W dolinach rzecznych działają też procesy eoliczne, a w obniżeniach ich powierzchni ważną rolę pełni akumulacja osadów organogenicznych. Nieustannie zwiększa się różnokierunkowe oddziaływanie człowieka na morfologię dolin rzecznych. Współczesny system fluwialny jest zróżnicowany, co jest efektem różnego natężenia procesów fluwialnych oraz częstości występowania zdarzeń innych niż przeciętne. Oprócz wielości form fluwialnych w dolinach rzecznych i ich najbliższym otoczeniu równie istotna jest modyfikacja rzeźby fluwialnej przez człowieka. Dzięki nowoczesnym metodom pozyskiwania cyfrowych geodanych można interpretować rozwój rzeźby fluwialnej niemal w każdej dolinie, jak również sposoby historycznego i współczesnego zagospodarowania czy wykorzystania den dolinnych przez człowieka (ryc. 9.17).

9.4.1. Procesy fluwialne

Procesy fluwialne w korytach rzecznych są uwarunkowane przede wszystkim reżimem hydrologicznym rzek zdeterminowanym klimatem, a w mniejszym stopniu – lokalnymi warunkami morfologicznymi i litologicznymi zlewni. Decydują one o współczesnym rozwoju dolin i koryt rzecznych. Istotną rolę wśród procesów fluwialnych odgrywa erozja kształtująca dna i brzegi koryt rzecznych, a podczas dużych wezbrań także powierzchnie równin zalewowych. Duże znaczenie w rozwoju sieci

dolin rzecznych mają także procesy erozji źródliskowej, procesy stokowe (głównie spłukiwanie, niekiedy osuwanie, odpadanie) i eoliczne. Jednak najważniejszą funkcję w formowaniu współczesnych koryt i dolin rzecznych na obszarach młodoglacjalnych pełni erozja boczna. Odmienne uwarunkowania morfogenetyczne wpływają na przebieg współczesnych procesów fluwialnych w dnach pradolinnych odcinków dolin, gdzie następują zwykle procesy narastania pokryw powodziowych i sedymentacji materii organicznej.

9.4.1.1. Erozja

Rodzaje inicjacji koryt rzecznych obszarów nizinnych są ściśle związane z typem krążenia wód w systemach równin akumulacyjnych i powierzchni stokowych. Na terenach tych, cechujących się wysoką retencyjnością i wolnym tempem krążenia wód podziemnych, spływ powierzchniowy pojawia się rzadko, a wody z opadów lub roztopów infiltrują w głąb gruntu, zasilając poziomy wód podziemnych. Sporadyczna o zróżnicowanej intensywności działalność erozyjna wypływów wód spływu śródpokrywowego i/lub wód gruntowych przyczynia się do zapoczątkowania procesu formowania koryt rzecznych. Zlewnie zerowego rzędu na obszarach młodoglacjalnych reprezentowane są przez zlewnie rozcięć i dolinek erozyjnych (w tym wąwozów), dolinek i niecek denudacyjnych (głównie o założeniach peryglacjalnych) oraz dolin erozyjno-denudacyjnych, które sprzyjają koncentracji spływu podpowierzchniowego, a niekiedy także spływu powierzchniowego wody (Stach 2003, Mazurek 2006, 2010). Wymienione formy powstawały w późnym vistulianie i holocenie, a ich rozwój w większości był wieloetapowy (Kostrzewski 1963, Marsz 1964, 1995, Gołębiewski 1981, Jonczak, Kuczyńska 2008, Majewski 2008, 2013, Paluszkiewicz 2011, 2014, 2016). W holocenie formy te tylko w niewielkim stopniu podlegają przeobrażeniom w wyniku spłukiwania, ruchów masowych i erozji źródliskowej, a czynnikiem, który może zmienić obecnie natężenie tych procesów jest działalność człowieka (Karasiewicz i in. 2019b). Procesy te zapisały się zmianami w morfologii dolinek i wypełnieniami osadami stokowymi (Jonczak, Kuczyńska 2008, Paluszkiewicz 2016).

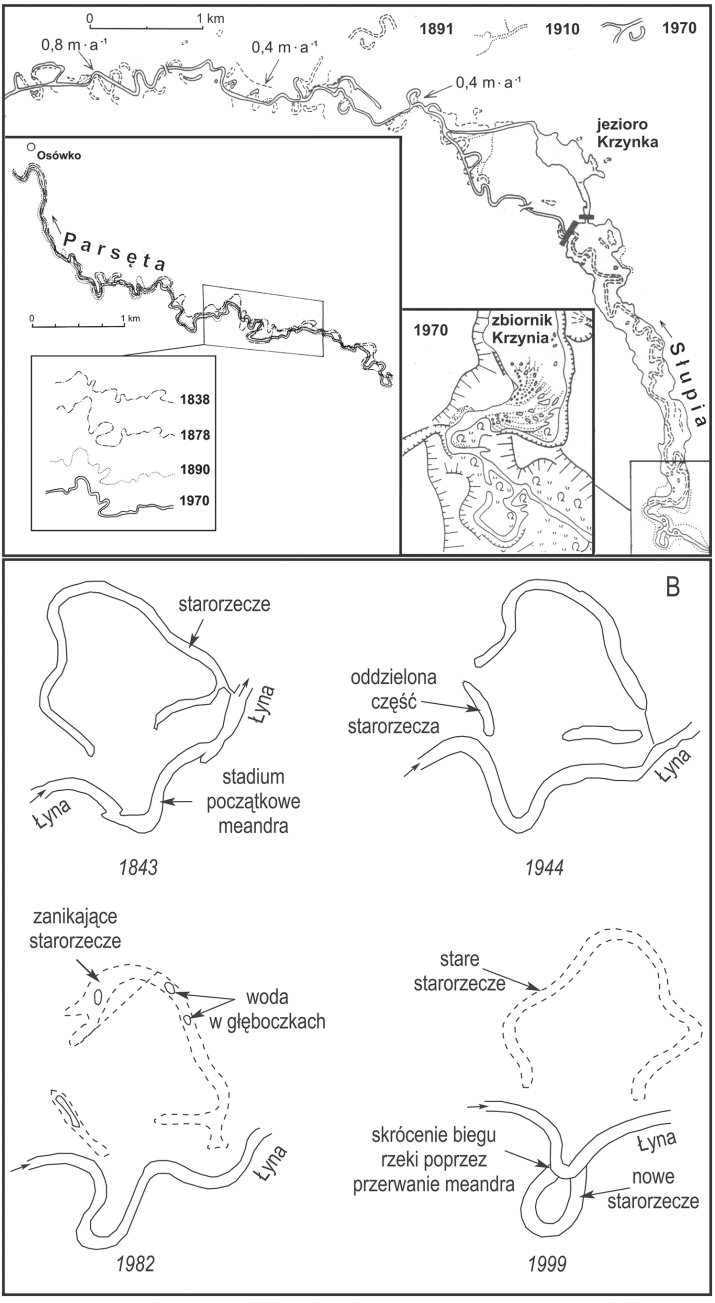
Pogłębianie den dolin denudacyjnych i erozyjnych w obrębie zlewni zerowego rzędu może doprowadzić do przecięcia warstw wodonośnych i drenażu wód podziemnych, co pozwala na utrzymanie stałego odpływu korytowego w systemach źródliskowych (Majewski 2008, Mazurek, Paluszkiewicz 2013). W strefach wydajnych wypływów wód podziemnych, obejmujących źródła, wycieki i wysięki, powstają nisze źródliskowe (Mazurek 2003, 2010). Źródliska koncentrują się przede wszystkim na obszarach o znacznym zróżnicowaniu morfologicznym: na zboczach dolin rynnowych i przełomowych, mis jeziornych i obniżeń wytopiskowych. Stanowią one strefy erozji źródliskowej i erozji powodowanej spływem powierzchniowym wody. Następuje cofanie stoku i rozwój części źródłowej cieków kosztem spłaszczeń wysoczyznowych. Systemy źródliskowe uaktywniają geomorficznie wszelkie strefy krawędziowe, np. wysoczyzn morenowych, zboczy dolin rzecznych i dużych obniżeń wytopiskowych. Rozwój nisz źródliskowych postępuje poprzez ich pogłębianie, poszerzanie i przesuwanie ich tylnej ściany,

co prowadzi do zmiany profilu stoków (Mazurek 2006, 2011, 2017). Kształtujące się nisze źródliskowe tworzą strefę przejściową od systemu stokowego przez strefę wypływu wód gruntowych i erozji źródliskowej do systemu o dominacji procesów korytowych.

Procesy erozji dennej w korytach rzek obszarów młodoglacjalnych są często obserwowane, ale rzadko określa się ich rozmiary. Zwykle ich efekty są łatwo widoczne w korytach małych rzek i strumyków, zwłaszcza uchodzących do rzek, które na początku holocenu wyraźnie wcięły się w starsze poziomy morfologiczne. W dolinach większych rzek w dłuższych okresach efekty erozji dennej śledzi się poprzez analizę zmian minimalnych stanów rocznych. Dane przedstawione przez W. Florka (1991) dotyczące koryt rzek środkowej części Pobrzeża wskazują, że ich dna są stabilne, a na odcinkach miejskich wykazują, uwarunkowaną zapewne antropogenicznie, skłonność do agradacji. Naturalnej stabilizacji pionowej koryt rzek na tym obszarze sprzyja występowanie na ich dnach kamienisto-głazowych bruków erozyjnych bądź odsłanianie (nawet podczas stanów niewiele przekraczających przeciętne) warstw trudno rozmywalnych glin glacjalnych lub żwirów. Niemniej przy zróżnicowanych przepływach wody piaszczyste dna koryt aluwialnych mogą zmieniać swoje położenie w pionie nawet do 2 m, co świadczy o dużym oraz częstym przerabianiu aluwiów (Zwoliński 1989).

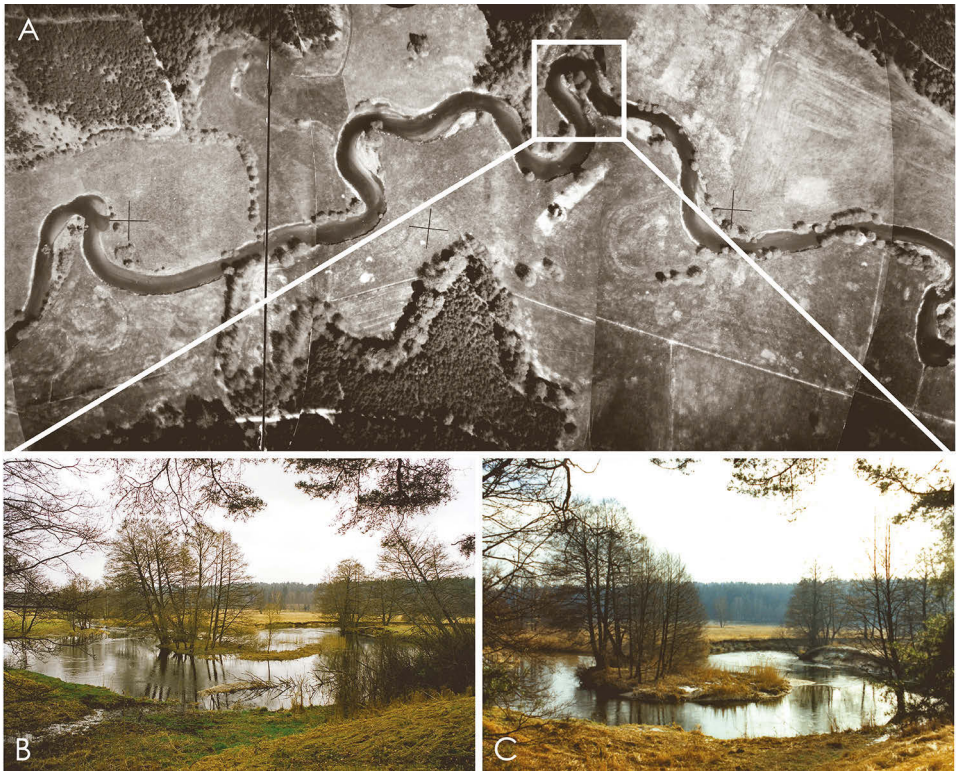
Dominującym procesem wpływającym na kształt koryt i den dolin rzek obszarów młodoglacjalnych jest proces erozji bocznej. Dotyczy to zwłaszcza odcinków dolin oddziedziczonych związanych z odpływami pradolinnymi, sandrowymi i rynnowymi. Przebieg erozji bocznej warunkowany jest przez cechy geometryczne koryta, litologię krawędzi brzegowych, warunki hydrologiczne, występowanie lokalnej cyrkulacji poprzecznej wody, prądy wsteczne i zawirowania, występowanie naturalnych i sztucznych przeszkód w korycie rzecznym, sposoby utrwalania krawędzi brzegowych przez roślinność i człowieka. Erozja boczna zwykle prowadzi do formowania koryt krętych lub meandrujących, charakterystycznych dla tego obszaru od początku holocenu (ryc. 9.18). Wykonywane corocznie (1979–2020) pomiary dynamiki erozji bocznej wskazują, że średnie roczne tempo cofania krawędzi brzegowych Parsęty waha się w szerokich granicach – od 0,01 do 1,77 $m \cdot a^{-1}$, przy czym w jednostkowych pomiarach wartości te mogą dochodzić nawet do 3 m (Kostrzewski, Zwoliński 1999). Podobne wartości (0,4–0,8 $m \cdot a^{-1}$) otrzymano przez porównanie XIX- i XX-wiecznych map wielkoskalowych i zdjęć lotniczych dla Słupi (Florek 1991), z badań terenowych Parsęty (0,5 $m \cdot a^{-1}$, Zwoliński 1988), Szeszupy (do 0,6 $m \cdot a^{-1}$, Smolska 1996) czy Łyny (Glińska-Lewczuk 2002).

Prowadzi to do wniosku, że pełny cykl rozwoju zakola może się dokonywać w okresie od kilkudziesięciu do kilkuset lat (ryc. 9.19). Znane są również dowody na nawet tysiącletnią stabilność koryt meandrowych (Florek 1991). Tempo to różnicuje się znacząco w zależności od warunków litologicznych i hydrologicznych. Najintensywniejsze przekształcenia krawędzi brzegowych koryt obserwowane są w czasie wiosennych, niekiedy zimowych wezbrań roztopowych, a niekiedy także w okresie wezbrań letnich. Te ostatnie odgrywają większą rolę



Ryc. 9.18. Zmiany przebiegu koryt rzecznych w strefie młodoglacjalnej
A – zmiany koryta Słupi na odcinku Krzynia–ujście Skotawy w latach 1891–1970, średnie tempo erozji bocznej na wybranych odcinkach Słupi (wg Florka 1991), B – rozwój meandru Łyny poniżej Dobrego Miasta w latach 1843–1999 (wg Glińskiej-Lewczuk 2002)

na południe od zasięgu fazy pomorskiej. Najniższe tempo erozji bocznej obserwowane jest na zakolach o małym promieniu krzywizny, następnie na prostych odcinkach koryta, natomiast najwyższe tempo zmian brzegowych notowane jest na zakolach o dużym promieniu krzywizny (Zwoliński 1989). Odcinki koryta wycięte w osadach luźnych, głównie piaszczystych, są bardziej wrażliwe i podatniejsze na procesy erozji bocznej aniżeli odcinki koryta wykształcone w pozakorytowej facji mułkowej czy gytiach i torfach wypełniających paleokoryta. Odnotowywane tempo erozji bocznej należy uznać za stosunkowo niskie w porównaniu do innych rzek Polski, chociaż rzeki strefy młodoglacjalnej płyną w większości w obrębie luźnych, łatwo rozmywalnych pokryw aluwialnych. Tak niskie tempo jest najprawdopodobniej efektem dużej bezwładności hydrologicznej rzek (Choiński 1982). Ponadto stwierdzono, że tempo erozji bocznej zmniejsza się stopniowo z biegiem rzeki na skutek dostosowywania się przepływów wód rzecznych do parametrów geometrii hydraulicznej i morfologii koryta (Zwoliński 1989).



Ryc. 9.19. Współczesny rozwój zakoli meandrowych i starorzeczy (fot. W. Florek)
A – dno doliny Słupi poniżej Krzyni, w prostokącie obwiedziono zakole pokazane na zdjęciach B i C, B – koryto Słupi w czasie podwyższonych stanów wody w okresie wiosennym, C – niskie stany wody w korycie Słupi w okresie zimy

9.4.1.2. Transport rzeczny

Z danych zbieranych przez służbę hydrologiczną wynika, że transport rumowiska w rzekach omawianego obszaru jest niewielki, pomimo dużych spadków koryt w górnych biegach rzek, dochodzących nawet do 10‰. Wyraźnie zaznacza się względna równowaga ilościowa pomiędzy wielkością transportu wleczonego i zawieszonego oraz parokrotna przewaga ilości materiału rozpuszczonego nad sumą materiału wleczonego i zawieszonego (tab. 9.3). Potwierdzają to rezultaty współczesnych badań fluwialnych w zlewni górnej Parsęty (Kostrzewski, Zwoliński 1988), Szeszupy (Smolska 1996) i dolnej Wieprzy (Florek i in. 2008) oraz na całej długości Parsęty (Zwoliński 1989, 1993, Kostrzewski, Zwoliński 1999). Proporcja ta nieco się zmienia, jeśli odliczy się masę jonów pochodzących z opadów (Wilamski 1977, 1978, Szpikowska 2004), nawożenia (Kostrzewski, Zwoliński 1985), ścieków oraz gdy wodorowęglany przeliczy się na ługowane ze zlewni węglany (Florek 1991). Te uściślenia obliczeniowe nie zmieniają jednak istotnie faktu równowagi pomiędzy ilością materiału wleczonego i zawieszonego, charakterystycznego dla koryt typu *mixed-load* (Schumm 1981) oraz przewagi ilościowej materiału rozpuszczonego nad pozostałą częścią transportowanego materiału w korytach rzecznych (tab. 9.4).

Dominującą rolę w transporcie fluwialnym odgrywają duże przepływy wody. Zależności pomiędzy stanami wody i natężeniem przepływu wody a transportem materiału rzecznego (zjawisko histerezy) w trakcie wezbrań mają obraz charakterystycznych pętli (ryc. 9.20), które odzwierciedlają relacje udziału systemu stokowego i korytowego w kształtowaniu transportu fluwialnego w okresach wezbraniowych (Zwoliński 1989, Kostrzewski i in. 1992b, 1994a, Kostrzewski i in. 1999). Dla materiału rozpuszczonego transportowanego w korytach rzecznych najczęściej występują pętle normalne (zakreślane zgodnie z kierunkiem ruchu wskazówek zegara), które obrazują rozcieńczanie wód rzecznych wodami opadowymi lub roztopowymi w miarę wzrostu przepływu i następującego sukcesywnie wyczerpywania się substancji rozpuszczonych w czasie opadania fali wezbraniowej. Z kolei pętle odwrotne (zakreślane w przeciwnym kierunku do ruchu wskazówek zegara) oznaczają wyższe koncentracje tego materiału po przejściu kulminacji wezbrania. Taki przebieg transportu substancji rozpuszczonych wiąże się z dostawą do koryta rzecznego bardziej zmineralizowanych wód spływu śródpokrywowego czy wód uruchomionych ze zbiorników retencyjnych. Pętle tego typu występują podczas niezbyt wysokich wezbrań i o długim czasie trwania, można je też obserwować w trakcie wezbrań roztopowych. Ich występowanie jest uznawane za charakterystyczne dla zlewni, w których istnieją dobre połączenia hydrauliczne między wodami podziemnymi a ciekami (Gregory, Walling 1973). W przypadku zlewni młodoglacjalnych istotny wpływ na taki przebieg koncentracji materiału rozpuszczonego mają właściwości fizykochemiczne luźnych utworów glacjalnych i holoceńskiej gytii i kredy jeziornej, odpowiedzialne za tempo krążenia wód i szybki wzrost mineralizacji wód opadowych i roztopowych.

Tabela 9.3. Przeciętny ładunek i przeciętne koncentracje różnych rodzajów transportowanego materiału rzecznego w wybranych rzekach strefy młodoglacjalnej

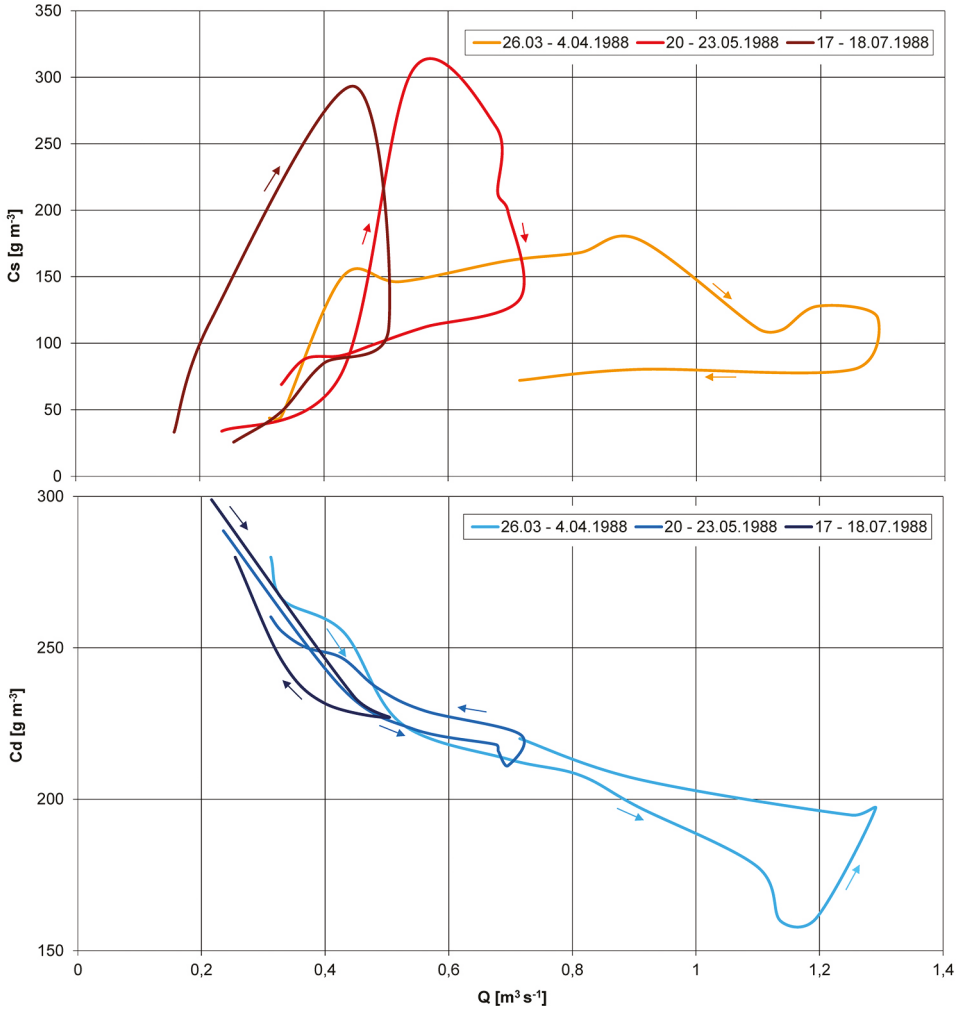
Rzeka (profil badawczy) / powierzchnia zlewni [km²]	Ładunek materiału rzecznego [kg·s⁻¹]			L_B:L_S:L_D	Koncentracje materiału rzecznego [g·m⁻³]			
	wleczonego L_B	zawieszonego L_S	rozpuszczonego L_D		wleczonego C_B	zawieszonego C_S	rozpuszczonego C_D	rozpuszczonego erozyjnego C_{DE}
Wieprza (Stary Kraków) / 1510[1]	0,2758	0,2527	3,6466	1,09:1:14,4	19,0	21,0	256,8	134,6
Słupia (Słupsk) / 1470[1]	0,2260*	0,2498	4,2491	0,90:1:17,0	14,7	19,0	263,0	144,8
Łupawa (Smołdzino) / 830[1]	0,1190	0,1220	1,8840	0,98:1:15,4	15,3	16,0	255,0	134,5
Jarosławianka (Stary Kraków) / 6[2]	–	0,3009	6,7094	–	–	12,8	289,2	–
Parsęta (Bardy) / 2955[3]	0,3384	0,5796	8,1512	0,75:1:14,9	13,5	19,2	277,4	–
Parsęta (Dębczyno) / 1125[3]	0,2104	0,2485	3,1278	0,89:1:12,9	19,7	21,2	273,3	–
Parsęta (Krosino) / 482[3]	0,0956	0,3006	1,6034	0,47:1:7,4	18,7	38,5	274,5	–
Parsęta (Storkowo) / 74[4]	–	–	–	0,64:1:21,1	–	–	–	–
Szeszupa (Udziejek) / 29,1[5]	0,0025	0,0106	0,0865	0,25:1:8,2	2,1	27,9	286,0	150,8
Szeszupa (Pobodzie) / 73,2[5]	0,0011	0,0144	0,2020	0,08:1:14,8	3,1	16,9	267,3	149,7

* dla profilu Charnowo
[1] Florek, Florek (1989), według danych Brańskiego (1975), Wilamskiego (1977, 1978) Cyberskiego (1980, 1984)
[2] Florek i in. (2008)
[3] Zwoliński (1989); a – wg danych archiwalnych
[4] Kostrzewski i in.(1994)
[5] Smolska 1996

Tabela 9.4. Średnie tempo transportu i denudacji w wybranych zlewniach rzek strefy młodoglacjalnej

Rzeka (profil badawczy) / powierzchnia zlewni [km^2]	Roczny transport materiału [10^3 t]			Wskaźnik denudacji całkowitej		Liczba lat potrzebnych do zdenudowania warstwy 1 m
	rozpuszczonego erozyjnego	zawieszonego	wleczonego	[t·km^{-2}]	[mm·km^{-2}·1k^{-1}]	
Wieprza (Stary Kraków) / 1510[1]	60,30	7,97	8,699	50,97	32	31400
Słupia (Słupsk) / 1470[1]	71,80	5,95	7,139	57,75	36	27800
Łupawa (Smołdzino) / 830[1]	31,30	3,86	3,754	46,88	29	34100
Jarosławianka (Stary Kraków) / 6[2]	0,20	0,01	–	36,85	23	43400
Parsęta (Storkowo) / 74 – średnia z lat 1986–88[3]	6,20	0,64	–	–	–	–
Parsęta (Storkowo) / 74 – rok 1992[3]	9,40	0,61		139,80	87	
Parsęta (Storkowo) / 74 – rok 1993[3]	9,70	0,41				
Szeszupa (Udziejek) / 29,1[4]	1,33	0,29	0,073	58,10	37	26700
Szeszupa (Pobodzie) / 73,2[4]	3,50	0,44	0,035	54,26	35	28560

[1] Florek (1991, wg danych Brańskiego 1975, Wilamskiego 1977, 1978 i Cyberskiego 1980, 1984)
[2] Florek i in. (2008)
[3] Kostrzewski, M.Mazurek, Zb.Zwoliński 1994
[4] Smolska 1996



Ryc. 9.20. Pętle histerezy dla materiału zawieszonego (Cs) i materiału rozpuszczonego (Cd) w czasie przepływów wezbraniowych w korycie Szeszupy na Suwalszczyźnie (Smolska 1996)

Występujące najczęściej w zlewniach młodoglacjalnych pętle normalne transportu materiału zawieszonego wskazują na szybką dostawę materiału klastycznego przede wszystkim z dna i brzegów koryta rzecznego oraz jego najbliższego otoczenia, głównie z obszarów nasyconych sąsiadujących z korytem. Wzrost koncentracji zawiesiny podczas opadania wezbrania (pętla odwrotna) wynika z opóźnienia dostawy materiału zawieszonego poprzez wody spływu powierzchniowego z terenu zlewni, z pominięciem etapowej depozycji u podnóża stoku lub w dnie doliny oraz z dalej położonych zlewni dopływów. Pętle te związane z długimi

wezbraniami wskazują na występującą wówczas łączność morfogenetycznego środowiska stokowego z fluwialnym.

W przypadku dużych zlewni młodoglacjalnych na przebieg pętli histerezy wpływać może również zróżnicowana czasowo dostawa wód z poszczególnych zlewni cząstkowych i różnicowych, efekt fali kinematycznej w korycie rzecznym oraz retencja wody na równinie zalewowej podczas wezbrania. Analiza hydrogramów Parsęty z wodowskazu w Storkowie (118,7 km rzeki) i Bardach (25 km rzeki) w trakcie wezbrania w lipcu 1988 r. wskazuje, że reakcja rzeki w postaci propagacji kulminacji fali wezbraniowej była opóźniona w stosunku do pierwszego opadu w zlewni górnej Parsęty prawie o tydzień (Kostrzewski i in. 1992a, b), a w marcu 2005 r. w czasie bardzo wysokiego wezbrania roztopowego fala kulminacyjna dotarła do Bard już po 3 dniach. W Bardach maksimum koncentracji materiału zawieszonego wyprzedziło kulminacje przepływu o 3 doby, a obserwowana w lipcu 1988 r. pętla histerezy miała przebieg zgodny z ruchem wskazówek zegara. Dowodzi to szybkiego uruchomienia materiału klastycznego z systemu korytowego i obszarów sąsiadujących z korytem, podczas gdy kulminacja przepływu kształtowana jest przez zasilanie gruntowe. Duża pojemność retencyjna zlewni Parsęty powoduje, że reakcja systemu korytowego jest szybsza niż hydrologiczna.

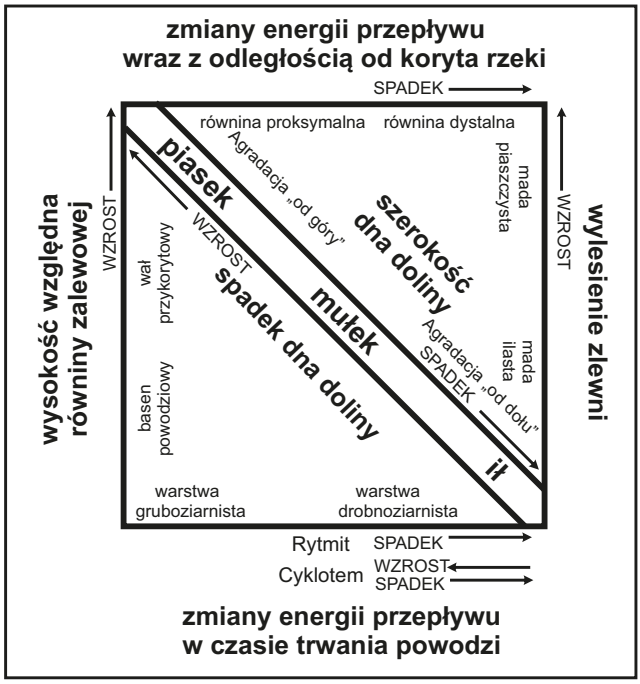
9.4.1.3. Depozycja

Procesy akumulacyjne stanowią bardzo istotny przejaw funkcjonowania systemu fluwialnego, bowiem wpływają na układ koryt aluwialnych i morfologię równiny zalewowej. Cechy procesu akumulacji zależne są od lokalnych warunków morfolitologicznych (kształt koryta, typ osadów) oraz warunków hydrometeorologicznych, jak również rodzaju działalności człowieka. Szeroki zakres skrajnych wodostanów w rzece determinuje typ akumulacji i jej natężenie. W warunkach wezbraniowych dochodzi do zmiany stref akumulacji, a często przeobrażenia struktury przestrzennej form korytowych i równiny zalewowej (Zwoliński 1985, 1992, Florek 1991, Babiński 1997). Zalesienie przyczynia się do zmniejszenia ogólnej dostawy materiału do koryta rzeki oraz spadku udziału materiału gruboziarnistego w transporcie fluwialnym. W efekcie na równinach zalewowych deponowane są głównie aluwia drobnoklastyczne. Natomiast wylesienie powoduje wzrost ogólnej dostawy materiału, w tym przede wszystkim gruboziarnistego.

Środowiska morfogenetyczne i sedymentacyjne równin zalewowych rzek meandrujących w strefie młodoglacjalnej są ciągle nie w pełni rozpoznane (Zwoliński 1992). Podstawowym procesem w ich powstawaniu jest boczne przesuwanie się koryta i lateralny przyrost kolejnych pakietów osadów korytowych (w spągu – dennokorytowych, w centralnych i stropowych partiach – osadów odsypów meandrowych). Pakiety osadów korytowych są następnie pionowo nadbudowywane warstwami osadów pozakorytowych w trakcie wezbrań. Kształt, wielkość, rozmieszczenie i zasięg pokryw aluwialnych na równinie zalewowej uzależniony jest od wielu czynników, do których należą: zmniejszanie się prędkości płynięcia wody po równinie zalewowej ze wzrostem odległości od koryta rzeki, zmiana prędkości płynięcia wody w czasie pojedynczej powodzi (faz powodzi), zróżnicowanie

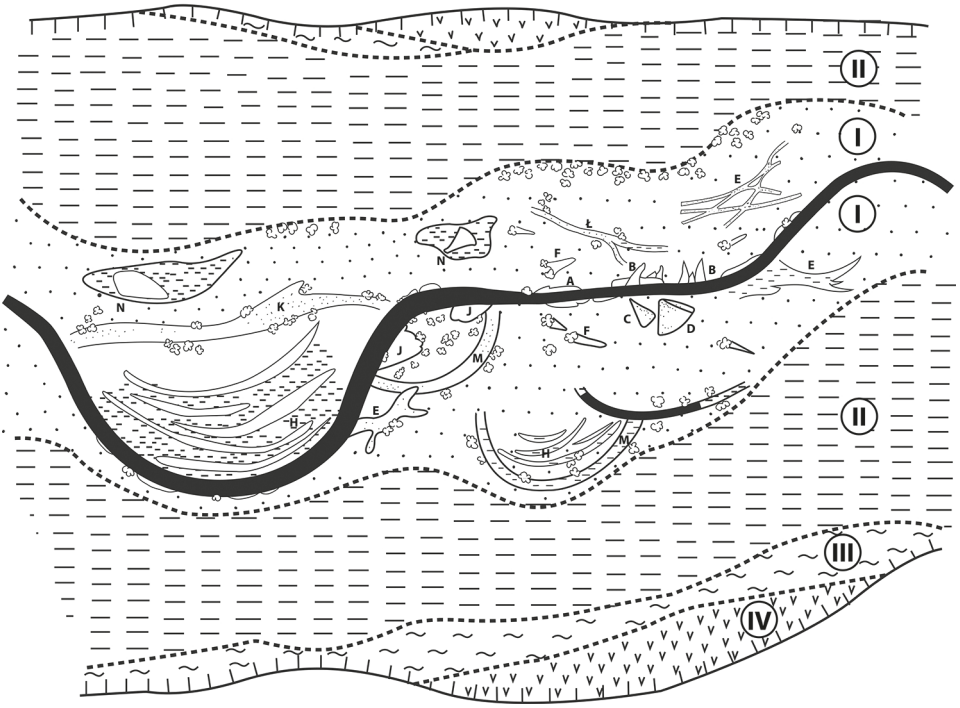
rzeźby równiny zalewowej i przyrost aluwiów powodujący wzrost jej wysokości względnej, zmiany lesistości zlewni rzeki, zmiana spadku podłużnego i szerokości równin zalewowych (Szmańda 2011; ryc. 9.21). Aluwia powodziowe określa się często terminem mada, oznaczającym synsedymentacyjny typ gleby. Mady są zwykle pochodzenia przyrostu pionowego, w odróżnieniu od osadów przyrostu bocznego, które powstają w efekcie migracji bocznej koryt. Szmańda (2011) wyodrębnia cztery główne populacje ziaren występujące w madach pojeziernych: piaski grube (0–1 phi), piaski drobne (2–3 phi), pyły grubo- i średnioziarniste (5–6 phi), iły średnie (11–12 phi). Zmiana udziału wspominanych frakcji piaszczystych, mułkowych i ilastych zależnie od zmian energii środowiska transportowego jest odzwierciedleniem różnych środowisk sedymentacyjnych (Spencer 1963).

Obszar rozprzestrzenienia aluwiów wezbraniowych związany jest z pierwszą strefą w modelu depozycyjnym równiny zalewowej (ryc. 9.22) określonym dla rzek meandrowych Niżu Polskiego (Gonera i in. 1985, Zwoliński 1985, 1992), gdzie występuje największe zróżnicowanie morfologiczne i litofacjalne, przede wszystkim osadów piaszczystych. W kolejnej, drugiej strefie tego modelu można obserwować jedynie powleczenia mułkowe, występujące najczęściej na roślinności darniowej. Pokrywy te są efektem płynięcia spokojnych wód wezbraniowych lub dekantacji w wodach stojących. Osady te występują zazwyczaj na rozległych, proksymalnych



Ryc. 9.21. Model uwarunkowań zróżnicowania uziarnienia współczesnych aluwiów pozakorytowych w obrębie teras i równin zalewowych (wg Szmańdy 2011, zmienione)

obszarach basenowych równin zalewowych. Zapis prędkości przepływu wody podczas wszystkich faz pojedynczego epizodu wezbraniowego zarejestrowany jest w postaci cyklotemu powodziowego (Zwoliński 1985, Szmańda 2011). Cyklotem składa się z trzech warstw: dolnej – mułku o strukturze masywnej (Fm), zawierającego detrytus roślinny, środkowej – mułku laminowanego riplemarkowo (Fr) lub piasku mułkowego masywnego (SFm), deponowanych w strefie dystalnej równiny zalewowej oraz piasku o uziarnieniu frakcjonalnym odwróconym (Smi) lub piasku warstwowanego horyzontalnie w strefie proksymalnej równiny zalewowej; górnej – mułku masywnego (Fm), w strefie proksymalnej równiny zalewowej lub piasku laminowanego riplemarkowo (Sr). Opisana sekwencja sedymentacyjna jest zwykle słabo czytelna, niemniej można przedstawić teoretyczny rozkład zróżnicowania depozycji osadów w cyklotemach powodziowych (ryc. 9.23). Natomiast w strukturze mad rzek pojeziernych powszechne są warstwowania określane jako rytmity powodziowe (Antczak 1986, Szmańda 2006, 2011, Kaczmarzyk i in.

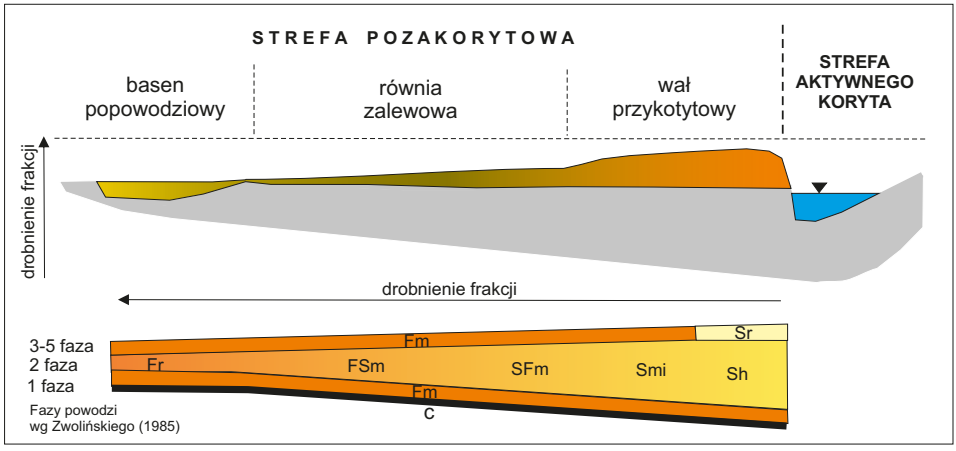


Ryc. 9.22. Model depozycyjny współczesnych teras i równin zalewowych meandrujących rzek nizinnych (wg Gonery i in. 1985 oraz Zwolińskiego 1985, 1992)

I – strefa przykorytowa o największym zróżnicowaniu litologicznym i morfologicznym, II – strefa występowania pokryw mułkowych, III – strefa zalewania wodami wezbraniowymi, IV – strefa zalewania wodami wezbrań katastrofalnych; A – wały przykorytowe, B – glify krewasowe, C – stożki deltowe, D – stożki napływowe, E – wstęgi terasowe, F – cienie piaszczyste, G – wały meandrowe, H – zagłębienia terasowe, J – meandrowe pokrywy piaszczyste, K – koryta przelewowe, Ł – koryta terasowe, M – starorzecza, N – zagłębienia terasowe

2008). Z kolei na dystalnych obszarach basenowych terasy zalewowej, obejmujących trzecią strefę depozycyjną, raczej nie obserwuje się śladów sedymentacji. W obrębie tej strefy występują bardzo wolne przepływy wody transportujące najdrobniejsze (dekantacyjne) cząsteczki mineralne i/lub organiczne. Obszary stowarzyszone z krawędziami dolinnymi lub wyższymi terasami rzecznymi oraz najwyżej położonymi fragmentami równiny zalewowej są zalewane tylko w czasie najwyższych (ekstremalnych i katastrofalnych) przepływów wezbraniowych. Są to tereny wyznaczające czwartą strefę w modelu depozycyjnym terasy zalewowej. W strefie tej istnieje możliwość depozycji osadów zastoiskowych (typu *slack-water*). Po ustąpieniu wód wezbraniowych wszystkie nowo złożone osady aluwialne podlegają transformacji powezbraniowej, np. eolicznej, biogenicznej itp. (Zwoliński 1985, 1992).

Współczesna akumulacja aluwiów pozakorytowych w dnach dolin rzek meandrujących obszarów młodoglacjalnych może także przejawiać się w dwóch typach depozycji: z przewagą osadów mułkowych bądź osadów piaszczystych. Udokumentował to Szmańda (2002) w dnie doliny Drwęcy, gdzie przeważają osady mułkowe, oraz w dnie doliny Tążyny, gdzie głównie akumulowane są osady piaszczyste. Wynika to z różnic spadku podłużnego przeciętnego poziomu wody w korycie rzecznym (Drwęca 0,41‰, Tążyna 2,3‰), co implikuje różnice energii przepływów powodziowych. Jak wykazał Florek (1991), zasadniczy etap wyrównania profilów podłużnych koryt rzek w północnej części pojeziernego pasa młodoglacjalnego zakończył się w początkach okresu atlantyckiego. Można przypuszczać, że w południowej części strefy młodoglacjalnej dokonało się to zdecydowanie wcześniej. Tak więc współczesne zmiany profilów podłużnych koryt rzecznych, powierzchni równin zalewowych i spągu osadów fluwialnych oraz typy depozycji pozakorytowej



Ryc. 9.23. Teoretyczny schemat litofacjalnej sedymentacji cyklotemów powodziowych (wg Szmańdy 2011, zmienione)

Litofacje: C – detrytus roślinny, Fm – masywne mułki lub iły, Fr – mułki laminowane riplemarkowo, Sh – piaski warstwowane poziomo, Sr – piaski warstwowane riplemarkowo, SFm – masywne piaski mułkowe, FSm – masywne mułki piaszczyste

stanowią kontynuację wcześniejszych procesów, których największe natężenie dokonuje się od ostatnich 200 lat za sprawą aktywności człowieka.

Akumulacja piasków i mułków w obrębie równin zalewowych najczęściej odnotowywana jest po wezbraniach wiosennych (ryc. 9.24). W porównaniu do wezbrań jesiennych, zimowych i wiosennych, wezbrania letnie są mniej produktywne i morfotwórcze, gdyż ich kulminacje są zwykle niższe, a dostępność materiału klastycznego chroniona szatą roślinną – mniejsza niż zimą. W kontekście obiegu materii w geoekosystemie równiny zalewowej można obserwować dużą retencję wód rzecznych oraz czasową depozycję osadów aluwialnych, reprezentowaną przez facje: redeponowanych starszych osadów terasowych, osadów organogenicznych, osadów starorzeczy i bagien, osadów dekantacyjnych (Zwoliński 1992).

Na wyższych poziomach terasowych występują stożki aluwialne związane z aktywnością fluwialną dopływów z okresu formowania tych teras. Obecnie podlegają przekształcaniu przez procesy stokowe. Te ostatnie wpływają również na kształt zboczy dolin i krawędzi teras. Stare stożki napływowe i krawędzie teras rzecznych są obniżane w górnych częściach i nadbudowywane u ich podnóży, wskutek czego zmniejszają się ich nachylenia, a profil przybiera najczęściej kształt wklęsło-wypukły. W wielu przypadkach te fragmenty den dolinnych modelowane są za sprawą działalności gospodarczej, dzięki czemu powstają m.in. terasy rolne.

9.4.2. Inne procesy wpływające na modelowanie dolin

Procesy stokowe wraz ze spływami powierzchniowymi i bruzdowymi, generowanymi przez zjawiska ponadprzeciętne: intensywne roztopy bądź opady rozlewne i nawalne o dużej intensywności, odgrywają istotną rolę w dostarczaniu materiału do koryt rzecznych obszarów młodoglacjalnych. Rola tych procesów znacznie wzrasta na terenach użytkowanych rolniczo oraz zurbanizowanych.

Cechą charakterystyczną obszarów młodoglacjalnych jest ograniczona rola terenu zlewni w dostawie materiału klastycznego do transportu fluwialnego (ryc. 9.25), co wiąże się z tempem i charakterem krążenia wody, a w konsekwencji mechanizmem dostawy materiału do koryta rzecznego. Znaczący udział zasilania podziemnego cieków prowadzi przede wszystkim do dostawy materiału rozpuszczonego i dominacji spływu jonowego nad odpływem zawiesiny w korycie rzecznym (Zwoliński 1989, Kostrzewski i in. 1994a). Ograniczona dostawa osadów do koryt rzecznych jest także powodowana wychwytywaniem osadów przez obszary bezodpływowe, mające znaczny udział na terenach młodoglacjalnych (Kostrzewski 1994a), oraz akumulację erodowanej ze stoków gleby w wąskiej strefie u podnóża stoków (Smolska i in. 1995, Smolska 2001).

Strefa bezpośredniej dostawy materiału klastycznego do transportu fluwialnego obejmuje głównie koryto rzeczne, odcinki przełomowe sieci dolinnej oraz tereny podmokłe o wysokim poziomie wód gruntowych. Zasięg obszaru dostawy materiału ulega zmianie w zależności od warunków meteorologicznych, stanu wilgotności gruntu, rozwoju roślinności, a także jest zróżnicowany w profilu podłużnym cieków (Kostrzewski i in. 1997).

Ryc. 9.24. Odsypy piaszczyste – skutki wezbrań roztopowych i opadowych na rzekach nizinnych (fot. W. Florek)

A – stożki glifów krewasowych na terasie zalewowej dolnej Wieprzy k. Mazowa, B – wały przykorytowe w dnie doliny starej Skotawy, prawego dopływu środkowej Słupi

Ryc. 9.25. Dolny bieg Potoku Orzechowskiego, uchodzącego do Morza Bałtyckiego na wschód od Ustki (fot. W. Florek)

Badania w zlewni Szeszupy na Pojezierzu Suwalskim wskazują, że dostawa ze zlewni może obejmować do 5% jej powierzchni i zachodzi przede wszystkim w odcinkach przełomowych doliny oraz miejscach bezpośredniego kontaktu dolnych partii zboczy z korytem (Smolska 1996). Dla Kłudy na Pomorzu Zachodnim obszar dostawy został określony na około 11% powierzchni zlewni (Mazurek 1998). Różnice te wynikają głównie z wielkości terenu stale wyłączonego z odwodnienia powierzchniowego, który w zlewni górnej Szeszupy wynosi około 43%, a w zlewni Kłudy około 24%.

Rzeki tylko lokalnie zasilane są materiałem pochodzącym ze spłukiwania z obszaru zlewni, w związku z tym znaczenie tej dostawy w transporcie fluwialnym jest niewielkie. Badania w odcinku przełomowym doliny górnej Szeszupy w okolicach Udziejka wskazują, że stanowi on 1–10% mechanicznego transportu fluwialnego (Smolska 1996). Jedynie okresowo może osiągać większe rozmiary, jak podczas wezbrania 20–23 maja 1988 r., poprzedzonego prawie dwumiesięcznym okresem bez opadów (ponad 26% ładunku zawiesiny). Podobnych obserwacji dynamiki transportu fluwialnego dokonano na Parsęcie miesiąc później (Kostrzewski i in. 1994a).

Również materiał z rozcięć erozyjnych jedynie sporadycznie dochodzi do koryta (Kostrzewski i in. 1989). Zatrzymuje się zwykle na płaskich, zadarnionych terasach, tworząc strome, ale krótkie stożki proluwialne (Kostrzewski i in. 1992a). Zasięg akumulacji podstokowej dobrze koreluje z występowaniem osadów

deluwialnych stanowiących wąską, ale wyraźną listwę u podnóża zboczy doliny, oddzieloną obniżeniami basenów powodziowych lub płaską powierzchnią terasy od brzegów koryta z wałami przykorytowymi.

Relacje udziału systemu korytowego i stokowego w kształtowaniu koncentracji zawiesiny znajdują odbicie w krótkoterminowych zjawiskach histereicznych. Interpretacja geomorficzna pętli pozwala na wskazanie charakteru genetycznego i czasoprzestrzennej dostawy materiału zawieszonego do koryta rzecznego (Zwoliński 1989, Kostrzewski, Zwoliński 1992). W przypadku bezpośredniej dostawy z systemu stokowego do koryta rzecznego materiału obserwowane są pętle odwrotne (zakreślone przeciwnie do kierunku ruchu wskazówek zegara) występujące podczas wezbrań wywołanych długotrwałymi opadami lub roztopami.

Ze wzrostem przepływu wody powiększa się strefa dostawy materiału klastycznego, a jej zasięg zależny jest od natężenia i długości trwania opadów lub roztopów oraz uprzednich warunków wilgotnościowych podłoża. Wówczas także procesy stokowe wraz ze spływami powierzchniowymi i bruzdowymi odgrywać mogą większą rolę w dostarczaniu materiału do koryt rzecznych obszarów młodoglacjalnych. Rola tych procesów znacznie wzrasta na terenach użytkowanych rolniczo oraz zurbanizowanych.

Na obszarach młodoglacjalnych istnieje zatem niewielka bezpośrednia łączność systemu stokowego z systemem korytowym, często występująca tylko w odcinkach źródłowych cieków. Na powiązania między tymi dwoma systemami silny wpływ ma morfologia dolin rzecznych. Z punktu widzenia dostawy materiału ze zlewni do koryta rzecznego istotną cechą dolin rzecznych Pomorza jest ich poligenetyczny charakter i włączenie w drogę odpływu wód form sukcesyjnych o wymiarach nieodpowiadających możliwościom rzeźbotwórczym rzeki. Dno doliny rzecznej w zależności od swojej szerokości i mikrorzeźby, budowy geologicznej, pojemności infiltracyjnej czy typu roślinności, pełni funkcje strefy buforowej zarówno dla wody i materiału pochodzącego z systemu stokowego, jak i osadów z przepływów pozakorytowych. Materiał klastyczny, zanim zostanie dostarczony do koryta rzecznego, podlega wielokrotnej redepozycji w obrębie dna dolin, teras nadzalewowych i zalewowych. Badania osadów wypełniających dna dolin w postaci przewarstwień mineralnych w osadach organicznych wskazują, że bariera w postaci dna doliny jest przekraczana podczas zdarzeń ekstremalnych.

Rola procesów eolicznych w przekształcaniu rzeźby dolin rzecznych na obszarach młodoglacjalnych nie została jak dotąd rozpoznana. Można przypuszczać, że nie odgrywa obecnie większej roli pod względem morfogenetycznym. Natomiast należy mieć na uwadze powszechne procesy dalekiego i bliskiego transportu eolicznego, które mogą deponować znaczne ilości drobnego materiału na różnych powierzchniach topograficznych dolin rzecznych (rozdz. 9.2.2), w tym bezpośrednio w korytach, wzbogacając w ten sposób transportowany materiał rzeczny o cząstki eoliczne (Zwoliński 1989).

W dnach dolin wielu rzek młodoglacjalnego pasa pojeziernego znaczną powierzchnię zajmują naturalne baseny powodziowe, które w okresie wezbrań stają się zbiornikami, w których dekantuje się drobnoziarnisty materiał dostarczany

przez rzekę. Te same obszary nader często są miejscem rozwoju zbiorowisk roślin wilgociolubnych czy wręcz torfowiskowych i w konsekwencji – sedentacji ich obumierających części. Również wysięki i wymoki, licznie występujące na dnach, zwłaszcza małych dolin, są terenami objętymi sedentacją. Bardziej skomplikowany jest proces wypełniania starorzeczy odciętych w sposób naturalny lub sztuczny. W okresach wezbraniowych stają się one obiektem wlewów wód powodziowych wnoszących różnoziarnisty osad w przewadze mineralny. Poza wezbraniami w starorzeczach rozwijają się organizmy zwierzęce i roślinne, których szczątki osadzają się na ich dnach, formując warstwy gytii i mułków organicznych. Na obrzeżach starorzeczy zwykle rozwijają się torfowiska niskie. Po wypełnieniu starorzecza osadami powodziowymi i limnicznymi torfowisko zajmuje całą powierzchnię dawnego starorzecza (Florek 1991, Andrzejewski 1994, Tobolski 2000).

Na przebieg procesów erozji i akumulacji wpływają czynniki biotyczne. Podstawową rolę w modyfikacji procesów korytowych wywołuje roślinność wodna oraz brzegowa. Wśród roślinności doniosłą rolę odgrywają drzewa porastające krawędzie brzegowe, wymuszające kulisowy rozwój tych krawędzi przez procesy erozji bocznej (Zwoliński 1989). Powały drzew, zwłaszcza w korytach małych rzek, powodowane przez bobry (Witt 1998) są zazwyczaj przyczyną przebudowy morfologii koryta na długich odcinkach. Najwyraźniej zaznacza się to w związku z rozmieszczeniem tam bobrowych, które niekiedy tworzą układy kaskadowe, co wiąże się z powstawaniem złożonych kanałów przelewowych, odkładaniem się grubszych frakcji powyżej tam itd. Zatory roślinne formują się w korytach małych i średnich rzek przede wszystkim na zakolach o znacznych krzywiznach bądź w miejscach występowania względnie stabilnych przeszkód w ich dnach i na brzegach, sprzyjających akumulacji detrytusu (strefy bruku korytowego, odsłonięte systemy korzeniowe roślinności brzegowej itp.). Detrytus roślinny i makroszczątki zwierzęce w korytach małych rzek rozłożone są bardzo nierównomiernie (Rachocki 1978, Witt 1985, 1998), co ma wpływ na modyfikację położenia form erozyjnych i akumulacyjnych. Taka sytuacja sprzyja poszerzaniu koryta oraz formowaniu się po stronie dystalnej przeszkód roślinnych – cieni piaszczystych i żwirowych, które z czasem rozwijają się w odsypy środkowe i brzeżne, a w konsekwencji przekształcają w ustabilizowane kępy (Witt 1985, 1998).

9.4.3. Współczesna morfodynamika den dolin rzecznych

W dnach dolin obserwujemy zjawisko nakładania się dwóch przeciwstawnych tendencji, a mianowicie coraz głębszego przerabiania aluwiów korytowych, głównie w trakcie stanów pełnokorytowych, i nadbudowywania równin zalewowych osadami pozakorytowymi. Prawidłowość tę stwierdzono w dolinach dopływów Wisły: Bzury, Skrwy, Zgłowiączki, Mieni i Wdy (Andrzejewski 1994), dolinach Drwęcy i Tążyny (Szmańda 2002), a także w dolinie Warty (Kozarski, Rotnicki 1977, 1978, Kozarski 1983), Słupi i Wieprzy (Florek 1991) oraz Parsęty (Zwoliński 1985, 1989, 1992). Inaczej jest w dolinach o małych spadkach (pradolinach, dolinach marginalnych), gdzie przede wszystkim obserwuje się powolne narastanie pokryw

powodziowych i sedentację materii organicznej, a efekty działalności erozyjnej są słabo zauważalne. Stan rozpoznania procesów modelujących takie doliny jest jednak słaby. Współcześnie zarówno podnoszenie poziomu równin zalewowych związane z akumulacją osadów piaszczystych w bliskim sąsiedztwie koryt rzecznych, jak i depozycja osadów kohezyjnych w ich dystalnych częściach i obniżeniach terenu połączona z sedentacją torfów prowadzą do stopniowego wyrównywania rzeźby współczesnych łożysk rzecznych, co postrzegane jest jako tendencja agradacyjna w historii doliny (Kozarski, Witt 1990). O ile doliny rzeczne traktowane jako całość są formami erozyjnymi, niekiedy o bardzo złożonej strukturze, stanowiąc w głównej mierze o rozczłonkowaniu rzeźby (Kostrzewski i in. 1998), to ich elementy można zaliczyć do form erozyjnych i akumulacyjnych.

Na całym obszarze młodoglacjalnym dominują koryta o przebiegu krętym (meandrowym). Naturalne koryta o przebiegu prostoliniowym są zwykle krótkie, natomiast dłuższe odcinki prostoliniowych koryt występują tam, gdzie uprzednio prowadzono prace regulacyjne. Koryta o niewymuszonej geometrii zachowały się właściwie tylko w górnych biegach rzek. Znaczna część koryt meandrujących ma cechy w dużej mierze zmienione przez regulacje. Mapy topograficzne z XIX w. ukazują zróżnicowanie morfologiczne koryt rzecznych z okresu przedregulacyjnego. Zakola o regularnych kształtach były rzadkością i występowały w dolinach rzek przepływających przez obszary sandrowe. Najczęściej spotykane były koryta o nieregularnej krętości, co związane było z przerabianiem przez rzeki zróżnicowanych litologicznie osadów. Występowały też fragmenty koryt typu anastomozującego. Przykładem może być Pisa poniżej jeziora Roś. Przekształcenie w koryto kręte następowało etapami, w dużym stopniu było uwarunkowane regulacją (ryc. 9.26).

W obrębie koryta, które samo w sobie stanowi morfologiczny element erozyjny, wyróżnić można formy erozyjne niższego rzędu, np. rozmaitych kształtów przegłębienia i kotły erozyjne. Rozmiary i kształty tych form są wypadkową oddziaływania czynników lokalnych (zróżnicowane pod względem erozyjności skały luźne) i hydraulicznych (energia wody, która zależy od ilości wody, spadku koryta i obciążenia różnymi rodzajami materiału rzecznego). Formy akumulacyjne w korytach rzecznych cechuje duża różnorodność. Należą do nich formy denne odzwierciedlające aktualny stan hydrodynamiczny koryta. Najpowszechniejsze są elementy płaskiego dna, różnego rodzaju riplemarki prądowe, wydmy i antywydmy, zaś spośród form wyższego rzędu – liczne odmiany łach i odsypów, występujące zarówno pośrodku koryt, jak i przy ich brzegach.

W środowiskach depozycyjnych równin zalewowych rzek meandrujących w strefie młodoglacjalnej można wydzielić współcześnie deponowane facje osadów stowarzyszone z odpowiadającymi im formami rzeźby, występującymi na powierzchniach teras zalewowych. Kolejność tworzenia się facji osadowych oraz form została podporządkowana sześciu fazom przepływów ponadpełnokorytowych (Gonera i in. 1985, Zwoliński 1992):

– wzrastanie stanów wody i modyfikacja krawędzi brzegowych koryta,
– stopniowe zalewanie obszarów pozakorytowych i początkowa depozycja,
– kulminacja wezbrania i masowy transport i depozycja,

Ryc. 9.26. Wyprostowane koryto Pisy poniżej jeziora Roś (wg Geoportalu GUGiK)

– opadanie stanów wody i gwałtowna depozycja,
– zanikanie przepływu pozakorytowego i końcowa depozycja,
– transformacja powezbraniowa form i osadów pozakorytowych.

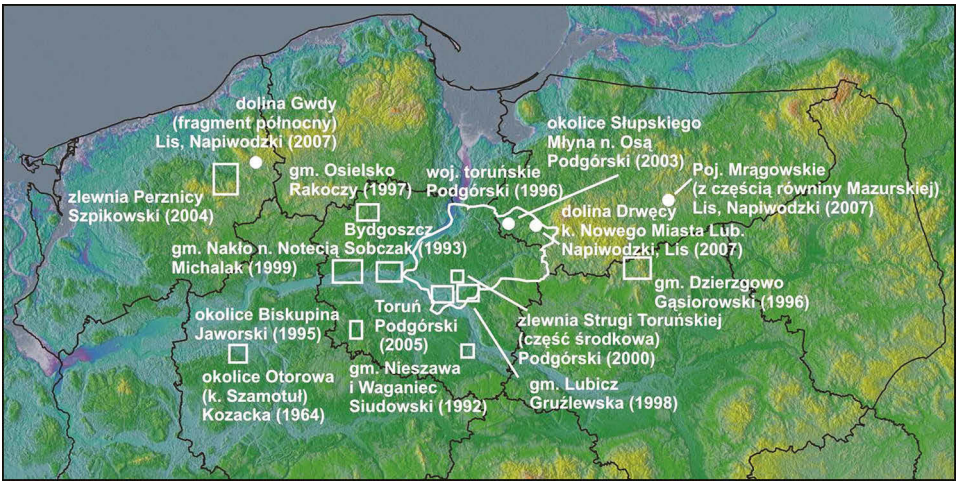
Najwyższe przepływy wezbraniowe rzek zazwyczaj pozostawiają na równinach zalewowych wiele śladów zarówno erozyjnych, jak i akumulacyjnych. Wśród form erozyjnych na uwagę zasługują liczne koryta przelewowe oraz zagłębienia erozyjne. Zdecydowanie więcej obserwowanych jest form akumulacyjnych. Reprezentowane są one przez łachy wsteczne, wały przykorytowe, glify krewasowe, meandrowe pokrywy piaszczyste, odsypy koryt terasowych i przelewowych, wstęgi terasowe, cienie piaszczyste, stożki deltowe i aluwialne, wały meandrowe i zagłębienia międzywałowe. Występowanie wymienionych form aluwialnych ograniczone jest do najbliższego sąsiedztwa koryta rzecznego, gdzie obserwowane jest największe ich zróżnicowanie genetyczne i litologiczne (ryc. 9.21). Niektóre typy łach, np. wsteczne czy meandrowe, formują się synchronicznie z równinami zalewowymi (Zwoliński 1986).

Na pojezierzach młodoglacjalnych do wyjątkowych form w skali kraju należą stożki deltowe powstające w ujściach rzek do jezior. Rozwijają się one zwykle jako klasyczne delty typu gilbertowskiego, co zostało omówione na przykładzie delty wsypywanej do jeziora Płociczno (Chudzikiewicz i in. 1979). Podobnie rozwijają się delty powstające w sztucznych zbiornikach na rzekach, które opisali m.in. A. Rachocki (1974) na Raduni, a także E. Florek (1997) oraz E. Florek i in. (2008) na środkowej Słupi.

Krajobrazy młodoglacjalnych zlewni rzecznych są stosunkowo stabilne morfologicznie i nawet opady o małej powtarzalności, rzędu opadów 100-letnich, nie są w stanie wywołać bardzo istotnych zmian w ich strukturze wewnętrznej. Wartości progowe stabilności są przekraczane jedynie lokalnie w subsystemach stokowych użytkowanych rolniczo, a w większym zakresie w subsystemach korytowych małych i średnich cieków. Zatem geoekosystemy rzeczne odznaczają się zróżnicowaną (przestrzennie) i zmienną (czasowo) odpornością na oddziaływanie procesów ponadprzeciętnych i ekstremalnych. Niemniej gwałtowne, lokalne ulewy, spiętrzenia sztormowe w ujściowych odcinkach rzek uchodzących do Bałtyku, gwałtowne zdarzenia związane z zatorami lodowymi, ekstremalne przepływy i susze hydrologiczne (Kostrzewski i in. 1999) mają niekiedy duże znaczenie we współczesnym przebiegu procesów fluwialnych oraz w kształtowaniu rzeźby den dolin rzek w krajobrazie młodoglacjalnym.

9.5. Wpływ człowieka na współczesny rozwój rzeźby młodoglacjalnej

Badania wpływu człowieka na ukształtowanie powierzchni obszarów młodoglacjalnych zapoczątkował w Polsce S. Pawłowski (1923), natomiast na szerszą skalę podjęto je dopiero po II wojnie światowej. W pierwszej kolejności w centrum zainteresowania badaczy znalazły się tereny bardziej urozmaicone hipsometrycznie, a dopiero później obszary równin morenowych. Liczne prace reprezentują



Ryc. 9.27. Wybrane obszary objęte badaniami stopnia antropogenicznego przeobrażenia rzeźby terenu w strefie młodoglacjalnej (wg Podgórskiego 2010)

dwa główne nurty: ukazują morfologiczne skutki działalności pozarolniczej lub też dotyczą zmian rzeźby terenu wskutek uprawy roli. Do prekursorów tych kierunków badań należą m.in.: H. Uggla (1956), L. Kozacki (1980, 1983) oraz M. Sinkiewicz (1989, 1998).

Ustalenie geomorfologicznych następstw działalności człowieka ma wymiar naukowy oraz praktyczny. Znaczenie aplikacyjne mają zarówno badania denudacji antropogenicznej (Sinkiewicz 1991, 1995, 1998, Szpikowski 2001, 2003a, Świtoniak, Bednarek 2014), jak i przekształceń ich powierzchni wskutek eksploatacji surowców mineralnych (Kozacki 1980), rozwoju komunikacji (Podgórski 1997, Sarnowski, Podgórski 2012) oraz innych sfer działalności gospodarczej (Florek 1983, Jaworski 1995, Molewski, Juśkiewicz 2014). Podejmowane są także próby ogólnej oceny stopnia antropogenicznego przekształcenia rzeźby terenu wybranych obszarów młodoglacjalnych (Kozacka 1964, Jaworski 1995, Podgórski 1996, 2005, Szpikowski 2004; ryc. 9.27) oraz ustalenia wpływu człowieka na morfologię terenu na podstawie rekonstrukcji rzeźby przy wykorzystaniu wyników prac archeologicznych i archiwalnych materiałów kartograficznych (m.in. Plit 2010, Kaniecki 2013, Molewski i in. 2017, Zwoliński i in. 2018) lub geoinformacji geologicznej i historycznej (np. Molewski, Juśkiewicz 2014). Szczególne znaczenie, ze względu na żyzność i produktywność gleb, nabierają prace dotyczące wpływu człowieka na przekształcanie pokryw glebowych, co zwykle łączy się z antropogenicznymi zmianami w rzeźbie terenu (Marcinek 1994, 1998, Marcinek, Komisarek 2001, 2004, Szpikowski 2005).

9.5.1. Powstanie i typologia antropogenicznych form rzeźby terenu

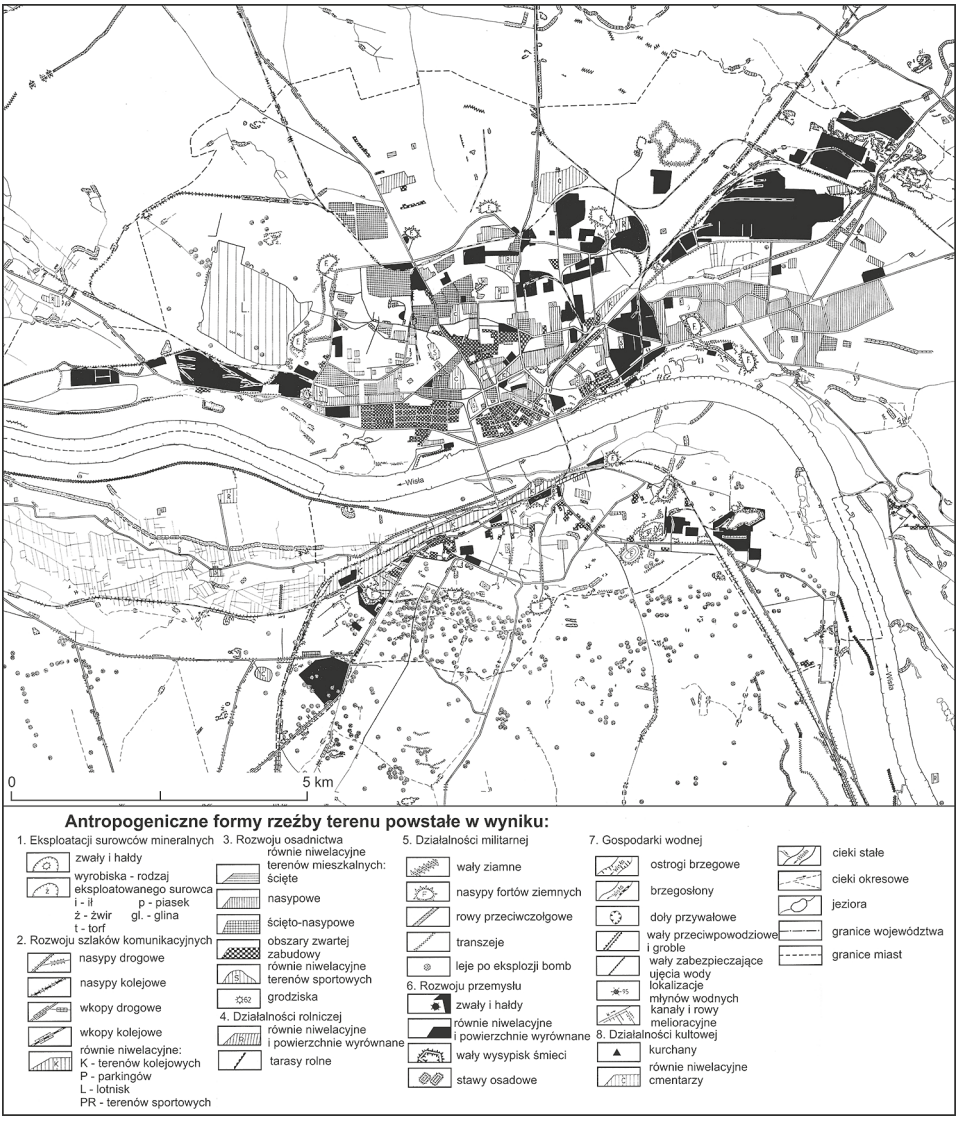
Antropogeniczne formy rzeźby terenu występujące na obszarze młodoglacjalnym związane są z różnymi kierunkami działalności gospodarczej, tj. eksploatacją

surowców mineralnych, rozwojem szlaków komunikacyjnych, rozwojem osadnictwa, działalnością rolniczą, działalnością militarną, rozwojem przemysłu, gospodarki wodnej (ryc. 9.28). Ponadto geneza tych form wiąże się z odmienną wielkością i różnym charakterem oddziaływania na pierwotną rzeźbę terenu, co pozwala na ich zaklasyfikowanie do dwóch grup (Podgórski 1996). Do pierwszej grupy należą formy powstałe wskutek bezpośredniej działalności człowieka, która prowadzi do powstania nowych form lub przekształcenia już istniejących w sposób zamierzony (np. nasypy) bądź niezamierzony (np. leje po eksplozji bomb). Natomiast drugą grupę tworzą formy pośrednio związane z działalnością człowieka, które powstały wskutek procesów przez niego wywołanych, przyspieszonych bądź kierowanych (np. parowy drogowe) oraz formy powstałe wskutek procesów o charakterze naturalnym, którym podlegał materiał pochodzenia antropogenicznego.

Zróżnicowany charakter bezpośredniego oddziaływania człowieka na powierzchnię topograficzną wyraża rzeźba antropogeniczna oraz jej relacja z pierwotną powierzchnią terenu (naturalną lub wcześniej ukształtowaną przez człowieka). Na tej podstawie wydziela się formy antropogeniczne związane z budującym (A), niszczącym (B) i modyfikującym (C) oddziaływaniem człowieka na morfologię terenu.

Na obszarze młodoglacjalnym do typu A zalicza się formy, które powstały wskutek antropogenicznej akumulacji materiału – formy pozytywne (wypukłe), np. nasypy drogowe i kolejowe, wały przeciwpowodziowe, groble, hałdy, kopce. Spąg utworów budujących te formy zalega na powierzchni ukształtowanej wskutek procesów naturalnych lub powierzchni starszych form antropogenicznych. Do typu B należą formy wklęsłe, powstałe w wyniku niszczenia powierzchni terenu, np. kamieniołomy, żwirownie, piaskownie, glinianki, potorfia, kanały, transzeje. Z kolei do form typu C zalicza się formy powstałe wskutek wyrównywania powierzchni terenu i te, których powierzchnia pierwotna została tylko częściowo zmieniona, np. podcięcia drogowe, terasy rolne, powierzchnie wyrównane. W ich spągu można wyróżnić powierzchnie nienaruszone oraz zniszczone.

Okres współczesny obejmuje dwa spośród pięciu wyróżnionych w literaturze etapów antropogenizacji rzeźby terenu Polski (Podgórski 2001a, b). Pierwszy z tych etapów rozpoczął się pod koniec XVIII w., a zakończył się w drugiej połowie XX w. Charakteryzuje się znacznym wzrostem liczby ludności oraz dynamicznym rozwojem wielu dziedzin gospodarowania. Szczególnie przemysł, komunikacja i gospodarka wodna przyczyniły się do powstawania na obszarze młodoglacjalnym dużych form antropogenicznych – powierzchni wyrównanych, wyrobisk, nasypów i wkopów kolejowych oraz drogowych, niecek zbiorników wodnych, nabrzeży portowych, ostróg, umocnień brzegów, uregulowanych koryt rzecznych i obwałowań. Niektóre z tych form, ze względu na regularne i wydłużone kształty, w szczególny sposób zmodyfikowały rzeźbę terenu. W tym czasie dokonała się też rewolucja agrarna. Wprowadzenie głębokiej orki, wzrost znaczenia upraw okopowych – głównie ziemniaków i buraków cukrowych, a także nadmierny wyrąb lasów w celu zwiększenia areału użytków rolnych,



Ryc. 9.28. Formy antropogeniczne w okolicach Torunia (wg Podgórskiego 1996)

zintensyfikowały denudację antropogeniczną. Natomiast po II wojnie światowej zaszły istotne zmiany polityczne oraz społeczno-gospodarcze, wskutek czego część form antropogenicznych uległa zniszczeniu (np. niektóre wysokie miedze zaorano podczas tworzenia wielkoobszarowych spółdzielczych i państwowych gospodarstw rolnych; zlikwidowano część nasypów kolejowych w następstwie zamknięcia nierentownych linii kolejowych). Formy antropogeniczne z tego okresu, chociaż nawiązują charakterem do form starszych, pod względem

morfometrii niekiedy znacznie je przewyższają (np. wyrobiska i zwały związane z eksploatacją węgla brunatnego).

Drugi etap rozpoczął się na przełomie lat 70. i 80. XX w. Charakteryzuje go dążenie do kontrolowanego i zrównoważonego przekształcania rzeźby powierzchni, wskutek czego stosunek terenów przekształconych do terenów o zachowanej naturalnej rzeźbie utrzymuje się na zbliżonym poziomie. Prowadzone są także na coraz większą skalę prace o charakterze renaturalizacyjnym i rekultywacyjnym. Osłabiają one negatywne skutki antropogenicznej transformacji rzeźby terenu, ale jednocześnie nadają jej często charakter wtórny – poligenetyczny. Sprzyja to coraz silniejszemu koncentrowaniu się form antropogenicznych na niewielkich obszarach oraz powstawaniu nowych form antropogenicznych w centralnych częściach terenów wcześniej przekształconych.

9.5.2. Wpływ działalności człowieka na morfologię terenu

Formy antropogeniczne różnią się morfometrią, kształtem, budową wewnętrzną, uziarnieniem oraz składem fizycznym i chemicznym. Formy akumulacyjne zbudowane są zarówno ze skał przydatnych w procesie produkcji (np. hałdy), skał płonnych (np. zwały nadkładu), jak i odpadów poprodukcyjnych (np. zwały żużla, popiołu) lub komunalnych. Większość form tej grupy to nagromadzenia materiału naturalnego lokalnego pochodzenia (np. kurhany, grodziska, wały przeciwpowodziowe, groble ograniczające stawy rybne, terpy). Do budowy innych dodatkowo wykorzystano materiał obcy (np. do wznoszenia nasypów na terenach podmokłych). Dzięki temu uzyskano pożądane parametry techniczne (np. większe nachylenie skarp nasypów drogowych) i zwiększono ich trwałość (np. ostróg brzegowych). Także formy antropogeniczne utworzone wskutek niszczącej działalności człowieka wykazują między sobą znaczne zróżnicowanie, co przede wszystkim wynika z budowy geologicznej podłoża, rodzaju eksploatowanego surowca, pełnionej przez te formy funkcji gospodarczej, wieku form itd.

Położenie, morfometria i budowa wewnętrzna form antropogenicznych ściśle odpowiadają zarówno potrzebom człowieka, jak i nawiązują do pierwotnego ukształtowania terenu. W obrębie dolin rzecznych dominują formy pozytywne, natomiast na terenach płaskich i o urozmaiconej powierzchni – formy wklęsłe lub typu mieszanego (niszcząco-akumulacyjne). Formy związane z rozwojem sieci transportowych są niskie na obszarach płaskich, a na terenach o urozmaiconej rzeźbie zwykle osiągają większe deniwelacje i są najczęściej zlokalizowane w miejscach naturalnych poprzecznych rozcięć stoków lub zboczy dolin bądź też są usytuowane równolegle do przebiegu stoku. Formami pospolitymi na Niżu Polskim są wyrobiska po eksploatacji gliny, żwiru, piasku, iłów oraz występujące w ich sąsiedztwie zwały, grzędy i powierzchnie wyrównane. Największe formy o tej genezie związane są z eksploatacją wapieni (kamieniołomy na Kujawach i Pomorzu Zachodnim), węgla brunatnego (wyrobiska w Wielkopolsce), wielkie żwirownie i piaskownie, a z kolei niewielkie piaskownie i żwirownie są skutkiem eksploatacji surowców na potrzeby lokalne. Pozyskiwanie surowców

może stanowić przyczynę zaniku naturalnych form akumulacji glacjofluwialnej, np. ozów. Wpływ antropopresji na ukształtowanie terenów młodoglacjalnych dokumentują także nieliczne formy związane z wgłębną eksploatacją surowców mineralnych, np. pozostałości podziemnych wyrobisk węgla brunatnego na obszarze Środkowego Poodrza (Kozacki 1980) lub soli kamiennej w Inowrocławiu. Przekształcenia rzeźby w początkowej fazie eksploatacji górniczej są małe i mają charakter inicjalny. Wiążą się głównie z budową drogi dojazdowej, ewentualnie z drążeniem szybu (zwały skały płonnej), a zatem są skutkiem bezpośredniego oddziaływania człowieka na powierzchnię terenu i górotwór. Podjęcie wgłębnej eksploatacji surowca mineralnego prowadzi do powstania form podpowierzchniowych. Należą do nich m.in. podziemne wyrobiska górnicze (mające jednak kontakt z powierzchnią ziemi poprzez szyby lub chodniki) określane jako antropogeniczne formy zakryte. Natomiast w kolejnych fazach powstają formy pośrednio związane z działalnością człowieka, takie jak: niecki osiadania, leje zapadliskowe i zapadliska.

W granicach administracyjnych dużych miast dominują formy akumulacyjne będące efektem rozwoju osadnictwa, przemysłu i komunikacji, a rzadziej działalności militarnej. Powierzchnie wyrównane związane z budownictwem powstają zarówno wskutek ścinania, jak i nadsypywania powierzchni terenu. W obrębie najstarszych części średniowiecznych miast miąższość gruntów nasypowych osiąga wartości 2,5–4 m (np. w Słupsku – Florek 1991), a w skrajnych przypadkach – tak jak na obrzeżach Starego Miasta Torunia, gdzie zasypano zaklęsłości terenu – nawet 5–7 m i więcej (Fedorowicz 1993, Molewski, Juśkiewicz 2014), czy w Poznaniu (Kaniecki 1993), na Ostrowie Tumskim – także do 7 m (Zwoliński i in. 2018). W bliskim sąsiedztwie występują zazwyczaj formy różnowiekowe, związane z kilkoma kierunkami gospodarczej działalności człowieka.

Złożone układy form antropogenicznych występują w dolinach rzek (wały przeciwpowodziowe, groble, niecki zbiorników retencyjnych, kanały żeglugowe i derywacyjne, nasypy pod elementy sieci osadniczej itp.). Ingerencje w dna dolin rzecznych polegające na nadsypywaniu równin zalewowych i zajmowaniu powstałych w ten sposób terenów na cele budownictwa mieszkaniowego i przemysłowego były i są nader powszechne, a nasilały się w okresach ekspansji przemysłu (przełom XIX i XX w.) i po kolejnych wojnach, kiedy to gruz ze zniszczonej zabudowy rozplantowano na równinach zalewowych.

Najbardziej radykalne zmiany w korytach rzek spowodowały budowle piętrzące wodę oraz budowle regulacyjne (zabezpieczające brzegi, ostrogi itp.). Praca jazów zmieniła rytm i zakres wahań przepływów, a w konsekwencji zakłóciła relacje pomiędzy procesami erozji, transportu i akumulacji, jakie istniały do tej chwili w korycie rzeki. W przypadkach umiejscowienia na rzekach kilku budowli piętrzących, koryta zostały podzielone na autonomiczne odcinki, często o różnym natężeniu wskazanych uprzednio procesów. Powyżej piętrzeń, w strefie spiętrzonej wody, następuje bowiem ograniczenie prędkości płynięcia wody wskutek zmniejszenia spadku i wzrostu przekroju poprzecznego koryta. Powoduje to obniżenie zdolności transportowej cieku i odkładanie się materiału, zwłaszcza grubszych

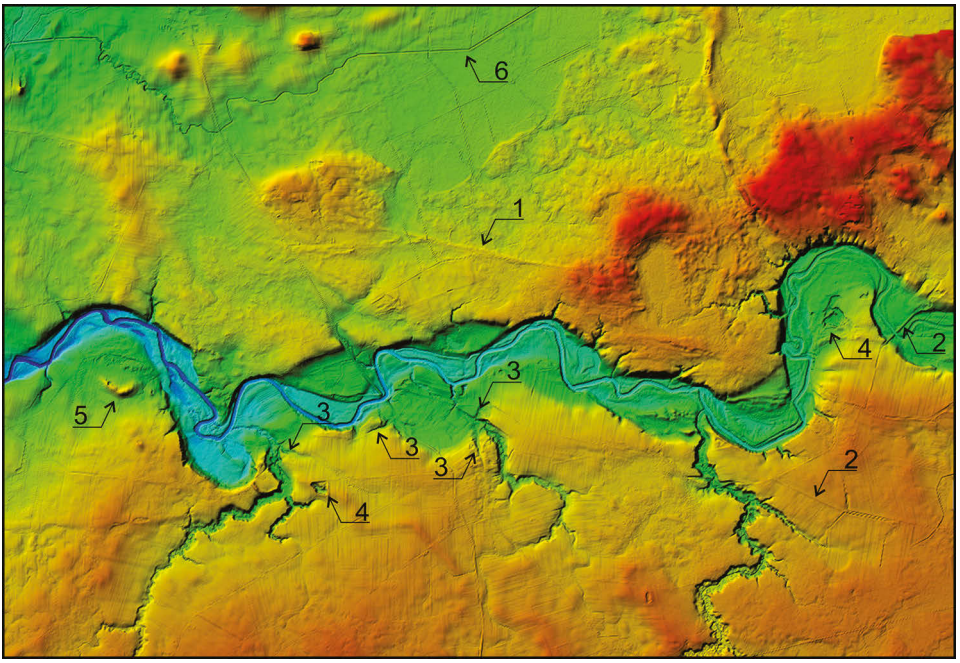
frakcji rumowiska. Z kolei poniżej piętrzeń, wskutek zwiększenia się prędkości płynięcia i zatrzymania dostawy materiału, możliwości transportowe rzek zawsze osiągają wyższe wartości. Prowadzi to do pogłębiania koryta na skutek wzmożonej erozji wgłębnej bezpośrednio w sąsiedztwie budowli piętrzącej, a w dalszej od niej odległości akumulacji materiału – powstania odcinka agradacyjnego.

Mimo daleko posuniętej ingerencji człowieka w środowisko dolin i koryt rzecznych nie odnotowano w młodoglacjalnym pasie pojeziernym tendencji do dziczenia koryt rzecznych. Koryta rzek na niektórych odcinkach dzieliły się wprawdzie na ramiona, ale były to ramiona rzek anastomozujących (rzeki przymorskie – Florek 1991, Warta w Poznaniu – Kaniecki 1993, 2013, Warta między Kołem a Koninem – Szpikowski 2018). Utrzymywała się przewaga transportu rumowiska zawieszonego nad wleczonym i przewaga przyrostu pionowego nad bocznym przyrostem osadów, przy względnie stabilnym układzie koryt.

Rolnicze użytkowanie stoków powoduje stopniowe narastanie miąższości pokryw stokowych w agradacyjnej (zwłaszcza dolnej) części stoku oraz rozwój akumulacyjnych teras rolnych. Badania w zlewni Perznicy na Pojezierzu Drawskim wykazały, że natężenie nadbudowywania podnóży stoków wynosiło od 0,5 $mm \cdot a^{-1}$ w okresie 500–1000 A.D., do 1–1,5 $mm \cdot a^{-1}$ w latach 1000–1800 A.D., natomiast natężenie akumulacji diamiktonu rolnego w ostatnich 200 latach wynosiło od 3,3 do 8 $mm \cdot a^{-1}$ (Szpikowski 2010). Ponadto może stanowić przyczynę powstania na stokach użytkowanych rolniczo śródpolnych skarp degradacyjnych (w tym tzw. wysokich miedz).

Kilkakrotne zmiany w charakterze działalności gospodarczej bądź też częściowe lub całkowite jej zaprzestanie są przyczynami powstania kopalnych form antropogenicznych. Najstarsze formy kopalne związane są z osadnictwem grodowym okresu halsztackiego (np. doły półziemianek, jamy zasobowe). Okres współczesny zaś dokumentują m.in. formy związane z działalnością militarną (np. fosy bastionów obronnych) oraz gospodarką wodną (np. kanały i rowy melioracyjne). Niektóre z form kopalnych są dobrze czytelne na zdjęciach lotniczych, natomiast rozpoznanie ich w terenie wymaga wcześniejszych analiz porównawczych map archiwalnych i współczesnych (Kozarski, Rotnicki 1977, 1978, Kaniecki 2013, Molewski i in. 2017). Znaczący postęp w rozpoznaniu subfosylnych form antropogenicznych związanych z osadnictwem prahistorycznym przyniosło zastosowanie laserowego skaningu lotniczego i naziemnego (Banaszek, Wróblewska 2013, Banaszek i in. 2013, Florek, Tylman 2013) (ryc. 9.29).

Stosunkowo nieliczną grupę tworzą antropogeniczne formy subakwalne (podwodne), czyli formy, które powstały w obrębie dna funkcjonującego zbiornika wodnego lub też znalazły się tam wskutek jego późniejszego utworzenia. Ten typ reprezentują przede wszystkim niecki zbiorników wodnych oraz zawodnione wyrobiska po eksploatacji surowców mineralnych. W wielu zbiornikach formują się delty piaszczyste, w obrębie których z czasem powstają zespoły wysp i odsypów. Tempo akumulacji osadów, a tym samym i tworzenia form w zbiornikach, jest na ogół niewielkie. W wielu przypadkach skutki akumulacji osadów w zbiornikach są ograniczane przez bagrowanie (zbiornik włocławski, ale i małe zbiorniki na



Ryc. 9.29. Formy antropogeniczne w dolinie Wieprzy koło Starego Krakowa zidentyfikowane na obrazie lidarowym (obraz lidarowy udostępniony dzięki uprzejmości prof. W. Rączkowskiego)

1 – nasypy dróg średniowiecznych, 2 – nasypy dróg współczesnych, 3 – parowy drogowe, 4 – wyrobiska piaskowni, 5 – wał grodziska łużyckiego, 6 – skanalizowany odcinek rzeki Stobnicy

rzekach przymorskich; Florek i in. 2008). Do form subakwalnych należą również formy erozyjne, których intensywny rozwój jest najczęściej związany z powstaniem i ewolucją tzw. wyboju poniżej stopni piętrzących. Nie sposób pominąć w takich zbiornikach naturalnych form degradacyjnych kształtujących się pod wpływem ruchów grawitacyjnych na brzegach zbiorników, ale których zapoczątkowanie było spowodowane działalnością człowieka.

Zdarzenia ekstremalne mogą doprowadzić do częściowego lub nawet całkowitego zniszczenia antropogenicznych form rzeźby terenu, np. zapór ziemnych i grobli. Niepożądane następstwa wezbrań powszechnie odnotowywane w czasach historycznych, także w okresie współczesnym nie należą do rzadkości. Opisane w literaturze przykłady (Brykała i in. 2003, Podgórski 2004) pokazują, że zdarzenia ekstremalne stanowią realne zagrożenie dla form antropogenicznych, ale też jednocześnie dowodzą, że morfologiczne skutki tego typu zdarzeń mogą być wywołane lub zwielokrotnione przede wszystkim przez wcześniejsze działania człowieka.

Wiedza na temat rozmiarów antropogenicznej transformacji rzeźby Niżu Polskiego jest wciąż niepełna, bowiem dotyczy tylko wybranych jego fragmentów. Ponadto trudności w zakresie ustalenia rzeczywistych rozmiarów zmian rzeźby

terenu dokonanych wskutek uprawy roli sprawiają, że podczas obliczania stopnia antropogenicznego przekształcenia rzeźby wpływ tego kierunku działalności człowieka jest zwykle pomijany lub uwzględniany jedynie w nawiązaniu do wybranych form rzeźby terenu. Dzieje się tak, chociaż wiadomo, że przekształcenia rzeźby obszarów młodoglacjalnych wskutek uprawy roli przekraczają wartości kilkunastu procent (np. gleby deluwialne zajmują 10–15% ogólnej powierzchni Pojezierza Mazurskiego – Uggla 1956, a ok. 43% powierzchni Pojezierza Myśliborskiego – Koćmit i in. 2001a). Badania w zlewni Perznicy na Pojezierzu Drawskim wykazały, że występuje wyraźny związek ewolucji toposekwencji glebowych, przekształcanych przez oddziaływania denudacji antropogenicznej i spłukiwanie przyspieszone, z litologią podłoża (Szpikowski 2010). Gleby wykształcone z glin i piasków gliniastych podlegają intensywnej denudacji w górnej i środkowej części profilów stokowych, gdzie powstają gleby płowe opadowo-glejowe zerodowane, natomiast dolne segmenty stoków są nadbudowywane przez osady deluwialne i miąższe pokrywy diamiktonu rolnego wkraczające na gleby gruntowo-glejowe bądź czarne ziemie glejowe. Dla profilów stokowych o takiej litologii gleby zerodowane zajmują 67%, gleby deluwialne 28%, a gleby niezmienione zaledwie 5% długości stoku. Dla gleb wytworzonych z piasków górna część profilu stokowego zajęta jest przez gleby rdzawe, natomiast dolna, przez gleby deluwialne, wkraczające na gleby bielicowo-rdzawe lub bielice. Gleby deluwialne zajmują tam średnio 40% długości stoku. Ponieważ poszczególne obszary znacznie różnią się między sobą stopniem antropogenicznego przeobrażenia rzeźby, dąży się w pierwszym rzędzie do ich jakościowej klasyfikacji, np. na podstawie analizy przestrzennej układu pokryw glebowych, morfologii profilów i niektórych właściwości fizykochemicznych gleb oraz wskaźnika średniej wielkości degradacji wybranych stoków (np. Sinkiewicz 1998).

W celu określenia stopnia przekształcenia rzeźby terenu wskutek bezpośredniego oddziaływania człowieka oblicza się odsetek powierzchni zajmowanej przez formy antropogeniczne w uprzednio wyróżnionych polach podstawowych – zwykle o wielkości 1 km^2 (Kozacka 1964, Podgórski 1996, 2010). Dotychczasowe wyniki badań wskazują, że największe zmiany rzeźby terenu związane są z rozwojem osadnictwa oraz szlaków komunikacyjnych (Kostrzewski i in. 2008). Oddziaływanie innych kierunków gospodarczej działalności człowieka jest wyraźnie mniejsze. Jednocześnie potwierdzają wpływ naturalnych predyspozycji środowiska przyrodniczego na lokalizację form antropogenicznych, co wynika z dużej georóżnorodności terenów młodoglacjalnych oraz sygnalizowanej uprzednio przewagi ich rolniczego wykorzystania. W przypadku dużych nagromadzeń antropogenicznych form rzeźby terenu dochodzi do wykształcenia się ich specyficznych układów przestrzennych: liniowych, powierzchniowych i mieszanych.

W strefie młodoglacjalnej dominują tereny o rzeźbie przekształconej w stopniu małym (np. poniżej 1% w Kotlinie Toruńskiej) lub średnim (np. duże wiejskie ośrodki osadnicze, obszary podmiejskie, strefy wyznaczone układem szlaków komunikacyjnych o znaczeniu regionalnym i lokalnym, fragmenty dolin z licznymi groblami i gęstą siecią rowów melioracyjnych, w których wartości wskaźnika

wynoszą od kilku do kilkunastu procent). Tereny o silnie przekształconej rzeźbie koncentrują się głównie w obrębie miast (średnie wartości wskaźnika od kilkunastu do kilkudziesięciu procent – w przypadku dużych miast, np. Bydgoszczy, ponad 64%, w granicach administracyjnych Torunia średnio 46%). Tereny o najsilniej zmienionej rzeźbie to przede wszystkim strefy przemysłowe i intensywnej eksploatacji surowców mineralnych, centra dużych miast oraz pasy wytyczone przez główne szlaki komunikacyjne. Liniowe formy antropogeniczne (nasypy, wały, groble, fosy, rowy, kanały) niekorzystnie wpływają na obieg materii w środowisku. Przerywają one ciągłość obiegu wody i przemieszczania osadów w dolinach rzecznych oraz na wysoczyznach, gdzie np. miedze, terasy rolne często tworzą lokalne bazy denudacyjno-akumulacyjne.

Dalszy, powolny wzrost powierzchni zajmowanej przez formy antropogeniczne będzie nadal związany z rozwojem osadnictwa i komunikacji. Na wielkość przekształceń będzie jednocześnie wpływać rekultywacja, która na terenach poeksploatacyjnych prowadzi do kolejnej transformacji rzeźby powierzchni.

9.6. Podsumowanie

Indywidualność geograficzną strefy młodoglacjalnej określa dominacja rzeźby polodowcowej, położonej w zasięgu umiarkowanej strefy klimatycznej i w sąsiedztwie Morza Bałtyckiego, oraz zróżnicowanej w czasie i przestrzeni działalności człowieka.

W strefie młodoglacjalnej dominują krajobrazy wysoczyzn morenowych i równin sandrowych, w zasięgu których występują zespoły form rzeźby poglacjalnej: stokowej, fluwialnej i eolicznej. Wysoczyzny mają wyraźne obramowania formami dolinnymi, co jest szczególnie charakterystyczne dla zachodniej części strefy młodoglacjalnej. Rzeźba strefy młodoglacjalnej jest efektem glacjalnego systemu morfogenetycznego zlodowacenia wisły, z wyraźnym retuszem morfogenezy okresu późnoglacjalnego i holoceńskiego. Wyjątkowo charakterystyczną cechą strefy młodoglacjalnej jest sekwencja pasów morfogenetycznych o rozciągłości południkowej, składających się z obszarów sandrowych i pradolin na południu oraz wysoczyzn morenowych na północy.

Geoekosystemy wysoczyzn morenowych i równin sandrowych kształtowane są przez denudację chemiczną, deflację i akumulację eoliczną, a w mniejszym stopniu przez erozję wodną i sufozję. Roślinność odgrywa ważną rolę we współczesnym systemie morfogenetycznym wysoczyzn morenowych i równin sandrowych. Zaznacza się to głównie w formie transformacji cech fizykochemicznych opadów, które są ważnym etapem obiegu wody w geoekosystemach równin strefy młodoglacjalnej. Wartość denudacji chemicznej dla geoekosystemów równin wysoczyznowych i sandrowych zamyka się w granicach 62–90 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$, natomiast opad eoliczny osiąga 300, a nawet ponad 600 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$.

Stoki odgrywają ważną rolę w funkcjonowaniu geoekosystemów strefy młodoglacjalnej jako obszary przejściowe między wierzchowinami i równinami a dnami

dolin i zagłębień. Najważniejszym procesem kształtującym rzeźbę stoków młodoglacjalnych jest spłukiwanie, przy niewielkim udziale erozji wąwozowej i minimalnym ruchów masowych. Szczegółowe badania pozwalają stwierdzić, że rozbryzg i spłukiwanie rozproszone jest procesem powszechnym na słabo nachylonych i krótkich powierzchniach stokowych. Denudacja chemiczna zaznacza się natomiast w miejscach wilgotnych, a więc najczęściej w dolnych odcinkach stoków. Wartość spłukiwania jest uzależniona od typu użytkowania terenu i litologii. Dla stoków zadarnionych wynosi maksymalnie do 1,5 $t \cdot ha \cdot a^{-1}$, podczas gdy w uprawach okopowych może sięgać 30 $t \cdot ha \cdot a^{-1}$. Współczesne przemiany powierzchni stokowych to głównie tendencja do spłaszczania powierzchni użytkowanych ornie, a na stokach trawiastych zwiększanie udziału wypukłej części profilu stoku. Procesy o charakterze ponadprzeciętnym i ekstremalnym doprowadzają do fragmentacji stoków młodoglacjalnych siecią nieregularnych rozcięć i wąwozów.

Ważną strukturą młodoglacjalnej strefy krajobrazowej są geoekosystemy dolin rzecznych, które ze względu na tranzytowy charakter przecinający poszczególne pasy morfogenetyczne, odgrywają dużą rolę we współczesnych przemianach krajobrazowych. Funkcjonowanie geoekosystemów dolin rzecznych strefy młodoglacjalnej określają warunki pogodowe umiarkowanej strefy klimatycznej, litologia podłoża, rzeźba poglacjalna, użytkowanie terenu i wahania poziomu Morza Bałtyckiego. Charakterystyczną cechą współczesnego rozwoju dolin rzecznych strefy młodoglacjalnej jest z jednej strony tendencja do coraz głębszego przerabiania aluwiów korytowych, a z drugiej nadbudowywanie równin zalewowych osadami pozakorytowymi. Geoekosystemy dolin rzecznych strefy młodoglacjalnej są w skali holocenu względnie stabilne pod względem morfologicznym. W dolinach o małych spadkach dominuje przyrost pokryw powodziowych, natomiast działalność erozyjna jest niewielka. Jedynie górne biegi rzek, szczególnie na Pomorzu, odznaczają się intensywniejszymi procesami erozji dennej i bocznej. Równiny zalewowe rzek meandrujących mają urozmaiconą morfologię, kształtowaną głównie przez przepływy wezbraniowe, jednak nawet te stany wezbraniowe nie doprowadzają do większych przemian równin zalewowych. Postulatem praktycznym jest takie kształtowanie stosunków hydrologicznych w zlewniach i planowanie prac hydrotechnicznych w dolinach rzek, aby ograniczyć, a nie zupełnie wyeliminować wylewy powodziowe. Wezbrania są ważnym czynnikiem wpływającym na utrzymanie georóżnorodności i bioróżnorodności równin zalewowych.

Działalność człowieka stanowi ważny element współczesnego rozwoju geoekosystemów strefy młodoglacjalnej. W strukturze krajobrazów młodoglacjalnych niewiele jest obszarów pozbawionych form antropogenicznych. Rzeźba terenu i sieć rzeczna są najsilniej przekształcone przez rozwój osadnictwa, sieci komunikacyjnej oraz eksploatację surowców mineralnych. Zaznacza się też wpływ innych form działalności człowieka, a mianowicie gospodarki wodnej, przemysłu, rolnictwa, działalności militarnej, a także religijnej. Współczesne oddziaływanie gospodarki na geoekosystemy strefy młodoglacjalnej jest aktualnie w większym stopniu kontrolowane poprzez uwzględnianie coraz szerzej zasady

zrównoważonego rozwoju, co jest warunkiem ochrony i zachowania struktury krajobrazowej.

Procesami najczęściej kształtującymi rzeźbę strefy młodoglacjalnej są procesy fluwialne, stokowe, eoliczne i antropogeniczne. Obserwuje się natomiast wyraźny wzrost natężenia występowania i oddziaływania na współczesny system rzeźbotwórczy różnych zjawisk ponadprzeciętnych, w tym ekstremalnych, szczególnie od przełomu XX i XXI w.

Literatura

Alexandrowicz W., 1991, *Budowa geologiczna Polski*, [w:] L. Starkel (red.), *Środowisko przyrodnicze Polski*, PWN, Warszawa, s. 224–248.

Alexandrowicz Z., 1967, *Kry lodowcowe w Wolińskim Parku Narodowym*, Ochrona Przyrody, 32, 207–224.

Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym vistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Rozprawy, Toruń.

Andrzejewski L., Krzemień K., 2017, *Doliny i koryta rzek*, [w:] P. Jokiel, J. Pociask-Karteczka, W. Marszelewski (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, Warszawa, s. 121–127.

Andrzejewski L., Krzemień K., Zwoliński Z., 2018, *Zarys przyrodniczych i antropogenicznych uwarunkowań rozwoju systemów dolinnych i korytowych w Polsce*, Landf. Anal., 37, 17–36.

Andrzejewski L., Starkel L., 2017, *Ewolucja systemów dolinnych i zmiany w obiegu wody od ustąpienia ostatniego zlodowacenia*, [w:] P. Jokiel, J. Pociask-Karteczka, W. Marszelewski (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, Warszawa, s. 111–116.

Antczak B., 1986, *Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas późnego vistulianu*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, seria Geografia, 35, 1–111.

Augustowski B., 1977, *Pomorze*, PWN, Warszawa.

Augustowski B., 1982, *Dolina Dolnej Wisły*, Ossolineum, Wrocław.

Babiński Z., 1997, *Procesy erozyjno-akumulacyjne poniżej stopnia wodnego Włocławek, ich konsekwencje i wpływ na morfodynamikę planowanego zbiornika Nieszawa*, IGiPZ PAN, Toruń.

Bajkiewicz-Grabowska E., 2002, *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych*, Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa.

Banaszek Ł., Florek W., Kaczmarzyk J., 2013, *Sławsko and Wrześnica – two medieval strongholds in fluvial context. Interpretation of ALS and palaeohydrological data*, AARG Intern. Conference. The Past and Present from above, 26–28 September 2013, Amersfoort, The Netherlands, Book of Abstracts.

Banaszek Ł., Wróblewska L., 2013, *Teledetekcja archeologicznych krajobrazów ziemi sławieńskiej*, [w:] W. Rączkowski, J. Sroka (red.), *Historia i kultura ziemi sławieńskiej*, t. 11, *Ośrodki miejskie*, Fundacja „Dziedzictwo", Darłowo–Sławno, s. 45–79.

Ber A., 2000, *Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich*, Prace PIG, 170, 1–89.

Błaszkiewicz M., 1998, *Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie*, Dokumentacja Geogr., 10, 1–116.

Błaszkiewicz M., 2005, *Późnoglacjalna i wczesnoholoceńska ewolucja obniżeń jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza)*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 201.

Borowiec S., 1965, *Mapa zagrożenia erozją wodną gruntów uprawnych powiatu chojeńskiego*, Zesz. Nauk. WSR w Szczecinie, 18, 195–197.

Borówka R.K., 1992, *Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego vistulianu i holocen*, Seria Geografia, 54, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.

Brykała D., Gębica P., Gierszewski P., 2003, *Geomorphological effects of the catastrophic drainage of artifical reservoir in the Młynówka Valley at Górowo Iławieckie, Poland,* Landf. Anal., 4, 75–92.

Choiński A., 1982, *Hydrologic activity of Polish rivers,* Quaest. Geogr., 8, 45–53.

Chudzikiewicz L., Doktor M., Gradziński R., Haczewski G., Leszczyński S., Łaptaś A., Pawełczyk J., Porębski S.J., Rachocki A., Turnau E., 1979, *Sedymentacja współczesnej delty piaszczystej w jeziorze Płociczno* (*Pomorze Zachodnie*), Studia Geologia Polonica, 62, 1–61.

Churska Z., Kwiatkowska E., 1964, *Rozwój osadnictwa i stosunki gospodarcze okolic Czernikowa w powiązaniu ze środowiskiem geograficznym*, Zesz. Nauk. UMK, Geografia, 3, 135–168.

Dębski K., 1959, *Próba oszacowania denudacji na obszarze Polski*, Prace Kom. Gosp. Wodnej, 2, 477–481.

Drwal J., 1975, *Zagadnienie bezodpływowości na obszarach młodoglacjalnych,* Zesz. Nauk. Uniw. Gdańskiego, 3, 7–26.

Dylik J., 1958, *Problematyka geomorfologiczna wobec potrzeb rolnictwa*, Przegl. Geogr., 26(1), 4–36.

Dynowska I., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, Zesz. Nauk. UJ, 18, Prace Geogr., 28, 1–155.

Fedorowicz J., 1993, *Antropogeniczne przeobrażenia środowiska geograficznego na terenie miasta Torunia*, Stud. Soc. Sci. Torun., Sec. C, 10(3), 1–95.

Florek E., 1983, *Wpływ zabudowy hydrotechnicznej na przebieg i bilans procesów fluwialnych na przykładzie dolnego Bobru*, Przegl. Geogr., 55(1), 63–89.

Florek E., 1997, *Akumulacja w zbiornikach Krzynia i Konradowo na Słupi w świetle analizy zdjęć lotniczych,* [w:] W. Florek (red.) *Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku,* Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Słupsku, Słupsk, 3, 49–61.

Florek E., Florek W., 1989, *Cechy hydrologiczne Słupi a osady budujące koryto*, Zesz. Nauk. AG-H, Geologia, 15, 1–2, 15–33.

Florek E., Florek W., Łęczyński L., 2008, *Funkcjonowanie zbiorników zaporowych na Słupi jako czynnik rzeźbotwórczy,* Landf. Anal., 7, 12–22.

Florek W., 1991, *Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Słupsku, Słupsk, s. 238.

Florek W., Jonczak J., Princ C., 2008, *Rola denudacji odpływowej w kształtowaniu rzeźby małych zlewni na obszarach zastoiskowych (na przykładzie dopływów dolnej Wieprzy),* Landf. Anal., 7, 23–34.

Florek W., Tylman I., 2013, *Skanning laserowy w badaniach morfologicznych małych dolin rzecznych (przypadek doliny Jarosławianki)*, [w:] J. Jonczak, W. Florek (red.), *Środowisko glebotwórcze i gleby dolin rzecznych*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 19–32.

Frielinghaus M., Schmidt R., 1993, *On-site and Off-site Damages by Erosion in Landscapes of East Germany*, [w:] S. Wicherek (red.), *Farm Land Erosion in Temperate Plains Environment and Hills*, Elsevier, Amsterdam, s. 47–59.

Galon R., 1972, *Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, PWN, Warszawa, s. 35–110.

Galon R., 1979, *Formy powierzchni Polski. Zarys geomorfologii*, WSiP, Warszawa.

Gilewska S., 1991, *Rzeźba,* [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 248–296.

Glińska-Lewczuk K., 2002, *Zmiany morfometryczne starorzeczy jako efekt oddziaływania czynników naturalnych i antropogenicznych,* [w:] P. Szwarczewski, E. Smolska (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym,* Wyd. UW, Warszawa, 2, 15–24.

Gołębiewski R., 1981, *Kierunki i intensywność denudacji na obszarze zlewni górnej Raduni w późnym würmie i holocenie,* Zesz. Nauk. Uniw. Gdańskiego, 26, 1–165.

Gonera P., 1986, *Zmiany geometrii koryt meandrowych Warty na tle wahań klimatycznych w późnym vistulianie i holocenie*, UAM, Poznań, seria Geografia, 33, 1–84.
Gonera P., Kijowski A., Zwoliński Z., 1985, *Powezbraniowe formy akumulacyjne na terasie zalewowej Warty i Parsęty w świetle analizy zdjęć lotniczych*, Fotointerpretacja w Geografii, 8(18), 24–42.
Górska-Zabielska M., 2000, *Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu*, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 28, 1–145.
Gregory K.J., Walling D.E., 1973, *Drainage basin: form and processes*, Edward Arnold, London.
Gruszka B., Dobracka E., Langer A., 2011, *Polygenetic esker in Kluczkowo near Świdwin, NW Poland*, [w:] M. Pisarska-Jamroży, R. Dobracki (red.), *Osady glacigeniczne fazy pomorskiej od Uckermark po Równinę Białogardzką*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 85–96.
Hermanowski P., Piotrowski J.A., Szuman I., 2019, *An erosional origin for drumlins of NW Poland*, Earth Surface Processes and Landforms, DOI: 10.1002/esp.4630.
Hojan M., 2009, *Aeolian processes on the cliffs of Wolin Island*, Quaest. Geogr., 28A/2, 39–46.
Jahn A., 1969, *Niveo-eloiczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę*, Problemy Zagospodarowania Ziem Górskich, 5, 53–88.
Jania J., Zwoliński Z., 2011, *Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczne w Polsce*, [w:] Z. Zwoliński (red.), *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, Landf. Anal., 15, 51–64.
Jaworski T., 1995, *Antropogeniczne przeobrażenia rzeźby terenu w okolicach Biskupina w wyniku pozarolniczej działalności człowieka*, [w:] W. Niewiarowski (red.), *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacjale i holocenie*, Oficyna Wyd. Turpress, Toruń, s. 247–279.
Jokiel P., Marszelewski W., Pociask-Karteczka J., 2017, *Hydrologia Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN.
Jonczak J., Kuczyńska P., 2008, *Uwarunkowania rozwoju i wybrane właściwości gleb dolinki erozyjno-denudacyjnej Wieprzy w okolicach Mazowa*, Landf. Anal., 7, 69–79.
Józefaciuk C., 1991, *Procesy spłukiwania i erozji wąwozowej*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
Kaczmarzyk J., 2008, *Holoceńska paleohydrologia środkowej Wieprzy w świetle cech sedymentacyjnych osadów korytowych*, Akademia Pomorska w Słupsku, Słupsk, 1–141.
Kaczmarzyk J., Florek W., Olszak I.J., 2008, *Górnoholoceńskie i współczesne formy i osady pozakorytowe w dolinie środkowej Wieprzy*, Landf. Anal., 7, 80–94.
Kaniecki A., 1993, *Poznań. Dzieje miasta wodą pisane*, Wyd. Aquarius, Poznań.
Kaniecki A., 2013, *Wpływ antropopresji na przemiany środowiskowe w dolinie Warty w Poznaniu*, Landf. Anal., 24, 23–34.
Karasiewicz T.M., 2014, *Wpływ procesów denudacji na właściwości osadów wypełniających zagłębienia między krętymi wałami z erozji wód subglacjalnych w okolicy Zbójna (Pojezierze Dobrzyńskie)*, Landf. Anal., 25, 29–42.
Karasiewicz T.M., 2017, *The kettle-hole mire as archives of postglacial changes in biogenic sedimentation (Tuchola Forest, north-Central Poland)*, Catena, 176, 26–44.
Karasiewicz T.M., Hulisz P., Noryśkiewicz A.M., Stachowicz-Rybka R., 2019a, *Post-glacial environmental history in NE Poland based on sedimentary records from the Dobrzyń Lakeland*, Quat. Int., 501(A), 193–207.
Karasiewicz T.M., Tobojko L., Świtoniak M., Milewska K., Tyszkowski S., 2019b, *The morphogenesis of erosional valleys in the slopes of the Drwęca valley and the properties of their colluvial infills*, Bulletin of Geography, Physical Geography Series, 16, 5–20.
Karczewski A., 1981, *Soil denudation on cultivated land in the Polish Lowland near Poznań*, Quaest. Geogr., 7, 47–71.

Karczewski A., 1994, *Morpho- and lithogenetic diversification of the Pomeranian Phase in Western and Central Pomerania*, Z. Geomorph. N.F., Supl.-Bd., 95, 35–48.
Karczewski A., 1998, *The North Pomeranian Baltic-facing slope as a priviledged area for the formation of ice-dammed lakes*, Quaest. Geogr., 19/20, 51–56.
Karczewski A., Mazurek M., Stach A., Dmowska A., Zwoliński Z., 2007, *Mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej pod redakcją B. Krygowskiego, 1:300 000,* Inst. Paleogeogr. Geoekol. UAM, Poznań.
Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
Klimczak R., 1993, *Spłukiwanie na obszarach o zróżnicowanym użytkowaniu – przebieg i rola we współczesnym środowisku morfogenetycznym (zlewnia Młyńskiego Potoku, Pomorze Zachodnie)*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, Zesz. Nauk. Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko", 6, 61–77.
Koćmit A., 1998, *Erozja wodna w obszarach młodoglacjalnych Pomorza i możliwości jej ograniczenia*, Bibl. Fragm. Agronomica, 4B/98, 83–99.
Koćmit A., Chudecka J., Podlasiński M., Raczkowski B., Roy M., Tomaszewicz T., 2001a, *Przestrzenna zmienność pokrywy glebowej na erodowanym zboczu w obszarze morenowym Pomorza Zachodniego*, Folia Univ. Agric. Stetin., 217, Agricultura, 87, 97–101.
Koćmit A., Raczkowski B., Podlasiński M., 2001b, *Typologiczna przynależność erodowanych gleb wytworzonych z glin morenowych wybranego obiektu na Pomorzu Zachodnim*, Folia Univ. Agric. Stetin., 217, Agricultura, 87, 103–107.
Kolander R., 2001, *Geoekosystem zlewni leśnej jeziora Gardno na wyspie Wolin i jego funkcja we współczesnej ewolucji rzeźby strefy młodoglacjalnej*, MS, Archiwum UAM, Poznań.
Komputerowa Mapa Podziału Hydrograficznego Polski (MPHP), 2004, IMGW, Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
Kondracki J., 2000, *Geografia regionalna Polski*, wyd. 2 popr., Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
Kostrzewski A., 1963, *Morfologia ostrowskiej wyspy wysoczyznowej pod Gostyniem*, Bad, Fizjogr. Polski Zach., 11, 191–202.
Kostrzewski A., 1998, *Struktura krajobrazowa dorzecza Parsęty w oparciu o dotychczasowe podziały fizycznogeograficzne*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, 1, *Środowisko przyrodnicze dorzecza Parsęty, stan badań, zagospodarowanie, ochrona*, s. 131–141.
Kostrzewski A., 2001, *Stan badań erozji gleb na Pomorzu Zachodnim*, Folia Univ. Agric. Stetin., 217, Agricultura, 87, 117–124.
Kostrzewski A., 2016, *The geoecosystem and its application in research on the present-day morphogenetic system in the temperate climate zone*, Prace Geogr. UJ, 144, 35–47.
Kostrzewski A., Dmowska A., Stach A., Mazurek M., Zwoliński Z., 2016, *Spatial variability of physical and chemical properties of river water in the upper Parsęta catchment during rising spring flows*, Prace Geograficzne, 144, 49–67.
Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., 1986, *Kartowanie morfologiczne współczesnego systemu denudacyjnego wysoczyzn morenowych, propozycja sygnatury*, Spraw. PTPN, 103, 56–59.
Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1989, *Morphologic effects of heavy rainfall (25 May 1983) over relief features of the scarpland in the middle Parsęta valley, west Pomerania, Poland*, Quest. Geogr., Spec. Iss., 2, 101–110.
Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1992a, *Wpływ procesów katastrofalnych na funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego obszarów młodoglacjalnych, Pomorze Zachodnie*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 43(A), 55–82.
Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1992b, *Hydrochemiczna interpretacja przepływów wezbraniowych w zlewniach młodoglacjalnych*, [w:] M. Pulina, A. Kostrzewski (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej*, Prace Nauk. UŚ, 1254, 127–142.

Kostrzewski A., Mazurek M., Stach A., Zwoliński Z., 1999, *Funkcjonowanie geoekosystemu dorzecza Parsęty w warunkach wezbraniowych*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych, 2, Powodzie rzek przymorza Bałtyku i innych regionów Polski, uwarunkowania, przebieg, skutki w środowisku przyrodniczym*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 87–100.

Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994a, *Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni*, Stow. Geom. Pol., Poznań.

Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1997, *Sources of material supply and character of fluvial transport in post-glacial agricultural-forested catchment (the upper Parsęta river, Poland)*, Landf. Anal., 1, 19–31.

Kostrzewski A., Stach A., Szpikowski J., 1994b, *Transport i opad eoliczny jako wskaźnik erozji gleb (Pojezierze Drawskie, Równina Wrzesińska)*, Roczn. Akad. Roln. Poznań, 266, 201–209.

Kostrzewski A., Starkel L., Zwoliński Z., 1998, *Mapa rozczłonkowania rzeźby Polski*, [w:] S. Kozłowski (red.), *Atlas georóżnorodności Polski*, Arch. PIG, Warszawa.

Kostrzewski A., Szpikowski J., 1993, *Uwarunkowania i zmienność sezonowa opadu i transportu eolicznego na obszarze młodoglacjalnym (zlewnia Młyńskiego Potoku, górna Parsęta, Pomorze Zachodnie)*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, Zesz. Nauk. Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko", 6, 101–114.

Kostrzewski A., Szpikowski J., 1994, *Zmienność przestrzenna opadu i transportu eolicznego w zlewni Młyńskiego Potoku*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego – Stacja Bazowa Storkowo*, Bibl. Monit. Środ., Warszawa, s. 165–184.

Kostrzewski A., Szpikowski J., Szpikowska G., 2011, *Stan geoekosystemów Polski – ocena na podstawie wybranych geowskaźników w programie Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego*, Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, s. 69–83.

Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1985, *Chemical denudation rate in the upper Parsęta catchment, Western Pomerania: research methods and preliminary results*, Quast. Geogr., SI 1, 121–138.

Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1988, *Koncentracja i ładunek materiału zawieszonego i rozpuszczonego w zlewniach cząstkowych dorzecza górnej Parsęty w roku hydrologicznycm 1986*, Spraw. PTPN, 105, 51–54.

Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1990, *Denudacja chemiczna i mechaniczna w zlewni górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1986*, Dokumentacja Geograficzna, 1, 13–30.

Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1992, *Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczesnym systemie geomorficznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie)*, Prace Geogr. IGPZ PAN, 155, 11–45.

Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1999, *Erozja boczna w korycie Parsęty*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Powodzie rzek Przymorza Bałtyku – uwarunkowania, skutki w środowisku przyrodniczym*, mat. semin., 25–27.10.1999, Kołobrzeg, s. 128.

Kostrzewski A., Zwoliński Z., Andrzejewski L., Florek W., Mazurek M., Niewiarowski W., Podgórski Z., Rachlewicz G., Smolska E., Stach A., Szmańda J., Szpikowski J., 2008, *Współczesny morfosystem strefy młodoglacjalnej*, Landf. Anal., 7, 7–11.

Kosturkiewicz A., Szafrański C., 1993, *Spływy powierzchniowe i podpowierzchniowe z bogato rzeźbionych terenów*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, Zesz. Nauk. Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko", 6, 123–130.

Kosturkiewicz A., Szafrański C., Fiedler M., 1994, *Agromelioracje jako czynnik ograniczający erozję wodną gleb terenów bogato rzeźbionych*, Roczn. Akad. Rol. Poznań, 267, Melior. Inż. Środ., 14, 281–293.

Koutaniemi L., Rachocki A., 1981, *Paleohydrology and landscapes development in the middle course of the Radunia basin, North Poland*, Fennia, 159, 335–342.
Kowalkowski A., 1999, *Ewolucja gleb w holocenie*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 127–137.
Kozacka U., 1964, *Próba oceny stopnia przeobrażenia powierzchni ziemi przez człowieka na obszarze sekcji Otorowo mapy 1:25 000*, Spraw. PTPN, 2, 302–303.
Kozacki L., 1980, *Przeobrażenia środowiska geograficznego spowodowane wgłębnym górnictwem węgla brunatnego na obszarze Środkowego Poodrza*, Wyd. Nauk UAM, Poznań.
Kozacki L., 1983, *Formy antropogeniczne jako stymulator zmian środowiska*, [w:] Z. Churski (red.), Mat. Zjazdu Geogr. Pol., Toruń 15–18 września 1983 r., Wyd. UMK, Toruń, s. 72–73.
Kozarski S., 1975, *Oriented kettle-holes on outwash planes*, Quaest. Geogr., 2, 99–112.
Kozarski S., 1981, *Vistulian stratigraphy and chronology of the Great Poland Lowland (in Polish with English summary)*, PWN, PAN, seria Geografia, 4, 1–44.
Kozarski S., 1983, *River channel changes in the middle reach of the Warta Valley, Great Poland Lowland*, Quat. Stud. in Poland, 4, 159–171.
Kozarski S., 1986, *Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim*, Czasop. Geogr., 57(2), 247–270.
Kozarski S., Gonera P., Antczak B., 1988, *Valley floor development and paleohydrological changes: The Late Vistulian and Holocene history of the Warta River (Poland)*, [w:] G. Lang, Ch. Schlüchter (red.), *Lake, Mire and River Environments during the last 15 000 years,* Proc. INQUA/IGCP, 158, 185–203.
Kozarski S., Rotnicki K., 1977, *Valley Floors and Changes of River Channel Patterns in the North Polish Plain during the Late-Würm and Holocene*, Quaest. Geogr., 4, 51–93.
Kozarski S., Rotnicki K., 1978, *Problemy późnowürmskiego i holoceńskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim*, PTPN, Wydz. Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol., 19, 1–57.
Kozarski S., Witt A., 1990, *Modelowanie den dolin rzecznych*, [w:] M. Bogacki (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski południowo-wschodniej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 153, 85–97.
Kruszyk R., 2002, *Proces denudacji chemicznej gleb w zasięgu zbiorowisk leśnych strefy młodoglacjalnej (zlewnia górnej Parsęty)*, MS, Archiwum UAM, Poznań.
Kruszyk R., Kostrzewski A., Tylkowski J., 2015, *Variability of throughfall and stemflow deposition in pine and beech stands (Czarne Lake catchment, Gardno Lake catchment on Wolin Island)*, Prace Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. UJ, 143, 85–102.
Krygowski B., 1956, *O dwóch nowych podziałach na regiony geograficzne Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej,* Bad. Fizjogr. Polski Zach., 3, 75–112.
Krygowski B., 1960, *O starych strukturach w młodych morenach czołowych (m.in. w Wielkopolsce)*, Spraw. PTPN, 1, 93–96.
Krygowski B., 1961, *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej*, cz. I, *Geomorfologia,* PTPN, Poznań.
Krygowski B., 1962, *O możliwości diapirowego charakteru glacitektonicznej struktury Wału Pożegowskiego pod Poznaniem*, Spraw. PTPN za III i IV kw. 1960, 5, 393–395.
Krzywicki T., 2000, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (ark. 143 – Rygol, 150 – Rudawka)*, PIG.
Lankauf K.R., 1975, *Współczesne procesy spłukiwania na zboczach dolin z okolicy Torunia*, Czasop. Geogr., 46(2), 191–206.
Lesemann J.-E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2010, *Glacial curvilineations: subglacial landforms produced by longitudinal vortices in meltwater flows*, Geomorphology, 120 (3–4), 153–161.
Lesemann J.-E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2014, *Genesis of the 'glacial curvilineation' landscape by meltwater processes under the former Scandinavian Ice Sheet, Poland*, Sedimentary Geology, 312, 1–18.

Majewski M., 2008, *Ewolucja form i osadów w późnym vistulianie i holocenie w rynnie jeziora Jasień*, Landf. Anal., 7, 95–101.
Majewski M., 2013, *Rozwój form i procesów stokowych w rynnie jeziora Jasień w późnym vistulianie i holocenie*, Wydawnictwo Naukowe Akademii Pomorskiej w Słupsku, Słupsk, 1–163.
Majewski M., 2014, *Wykorzystanie eksperymentu terenowego w badaniach erozji wodnej gleb w zlewni Chwalimskiego Potoku (Pojezierze Drawskie, górna Parsęta)*, Prace Geograficzne, 138, 57–66.
Majewski M., 2018, *Erozja wodna gleb w zlewni Chwalimskiego Potoku (Pojezierze Drawskie) w latach 2012–2017*, [w:] W. Bochenek, M. Kijowska-Strugała (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Ocena funkcjonowania i kierunków zmian środowiska przyrodniczego Polski na podstawie wieloletnich badań stacjonarnych*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szymbark, s. 191–197.
Majewski M., 2020, *Sekularne i ekstremalne procesy erozji wodnej gleb na Pojezierzu Drawskim*, Landf. Anal., 39, 1–106.
Major M., 1999, *Morfometria zagłębień bezodpływowych strefy młodoglacjalnej jako element małej retencji*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych,* Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 2, 125–129.
Marcinek J., 1994, *Rozmiary erozji wodnej gleb w Wielkopolsce*, Roczn. Akad. Rol. Poznań, 266, Melior. Inż. Środ., 14, 63–73.
Marcinek J., 1998, *Zróżnicowanie gleb zlewni Parsęty w aspekcie erozji powierzchniowej*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, Wyd. Uczel. Polit. Koszal., Poznań, 1, 167–175.
Marcinek J., Komisarek J., 2001, *Przekształcenia pokrywy glebowej na skutek przyspieszonej erozji wodnej falistych i pagórkowatych terenów Niziny Wielkopolskiej*, Folia Univ. Stetin., 217, Agricultura, 87, 135–146.
Marcinek J., Komisarek J., 2004, *Antropogeniczne przekształcenia gleb Pojezierza Poznańskiego na skutek intensywnego użytkowania rolniczego*, Wyd. Akad. Rol., Poznań.
Marks L., 2002, *Last Glacial Maximum in Poland*, Quaternary Science Reviews 21, 103–110.
Marks L., 2012, *Timing of the Late Vistulian (Weischselian) glacial phases in Poland*, Quaternary Science Reviews 44, 81–88.
Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K., 2006, *Mapa Geologiczna Polski 1:500 000*, PIG, Warszawa.
Markuszewska I., 2003, *Wpływ zagłębień antropogenicznych na mały obieg wody w agroekosystemie na obszarze południowo-wschodniej Wielkopolski*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 3, 345–352.
Marsz A., 1964, *O rozcięciach erozyjnych krawędzi Pradoliny Kaszubskiej między Gdynią a Redą*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 13(A), 113–154.
Marsz A., 1995, *Rozmiary erozji i denudacji późnoglacjalnej na północnym skłonie Pojezierza Kaszubskiego i Pobrzeżu Kaszubskim*, [w:] W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku*, WSP, Słupsk, 2, 139–152.
Maruszczak H., Wilgat M., 1990, *Struktura rzecznego odpływu roztworów z nizinnych zlewni dorzecza Wisły*, [w:] *Geosystemy obszarów nizinnych*, mat. konf. Szczecinek–Storkowo, 27–28 września 1990, Wyd. UAM, Poznań, s. 10–11.
Mazurek M., 1998, *Dostawa materiału klastycznego do transportu fluwialnego na obszarach młodoglacjalnych (zlewnia Kłudy, Pomorze Zachodnie)*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 49, 127–146.
Mazurek M., 1999a, *Solute transport as an indicator of morphodynamic zonation in a postglacial environment, West Pomerania, Poland,* Earth Surf. Proc. Landf., 24, 1121–1134.

Mazurek M., 1999b, *Dynamika transportu substancji rozpuszczonych w zlewni młodoglacjalnej (zlewnia Kłudy, Pomorze Zachodnie)*, Przegl. Geogr., 71, 3, 247–267.
Mazurek M., 2000, *Zmienność transportu materiału rozpuszczonego w zlewni Kłudy jako przejaw współczesnych procesów denudacji chemicznej (Pojezierze Zachodnie)*, Wyd. Nauk. UAM, seria Geografia, 62, 1–125.
Mazurek M., 2003, *Uwarunkowania oddziaływania wód podziemnych w strefach źródliskowych rzek na obszarach młodoglacjalnych*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 3, 173–187.
Mazurek M., 2006, *Morphometric diferenciation channel heads in postglacial zone (Parseta catchment, Pomorze Zachodnie)*, Quaest. Geogr., 25A, 39–47.
Mazurek M., 2010, *Hydrogeomorfologia obszarów źródliskowych (dorzecze Parsęty, Polska NW)*, seria Geografia, 92, Wyd. Naukowe UAM, Poznań.
Mazurek M., 2011, *Geomorphological processes in channel heads initiated by groundwater outflows (the Parsęta catchment, north-western Poland)*, Quaest. Geogr., 30(3), 33–45.
Mazurek M., 2017, *Rola erozji źródliskowej w inicjacji i rozwoju sieci drenażu*, Przegl. Geogr., 89, 1, 5–29.
Mazurek M., Dobrowolski R., Osadowski Z., 2014a, *Geochemistry of deposits from spring-fed fens in West Pomerania (Poland) and its significance for palaeoenvironmental reconstruction*, Geomorphologie – Relief, Processus, Environment, 20(4), 323–342.
Mazurek M., Kruszyk, R., Szpikowska, G., 2020, *Source-to-mainstream: Hydrochemical water changes in a channel head in the young glacial area (Pomeranian Lakeland, Poland)*, Geomorphology, 371, 107445.
Mazurek M., Paluszkiewicz R., 2013, *Formation and development of a 1st-order valley network in postglacial areas (the Dębnica catchment)*, Landf. Anal., 22, 75–87.
Michalska G., 2003, *Dynamika śródpokrywowego spływu wody i substancji rozpuszczonych podczas intensywnych roztopów i opadów w eksperymentalnej zlewni Chwalimskiego Potoku (górna Parsęta)*, [w:] W. Bochenek, E. Gil (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów Polski ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych*, Bibl. Monit. Środ., 63–70.
Mojski J., 2005, *Ziemie polskie w czwartorzędzie: Zarys morfogenezy*, PIG, Warszawa.
Molewski P., Juśkiewicz W., 2014, *Próba rekonstrukcji pierwotnej rzeźby obszaru Zespołu Staromiejskiego w Toruniu i jego bliskich przedmieść na podstawie geoinformacji geologicznej i historycznej*, Landf. Anal., 25, 115–124.
Molewski P., Wasik B., Wiewióra M., 2017, *Próba rekonstrukcji wybranych elementów pierwotnej topografii położenia zamków krzyżackich w Unisławiu i Starogrodzie (ziemia chełmińska, Polska Północna) na podstawie analizy danych archeologicznych i kartograficznych*, Bulletin of Geography, Physical Geography Series, 15, 15–26.
Niewiarowski W., 1990, *Rozwój i przeobrażenia głównych komponentów środowiska geograficznego mikroregionu osadniczego w okolicach Gronowa, woj. toruńskie, w późnym plejstocenie i holocenie*, [w:] J. Olczak (red.), *Studia nad osadnictwem średniowiecznym ziemi chełmińskiej. Gronowski mikroregion osadniczy*, Wyd. UMK, Toruń, s. 7–26.
Niewiarowski W., 1995, *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacjale i holocenie*, Ofic. Wyd. Turpress, Toruń.
Niewiarowski W., Celmer T., Marciniak K., Pietrucień C., Proszek P., Sinkiewicz M., 1992, *Przebieg współczesnych procesów denudacyjnych na młodoglacjalnej wysoczyźnie morenowej intensywnie użytkowanej rolniczo, na przykładzie okolic Koniczynki, na północny wschód od Torunia*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 47–67.
Orlienok W.W., Pęcherzewski K., 2007, *Kaliningradzkie trzęsienie ziemi 21 września 2004 roku*, Słupskie Prace Geograficzne, 3, 149–157.

Paluszkiewicz R., 2011, *Erosional-denudational valleys and their significance for the reconstruction of the late glacial environmental conditions (the Drawsko Lakeland, NW Poland)*, Quaest. Geogr., 30(3), 71–81.
Paluszkiewicz R., 2014, *Późnoglacjalna depozycja osadów dolinek wschodnich stoków Buślarskich Gór (Pojezierze Zachodniopomorskie)*, Landf. Anal., 26, 85–93.
Paluszkiewicz R., 2016, *Postglacjalna ewolucja dolinek erozyjno-denudacyjnych w wybranych strefach krawędziowych Pojezierza Zachodniopomorskiego*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
Pawłowski S., 1923, *Zmiany w ukształtowaniu powierzchni ziemi wywołane przez człowieka*, Przegl. Geogr., 4, 48–64.
Piasecki D., 1976, *Doliny złożone rzek zachodniego Pomorza*, Czasop. Geogr., 47, 1, 21–32.
Piasecki D., 1982, *Ewolucja dolin rzek Przymorza*, Przegl. Geogr., 54, 1–2, 49–68.
Piechnik L., 1998, *Rozmiary erozji wodnej na glebach lekkich oraz rola kolein i śladów po ciągnikach i maszynach rolniczych w inicjowaniu spływu wody i zmywu glebowego w urzeźbionym terenie Wielkopolski*, Roczn. Akad. Roln. w Poznaniu, Rozpr. Nauk., 285, 1–102.
Piotrowski A., 2012, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (ark. 234 – Mirosławiec)*, PIG.
Plit J., 2010, *Naturalne i antropogeniczne przemiany krajobrazów delty Wisły*, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, 13, 13–28.
Podgórski Z., 1996, *Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu województwa toruńskiego*, Studia Soc. Sci. Torun., 10(4), 1–102.
Podgórski Z., 1997, *Przekształcenia rzeźby terenu województwa toruńskiego wywołane rozwojem szlaków komunikacyjnych*, Przegl. Geogr., 69(3–4), 301–313.
Podgórski Z., 2001a, *Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu na obszarze Polski*, Przegl. Geogr., 73 (1–2), 37–56.
Podgórski Z., 2001b, *Present-day state of knowledge of anthropogenic relief-forming processes in Poland*, Geoöko., Bensheim, 22, 59–73.
Podgórski Z., 2004, *Wpływ budowy i funkcjonowania młynów wodnych na rzeźbę terenu i wody powierzchniowe Pojezierza Chełmińskiego i przyległych części dolin Wisły i Drwęcy*, Wyd. UMK, Toruń.
Podgórski Z., 2005, *Współczesne antropogeniczne zmiany rzeźby terenu na obszarze miasta Torunia*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorfologów Polskich, IGIPZ UJ, Kraków, s. 373–378.
Podgórski Z., 2010, *Uwagi o procedurach stosowanych w badaniach bezpośredniego oddziaływania człowieka na rzeźbę terenu Polski*, Landf. Anal., 12, 87–98.
Podlasiński M., 2013, *Wpływ denudacji antropogenicznej na zróżnicowanie pokrywy glebowej i jej przestrzenną strukturę w rolniczym krajobrazie morenowym*, Wyd. Uczelniane Zachodniopomorskiego Uniwersytetu Technologicznego w Szczecinie, Szczecin.
Podsiadłowski S., 1988, *Wind erosion of light soils in the wheel tacks of a farm tractor*, J. Agr. Eng. Res., 39, 231–243.
Podsiadłowski S., 1991, *Natężenie erozji eolicznej w wybranych zwiewniach Wielkopolski w okresie 1986–1990*, Wyd. AR, Lublin, s. 107–115.
Rachlewicz G., 1991, *Morfogeneza stożka sandrowego w strefie marginalnej fazy pomorskiej koło Kołtek w świetle badań osadów przypowierzchniowych*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 42(A), 205–228.
Rachocki A., 1974, *Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni*, Dokumentacja Geogr. IG PAN, 4, 1–121.
Rachocki A., 1978, *Wpływ roślinności na kształtowanie koryt i brzegów rzek*, Przegl. Geogr., 40, 3, 469–481.

Rdzany Z., Frydrych M., 2018, *Record of glacial outburst floods in marginal zones and forelands of Scandinavian glaciations in Poland*, Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica, 17, 33–40.

Reiniger A., 1950, *Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce*, Roczn. Nauk Roln., 54, 1, 1–59.

Roman M., 2016, *Sukcesja osadowa i etapy formowania ozu gostynińskiego, Równina Kutnowska, Centralna Polska*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, 71, 1, 9–27.

Roszko L., 1962, *Zagadnienie erozji gleb w województwie bydgoskim w świetle mapy geomorfologicznej*, Przegl. Geogr., 34, 4, 717–731.

Roszko L., 1973, *Zagrożenie erozją gleb obszaru województwa bydgoskiego ze szczególnym uwzględnieniem doliny dolnej Wisły*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, 9, 5–32.

Sarnowski Ł., Podgórski Z., 2012, *Zmiany rzeźby terenu i wód powierzchniowych związane z budową odcinka autostrady A-1 pomiędzy Rusocinem a Nowymi Marzami*, [w:] *Infrastruktura komunikacyjna w krajobrazie*, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, 18, 194–203.

Schumm S.A., 1981, *Evolution and response of the fluvial system*, Sedimentological implications, SEPM, Sp. Publ., 31, 19–29.

Sinkiewicz M., 1989, *Zmiany rzeźby terenu Pojezierza Kujawskiego pod wpływem procesów stokowych*, Stud. Soc. Sci. Torun., C, 9(6), 1–95.

Sinkiewicz M., 1991, *Niektóre problemy przeobrażania stoków na Pojezierzu Kujawskim wskutek denudacji antropogenicznej*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, 23, 3–22.

Sinkiewicz M., 1995, *Przeobrażenia rzeźby terenu i gleb w okolicy Biskupina wskutek denudacji antropogenicznej*, [w:] W. Niewiarowski (red.), *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacjale i holocenie*, Ofic. Wyd. Turpress, Toruń, s. 247–279.

Sinkiewicz M., 1998, *Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski Północnej*, UMK, Toruń.

Skrodzki M., 1972, *Present-day water and wind erosion of soils in NE Poland*, Geogr. Polonica, 23, 77–91.

Smolska E., 1994, *Dynamika współczesnych procesów morfogenetycznych w zlewni górnej Szeszupy (Suwalski Park Krajobrazowy)*, [w:] A. Hilbricht-Ilkowska, R. Wiśniewski (red.), *Jeziora Suwalskiego Parku krajobrazowego*, Zesz. Nauk. Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko", 7, 33–45.

Smolska E., 1996, *Funkcjonowanie systemu korytowego na obszarze młodoglacjalnym na przykładzie górnej Szeszupy (Pojezierze Suwalskie)*, Wydz. Geogr. i Studiów Region. UW, Warszawa.

Smolska E., 2001, *The dynamics of the channel system in the light of the parameters of hydraulic geometry on example of the upper Szeszupa River*, Quaest. Geogr., 21, 79–88.

Smolska E., 2002, *The intensity of soil erosion in agricultural areas in North-Eastern Poland*, Landf. Anal., 3, 25–33.

Smolska E., 2005, *Znaczenie spłukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego)*, Wyd. WGiSR UW, Warszawa.

Smolska E., 2009, *Cechy rzeźby obszarów młodoglacjalnych użytkowanych rolniczo i tempo współczesnych przemian na przykładzie Pojezierza Suwalskiego*, [w:] A. Michno, M. Klimek (red.), *Konferencja „Współczesne przemiany środowiska przyrodniczego w obszarach użytkowanych rolniczo"*, Kraków–Łazy–Gaik–Brzezowa 17–18 kwietnia 2009 r., Kraków, s. 75–28.

Smolska E., 2010a, *Pomiary erozji gleb na poletkach i stokach eksperymentalnych*, Prace i Studia Geogr., 45, 165–180.

Smolska E., 2010b, *Spływ wody i erozja gleby na piaszczystym stoku w obszarze młodoglacjalnym – pomiary poletkowe (Pojezierze Suwalskie, Polska NE)*, Prace i Studia Geogr., 45, 197–214.

Smolska E., 2012, *Charakterystyka rozcięć i osadów erozji wąwozowej na Pojezierzu Suwalskim*, Prace i Studia Geograficzne, 50, 107–119.
Smolska E., Mazurek Z., Wójcik J., 1995, *Dynamika procesów geomorfologicznych na stoku pojezierny jako czynnik środowiskotwórczy*, Zesz. Nauk. PAN „Człowiek i Środowisko", 12, 205–220.
Sobiech M., 2019, Geomorfologia i formowanie glacimarginalnych stożków sandrowych w świetle analiz GIS, MS, UMK Toruń.
Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorczyk I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018, *Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data*, Geographia Polonica, 91(2), 143–170.
Spagnolo M., Phillips E., Piotrowski J.A., Rea B.R., Clark C.D., Stokes C.R., Carr S.J., Ely J.C., Ribolini A., Wysota W., Szuman I., 2016, *Ice stream motion facilitated by a shallow-deforming and accreting bed*, Nature Communications, 7: 10723; DOI: 10.1038/ncomms10723.
Spencer D.W., 1963, *The interpretation of grain-size distribution curves of clastic sediments*, J. Sedim. Petrol., 33, 1: 180–190.
Stach A., 1990, *Erozja gleby na stoku użytkowanym rolniczo w efekcie katastrofalnego opadu nawalnego (zlewnia Parsęty)*, Spraw. PTPN za 1988 r., 107, 99–101.
Stach A., 1991, *Zastosowanie cezu-137 do datowania współczesnych osadów stokowych – podstawy metodyki i wstępne wyniki z Pojezierza Drawskiego*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Wyd. Nauk UAM, Poznań, s. 551–562.
Stach A., 1994, *Charakter krążenia a jakość wód w użytkowanej rolniczo mikrozlewni na obszarze młodoglacjalnym*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Stacja Bazowa Storkowo*, Bibl. Monit. Środ., Warszawa, s. 149–164.
Stach A., 1998, *Obieg wody i procesy denudacyjne a kateny glebowe na stokach młodoglacjalnych*, [w:] K. Pękala (red.), *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce – stan aktualny i perspektywy*, IV Zjazd Geomorf. Polskich, Lublin, 3–6 czerwca 1998, Referaty i komunikaty, Wyd. UMCS, Lublin, s. 177–179.
Stach A., 2003, *Uwarunkowania i funkcjonowanie procesów denudacji chemicznej mikrozlewni na obszarze młodoglacjalnym*, Wyd. Nauk. UAM, seria Geografia, 67, 1–212.
Stach A., 2014, *Wysokorozdzielcza, probabilistyczna ocena energii kinetycznej maksymalnych opadów dobowych na terenie Polski*, Monografia Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, XX(2), 67–77.
Stach A., Podsiadłowski S., 2001, *Wpływ erozji eolicznej na teksturę lekkich gleb Niziny Wielkopolskiej*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, 3, Wyd. UAM Poznań, seria Geografia, 64, 359–378.
Stankowski W., 1968, Geneza Wału Lwówecko-Rakoniewickiego oraz jego obrzeżenia w świetle badań geomorfologicznych i litologiczno-sedymentologicznych, Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN, 8(2).
Stankowski W., 1996, *Wstęp do geologii kenozoiku (ze szczególnym odniesieniem do terytorium Polski)*, Wyd. UAM, Poznań.
Stankowski W., 2000, *The geological, paleobotanical and radiometric dating of Quaternary sediments in the region of Konin (eastern Great Poland Lowland)*, Geologos, 5, 175–188.
Stankowski W., 2009, *Meteoryt Morasko – osobliwość obszaru Poznania: czas i skutki upadku*, wyd. 2, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
Stankowski W., 2011, *Rezerwat Meteoryt Morasko: morfogeneza kosmiczna zagłębień terenu*, Landf. Anal., 16, 149–154.

Stankowski W., 2019, *Morfogeneza powierzchni litosfery: aspekty geomorfologii i geologii*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
Stankowski W., Katrusiak A., Budzianowski A., 2006, *Cristallographic variety of magnetic spherules from Pleistocene and Holocene sediments in Northern foreland of Morasko-Meteorite Reserve*, Plan. Space Sci., 54, 60–70.
Starkel L. (red.), 1962, *Szczegółowa Mapa Geomorfologiczna Polski, 1:500 000*, IGiPZ PAN, Warszawa.
Starkel L. (red.), 1980, *Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski w skali 1:500 000*, IGiPZ PAN, Warszawa.
Starkel L. (red.), 1991, *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
Starkel L., 2008, *Odrębność zapisu holoceńskich zmian klimatu w dolinach Niżu Polskiego,* Botanical Guidebooks, 30, 169–182.
Starkel L., Kundzewicz Z.W., 2008, *Konsekwencje zmian klimatu dla zagospodarowania przestrzennego kraju*, Nauka, 1, 85–101.
Sydow S., 2007, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (ark. 348 – Bobrówko)*, PIG.
Sylwestrzak J., 1978a, *Rozwój sieci dolinnej na Pomorzu pod koniec plejstocenu,* Ossolineum, Gdańsk.
Sylwestrzak J., 1978b, *Zagadnienie morfologii i typizacji dolin północnego skłonu Pomorza,* Biul. PIG, 306, Z Badań Czwartorzędu w Polsce, 1, 199–231.
Szafraniec J., 2008, *Powodzie lodowcowe na Pomorzu: zapis w morfometrii powierzchni sandrowych*, Landf. Anal., 8, 73–77.
Szafraniec J., 2010a, *Próba oszacowania maksymalnych przepływów wód lodowcowych lądolodu Wisły na Pomorzu*, Landf. Anal., 13, 107–115.
Szafraniec J., 2010b, *Zastosowanie wskaźnika urzeźbienia powierzchni sandrowych jako informacji o charakterze drenażu lądolodu Wisły na Pomorzu*, Landf. Anal., 13, 117–128.
Szafrański C., 1993, *Gospodarka wodna gleb terenów bogato rzeźbionych i potrzeby melioracji*, Roczn. Akad. Roln. w Poznaniu, Rozpr. Nauk., 244, 1–98.
Szmańda J., 2002, *Litofacjalny zapis powodzi w wybranych fragmentach den doliny Wisły, Drwęcy i Tążyny*, praca doktorska, Archiwum IG UMK, Toruń.
Szmańda J.B., 2006, *Rytmika powodziowa w aluwiach pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tążyny*, [w:] P. Gierszewski, M.T. Karasiewicz (red.), *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii*, Dokumentacja Geograficzna, 32, 266–270.
Szmańda J.B., 2011, *Zapis warunków depozycji w uziarnieniu osadów pozakorytowych*, Landf. Anal., 18, 3–97.
Szpikowska G., 2004, *Jakość i rola opadów atmosferycznych w systemie denudacyjnym zlewni młodoglacjalnej (Chwalimski Potok, górna Parsęta)*, [w:] M. Kejna, J. Uscka, (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów w warunkach narastającej antropopresji*, Bibl. Monit. Środ., Ofic. Wyd. Turpress, Toruń, s. 167–176.
Szpikowska G., 2005, *Jakość wód infiltrujących jako wyznacznik intensywności ługowania gleb (zlewnia Chwalimskiego Potoku, górna Parsęta)*, [w:] A. Kostrzewski, R. Kolander (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie geoekosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji*, Bibl. Monit. Środ., Poznań, s. 167–181.
Szpikowska G., 2006, *Uwarunkowania glebowo-litologiczne denudacji chemicznej zlewni Chwalimskiego Potoku (górna Parsęta)*, [w:] L. Krzysztofiak (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów Polski w warunkach narastającej antropopresji*, Bibl. Monit. Środ., Warszawa, s. 145–154.

Szpikowska G., 2017, *Kształtowanie stoków w zlewni młodoglacjalnej (Chwalimski Potok, górna Parsęta)*, Monitoring Środowiska Przyrodniczego, 19, 11–19.
Szpikowski J., 2001, *Wzajemne relacje rozbryzgu i spłukiwania jako przejaw zmienności erozji wodnej gleb na stokach o zróżnicowanym użytkowaniu rolniczym (zlewnia Chwaliskiego Potoku (górna Parsęta, Pojezierze Drawskie)*, [w:] A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.), *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfo-klimatycznych. Monitoring, ochrona, edukacja*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, s. 511–524.
Szpikowski J., 2003a, *Contemporary processes of soil erosion and the transformation of the morphology of slopes in agricultural use in the postglacial catchment of the Chwalimski Potok (upper Parsęta, Drawskie Lakeland)*, Quaest. Geogr., 22, 79–90.
Szpikowski J., 2003b, *Mechanizm spływu i spłukiwania na stokach użytkowanych rolniczo w zlewni górnej Parsęty*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 3, 261–277.
Szpikowski J., 2004, *Wybrane elementy antropogenicznego przekształcenia rzeźby zlewni Perznicy (Pojezierze Drawskie, dorzecze Parsęty)*, [w:] M. Kejna, J. Uscka (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów w warunkach narastającej antropopresji*, Bibl. Monit. Środ., s. 429–437.
Szpikowski J., 2005, *Wpływ denudacji antropogenicznej na zmiany pokrywy glebowej i morfologię stoków na obszarze młodoglacjalnym (zlewnia Perznicy, dorzecze Parsęty)*, [w:] A. Kostrzewski, R. Kolander (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie geoekosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji*, Bibl. Monit. Środ., s. 183–194.
Szpikowski J., 2008, *Rola procesów niweo-eolicznych w kształtowaniu rzeźby obszarów młodoglacjalnych (zlewnia Perznicy, Pojezierze Drawskie)*, Landf. Analysis, 9, 198–201.
Szpikowski J., 2010, *Uwarunkowania i wielkość rozbryzgu gleby na podstawie pomiarów na powierzchniach testowych w zlewni Chwalimskiego Potoku (Pomorze Zachodnie)*, Prace i Studia Geograficzne, 2, 181–195.
Szpikowski J., 2012, *Uwarunkowania i wielkość erozji wodnej gleb i denudacji agrotechnicznej na Pojezierzu Drawskim (Pomorze Zachodnie)*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie geoekosystemów w różnych strefach krajobrazowych Polski*, Bibl. Monit. Środ., s. 83–94.
Szpikowski J., 2018, *Wpływ uwarunkowań fizycznogeograficznych i presji antropogenicznej na stan hydrologiczny zlewni Wiercicy oraz możliwości działań zaradczych*, Rocznik Koniński, 20: 85–110.
Szpikowski J., Domańska M., Kostrzewski A., Kruszyk R., Szpikowska G., 2017, *Stacja Bazowa Storkowo*, [w:] M. Kejna J. Uscka-Kowalkowska (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego*, Drukarnia Wydawnictwa Naukowego UMK, Toruń, s. 77–86.
Szpikowski J., Kostrzewski A., 2016, *Funkcjonowanie procesów eolicznych i niweo-eolicznych w warunkach młodoglacjalnych (Pojezierze Drawskie, dorzecze Parsęty)*, [w:] J. Święchowicz, A. Michno (red.), *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*, IGiGP UJ, Kraków, s. 131–156.
Szpikowski J., Majewski M., Madaj W., 2018, *Conditions for soil erosion by water in the upper Parsęta catchment*, Landf. Anal., 36, 55–69.
Szupryczyński J., 1967, *Die Entwicklung kleiner rezenter Erosionstäler an den Staufen des Wda Sanders (Polen)*, [w:] P. Macar (red.), *L'Evolution des Versants*, Univ. de Liége, s. 299–303.
Świtoniak M., Bednarek R., 2014, *Denudacja antropogeniczna*, [w:] M. Świtoniak, M. Jankowski, R. Bednarek (red.), *Antropogeniczne przekształcenia pokrywy glebowej Brodnickiego Parku Narodowego*, UMK, Toruń, s. 5–84.

Tobolski K., 2000, *Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

Tylmann K., Rinterknecht V.R., Woźniak P.P., Bourlès D., Schimmelpfennig I., Guillou V., Team A., 2019, *The Local Last Glacial Maximum of the southern Scandinavian Ice Sheet front: Cosmogenic nuclide dating of erratics in northern Poland*, Quaternary Science Review, 219, 36–46.

Uggla H., 1956, *Ogólna charakterystyka gleb Pojezierza Mazurskiego*, Zesz. Nauk. WSR Olsztyn, 1, 56, 15–54.

Uggla H., Mirowski Z., Grabarczyk S., Nożyński A., Rytelewski J., Solarski H., 1968, *Procesy erozji wodnej w terenach pagórkowatych północno-wschodniej części Polski,* Rocz. Gleb., 18(2), 415–447.

Uggla H., Mirowski Z., Grabarczyk S., Nożyński A., Rytelewski J., Solarski H., 1967, *Strefy zagrożenia erozją wodną gleb regionu północno-wschodniego Polski*, Zesz. Nauk. WSR Olsztyn, 23(2), 225–243.

Uggla H., Solarski H., Rytelewski J., Mirowski Z., Nożyński A., Grabarczyk S., 1998, *Problematyka erozji wodnej gleb północno-wschodniej Polski*, Bibl. Fragm. Agronom., 4B/98, 179–198.

Wasilewska A., 2001, *Erozja wąwozowa na Pojezierzu Suwalskim,* maszynopis.

Weckwerth P., Kalińska E., Wysota W. (red.), 2020, *Glacial Megaflood Landforms and Sediments in North-Eastern Poland*, Wyd. Nauk UMK, Toruń.

Weckwerth P., Wysota W., Piotrowski J.A., Adamczyk A., Krawiec A., Dabrowski M., 2019, *Late Weichselian glacier outburst floods in North-Eastern Poland: Landform evidence and palaeohydraulic significance*, Earth-Science Reviews, 194, 216–233.

Wilamski J., 1977, *Procesy erozji chemicznej w wybranych zlewniach rzek Przymorza Zachodniego na podstawie spływu jonowego*, maszynopis, Bibl. IMiGW, Słupsk.

Wilamski J., 1978, *Erozja chemiczna zlewni Słupi*, seria Gospodarka Wodna i Ochrona Wód.

Wiśniewski E., Karczewski A., 1978, *O rzeźbie sandrów utworzonych na lodzie*, Przegl. Geogr., 50(2), 279–292.

Witt A., 1985, *Vegetational influences on intrachannel deposition: evidence from the Kończak Stream, Greater Poland Lowlands, Western Poland*, Quaest. Geogr., 9, 145–160.

Witt A., 1998, *Wpływ makroszczątków roślinnych na wykształcenie fluwialnych form korytowych w Wielkopolsce Północnej*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *III Seminarium „Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych", Poznań, 16–17.11.1998*, Poznań, s. 114–115.

Witt A., Borówka R.K., 1997, *Rzeźba powierzchni Ziemi*, Wielka Encyklopedia Geografii Świata, 6, Wyd. Kurpisz, Poznań.

Włodarski W., Papis J., Szczuciński W., 2017, *Morphology of the Morasko crater field (western Poland): Influences of pre-impact topography, meteoroid impact processes, and post-impact alterations*, Geomorphology, 295, 586–597.

Wojtanowicz J., 1999, *Procesy eoliczne*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 410–413.

Woś A., 1993, *Regiony klimatyczne Polski w świetle częstości występowania różnych typów pogody*, Zesz. IGiPZ PAN, 20, 1–91.

Wrzesiński D., 2017, *Typologia reżimu odpływu rzek w Polsce w podejściu nadzorowanym i nienadzorowanym, Badania Fizjograficzne*, Seria A Geografia Fizyczna, A68, 253–264.

Wysota W., Weckwerth P., Adamczyk A., Joeck M., Sobiech M., Krawiec A., Dąbrowski M., 2018, *Late Weichselian catastrophic glacial floods in North Poland: geomorphologic signature and palaeogeographic implications. Lateglacial-Interglacial transition: glaciotectonic, seismoactivity, catastrohic hydrographic and landscape changes,* [w:] INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion 2018, 19–25 August 2018, s. 122–123.

Zembaty Z., Jankowski R., Cholewicki A., Szulc J., 2007, *Trzęsienia ziemi w Polsce w 2004 roku*, Czasopismo Techniczne, 2-B, 115–126.
Zieliński T., 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Uniwersytet Śląski, 1398, 1–96.
Zieliński T., 2014, *Sedymentologia. Osady rzek i jezior*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
Znosko J., 1998, *Tectonic Atlas of Poland*, Wyd. PIG, Warszawa.
Zuchiewicz W., Badura J., Jarosiński M., 2007, *Neotectonics in Poland: an overview of active faulting*, Stud. Quarter., 24, 5–20.
Zwoliński Z., 1975, Stanowisko: Wicko. Objaśnienia stanowisk wycieczki zjazdowej; część geomorfologiczna, [w:] IX Ogólnopol. Zjazd Stud. Kół Nauk. Geogr., Poznań–Świnoujście, s. 66–67.
Zwoliński Z., 1985, *Sedymentacja osadów przyrostu pionowego na terasie zalewowej Parsęty*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 35, 205–238.
Zwoliński Z., 1986, *Counterpoint sedimentation at sharply curved bends, the Parsęta River Poland*, [w:] 7th Reg. Meet. Sediment., IAS, Kraków.
Zwoliński Z., 1988, *Metody badań erozji bocznej w korytach rzecznych: przegląd i zastosowanie techniki na Parsęcie*, Bad. Fizjogr. Polski Zach., 38(A), 179–212.
Zwoliński Z., 1989, *Geomorficzne dostosowywanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzecznego*, Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN, 3–4, 1–144.
Zwoliński Z., 1992, *Sedimentology and geomorphology of overbank flows on meandering river floodplains*, Geomorphology, 4, 367–379.
Zwoliński Z., 1993, *Dynamics of bed load transport in the Parsęta River channel, Poland*, [w:] M. Marzo, C. Puigdefábregas (red.), *Alluvial Sedimentation*, Spec. Publs Int. Ass. Sediment., 17, 77–87.
Zwoliński Z., 1998. *Propozycja Systemu Informacji Geograficznej dla dorzecza Parsęty*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych*, 1, *Środowisko przyrodnicze dorzecza Parsęty: stan badań, zagospodarowanie, ochrona*, Poznań, s. 260–270.
Zwoliński Z., 2008, *Wybrane zjawiska ekstremalne pojezierzy polskich*, [w:] W. Florek (red.), *Rola procesów ekstremalnych w kształtowaniu rzeźby*, Landf. Anal., 8, 98–106.
Zwoliński Z., 2011, *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, [w:] Z. Zwoliński (red.), *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, Landf. Anal., 15: 5–16.
Zwoliński Z., Hildebrandt-Radke I., Mazurek M., Makohonienko M., 2018, *Anthropogeomorphological Metamorphosis of an Urban Area in the Postglacial Landscape: A Case Study of Poznań City*, [w:] M.J. Thornbush, C.D. Allen (red.), *Urban Geomorphology: Landforms and Processes in Cities*, Elsevier, s. 55–77.

Rozdział 10

Współczesna ewolucja rzeźby wybrzeża Bałtyku Południowego

Ujście Wisły do Zatoki Gdańskiej (ESA/Copernicus)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-10

CC BY 4.0

Rozdział 10

Współczesna ewolucja rzeźby wybrzeża Bałtyku Południowego

Andrzej Kostrzewski, Stanisław Musielak, Kazimierz Furmańczyk, Joanna Dudzińska-Nowak, Krystyna Osadczuk, Marcin Winowski, Tomasz Wolski, Zbigniew Zwoliński

10.1. Morfosystem polskiego wybrzeża Bałtyku

Wybrzeże morskie o długości 499 km zajmuje wyjątkowe miejsce w krajobrazie Polski. Strefa brzegowa jest zróżnicowana wewnętrznie. Składa się ona z urozmaiconego pod względem rzeźby, litologii i użytkowania ziemi zaplecza oraz z szerokiego przedpola, które stanowi część zanurzonego lądu (Galon 1972, Mojski 2005). Z geomorfologicznego punktu widzenia jest to strefa bardzo dynamiczna. W jej obrębie nakłada się działalność procesów morskich i lądowych. Przyjmuje się, że wybrzeże to strefa lądu przybrzeżnego i dna morskiego, w zasięgu której występują współczesne formy rzeźby brzegu oraz zachowane w rzeźbie dawne linie brzegowe (Bohdziewicz 1963, Leontiew i in. 1982).

Morfosystem wybrzeża Bałtyku Południowego jest obszarem przenikania się i złożonej interakcji wszystkich głównych geosfer. Mineralne podłoże dostarcza materiału osadowego, a także jest osnową dla tworzących się form rzeźby. Istotną rolę w funkcjonowaniu tego systemu odgrywa atmosfera, przede wszystkim poprzez wiatr, będący źródłem energii fal i prądów. Czynnik ten generuje również procesy eoliczne na plażach i wydmach. Rola hydrosfery polega głównie na oddziaływaniu wahań poziomu morza, falowaniu i przemieszczaniu się prądów. Duże znaczenie ma też biosfera; z jednej strony jako dostawca materiału organicznego, z drugiej zaś – jako czynnik przyśpieszający lub opóźniający procesy akumulacji i abrazji. Człowiek powoduje zakłócenia w tym systemie, głównie poprzez prowadzoną działalność gospodarczą i zabudowę hydrotechniczną.

Morfosystem wybrzeża obejmuje zespół form rzeźby i osadów, który powstał w określonych warunkach morfolitogenezy sterowanych klimatem (Kostrzewski

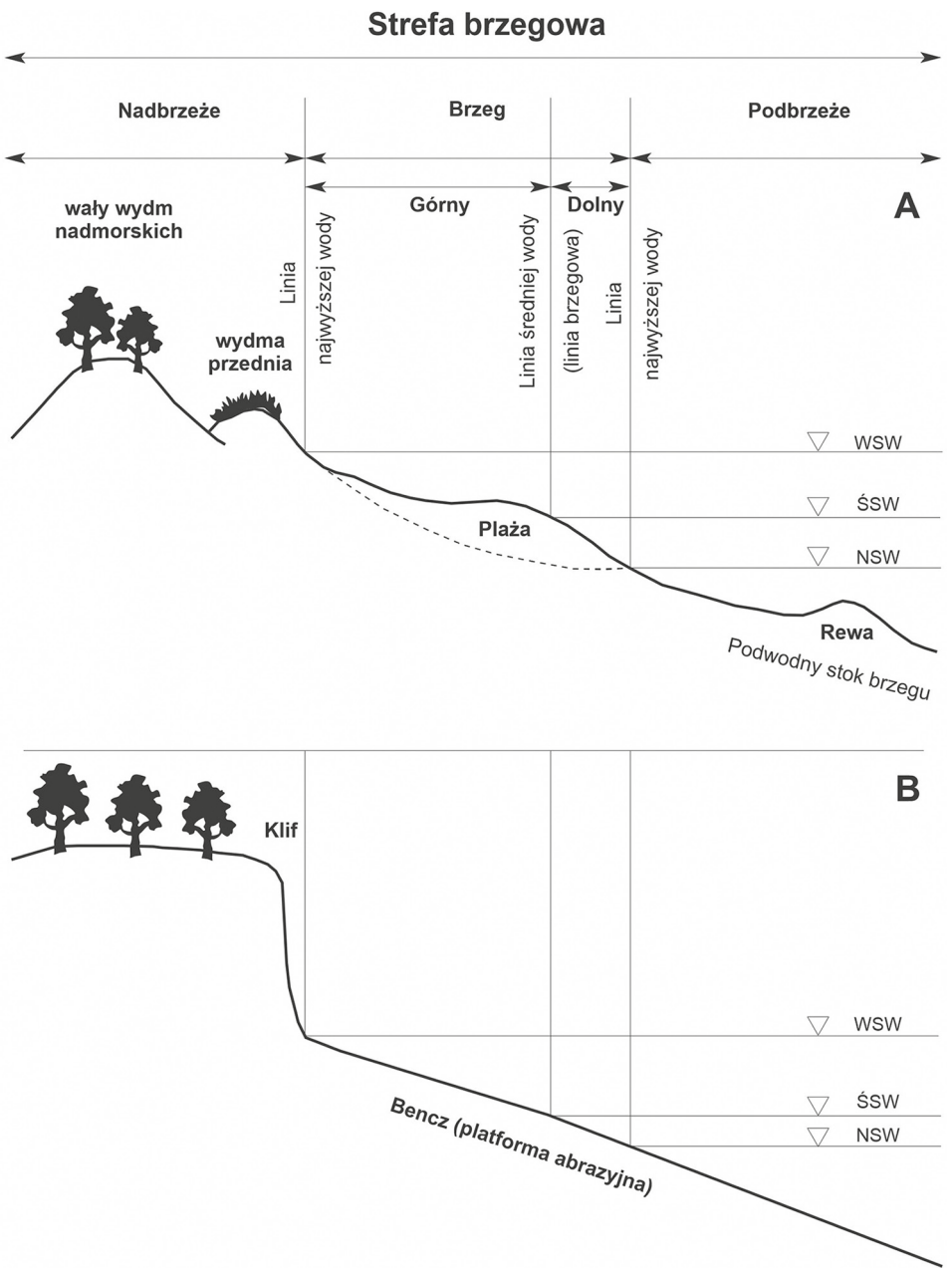
1987). Takie określenie wybrzeża umożliwia systemowe badanie strefy brzegowej. Funkcjonowanie morfosystemu wybrzeża obejmuje ustalenie jakościowe i ilościowe związków, zależności i współoddziaływań między badanymi subsystemami (m.in.: nadbrzeże, plaża, podbrzeże), elementami (warunki hydro-meteorologiczne, litologiczne) i systemami sąsiednimi (zaplecza lądowego i morskiego). W ramach zorganizowanego monitoringu geomorfologicznego w strefie wybrzeża wyspy Wolin od 1973 r. prowadzone są badania współczesnych procesów morfogenetycznych i sedymentacyjnych (Kostrzewski 1987). Realizowane prace badawcze stanowią podstawę do rozpoznania aktualnego stanu wybrzeża, będącego efektem procesów działających podczas glacjalnego i holoceńskiego cyklu rzeźbotwórczego oraz różnokierunkowej działalności człowieka (Bohdziewicz 1963, Galon 1972, Subotowicz 1982, Kostrzewski, Zwoliński 1988, Musielak 1997, Zawadzka-Kahlau 1999, Dudzińska-Nowak 2015).

10.1.1. Podział strefy brzegowej

Dla morza bezpływowego, jakim jest Bałtyk, najczęściej używane są następujące określenia, charakteryzujące poszczególne elementy występujące na jego wybrzeżu (ryc. 10.1):

- *wybrzeże* – pas graniczny lądu i morza o zróżnicowanej szerokości, obejmujący zarówno jego nadwodną, jak i podwodną część,
- *brzeg* – obszar położony pomiędzy liniami najniższego i najwyższego poziomu wody,
- *linia wody* – wyznaczona przez styk powierzchni lądu i morza,
- *linia brzegowa* – oddzielająca część nadwodną od podwodnej w strefie wybrzeża, jest trudna do określenia w związku z wahaniami poziomu morza, za linię brzegową przyjmuje się średnie położenie linii wody, odpowiadające średniemu współczesnemu położeniu poziomu morza,
- *brzeg górny* – obszar brzegu zalewany przez fale przyboju tylko przy wysokich poziomach wody,
- *brzeg dolny* – obszar brzegu odsłaniający się jedynie przy niskich poziomach morza,
- *strefa brzegowa* – pas graniczny lądu i morza, złożony z nadwodnej i podwodnej części, w jego obrębie wydziela się: podbrzeże, brzeg, nadbrzeże,
- *odmorska granica strefy brzegowej* – głębokość, na której zaczyna się oddziaływanie falowania na dno (umownie przyjmuje się głębokość równą połowie długości fali),
- *odlądowa granica strefy brzegowej* – zasięg występowania charakterystycznych form rzeźby nadbrzeżnej (klify, wydmy, równiny aluwialne).

Wybrzeże Bałtyku Południowego podlega ciągłym zmianom i przekształceniom. Tempo i kierunek zmian uzależnione są od rzeźby i litologii wybrzeża, lokalnych warunków hydrometeorologicznych oraz od sposobu użytkowania ziemi (Kostrzewski, Zwoliński 1988, Pruszak 1998, Rotnicki i in. 1995).



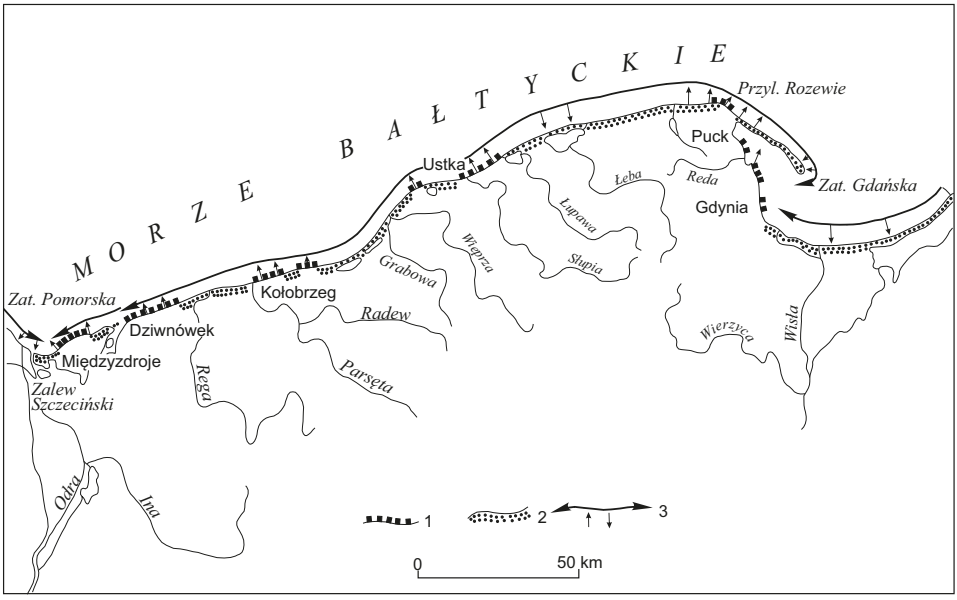
Ryc. 10.1. Główne elementy strefy brzegowej Bałtyku Południowego (wg Musielaka 1997)
A – brzeg wydmowy (akumulacyjny), B – brzeg klifowy (abrazyjny), WSW – wysoki poziom wody, SSW – średni poziom wody, NSW – niski poziom wody

10.1.2. Typy brzegów polskiego wybrzeża Bałtyku

Na polskim wybrzeżu występują trzy typy brzegów: klifowe, wydmowe i płaskie niskie aluwialne (Pawłowski 1922, Subotowicz 1982). Brzegi klifowe są charakterystyczne dla miejsc, gdzie wysoczyzna morenowa dochodzi bezpośrednio do linii brzegowej. Brzegi płaskie niskie aluwialne oraz brzegi wydmowe rozwijają się w miejscach bezpośredniego kontaktu z morzem obszarów nadmorskich równin aluwialnych i pradolin polodowcowych. Podkreślić należy, że zarówno procesy abrazji, jak i akumulacji mogą występować w obrębie wszystkich trzech wymienionych powyżej typów brzegów.

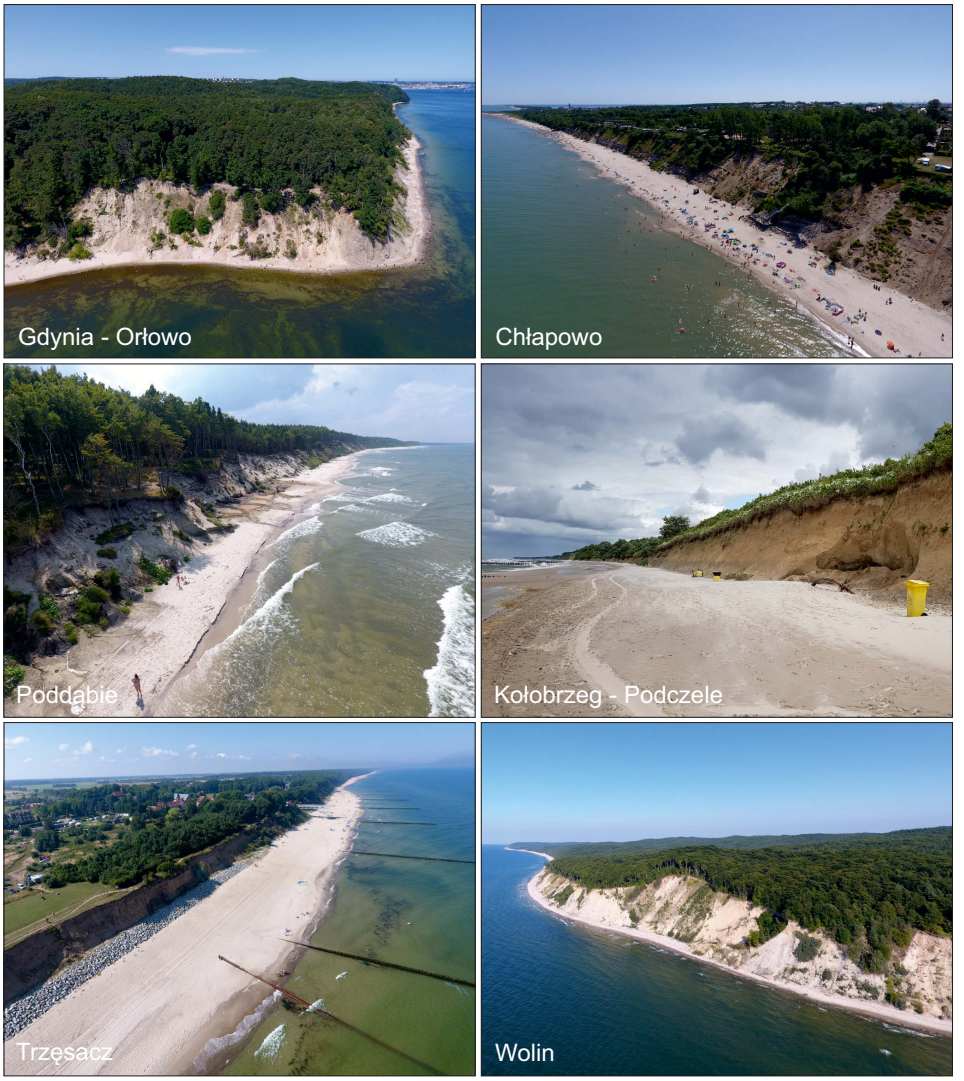
10.1.2.1. Brzegi klifowe

Brzegi klifowe Bałtyku Południowego (ryc. 10.2) odznaczają się dużą zmiennością morfolitologiczną i dynamiką rozwoju. Szczegółowe badania brzegów klifowych Polski (Subotowicz 1982, Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988, 1995, Winowski 2011, 2015, Winowski i in. 2019) umożliwiają określenie tendencji ich rozwoju w różnych skalach czasowych w warunkach zmian klimatu i zmieniającej się antropopresji. Brzegi klifowe o łącznej długości około 45 km występują na zachodnim wybrzeżu Zatoki Gdańskiej oraz na odcinkach wybrzeża: Cetniewo–Jastrzębia Góra, Rowy–Ustka, Jarosławiec, Sarbinowo–Kołobrzeg, Niechorze–Łukęcin, Międzywodzie–Międzyzdroje (ryc. 10.3). Poszczególne odcinki brzegów klifowych reprezentują różne ich typy i etapy rozwoju (ryc. 10.4). Zaznaczająca



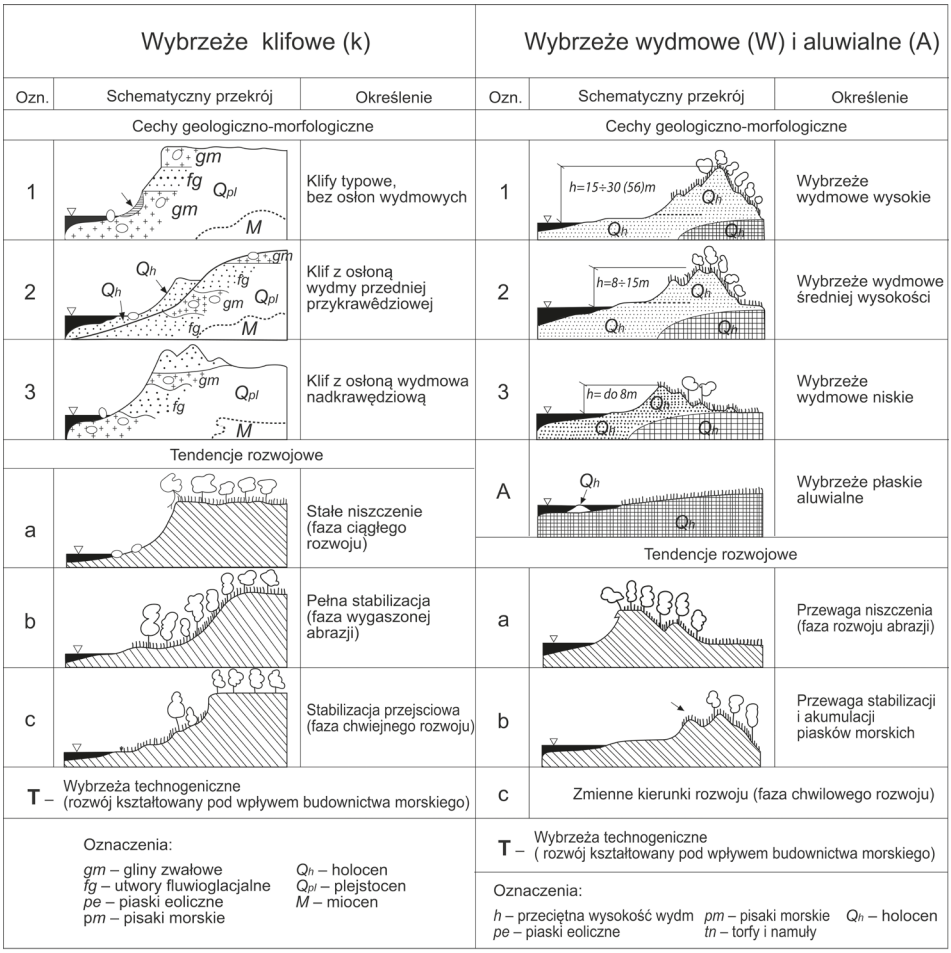
Ryc. 10.2. Brzegi klifowe i akumulacyjne oraz kierunki potoków rumowiska na wybrzeżu Polski (wg Subotowicza 1982)

1 – brzegi klifowe, 2 – brzegi akumulacyjne, 3 – wzdłużbrzegowe potoki rumowiska



Ryc. 10.3. Wybrane odcinki brzegów klifowych polskiego wybrzeża. W budowie dominują utwory glacjalne, fluwioglacjalne oraz fluwialne. Budowa geologiczna determinuje podatność klifów na czynniki niszczące. Odcinki piaszczyste są wyraźnie wycofane w głąb lądu (Wolin – Świdna Kępa) w stosunku do gliniastych tworzących strefy przylądkowe (Gdynia – Cypel Orłowski) (fot. M. Winowski)

się tendencja wzrostu poziomu morza i silnych spiętrzeń sztormowych ma duży wpływ na przebieg i natężenie procesów abrazji i akumulacji, a w konsekwencji również na aktualne typy wybrzeża klifowego Bałtyku Południowego. Różnokierunkowa działalność człowieka, przejawiająca się w intensywnym użytkowaniu



Ryc. 10.4. Typy wybrzeży Bałtyku Południowego (wg Bohdziewicza 1963)

strefy wybrzeża i wprowadzaniu urządzeń zapobiegających niszczeniu klifów, stanowi poważny czynnik modyfikujący przebieg procesów naturalnych.

10.1.2.2. Brzegi płaskie niskie

Brzegi płaskie niskie uformowane są zwykle z utworów aluwialnych (piaski, torfy i namuły), zalegających w dolinach położonych pomiędzy wysoczyznami plejstoceńskimi. Ich wysokość nie przekracza 1 m n.p.m. i zwykle pozbawione są osłony wydmowej. Niekiedy na niskim płaskim brzegu pojawia się wąski pas wydm (stąd obecnie przyjęta nazwa tego typu brzegów – wydmowo-aluwialne).

Na polskim wybrzeżu długość brzegów płaskich niskich (i wydmowo-aluwialnych) wynosi około 58,5 km (Dobracki, Uścinowicz 2007). Plaża zazwyczaj jest niska i wąska, niedostarczająca odpowiedniej ilości materiału do uformowania

szerokiego pasma wydm. Przykładem takiego brzegu są odcinki Zatoki Gdańskiej, np. pomiędzy Oliwą a Sopotem czy brzegi Półwyspu Helskiego od strony Zatoki Gdańskiej, gdzie nie ma w ogóle wydmy. Także brzeg położony na zachód od Jastrzębiej Góry (Karwia) czy Mierzei Bukowieckiej, gdzie istnieje wąski i niski łańcuch wydm (czasem przerywany przez sztormy), można zaliczyć do brzegu niskiego płaskiego.

10.1.2.3. Brzegi wydmowe

Brzegi wydmowe powstają w wyniku akumulacji eolicznej piasków transportowanych z plaży w kierunku lądu i odznaczają się występowaniem szerokiej plaży oraz dobrze uformowanych, mniej lub bardziej ustabilizowanych wydm. Wydmy nadmorskie rozwijają się na piaszczystych barierach zwanych mierzejami (Łabuz i in. 2018), oddzielających od morza jeziora przybrzeżne, a także zatoki lub zabagnione równiny. Powstawanie wydm jest funkcją ilości materiału, reżimu wiatrowego oraz charakterystyki profilu brzegu (Borówka 1980). Akumulacji piasków sprzyja obecność naturalnych przeszkód, a przede wszystkim rozwój roślinności (głównie halofilnej i psamofilnej), która wyłapuje i utrwala osad w górnej strefie plaży, poza zasięgiem fal sztormowych (Carter 1988, Hesp 1988). Prowadzi to do powstania wydm przednich. Są one zwykle równoległe do linii brzegowej, z wyjątkiem miejsc, gdzie mała wilgotność lub nadmierna dostawa piasku uniemożliwiają kolonizację roślinności. Kiedy roślinność oraz gleby rozwijają się i ustaje dostawa piasku, wtedy formy inicjalne stają się ustabilizowanymi wydmami przednimi (Carter, Wilson 1990). Przy ciągłej dostawie piasku wydmy przednie rozrastają się i na progradującym brzegu może formować się sekwencja wałów wydmowych.

Istnieje ścisły związek pomiędzy dynamiką brzegu i akumulacją piasków na plaży a formowaniem się wydm. Przyrost wydm przednich możliwy jest przy dodatnim bilansie plaży. W przeciwnym bowiem razie zainicjowany jest proces zwężania plaży i erozji wydm przez falowanie. Według N.P. Psutego (1992) optimum rozwoju wydmy przedniej ma miejsce wówczas, gdy bilans osadowy plaży jest lekko ujemny, spowodowany ciągłą dostawą piasku z plaży na najwyższą część wydmy.

Mierzeje polskiego wybrzeża i pokrywające je wydmy powstały w ciągu ostatnich 5000 lat (Rosa 1963, Bohdziewicz 1963, Tomczak 1995) podczas fazy względnej stabilizacji brzegu, po zakończeniu transgresji morskiej z okresu atlantyckiego (Tomczak 1995). Większość akumulacyjnych odcinków brzegu z formami wydmowymi tworzyła się w rejonie nisko położonych pradolin i polodowcowych obniżeń końcowych (Rosa 1963).

W Polsce długość wybrzeża wydmowo-mierzejowego wynosi około 331 km (Dobracki, Uścinowicz 2007). Wśród mierzei wyróżnia się mierzeje stabilne i agradujące oraz mierzeje transgredujące. Mierzeje stabilne i agradujące rozwijają się na wybrzeżu o dużych dostawach osadów piaszczystych (okolice ujść dużych rzek, erodowanych piaszczystych osadów plejstoceńskich na brzegu lub w podbrzeżu – np. Mierzeja Wiślana i obszary wokół tzw. Bramy Świny).

Następuje przyrost zarówno podwodnej części mierzei, jak i rozwój wydm. Mierzeje transgredujące rozwijają się na wybrzeżu z deficytem osadów piaszczystych. Na przedpolu mierzei występują często wychodnie osadów lagunowych (np. mierzeje Jamna, Bukowa, północno-zachodnia część Półwyspu Helskiego). Deficyt piasku może wynikać z braku osadów źródłowych lub zdecydowanej przewagi tranzytu – wzdłużbrzegowego transportu osadów (Dobracki, Uścinowicz 2007).

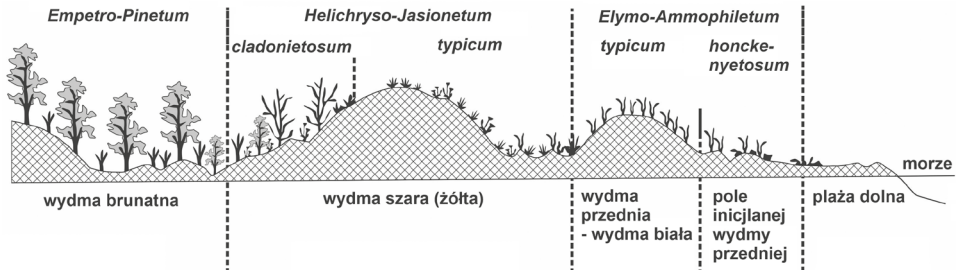
R.K. Borówka (1980) brzegi wydmowo-mierzejowe Polski podzielił na trzy typy:

– brzegi wydmowo-mierzejowe z kompleksem kilku wałów wydmowych ułożonych zwykle równolegle do linii brzegu (Brama Świny i wschodnia część Mierzei Helskiej),
– brzegi wydmowo-mierzejowe z jednym wałem wydm (środkowa część polskiego wybrzeża między Mielnem a Darłowem, zachodnia część Mierzei Helskiej, Mierzeja Wiślana – na wschód od Gdańska),
– brzegi wydmowo-mierzejowe z kompleksami wydm parabolicznych i barchanowych (na zachód od Ustki, Mierzeja Łebska między Rowami a Białogórą).

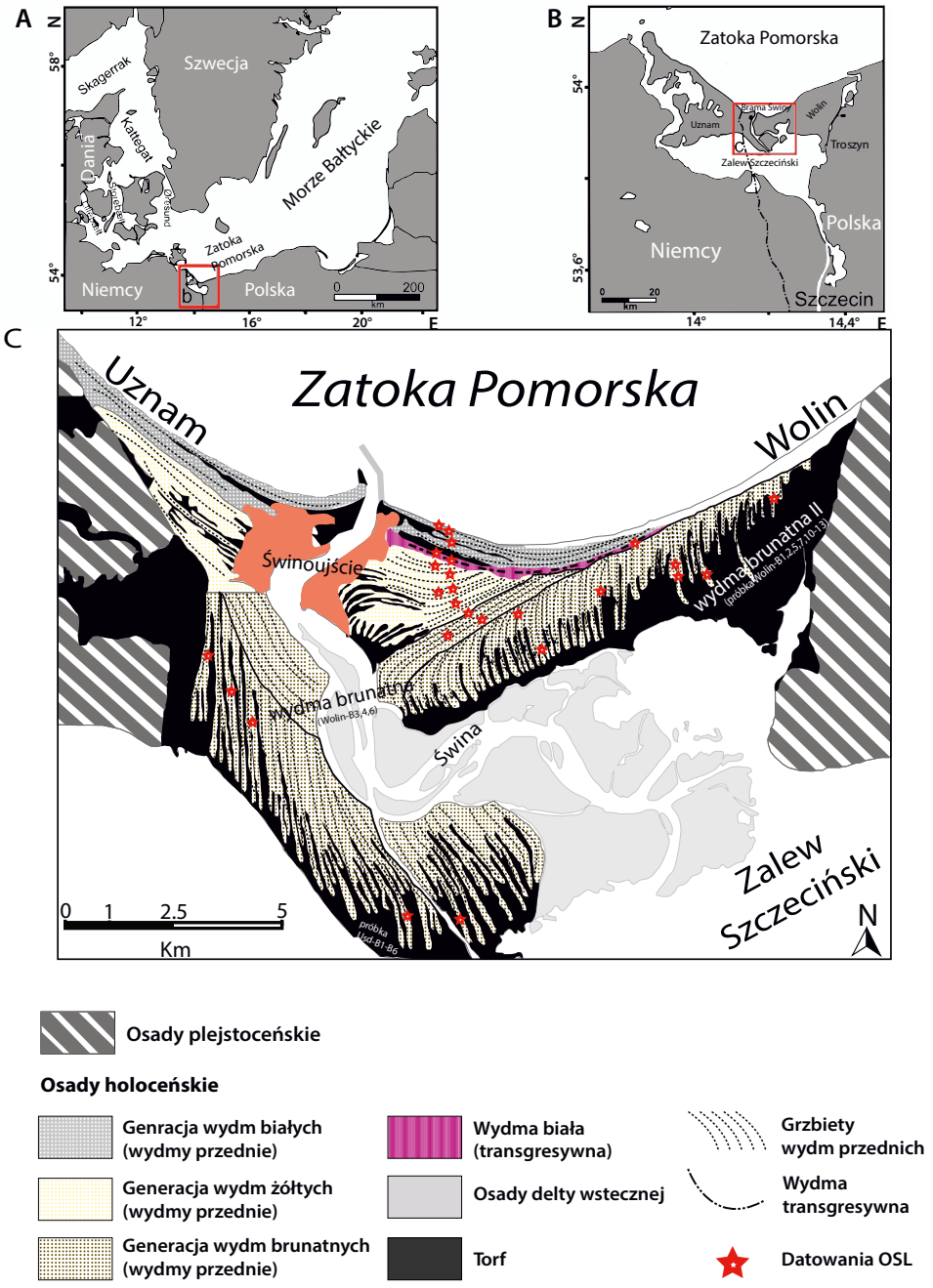
Jednym z ciekawszych przybrzeżnych pól wydmowych Bałtyku Południowego jest Brama Świny (ryc. 10.5). Na tworzących ją dwóch kosach (wolińskiej i uznamskiej) rozwinęły się zespoły wałowych form eolicznych, których naturalna sukcesja jest odzwierciedleniem warunków kształtujących rozwój wybrzeża Bałtyku w holocenie (ryc. 10.6). Oprócz trzech zespołów wyróżnionych wcześniej przez K. Keilhacka (1912, 1914), tzw. wydm brunatnych, żółtych i białych, w obrębie tych ostatnich wydzielono dodatkową generację, którą nazwano wydmy białe I (Osadczuk 2004). Dokładna analiza sedymentologiczna osadów eolicznych wykazała, że wyodrębnione na podstawie analizy morfologicznej cztery generacje wydm różnią się również cechami budujących je osadów, co może wskazywać na zmieniające się warunki rozwoju Bramy Świny (Osadczuk 2004).

Datowanie metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) ziarn kwarcu wyekstrahowanych z prób piasku pobranego z wydm pozwoliło na odtworzenie kolejnych etapów rozwoju Bramy Świny oraz oszacowanie tempa jej przyrostu (ryc. 10.6, 10.7) (Reiman i in. 2011).

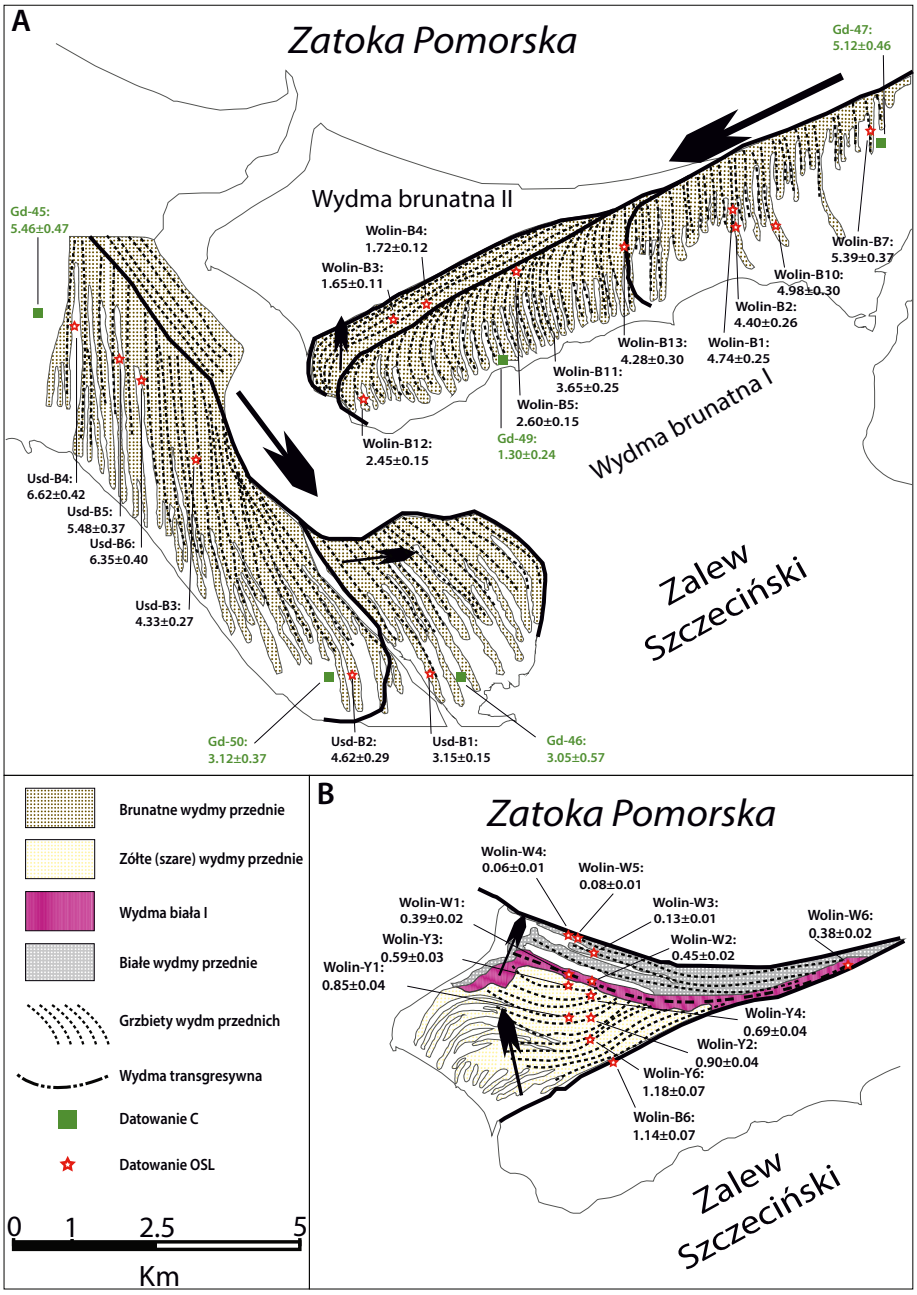
Najstarsza data (6,62 ±0,42 ka BP) (ryc. 10.7) pochodzi z osadów wydm brunatnych znajdujących się u nasady kosy uznamskiej, co oznacza, że rozwój wydm



Ryc. 10.5. Typowy profil wydm nadmorskich polskiego brzegu akumulacyjnego: formy rzeźby i zbiorowiska roślinne wydm (wg Piotrowskiej, Gosa 1995, zmienione i uzupełnione przez Łabuz 2005)

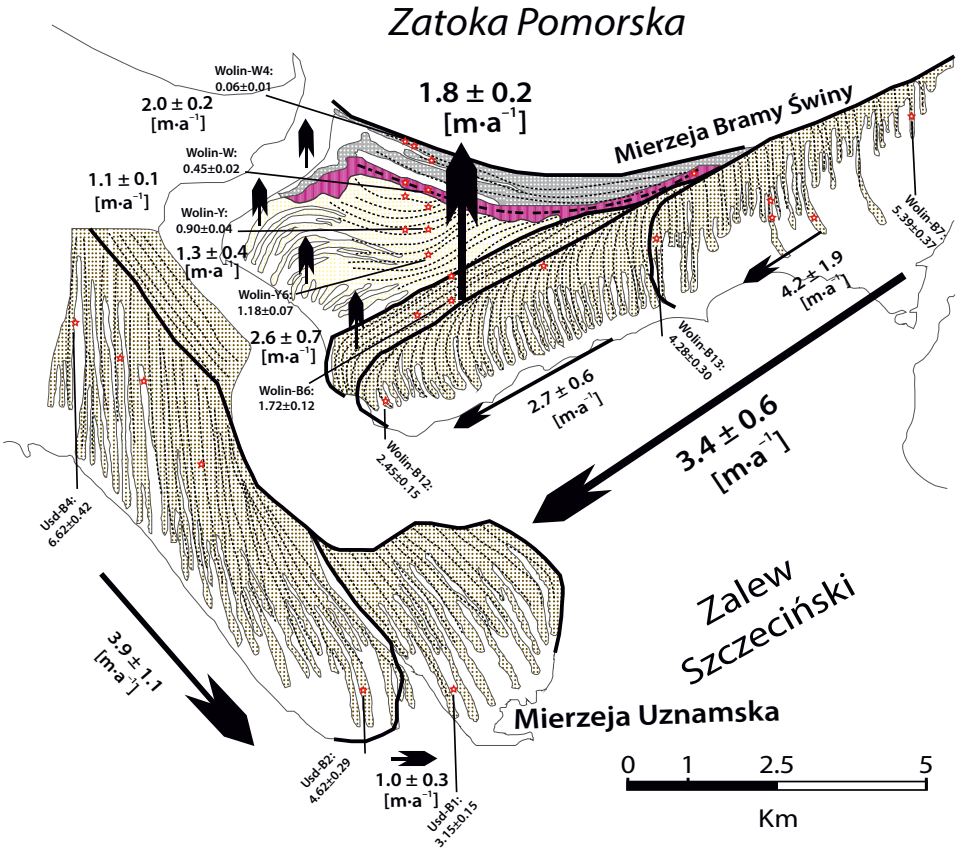


Ryc. 10.6. Mierzeja Brama Świny wraz z zaznaczonymi poszczególnymi generacjami wydm brunatnych, żółtych i białych oraz wydm białych I. Na mapie wskazano również miejsca poboru prób do datowań OSL (wg Reimana i in. 2011, zmienione)



Ryc. 10.7. Mapy pokazujące a) wiek OSL wydm brązowych na kosie uznamskiej i wolińskiej, b) wiek wydm żółtych i białych na kosie wolińskiej. Wiek OSL podano w ka przed rokiem 2008, wiek radiowęglowy podano w latach skalibrowanych ka BP (wg Reimana i in. 2011, zmienione)

rozpoczął się zaraz po głównej fazie transgresji litorynowej. W ciągu kolejnych 3000 lat progradacja kos zachodziła coraz wolniej, w tempie od 4,2 ±1,9 m·a^{-1} do 2,6 ±0,7 m·a^{-1} (ryc. 10.8). Znaczące spowolnienie tego procesu odnotowano podczas późnej transgresji subatlantyckiej około 1,2 tys. BP, kiedy tempo rozwoju mierzei spadło do 1,3 ±0,4 m·a^{-1} (kosa wolińska). Kolejny etap wzrostu tempa progradacji Bramy Świny nastąpił w latach 1550–1850 (2,0 ±0,2 m·a^{-1}) podczas małej epoki lodowej. Systematyczne datowanie osadów z poszczególnych generacji wydm ujawniło istnienie sześciu hiatusów, z których większość jest czasowo związana z fazami ochłodzenia klimatu i powstaniem warunków sztormowych. Wzrost aktywności procesów eolicznych około 1000 r. n.e. jest, jak się uważa, rezultatem działalności człowieka i trzebieży lasów. Natomiast przyrost wydm miał miejsce w okresach łagodniejszego klimatu i występowania zwartej pokrywy roślinnej (Reiman i in. 2011).



Ryc. 10.8. Mapa przedstawiająca tempo progradacji wyrażone w m·a^{-1} dla poszczególnych generacji wydm Bramy Świny (wg Reimana i in. 2011, zmienione)
Czarne cienkie linie wyznaczają hiatusy występujące między poszczególnymi wydmami wraz z datami OSL. Znaki i symbole patrz ryc. 10.7

10.2. Paleogeograficzne uwarunkowania rozwoju polskiego wybrzeża Bałtyku Południowego

Po ustąpieniu lądolodu ostatniego zlodowacenia skandynawskiego poziom wód Morza Bałtyckiego w ciągu ostatnich około 11 000 lat (w holocenie) z niewielkimi tylko czasowymi przerwami ustawicznie się podnosił. Prędkość wzrostu poziomu morza początkowo, podczas trwającej około 2000 lat pierwszej fazy holoceńskiej transgresji Bałtyku, była bardzo duża (Rosa 1984) i wynosiła ponad 20 mm·a^{-1}. Druga faza transgresji holoceńskiej, nazwana transgresją litorynową, w początkowym etapie była też szybka i poziom wód ówczesnego Bałtyku podniósł się od około 25 m do 10 m poniżej współczesnego poziomu morza. Kolejne dwie fazy tej transgresji były bardziej długotrwałe i powolniejsze, a poziom wód podnosił się odpowiednio od 10 m do 4 m p.p.m. i od 4 m do około 2 m p.p.m. Początki ostatniej fazy transgresji holoceńskiej, nazywanej subatlantycką, wiązane są z datą około 500 lat p.n.e. (Rosa 1984). W pierwszych dwóch wymienionych powyżej etapach transgresji, którym towarzyszył szybki wzrost poziomu morza, wkraczanie wód morskich na obszary nizin nadbrzeżnych i pradolin było gwałtowne, a proces niszczenia brzegów był niezwykle intensywny. Pozostały po nim dzisiaj na dnie Bałtyku ślady w postaci ławic (Słupska, Orla, Odrzana). Dopiero podczas późniejszych, znacznie wolniejszych faz transgresji holoceńskiej, rozwój południowych brzegów Bałtyku był podobny do tego, jaki obserwujemy obecnie.

Obszary na północ od obecnego brzegu w rejonach, w których występowały wysoczyzny morenowe i rozdzielające je doliny wyżłobione przez wody topniejącego lądolodu, stopniowo zalewane były przez transgredujące wody morskie. Należy przypuszczać, że podobnie jak w czasach obecnych silne wiatry doprowadzały do powstawania dużych fal, wywołujących erozję brzegów. Podczas silnych sztormów fale podcinały brzegi wysoczyznowe, powodując ich cofanie się i powstawanie klifów. Piasek pochodzący z erozji brzegu i przyległego dna morskiego trafiał na plaże i na podwodną część strefy brzegowej. W zależności od kierunku wiatru i zmian poziomu morza był on przemieszczany wzdłuż brzegu bądź też wynoszony na większe głębokości lub ponownie zasilał plażę. Silne wiatry wiejące znad morza przemieszczały cząsteczki piasku z plaży i z nich tworzyły wydmy na zapleczu plaży. Wraz ze wzrostem poziomu morza proces ten i towarzyszące mu efekty morfologiczne przesuwały się w stronę lądu. Od połowy XIX w. odnotowywane jest nasilające się i osiągające w ostatnim stuleciu prędkości 1–2 mm·a^{-1} ponowne przyspieszenie tempa wzrostu poziomu morza (Mörner 1980, Rotnicki, Borzyszkowska 1999, Rotnicki 2009), intensyfikujące niszczenie brzegów. Tak więc procesy i zjawiska obserwowane obecnie w strefie brzegu morskiego, w tym ich erozja, są procesami działającymi w sposób ciągły w dłuższym okresie. Analiza funkcjonowania morfosystemu wybrzeży Bałtyku Południowego i jego ewolucji w czasie pozwala na prawidłowe określenie tendencji jego dalszego rozwoju.

10.3. Uwarunkowania geomorfologiczne i hydro-meteorologiczne kształtowania rzeźby wybrzeża Bałtyku Południowego

10.3.1. Rzeźba i budowa geologiczna brzegów

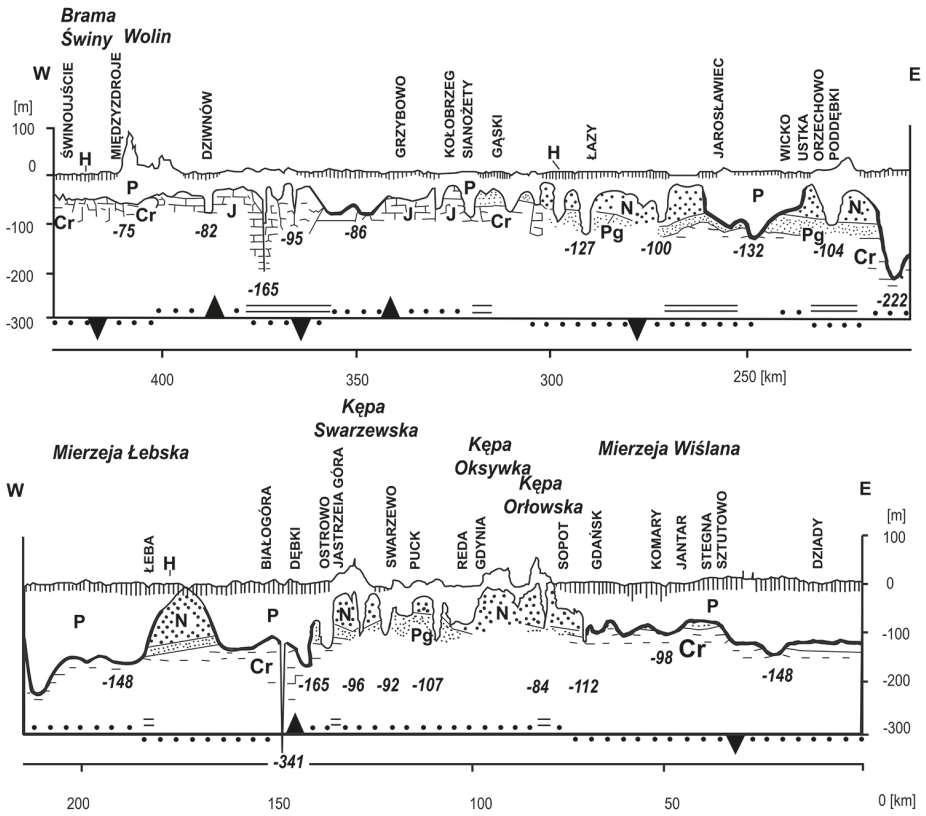
Charakterystyczną cechą wybrzeża Bałtyku Południowego jest znaczne wyrównanie jego przebiegu, pomimo dużego zróżnicowania morfolitologicznego. W zakresie typów morfologicznych na polskim wybrzeżu dominują klify gliniaste i piaszczyste oraz typ wydmowy o budowie piaszczystej. Wybrzeża Bałtyku Południowego zbudowane są z plejstoceńskich osadów polodowcowych oraz z holoceńskich osadów aluwialnych, osadów akumulacji morskiej i eolicznej (ryc. 10.9).

Fragmenty wybrzeża zbudowane z osadów plejstoceńskich najczęściej tworzą obecnie brzegi klifowe, o wysokościach od kilku do ponad 80 m (klify Wolina). W niektórych miejscach górna część klifu jest pokryta serią późnoglacjalnych i holoceńskich osadów eolicznych (Borówka i in. 1982). Jednakże większą część obszaru wybrzeży polskich (>70%) zajmują brzegi wydmowo-mierzejowe z wydmami o wysokości od 2 do 40 m. Na zapleczu mierzei występują najczęściej stosunkowo obszerne zagłębienia pochodzenia lodowcowego lub wodno-lodowcowego, w większości przypadków wypełnione torfem. Ich powierzchnia położona jest na wysokości od 1 do 3 m ponad współczesnym poziomem morza. W niektórych obniżeniach znajdują się płytkie jeziora. Występujące w strefie wybrzeża Polski osady plejstoceńskie mają stosunkowo niewielką miąższość (20–50 m), która jedynie w rejonie wyspy Wolin dochodzi do 150 m. Zalegają one na utworach formacji jurajskich i kredowych. Serie te są litologicznie zróżnicowane. W niektórych miejscach serie plejstoceńskie zawierają wkładki (porwaki) starszych osadów trzeciorzędowych lub kredowych.

Na ogólnie wyrównany przebieg linii brzegowej wybrzeży Bałtyku Południowego istotny wpływ miały ruchy neotektoniczne, które nakładając się na eustatyczne holoceńskie podniesienie poziomu morza, warunkowały powstanie zatok (Gdańskiej, Pomorskiej i Koszalińskiej) oraz wysunięcie linii brzegowej w kierunku otwartego morza (rejon Wyniesienia Łeby).

10.3.2. Wiatry i falowanie wiatrowe

Wśród czynników najintensywniej oddziałujących na brzegi i dno morskie w strefie brzegowej istotne są pulsacyjne zmiany ciśnienia atmosferycznego, wywołujące wiatry i w efekcie różno-okresowe ruchy falowe i wahania poziomu wody. Na wiatry na Bałtyku Południowym ma wpływ cyrkulacja atmosferyczna umiarkowanych szerokości geograficznych, modyfikowana przez pseudomonsunową wymianę mas powietrza znad Oceanu Atlantyckiego i kontynentu europejskiego (ryc. 10.10). Doprowadza to do przewagi kierunków wiatrów sektora SW i W zarówno nad otwartym morzem, jak i w strefie brzegu przez większość miesięcy w ciągu roku z wyjątkiem wiosny. Średnia roczna prędkość wiatru dla otwartego morza przekracza 6 $m \cdot s^{-1}$, zaś jej wartość maleje w pobliżu brzegu i na lądzie. Udział

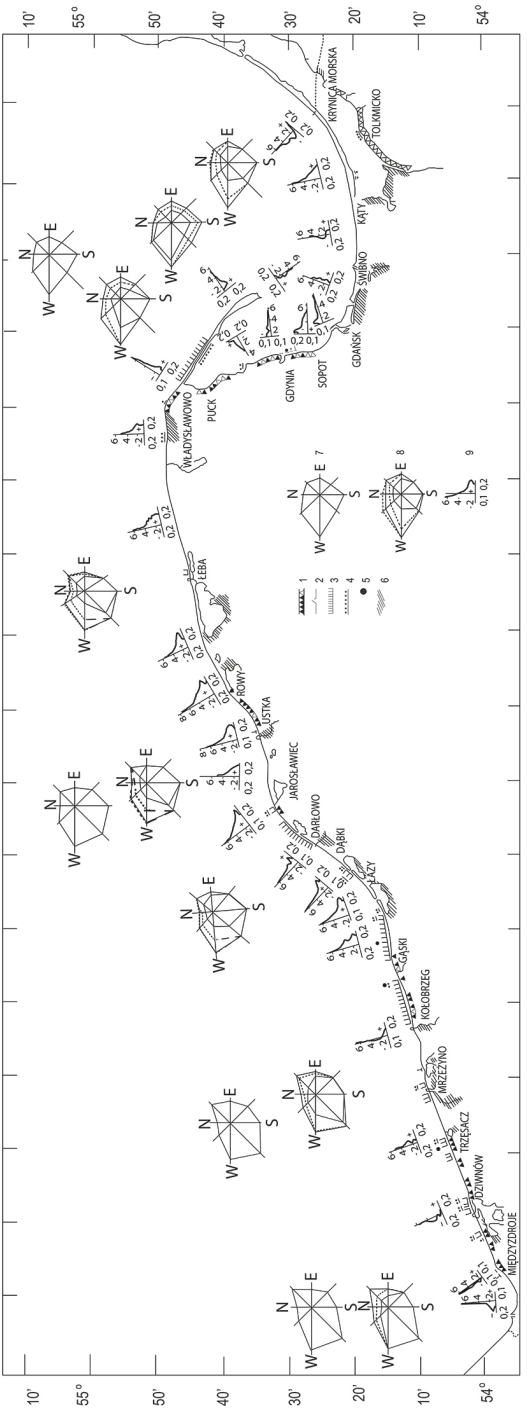


Ryc. 10.9. Przekrój geologiczny wzdłuż wybrzeży Polski (wg Tomczak 1995)
J – jura, Cr – kreda, N – neogen, P – plejstocen, H – holocen

procentowy sytuacji z wiatrem o sile powyżej 6°B jest najwyższy w okresie od października do marca i przekracza w poszczególnych miesiącach 15–20%.

Najwyższe średnie miesięczne prędkości wiatru (5–7 $m \cdot s^{-1}$) w strefie brzegowej są charakterystyczne dla miesięcy jesienno-zimowych, zaś najniższe są notowane od maja do sierpnia (2,5–3,5 $m \cdot s^{-1}$) podczas występowania w basenie Morza Bałtyckiego gradientów niskiego ciśnienia. Częstotliwość występowania pogody sztormowej (powyżej 8°B) może wahać się od 2 do 5% w zależności od miesiąca i obszaru.

Specyficzna sytuacja występuje w rejonie Półwyspu Helskiego. Ekspozycja północno-wschodnia tego półwyspu sprawia, że jest on osłonięty przed – przeważającymi na polskim wybrzeżu – wiatrami z sektorów NW, W i SW. Kierunkami wywierającymi najsilniejszy wpływ na przekształcanie brzegów Półwyspu Helskiego są kierunki N–NE, które wraz ze spiętrzeniami sztormowymi i falami barycznymi mogą powodować katastrofalne w skutkach sztormy. Wiatry z kierunków N–NW przyczyniają się do erozji brzegów zarówno poprzez oddziaływanie



Ryc. 10.10. Częstotliwość występowania wiatrów i falowania oraz transport rumowiska (wg Zawadzkiej-Kahlau 1999)
1 – klif, 2 – falochron portowy, 3 – ostrogi, 4 – opaska brzegowa, typ „lekki", 5 – opaska brzegowa typ „ciężki", 6 – tereny zagrożone powodzią sztormową, 7 – częstotliwość występowania wiatru (wg Robakiewicz 1987), 8 – częstotliwość występowania fali średniej na głębokości 5 m w klasach (wg Robakiewicz 1987), 9 – kierunek i natężenie transportu rumowiska (wg Cieślaka 1981)

fal, jak i poprzez uruchamianie wzdłużbrzegowego transportu osadów skierowanego ku końcowi półwyspu. Wiatry NE w rejonie Półwyspu Helskiego wywołują powstanie układu komórek cyrkulacyjnych, którym towarzyszy erozja niektórych odcinków brzegu (Furmańczyk 1994).

W akwenach mórz bezpływowych, takich jak Morze Bałtyckie, za zasadniczy ruch falowy w strefie brzegowej przyjmuje się krótkookresowe falowanie wiatrowe (Massel 1989). Powszechnie uważa się, że o zmianach rzeźby powierzchni dna decyduje właśnie falowanie wiatrowe (Basiński i in. 1993). W miarę wkraczania fal na płytkowodne obszary strefy brzegowej podlegają one coraz to intensywniejszemu oddziaływaniu dna morskiego. Wszelkie występujące na drodze fal przegłębienia dna stanowią miejsca, gdzie przenika do brzegu większa ilość energii falowej, która w różny sposób może być spożytkowana w procesach kształtujących strefę brzegową. Proces transformacji fali w kierunku brzegu i wzajemnego z nim oddziaływania kończy się ostatecznym jej rozbiciem na progu kipielowym i nabieganiem powstałego po tym rozbiciu potoku napływu na plażę. Odcinki wybrzeża o ekspozycji na najsilniejsze i najczęstsze falowania sztormowe mogą być skutecznie chronione przed skutkami falowania przez występujące w strefie przybrzeżnej płycizny podwodne.

10.3.3. Prądy przybrzeżne

W strefie załamywania się fal (strefa przyboju) zachodzi najbardziej aktywne oddziaływanie przepływów wody na dno morskie. Najistotniejsze wśród tych przepływów są:
- wzdłużbrzegowe prądy energetyczne związane bezpośrednio z załamaniem fali,
- kompensacyjne prostopadłe do brzegu prądy powrotne, w tym prądy rozrywające (lokalne odpływy w kierunku morza wody spiętrzonej przy brzegu),
- prądy gradientowe wywołane przez lokalne różnice poziomów wody oraz prądy (potoki) nabiegania fal na brzeg (napływ i spływ).

We wzdłużbrzegowym transporcie osadów najważniejszą składową przybrzeżnego systemu prądowego jest wzdłużbrzegowy prąd energetyczny. Jego szczególnie duże zróżnicowanie w poprzecznym do brzegu profilu odnotowywane jest w przypadku występowania większej niż jedna liczby rew, co często ma miejsce na wybrzeżu Bałtyku Południowego.

Jednym z ruchów wody jest prąd rozrywający, wynikający z trójwymiarowości ruchu falowego i złożonej batymetrii dna oraz zbiegania się mas wodnych napływających z przeciwnych kierunków. Pomimo że prędkość prądu rozrywającego może osiągać znaczne wartości (>1 m·s^{-1}), większość badaczy zajmujących się strefą brzegową, w tym głównie z inżynierskiego punktu widzenia (Basiński in. 1993), uważa, że mają one jedynie lokalne znaczenie i nie decydują o całokształcie przebiegu procesów sedymentacyjnych. Przeprowadzone w ostatnich kilkunastu latach badania (Furmańczyk, Musielak 1999) wykazały, że poza funkcjonującymi w bezpośredniej bliskości brzegu klasycznymi układami prądów rozrywających

istnieją rozwinięte na znacznie większą skalę kompensacyjne odpływy w stronę morza mas wodnych o zupełnie podobnym do tych prądów charakterze, wyraźnie zaznaczające swoją obecność w modelowaniu rzeźby dna (bramy cyrkulacyjne). Występują one powszechnie w rejonie wybrzeży Bałtyku Południowego, na dużych przestrzeniach dna przybrzeżnego, tworząc cały system form różnych pod względem rozmiarów i położenia przestrzennego.

Na wybrzeżu Zatoki Pomorskiej zaobserwowano występowanie przybrzeżnych prądów rozrywających, pojawiających się nawet co 120 m wzdłuż brzegu. Odnotowane w tym rejonie nieregularności w rzeźbie drugiego i trzeciego wału rewowego są wskaźnikiem istnienia największych systemów cyrkulacyjnych. Stanowią one bardzo szerokie (do 3 km) systemy kanałów związanych z przemieszczaniem się znacznych mas wody w kierunku otwartego morza. Te bramy łącznie z ujściami rzek tworzą najbardziej rozbudowany system cyrkulacyjny w strefie brzegowej Bałtyku.

10.3.4. Wahania poziomu morza

Istotny wpływ na charakter oraz przebieg procesów hydrologicznych, sedymentacyjnych i rzeźbotwórczych mają wahania poziomu morza. Wahania te w strefie brzegowej powodują zmiany głębokości wody, co ma istotny wpływ na procesy transformacji fal, zmiany miejsca ich załamania, ruch osadów dennych oraz lokalizacje obszarów erozji i akumulacji w strefie brzegu. Poziom Morza Bałtyckiego podlega długo- i krótkookresowym zmianom o różnej amplitudzie. Efektem tych zmian jest przesuwanie się linii brzegowej. Dowodem zmian poziomu Morza Bałtyckiego w przeszłości są formy rzeźby związane z dawnymi liniami brzegowymi, w obszarze Bałtyku Południowego znajdujące się obecnie na dnie morskim, poniżej współczesnego oddziaływania falowania wiatrowego i prądów (zatopione formy brzegowe: klify, platformy przybrzeżne, wydmy i osady plażowe). Zmiany średniego poziomu Morza Bałtyckiego wynikają z dwóch głównych przyczyn: z powodu eustatycznego podnoszenia się lub obniżania poziomu wody w oceanie światowym (zjawisko o charakterze globalnym) oraz podnoszenia się lub obniżania lądu (zjawisko o charakterze lokalnym, wynikającym z tendencji glaci-izostatycznych występujących na obszarze Bałtyku w okresie polodowcowym).

Na te dwie główne przyczyny wzrostu średniego poziomu morza nakładają się również czynniki meteorologiczne (wpływ wiatru, pola ciśnienia, opadu i parowania) oraz hydrologiczne (wymiana wód z Morzem Północnym, dopływ rzek), które nabierają znaczenia w krótszym przedziale czasowym (tzw. zmiany krótkookresowe, np. wezbrania sztormowe czy też zmiany sezonowe związane z napełnieniem akwenu)

Według wielu badaczy wzrost średniego poziomu morza u południowych brzegów Bałtyku wynosi obecnie w zależności od lokalizacji wodowskazu i okresu pomiarowego od około 1 do ponad 2 mm·a^{-1} (Jakusik i in. 2010, Richter i in. 2012, Wolski 2017).

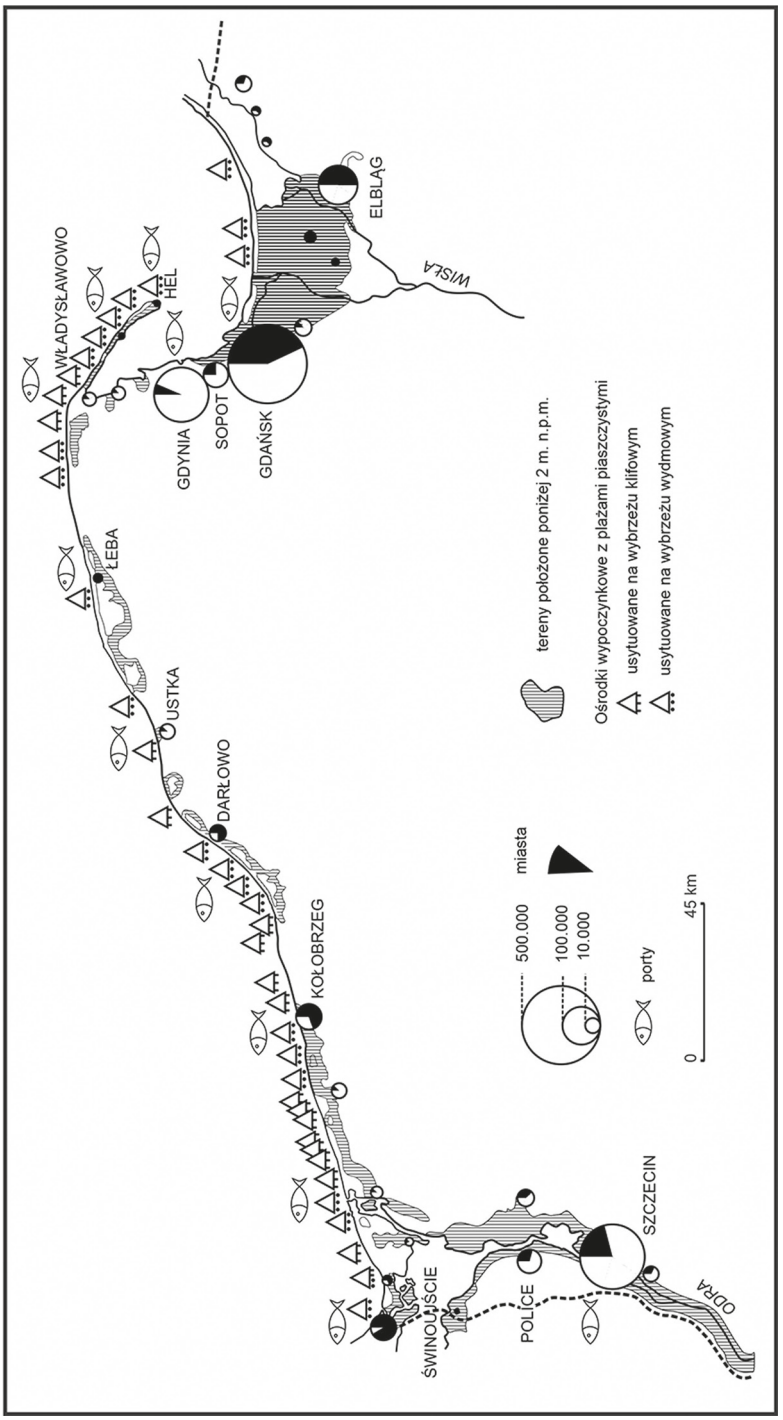
Zmiany poziomu morza w odniesieniu do strefy brzegowej otwartego morza wywołują wyraźnie zauważalny efekt wzmożonej erozji brzegów, natomiast w osłoniętych akwenach zalewów i jezior przybrzeżnych działają one pozytywnie na torfowiska, stymulując ich rozwój. W ostatnich 10-leciach przyspieszony wzrost poziomu morza na brzegach Bałtyku Południowego powoduje, że skutki wzmożonej aktywności procesów abrazji przybierają często charakter katastrofalny, np.: zagrożenie przerwania Półwyspu Helskiego, wzmożenie procesów osuwiskowych na klifach Jastrzębiej Góry i Rewala, zanik plaży w Ustroniu Morskim, powodzie sztormowe w miejscowościach nadmorskich (np. Świnoujście). Przyspieszony wzrost poziomu Morza Bałtyckiego powoduje, że problematyka erozji brzegu i wiążące się z tym skutki ekonomiczne (ryc. 10.11) nabierają dziś szczególnego znaczenia zarówno z teoretycznego, jak i praktycznego punktu widzenia (Rotnicki i in. 1995, Rotnicki, Borzyszkowska 1999, Paprotny, Terefenko 2017). Według najnowszych badań wzrost poziomu morza o 1 m na polskim wybrzeżu dotknąłby bezpośrednio 20 000 mieszkańców i pochłonąłby 9,6 mld zł aktywów (0,6% PKB). Ekonomicznie optymalne zabezpieczenia przeciwpowodziowe kosztowałyby 0,39% PKB w obecnych warunkach klimatycznych oraz 0,49–0,67% PKB w ramach scenariuszy wzrostu poziomu morza wskazanych przez Międzyrządowy Zespół ds. Zmian Klimatu (IPCC) (Paprotny, Terefenko 2017).

Szczególnie ekstremalne poziomy morza, czyli poziomy najwyższe i najniższe zanotowane w wieloleciu, w danym roku czy przy danym zdarzeniu sztormowym, stymulują procesy prądowe, abrazję morską i akumulację materiału osadowego na różnych odcinkach strefy brzegowej. Według B. Wiśniewskiego i T. Wolskiego (2009) do wystąpienia ekstremalnych poziomów morza, które są efektem wezbrań i obniżeń sztormowych na wybrzeżach Bałtyku, przyczyniają się z reguły trzy składowe:

a) napełnienie Bałtyku (stan wyjściowy przed wystąpieniem danego poziomu ekstremalnego);
b) oddziaływanie styczne wiatru na danym akwenie (kierunki wiatru – dobrzegowe, odbrzegowe, prędkości wiatru i czas ich trwania);
c) zniekształcenie powierzchni morza przez szybko przemieszczające się przez Bałtyk głębokie, mezoskalowe niże baryczne, wywołujące tzw. falę baryczną oraz generujące sejszopodobne wahania poziomu morza na Bałtyku.

W wyniku działania wymienionych powyżej trzech składowych mogą wystąpić ekstremalnie wysokie poziomy morza przy dodatniej fazie wezbrania (wzrost poziomów morza) oraz ekstremalnie niskie poziomy przy ujemnej fazie (obniżania się poziomów wód). Wysokości ekstremalnych poziomów morza na polskim wybrzeżu Bałtyku przedstawiono w tabeli 10.1.

Z danych w tej tabeli wynika, że ekstremalne poziomy morza występują głównie w okresie jesienno-zimowym. Jest to okres przechodzenia przez Bałtyk częstych niżów barycznych znad północnego Atlantyku wywołujących wezbrania sztormowe w czasie największej intensyfikacji cyrkulacji zachodniej oraz dodatniej fazy Oscylacji Północnoatlantyckiej, a także wysokiego stopnia napełnienia akwenu Morza Bałtyckiego. Według badań B. Wiśniewskiego i T. Wolskiego



Ryc. 10.11. Zagrożenia wynikające z przyśpieszonego podnoszenia się poziomu morza (wg Rotnickiego i in. 1995, uproszczone)

Tabela 10.1. Bezwzględnie najwyższe i najniższe zmierzone poziomy wód u polskiego wybrzeża (względem zera wodowskazu) (Wiśniewski, Wolski 2009 – uaktualnione do 2020 r.)

Stacja	Maksymalny poziom wody [cm]	Data wystąpienia	Minimalny poziom wody [cm]	Data wystąpienia
Trzebież	137	31 XII 1913	–82	30 XI 2018
Świnoujście	196	10 II 1874	–134	18 X 1967
Dziwnów	115	10 II 1874 14 I 2012	–106	27 I 2010
Kołobrzeg	222	13 XI 1872	–130	4.XI.1979
Darłowo	159	9 I 1914	–107	10 II 1897
Ustka	168	15 XII 1898	–104	10 II 1897
Łeba	168	15 XII 1898	–97	31 XII 1890
Władysławowo	144	23 XI 2004	–88	4 XI 1979
Hel	122	14 I 1993	–95	I 1904
Gdynia	139	14 I 2012	–92	30 XI 2018
Gdańsk	164	16 XII 1843	–105	20 I 1887
Świbno	202	5 XII 1899	–87	10 II 1897
Tolkmicko	145	20 I 1983	–89	25 XI 1956

(2009) w latach 1947–2007 na polskim wybrzeżu wystąpiły 252 wezbrania sztormowe, a ich liczba wzrosła średnio od 2 do 6 w ciągu analizowanego okresu. Inne badania przeprowadzone w ramach projektu KLIMAT (2009–2011) wykazały, że w latach 1955–2008 na polskim wybrzeżu intensywność wezbrań sztormowych wzrastała, a ich występowanie było nieregularne.

Na wielkość oscylacji ekstremalnych poziomów morza na polskim wybrzeżu wpływa również przejściowe położenie otwartych wód Bałtyku Południowego pomiędzy Bałtykiem Centralnym a Bałtykiem Zachodnim. Charakterystyka tych oscylacji jest wypadkową najniższych na Bałtyku zakresów wahań poziomu morza w Basenie Zachodniogotlandzkim (szwedzkie wybrzeża) i wyraźnych ekstremów w Zatoce Meklemburskiej i Zatoce Kilońskiej (Wolski 2017).

Znamienną cechą wahań poziomu wód na polskim wybrzeżu jest wzrost wysokości amplitud między ekstremalnymi poziomami morza od wschodniego odcinka wybrzeża (Gdynia–Hel) do zachodniego wybrzeża (Gdynia–Hel) (Wiśniewski, Wolski 2009)

10.4. Procesy geomorfologiczne i formy rzeźby wybrzeża Bałtyku Południowego

Współczesny morfosystem wybrzeża Bałtyku Południowego ma złożoną strukturę, podlega ciągłym różnokierunkowym zmianom. Procesy geomorfologiczne

w strefie brzegowej wywołane przez czynniki zewnętrzne: wodę morską, rzeki, wody opadowe, wiatr, grawitację, mróz i śnieg wywołują najczęściej zmiany krótkookresowe, niejednokrotnie chwilowe, trudne do zarejestrowania. Z kolei z oddziaływaniem czynników o charakterze endogenicznym związane są zmiany poziomu morza, które obserwować możemy w dłuższych przedziałach czasowych. Do zmian długookresowych należą także zmiany poziomu morza natury eustatycznej.

10.4.1. Procesy morfogenetyczne na klifach, typy klifów

Wybrzeża klifowe Bałtyku Południowego mają zróżnicowaną budowę geologiczną i morfologię, reprezentują różne etapy rozwoju. Klify są zbudowane z glin morenowych zlodowacenia północnopolskiego i środkowopolskiego (ryc. 10.12) oraz piaszczysto-żwirowych serii fluwioglacjalnych, które często pokryte są serią piasków eolicznych (ryc. 10.13). Biorąc pod uwagę litologię osadów, można wyróżnić następujące rodzaje wybrzeży klifowych Bałtyku Południowego: gliniaste, piaszczysto-żwirowe, gliniasto-piaszczysto-żwirowe i piaszczysto-żwirowo-gliniaste. Litologia osadów oraz ich cechy geotechniczne w dużej mierze determinują morfodynamikę klifów. Klify gliniaste charakteryzują się relatywnie dużą odpornością na procesy niszczące. W przypadku glin zlodowacenia środkowopolskiego odporność na ścinanie waha się w granicach 100–150 kPa. Natomiast w przypadku klifów piaszczystych jest dwu- lub trzykrotnie niższa (40–80 kPa). Przestrzenne zróżnicowanie odporności klifów na procesy degradacyjne warunkuje ich typ morfologiczny i morfodynamiczny.

Współczesne procesy morfogenetyczne modelujące wybrzeża klifowe, ich przebieg i natężenie są zależne od warunków hydrometeorologicznych, w tym głównie od charakteru hydrodynamiki Morza Bałtyckiego, budowy geologicznej brzegu, morfologii i litologii stoku podwodnego, pokrycia terenu i ingerencji człowieka (Kostrzewski 1991). Zmienność czasowa procesów morfogenetycznych pozostaje w ścisłej zależności od sezonowego układu typów pogód. Największe przekształcenia rzeźby klifów obserwuje się w okresie jesienno-zimowych spiętrzeń sztormowych, które inicjują procesy abrazyjne. Mechaniczne oddziaływanie fal morskich, prowadzi do uprzątnięcia zdeponowanych u podnóża klifu materiałów koluwialnych. Zabradowane osady wraz z prądami przybrzeżnymi biorą następnie udział w transporcie od- i wzdłużbrzegowym. Efektem abrazyjnej działalności fal morskich są nisze lub podcięcia abrazyjne, które w konsekwencji doprowadzają do destabilizacji klifu. W procesie dochodzenia stoku do równowagi dynamicznej następuje oberwanie lub osunięcie nadległych partii klifu (Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988, 1995, Winowski 2008, 2011, 2015). Oberwany materiał najczęściej gromadzi się u podstawy klifu w postaci stożka lub zwałowiska zbudowanego z materiałów grubookruchowych. Natomiast efekty procesów osuwania przybierają przeważnie formę jęzorów lub stożków osuwiskowych. Dobrze wykształcone osuwiska obserwujemy zarówno na stokach piaszczystych, jak i gliniastych. Badania dendrogeomorfologiczne osuwisk występujących na klifach

Ryc. 10.12. Klif woliński zbudowany z gliny morenowej z charakterystyczną stromą ścianą, ze śladami procesów odpadania; u podnóża klifu niewielkie stożki usypiskowe (fot. M. Winowski)

Ryc. 10.13. Serie piaszczyste i piaszczysto-żwirowe klifów wolińskich, tworzące łagodnie nachylone zbocza z wysokimi stożkami usypiskowymi, po których schodzą zsuwy darniowe oraz pnie powalonych drzew (fot. M. Winowski)

wolińskich pozwoliły na określenie wartości progowych, po których przekroczeniu wyraźnie wzrasta prawdopodobieństwo inicjacji procesów osuwiskowych (Buchwał, Winowski 2009, Winowski 2015).

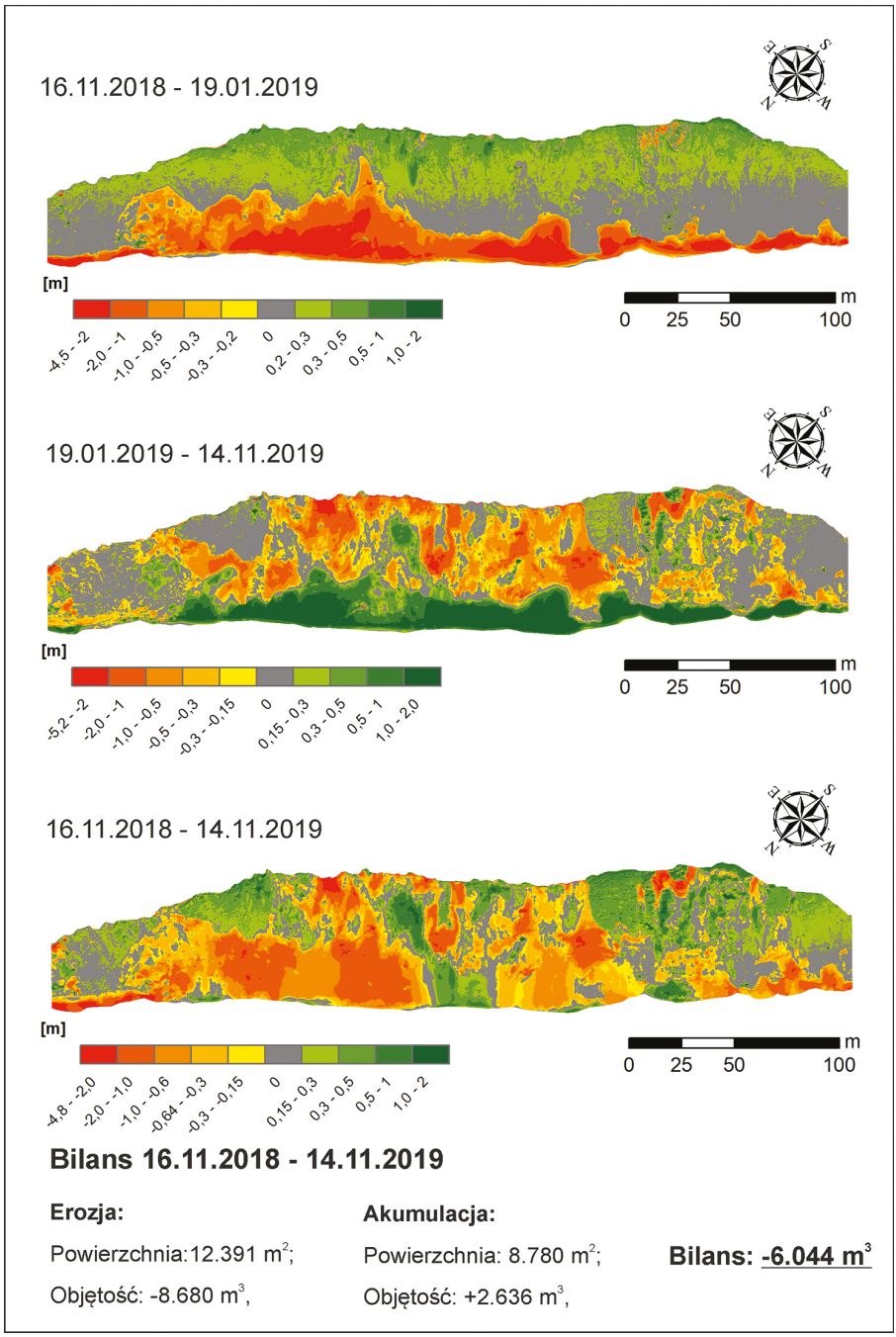
W sezonie wiosennym głównym czynnikiem inicjującym ruchy masowe jest rozmarzanie gruntu i wytapianie pokrywy śnieżnej (Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988, Winowski 2008). W warunkach zwiększonej ilości wody w podłożu na klifie zaczynają dominować procesy spływowe, wśród których najbardziej charakterystyczne są spływy błotne i płytkie osuwiska translacyjne. Procesy spływowe inicjowane są najczęściej, gdy wilgotność osadów spoistych przekroczy granicę płynności, a ta w przypadku gliny szarej waha się w granicach 14–23%. Zmniejszona spoistość zwietrzałych powierzchni stoków gliniastych sprzyja także procesom odpadania, których produkty gromadzą się u podnóża klifu w postaci charakterystycznych stożków.

W okresie letnim wyraźnie zmniejsza się aktywność morza, co skutkuje zazwyczaj ograniczeniem procesów abrazyjnych. Podwyższona temperatura powietrza wpływa jednak na zwiększoną ewapotranspirację, która w okresach bezdeszczowych prowadzi do szybkiego przesuszania gruntu. W efekcie podłoże klifu staje się podatne na oddziaływanie wiatru, dochodzi do wywiewania drobnych osadów piaszczystych i wykształcenia nisz i rynien deflacyjnych. Nieco grubsze okruchy niepoddające się wywiewaniu osypują się w dół stoku, tworząc u jego podnóża stożki i pokrywy osypiskowe. Z drugiej strony w okresie letnim obserwuje się także zwiększoną częstotliwość występowania pogód burzowych z opadami nawalnymi. Takie epizody sprzyjają inicjacji procesów osuwiskowych i erozji wodnej. Najbardziej optymalny scenariusz sprzyjający inicjacji osuwisk o genezie opadowej zakłada, że suma opadów w okresie 14 dni musi przekroczyć 90 mm. Dodatkowo ważne jest, aby w dwóch kolejnych dniach tego okresu wystąpił opad przekraczający 40 mm (Winowski 2015). W wyniku spłukiwania na ścianach gliniastych tworzy się sieć żłobin i bruzd, a wyerodowany materiał akumulowany jest u podstawy klifu w postaci stożków napływowych.

Ostatnim okresem w rocznym cyklu morfogenetycznym jest sezon jesienny (Kostrzewski 1986, 1988). Jesienią procesy morfogenetyczne charakteryzują się niewielką dynamiką. Na klifach piaszczystych obserwuje się zamieranie procesów osypiskowych. W strefie podnóża klifu występują już dobrze odbudowane formy podstokowe.

W oparciu o przeprowadzoną analizę stwierdzić można, że zmienność warunków pogodowych w cyklu rocznym i wieloletnim określa rytm funkcjonowania morfosystemu wybrzeży klifowych. Sezony morfogenetyczne (wiosenny, letni, jesienny i jesienno-zimowy) są zróżnicowane w zakresie charakteru procesów morfogenetycznych, ich przebiegu i natężenia (Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988, 1995).

Kartowanie procesów i form na wybrzeżu klifowym w cyklu rocznym i wieloletnim pozwala na wydzielenie stref morfodynamicznych na klifie: degradacji, transportu i akumulacji. Zasięg przestrzenny stref morfodynamicznych



Ryc. 10.14. Efekty zastosowania nowoczesnych technik w kartowaniu geomorfologicznym klifów morskich (Winowski 2020)

warunkowany jest etapem rozwoju wybrzeża klifowego w cyklu rocznym i wieloletnim. Na klifach aktywnych występowanie stref morfodynamicznych jest wyraźnie zróżnicowane. Wykorzystanie nowoczesnych metod kartowania geomorfologicznego, takich jak skanowanie laserowe czy fotogrametria przy użyciu

Tabela 10.2. Tempo cofania się klifów w Polsce

Lokalizacja	Tempo cofania [m·a^{-1}]	Okres obserwacyjny	Metodyka badań	Autor
Wyspa Wolin	0,90	1695–1924	mapy archiwalne	Z. Szopowski (1961)
	0,80	1886–1961	mapy archiwalne	Kostrzewski (1984)
	0,40	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
	0,24	1984–2012	monitoring tachimetryczny	Kostrzewski i in. (2015)
Śliwin	0,30	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
Trzęsacz	0,14	1997–2017	monitoring tachimtetryczny	T.A. Łabuz (2017)
Sarbinowo	1,15	1783–1889; 1872–1924	mapy archiwalne	Z. Szopowski (1961)
	0,65	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
Jarosławiec	0,90	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
Ustka	2,00	1862–1938	mapy archiwalne	H. Heiser (1925)
	2,80	1836–1889	mapy archiwalne	W. Hartnack (1926)
	1,00–2,30	1860–1870	mapy archiwalne	K. Salik (1979)
	1,60	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
	0,90	1998–2007	monitoring tachymetryczny	W. Florek i in. (2008)
	2,10	2011–2016	monitoring TLS	J.J. Frydel i in. (2017)
Jastrzębia Góra	0,30	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
Chłapowo	0,60	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
Zatoka Gdańska	0,80	1837–1959	mapy archiwalne	W. Subotowicz (1982)
	0,50	1875–1983	mapy archiwalne	E. Zawadzka-Kahlau (1999)
	1,00	1963–1975	fotogrametria naziemna	W. Subotowicz (1982)
	2,00–2,50	1995–2001	monitoring GPS	L. Zaleszkiewicz, D. Koszka-Maroń (2005)

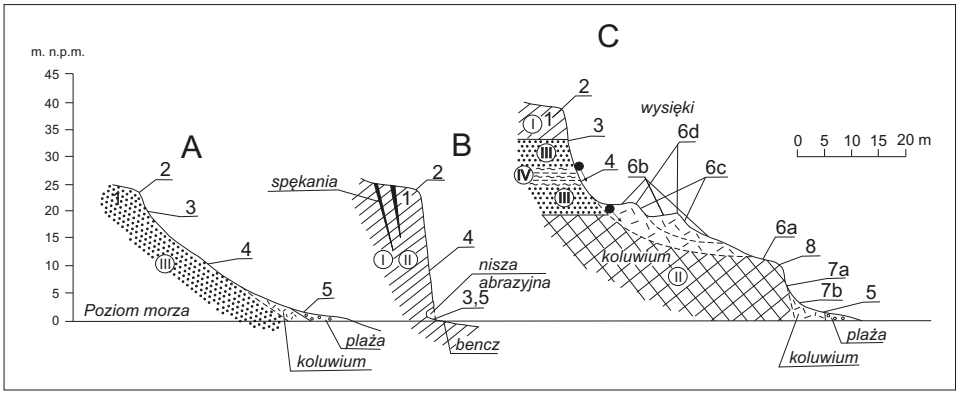
bezzałogowych statków powietrznych, daje możliwość przedstawienia szczegółowej oceny ilościowej morfodynamiki klifów (ryc. 10.14) (Winowski 2020).

W rozwoju wybrzeży klifowych zaznacza się wyraźnie określony cykl obejmujący fazy aktywności, zamierania i stabilności (Subotowicz 1982). Wieloletnie badania wybrzeży klifowych pozwalają stwierdzić, że abrazja wybrzeży klifowych i związane z tym cofanie się klifów ma charakter cykliczny. Okresy względnej równowagi dynamicznej klifu przerywane są okresami jego intensywnego niszczenia (Subotowicz 1982, Kostrzewski, Zwoliński 1986, 1988, Kostrzewski 1991, Furmańczyk 1994).

Wezbrania sztormowe o charakterze ekstremalnym mają szczególne znaczenie w rozwoju wybrzeży klifowych. Charakter cofania się wybrzeży, jego zmienność zależy od lokalnych warunków morfolitologicznych i hydrometeorologicznych. Średnioroczne tempo cofania się klifów wynosi średnio 0,14–2,8 m·a^{-1} (tab. 10.2) i może być zwiększone przez czynniki naturalne i antropogeniczne (Kostrzewski 1991). Dla klifów wyspy Wolin wieloletnie tempo cofania się korony obliczono na 0,24 m·a^{-1} (Kostrzewski i in. 2015).

W cyklu rozwojowym wybrzeży klifowych wydzielić można następujące etapy: młodociany – wzmożonej aktywności, dojrzały – związany z czasową stabilnością określonego typu morfologicznego wybrzeża oraz starczy – obejmujący formy dojrzałe, częściowo utrwalone roślinnością.

Przedstawione etapy rozwoju wybrzeży klifowych reprezentują różne formy ich aktywności, co pozwala na wydzielenie klifów aktywnych i martwych. Klify aktywne, reprezentujące różne etapy rozwoju, mają łączną długość 45 km (Subotowicz 1982) (tab. 10.2).



Ryc. 10.15. Geodynamiczne typy klifów wybrzeża Polski (wg Subotowicza 1982)
A – typ osypiskowy, B – typ obrywowy, C – typ zsuwiskowo-spływowy. I i II – dolna i górna glina zwałowa, III i IV – piaski, mułki i iły. 1 – korona klifu, 2 – górna krawędź korony klifu, 3 – dolna krawędź korony klifu, 4 – zbocze klifu, 5 – podnóże klifu, 6a – stopień klifu w podłożu macierzystym, 6b – stopień osuwiskowy klifu, 6c – próg osuwiskowy klifu, 7a – próg abrazyjny w podłożu macierzystym, 7b – próg abrazyjny w koluwium, 8 – krawędź progu abrazyjnego (w podłożu macierzystym lub w koluwium)

Charakter i kierunek zmian morfologicznych klifów warunkowane są czynnikiem sprawczym i czasem trwania jego oddziaływania. Biorąc pod uwagę typ i charakter form rzeźby terenu na skłonie klifu, W. Subotowicz (1982) wydziela następujące typy klifów wybrzeży Bałtyku Południowego: osuwiskowy, obrywowy, zsuwiskowo-spływowy (ryc. 10.15). Należy zwrócić uwagę na to, że wydzielone typy morfologiczne klifów reprezentują różne etapy rozwoju (Kostrzewski, Zwoliński 1988). Procesy abrazji i akumulacji w strefie wybrzeży klifowych są modyfikowane przez różnokierunkowe użytkowanie wybrzeża oraz wprowadzanie urządzeń ograniczających niszczenie klifów.

10.4.2. Poprzeczny i wzdłużbrzegowy transport osadów

Pod wpływem oddziaływania czynników hydrodynamicznych i wiatru modelowana jest przypowierzchniowa warstwa osadów dennych, w której odbywa się ruch cząstek materiału skalnego oraz powstawanie form rzeźby. Współdziałające tu procesy hydro- i litodynamiczne formują określony kształt profilu brzegowego. W strefie brzegowej Bałtyku Południowego głównymi źródłami dostawy materiału osadowego są: abrazja brzegu, erozja dna przybrzeżnego oraz zasilanie rzeczne. Materiał ten podlega w trakcie transportu dalszej obróbce przez fale, potok przyboju i wiatr, a także przez działające w strefie brzegowej prądy i buduje aktywne formy dna morskiego (rewy), plażę i wydmy. Rumowisko przybrzeżne w zależności od kierunku działania czynnika transportowego i nachylenia brzegu przemieszczane jest prostopadle do linii brzegowej lub wzdłuż brzegu. Prędkości wody oraz natężenie transportu osadów podlegają złożonym i silnym zmianom zarówno w przestrzeni, jak i w czasie (zmiany krótko- i długookresowe), powstającym w głównej mierze w wyniku transportu poprzecznego, a formami powierzchni ziemi są: plaże (wały brzegowe), rewy (wały podwodne) oraz wały wydm nadbrzeżnych (wydmy przednie).

Dzięki dostawie materiału pochodzącego z abrazji klifów i zasilania rzecznego na całym polskim wybrzeżu, jedynie poza rejonami położonymi w przyujściowych obszarach Odry (Mierzeja Świny) i Wisły (Mierzeja Wiślana), w dłuższych przedziałach czasowych, obserwowany jest niedostatek materiału osadowego i przeważa erozja. Dotyczy to również odcinków brzegów wydmowych. Istotną rolę w zmianach zachodzących w rzeźbie strefy brzegowej odgrywają układy prądów przybrzeżnych (kompensacyjnych, rozrywających), powstających i działających niezależnie od charakteru budowy geologicznej brzegu. W morfodynamice morskiej strefy brzegowej ważną rolę odgrywa również kształt linii brzegowej i profilu brzegu (jego nachylenie), konfiguracja rzeźby przyległego dna morskiego oraz bilans materiału osadowego. Efektami współoddziaływania wymienionych wyżej głównych czynników sprawczych są zachodzące w różnych skalach przestrzennych (metry, kilometry) i czasowych (dni, miesiące, lata) zmiany położenia linii brzegowej, w tym występowanie tzw. punktów węzłowych, tj. obszarów, w których położenie linii brzegowej jest dość stabilne (Furmańczyk 1994). Wykorzystanie technik teledetekcyjnych oraz sejsmoakustycznej rejestracji rzeźby dna

(Furmańczyk, Musielak 1993, 1999) umożliwiło nową interpretację morfodynamicznego rozwoju brzegu, podważającą utrwalony w literaturze pogląd o istnieniu jednolitego potoku rumowiska, transportującego materiał osadowy wzdłuż polskiego wybrzeża.

10.4.3. Plaże

Warunkami nieodzownymi dla powstania akumulacyjnej formy plaży jest istnienie określonej przestrzeni, na której może następować swobodne rozpraszanie energii nabiegających fal (potoku napływu), obecność okruchowego (piaszczystego, żwirowego) materiału osadowego, określone nachylenie profilu brzegu oraz wahania poziomu wody. Plaża pełni ważną funkcję ochronną brzegu, stanowiąc jednocześnie środowisko życia wielu organizmów. Plaże występują wzdłuż całego polskiego wybrzeża zarówno na brzegach wydmowych, jak i przy klifach. Ich szerokość waha się od kilku do ponad 100 m. U wybrzeży klifowych najczęściej nie przekracza 25 m, a na brzegach wydmowych oscyluje średnio w granicach 50–60 m. Pomierzona na zdjęciach lotniczych wieloletnia średnia szerokość plaży na odcinku brzegu od Świnoujścia po Kołobrzeg wynosi 33 m (Musielak 1989). Plaże i przylegające do nich obszary dna morskiego zbudowane są z okruchowych skał krzemionkowych. Ich skład granulometryczny waha się od frakcji bardzo drobno-, drobno-, i średnioziarnistych do piasków gruboziarnistych, zmieniając się zarówno w profilu plaży, jak i wzdłuż brzegu. W morfodynamice plaży najbardziej charakterystyczne jest szybkie reagowanie na każdą zmianę sytuacji hydrodynamicznej, jaka panuje na przyległym obszarze morskim.

10.4.4. Rewy podwodne i kanały prądów rozrywających

W podbrzeżu całego wybrzeża Bałtyku Południowego występuje wyraźnie wykształcony system ciągnących się wzdłuż brzegu podwodnych wałów piaszczystych nazywanych rewami. Obecnie brzegom klifowym towarzyszą najczęściej jedna lub dwie rewy, choć w niektórych rejonach formy te mogą całkiem zanikać. Wzdłuż brzegów wydmowych zazwyczaj spotykane są dwie, trzy rewy. W poprzednich latach w wielu miejscach obserwowano obecność trzech i więcej wałów rewowych. Ich zanikanie jest wskaźnikiem pogorszenia się bilansu materiału osadowego w strefie brzegowej. W obrębie tych podwodnych form można zaobserwować występowanie obniżeń poprzecznych związanych z działalnością prądów rozrywających. Te dostrzeżone niedawno specyficzne formy rzeźby (Furmańczyk, Musielak 1999), nazwano *podwodnymi bramami cyrkulacyjnymi*. Rewy są formami dość stabilnymi, choć przemieszczają się w kierunku dolądowym i odlądowym wraz ze zmianami poziomu morza, oscylując wokół jego średniej wartości. Zmienność położenia wałów rewowych zarówno w czasie, jak i w przestrzeni jest większa dla odcinków brzegu wydmowego niż klifowego.

10.4.5. Transport eoliczny

Procesy transportu i akumulacji eolicznej na wybrzeżu Bałtyku Południowego, ich przyczyny, przebieg, natężenie i skutki morfologiczne były przedmiotem wielu szczegółowych studiów (Onoszko, Mielczarski 1968, Miszalski 1973, Borówka 1980, 1987, 1990, 1999, 2001, Niespodzińska 1980, Borówka, Rotnicki 1995, 1999, Hildebrandt-Radke 1999, 2002, Zawadzka-Kahlau 1999, 2012, Łabuz 2005, 2013, Rotnicka 2011, 2013, Hojan i in. 2018).

Główną rolę w kształtowaniu plaży i wydm nadbrzeżnych odgrywają procesy morfolitodynamiczne i hydrodynamiczne, wywołane przede wszystkim przez wiatr, falowanie, zmiany poziomu morza, zróżnicowanie osadu oraz obecność roślinności (Leontjew i in. 1982, Musielak 1989).

Rozwój wydm nadmorskich na zapleczu plaż piaszczystych jest uzależniony od akumulacji eolicznej piasków transportowanych z plaż w kierunku lądu. W efekcie intensywnej, długotrwałej akumulacji eolicznej z udziałem roślinności formuje się wałowa wydma przednia, która, jak wskazują obserwacje terenowe (Łabuz 2005), powstaje w ciągu dwóch lat, a utrwalana jest w czasie pięciu do ośmiu lat. W dogodnych warunkach morfologicznych, jeżeli mamy stałe działanie procesów eolicznych, mogą powstać kolejne wały wydmowe o przebiegu równoległym do linii brzegowej.

Z kolei za bilans materiału budującego plażę, jej rzeźbę i przekształcenia odpowiedzialne są procesy decydujące o stopniu nasycenia rumowiskiem piaszczystym wzdłużbrzegowego prądu w strefie litoralnej morza, działalność fal w strefie napływu oraz procesy deflacji, transportu i akumulacji piasku przez wiatr.

Borówka i Rotnicki (1999) czynniki mające wpływ na potencjalny transport eoliczny piasku na plaży dzielą na dwie grupy: 1) czynniki meteorologiczne, głównie prędkość i kierunek wiatru oraz lepkość powietrza zależna od temperatury, 2) czynniki fizjograficzne, wśród których można wymienić m.in. petrologię materiału budującego plażę, uziarnienie materiału klastycznego, udział procentowy i wynikającą z tego potencjalną częstość koncentracji minerałów ciężkich na plaży, udział materiału żwirowo-kamienistego w materiale budującym plażę, z czego wynika potencjalna częstość pojawiania się bruków deflacyjnych, szorstkość powierzchni plaży, na którą oddziałują rodzaj materiału, obecność mikroform oraz roślinności.

Ilościowe badania intensywności transportu eolicznego nad różnymi typami powierzchni oraz w zróżnicowanych warunkach meteorologicznych pozwoliły na określenie zależności między prędkością wiatru, wilgotnością powietrza oraz wilgotnością i szorstkością powierzchni a natężeniem transportu (Borówka 1980, 1987, 1999, Borówka, Rotnicki i in. 1995, Rotnicka 2011). Badania transportu eolicznego piasku przeprowadzone na obszarze Wydm Łebskich (Borówka 1980, 1990) oraz na plaży Mierzei Łebskiej (Borówka 1987, Borówka, Rotnicki 1995) dowiodły, że zależność między prędkością wiatru a natężeniem transportu ma charakter funkcji potęgowej. Wysoka korelacja pomiędzy prędkością wiatru a pomierzonym natężeniem transportu eolicznego pozwoliła wykorzystać

uzyskaną zależność funkcyjną do prognozowania wielkości transportu eolicznego na podstawie znajomości reżimu wiatrowego. Z obliczeń wykonanych dla Mierzei Łebskiej wynika, że dla transportu eolicznego najbardziej efektywne są wiatry o prędkości większej od 10 $m \cdot s^{-1}$. Przenoszą one około 80% całości transportowanego materiału, a wieją jedynie w ciągu 8% czasu (Borówka 1999).

Stwierdzone zależności natężenia transportu od prędkości wiatru zostały wykorzystane do obliczenia intensywności potencjalnego transportu eolicznego na piaszczystych plażach Świnoujścia i Kołobrzegu. Z obliczeń potencjalnego transportu eolicznego w okolicach Świnoujścia wynika, że wiatry wiejące z kierunków odmorskich sprzyjają rozwojowi przybrzeżnych form wydmowych (Borówka 1999). Należy jednak zaznaczyć, że plaże w okolicach Świnoujścia są obficie zasilane materiałem piaszczystym przez dwa potoki rumowiska zbiegające się w środkowej części Bramy Świny. Potoki te czerpią materiał z intensywnie abradowanych klifów znajdujących się na wyspach Uznam i Wolin. Silne wiatry odmorskie są więc czynnikiem dodatkowym, sprzyjającym formowaniu się wybrzeża typu akumulacyjnego, pomimo wzrostu poziomu morza (Borówka 1999). Analiza serii historycznych zdjęć lotniczych pochodzących z lat 1973, 1983, 1989 wskazała stałą tendencję akumulacji brzegu w tym rejonie, której średnia prędkość dochodziła do 1,5 $m \cdot a^{-1}$ (Musielak i in. 1993). Odmienny trend zauważono na plażach piaszczystych Kołobrzegu. Stwierdzono, że w analizowanym okresie (1961–1993) utrzymywała się stała tendencja spadku natężenia transportu eolicznego. Generalnie panujące na plażach Kołobrzegu warunki nie sprzyjają akumulacji eolicznej na jej zapleczu (Borówka 1999). Potwierdzają to obserwacje morfologiczne wydm przednich na wybrzeżu kołobrzeskim oraz wieloletnie trendy zmian linii brzegowej. Z badań E. Zawadzkiej-Kahlau (1999) wynika, że w latach 1875–1979 brzeg morski cofał się tutaj ze średnią prędkością 0,3–0,35 $m \cdot a^{-1}$.

Również współczesny transport eoliczny na plaży Mierzei Łebskiej zasila pola aktywnych wydm jedynie w bardzo ograniczonym stopniu (przeważa transport domorski). Rozmiary domorskiego transportu eolicznego w skali roku są porównywalne do wielkości erozji klifów wydmowych przez spiętrzenia sztormowe. Transport eoliczny zasila głównie strumień wzdłużbrzegowego rumowiska morskiego (Borówka, Rotnicki 1999). Podobne relacje między transportem dolądowym i domorskim zaobserwowano na plaży Mierzei Gardnieńsko-Łebskiej. Transport eoliczny na plaży tego obszaru odgrywa obecnie ważniejszą rolę w zasilaniu rumowiska morskiego aniżeli wydm przednich (Hildebrandt-Radke 1999).

W transporcie eolicznym istnieje również wyraźna zależność między charakterem powierzchni a strukturą strumienia wiatrowo-piaszczystego, który nie jest tylko funkcją prędkości wiatru, ale także zależy od szorstkości i wilgotności powierzchni (Borówka 1980). Przy takiej samej prędkości wiatru nad powierzchnią wilgotną gładką miąższość strumienia wiatrowo-piaszczystego jest wyraźnie większa aniżeli w przypadku powierzchni suchej z riplemarkami. Nawet niewielkie mikroformy eoliczne powodują spadek natężenia transportu (natężenie

transportu jest odwrotnie proporcjonalne do elementu szorstkości powierzchni). Natomiast największy stopień nasycenia strumień wiatrowo-piaszczysty wykazuje nad powierzchnią suchą z riplemarkami, a najmniejszy nad powierzchnią wilgotną gładką (Borówka 1980).

Eksperyment przeprowadzony w latach 2006–2009 na plaży Mierzei Łebskiej (Rotnicka 2011) pokazał, że w warunkach strumienia nasyconego prędkość transportu piasku jest najwyższa nad wilgotnymi i mokrymi powierzchniami. Nad powierzchniami suchymi z niewielkimi zmarszczkami i pokrytymi kamyczkami prędkość transportu jest niższa. Różnica ta maleje jednak wraz ze wzrostem prędkości wiatru. Badania pokazały również, że wilgotność piasku podłoża do 9,25% nie hamuje transportu eolicznego.

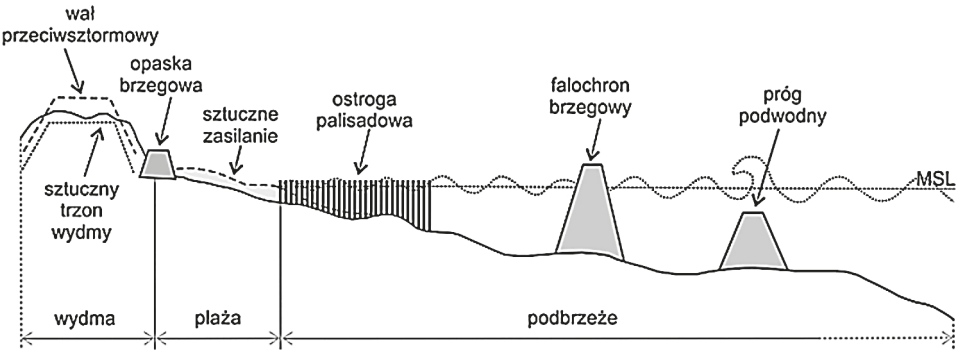
Relacje między uwarunkowaniami hydrometeorologicznymi a dynamiką procesów eolicznych w strefie wybrzeża morskiego były przedmiotem badań Hojana i in. (2018). Głównym celem pracy była analiza czasowo-przestrzenna występowania warunków hydrometeorologicznych potencjalnie korzystnych dla inicjacji oraz sprzyjających intensyfikacji procesów eolicznych w polskiej strefie brzegowej Bałtyku. Posłużono się dobowymi danymi meteorologicznymi (warunki termiczne, opadowe i wietrzne) i hydrologicznymi (poziom morza) z okresu 1961–2010 z 4 nadmorskich stacji meteorologicznych: Świnoujścia, Kołobrzegu, Ustki i Helu. W analizie wykorzystano dwie grupy kryteriów (wartości progowych): 1) potencjalnie korzystne inicjujące procesy eoliczne: maksymalna prędkość wiatru ≥4 $m \cdot s^{-1}$, brak opadów w ostatnich dwóch dniach, średnia dobowa temperatura powietrza >0°C, maksymalny poziom morza <570 cm – poziom sztormowy (Majewski, Dziadziuszko 1983) i 2) potencjalnie szczególnie sprzyjające intensyfikacji procesów eolicznych: maksymalna prędkość wiatru ≥10 $m \cdot s^{-1}$, opady <5 mm/2 dni, minimalna temperatura powietrza >0°C, maksymalny poziom morza niższy od poziomu średniego z wielolecia <~502 cm. Stwierdzono również, że uruchomienie czy intensyfikacja procesów eolicznych występują przy jednoczesnym spełnieniu wszystkich hydrometeorologicznych wartości progowych. Nie zawsze ekstremalnie wysoka prędkość wiatru generuje ekstremalną erozję, transport i akumulację eoliczną w strefie plaży czy na stokach wydm i klifów. Zwłaszcza gdy silnym wiatrom towarzyszy wezbranie sztormowe i wydajne opady atmosferyczne. Najwięcej dni sprzyjających intensyfikacji procesów eolicznych na polskim wybrzeżu Bałtyku stwierdzono w dekadzie 1971–1980 (średnio rocznie 5 dni), a najmniej w okresie 1991–2000 (średnio rocznie tylko 1 dzień). W ujęciu rocznym najwięcej dni sprzyjających intensywnym procesom eolicznym było w 1976 roku (9 dni), a najmniej w latach 1990, 1991 i 1997, kiedy takich potencjalnych zdarzeń w ogóle nie stwierdzono. Zaobserwowano tendencję do zwiększania liczby dni o potencjalnie sprzyjających warunkach hydrometeorologicznych dla inicjacji procesów eolicznych. Nie wykazano jednakże takiej tendencji dla występowania zdarzeń szczególnie sprzyjających intensyfikacji procesów eolicznych w polskiej strefie wybrzeża Bałtyku (Hojan i in. 2018).

10.5. Wpływ działalności antropogenicznej na kształtowanie rzeźby morskiej strefy brzegowej

Strefa brzegowa stanowi bardzo atrakcyjny obszar, który przyciąga liczne inwestycje związane głównie z branżą morską i turystyczną, ale również z innymi gałęziami gospodarki. Jednak wszystkie te działania, zarówno budowa nowych lub wydłużanie istniejących falochronów portowych, jak i pogłębianie torów wodnych oraz rozbudowa pozostałej infrastruktury portowej w obrębie ujść rzecznych, powodują coraz większą ingerencję w chwiejną równowagę systemu strefy brzegowej. Nie mniejszą presję na środowisko wywiera, obserwowany od dłuższego czasu, intensywny rozwój miejscowości nadmorskich. Zwiększanie zasięgu miejscowości w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu, a w szczególności rozbudowa infrastruktury turystycznej, budowa nowych hoteli, pensjonatów i apartamentowców, barów i restauracji bezpośrednio w pasie wydm lub na koronie klifu, wymusza w dość krótkim czasie, konieczność zabezpieczenia brzegu w celu zapewnienia im bezpieczeństwa. Niejednokrotnie jednak koszty niezbędnych interwencji przekraczają wartość samych obiektów.

W celu zabezpieczenia zagrożonej infrastruktury na brzegu przeprowadza się zabiegi ochronne oraz konstruuje różnego rodzaju budowle hydrotechniczne (ryc. 10.16). Progi podwodne i falochrony, których głównym zadaniem jest dyssypacja energii falowania, konstruowane są w podbrzeżu, równolegle do brzegu. W bezpośrednim sąsiedztwie plaży, prostopadle do brzegu, posadawiane są ostrogi, które przechwytują materiał transportowany wzdłuż brzegu, przyczyniając się do utrzymania wysokiej i szerokiej plaży, która stanowi naturalne zabezpieczenie brzegu. W rejonie górnej plaży, równolegle do podstawy wydmy lub stoku klifu, konstruowane są różnego rodzaju opaski. Ich obecność powoduje odbicie i rozproszenie energii falowania, zabezpieczając tym samym brzeg przed rozmyciem. Negatywnym skutkom erozji plaży i wydmy lub klifu przeciwdziała się również, stosując tak zwane miękkie metody ochrony, wśród których najczęściej używane są sztuczne zasilanie oraz biologiczne umacnianie brzegu. Sztuczne zasilanie polega na odtworzeniu optymalnego ukształtowania podbrzeża, plaży i wydmy poprzez uzupełnienie strat w materiale budującym brzeg morski, zaś metody biologiczne obejmują przede wszystkim sterowanie rozbudową wydm oraz regulację zboczy klifów. Przyrosty wydm uzyskuje się przez umieszczanie płotków wydmotwórczych zatrzymujących piasek przemieszczany eolicznie, a stabilizację przez nasadzanie traw i krzewów. Klify stabilizuje się za pomocą drenażu, a umacnia poprzez nasadzenia roślinności (Basiński i in. 1993, Dudzińska-Nowak 2015).

Przebudowa brzegu morskiego, zarówno w postaci jego nadbudowy w efekcie deponowania materiału, jak i niszczenia wskutek abrazji, stanowi naturalny cykl rozwoju wybrzeży. W wyniku oddziaływania sił przyrody brzeg morski podlega bardzo dynamicznym zmianom, których konsekwencje mogą stanowić realne zagrożenie dla znajdującej się na jego zapleczu infrastruktury, a nawet dla życia przebywających w pobliżu osób. Wpływ zabudowy hydrotechnicznej modyfikuje



Ryc. 10.16. Rodzaje budowli ochronnych stosowane na polskim wybrzeżu (oprac. na podstawie Pruszak 2003)

przebieg procesów hydrodynamicznych w strefie brzegowej, w rezultacie powodując znaczący wzrost tego zagrożenia, najczęściej na skutek wzmożonej erozji lub wymuszonej akumulacji w sąsiedztwie budowli (ryc. 10.17). Jedyną metodą ochrony brzegu, która nie wywołuje negatywnej reakcji brzegu w postaci erozji na sąsiednich odcinkach, jest sztuczne zasilanie. W wyniku oddziaływania falochronów portowych zostaje zaburzony, a w wielu przypadkach nawet przerwany, potok rumowiska transportowanego wzdłuż brzegu, w efekcie czego następuje wymuszona akumulacja osadów po doprądowej stronie konstrukcji (ryc. 10.17B). Materiał deponowany w podbrzeżu oraz wynoszony na plażę i wydmę przyczynia się znacząco do zabezpieczenia brzegu, jednak równocześnie powoduje silne zapiaszczanie ujść rzecznych, wymuszając podejmowanie częstszych działań związanych z ich pogłębianiem. Większe zagrożenie dla brzegu stanowi jednak niedobór osadów po zaprądowej stronie falochronu, gdyż przyczynia się do powstawania rozległych zatok erozyjnych, które mogą doprowadzić do zaniku plaży (ryc. 10.17A). Przy dodatnim bilansie sedymentów w strefie brzegowej, najczęściej w pierwszym okresie po wybudowaniu ostróg, obserwowany jest przyrost i stabilizacja plaży, a erozja brzegu następuje jedynie w czasie silnych sztormów i w bezpośrednim sąsiedztwie konstrukcji. Jednak w razie niedostatku materiału w podbrzeżu bardzo wyraźnie zaznacza się negatywne oddziaływanie systemów ostróg, widoczne w postaci zatok erozyjnych na zakończeniu systemu ochrony, obejmujących nawet 4-kilometrowe odcinki brzegu (ryc. 10.17D). Bardzo niebezpieczne są również silne prądy i przegłębienia powstające w bezpośrednim sąsiedztwie konstrukcji (ryc. 10.17F). Oddziaływanie opasek na brzeg, wynikające ze sposobu rozpraszania energii falowania, zależy od ich konstrukcji. Najgroźniejsze w kontekście bezpieczeństwa brzegu zmiany generują ciężkie, betonowe budowle. Zatrzymują one erozję brzegu w miejscu ich posadowienia, ale powodują negatywne skutki w postaci głębokich zatok erozyjnych na skrzydłach budowli oraz rozmycie podbrzeża i znaczące obniżenie (ryc. 10.17C) lub nawet zanik plaży bezpośrednio przed konstrukcją (ryc. 10.17E). Reasumując, można stwierdzić, że negatywnym skutkiem oddziaływania różnego rodzaju budowli

hydrotechnicznych jest powstawanie głębokich zatok erozyjnych na zakończeniu konstrukcji, w zależności od rodzaju konstrukcji i uwarunkowań lokalnych obejmujących najbliższe sąsiedztwo konstrukcji, dłuższe 3–4-kilometrowe, a w skrajnych przypadkach nawet 10-kilometrowe odcinki brzegu (Cieślak i in. 1985, Semrau 1990, Doody i in. 2004, Dudzińska-Nowak 2015).

Metodom ochrony brzegu stosowanym na różnych typach wybrzeży na całym świecie, zarówno na wybrzeżach wydmowych, wybrzeżach skalistych, w estuariach, na atolach, wyspach tropikalnych, w Arktyce, jak i na brzegach jezior,

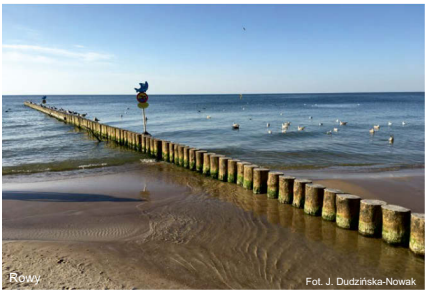
A. Przerwanie wzdłuż brzegowego potoku rumowiska, zatoka erozyjna

B. Wymuszona akumulacja, brak możliwości kąpieli

C. Zwężenie i obniżenie plaży na przedpolu budowli

D. Powstawanie zatok erozyjnych

E. Całkowity zanik plaży na przedpolu opaski



F. Niebezpieczne przegłębienie i prądy w pobliżu ostróg, progów i falochronów

Ryc.10.17. Przykłady oddziaływania budowli hydrotechnicznych na rzeźbę strefy brzegowej

poświęcono wiele opracowań naukowych (m.in. Cooper, Pilkey 2012, Pranzini, Williams 2013). Wszystkie opracowania wykazały, że stosowanie ciężkich i miękkich metod ochrony, a nawet innowacyjne, alternatywne podejście do stabilizacji brzegów zawsze napotyka na pułapki, w wyniku których skutki oddziaływania budowli hydrotechnicznych obserwowane na brzegu nie zawsze są zgodne z zamierzeniami konstruktorów.

Na podstawie opisywanych w literaturze przedmiotu przykładów różnych sposobów ochrony wybrzeży zastosowanych na świecie (Brayshaw, Lemckert 2012, Kench 2012, Pilkey 2012, Malvarez 2012, Phillips 2012, Blott i in. 2013, Cooper 2013, Furmańczyk 2013, Sorensen 2013, Tonnison i in. 2013, Dudzińska-Nowak 2015) można jednoznacznie stwierdzić, że w celu zminimalizowania negatywnego wpływu na środowisko implementacja jakichkolwiek konstrukcji na brzegu powinna być poprzedzona wnikliwą analizą i wynikającym z niej zrozumieniem sposobu funkcjonowania lokalnych systemów brzegowych.

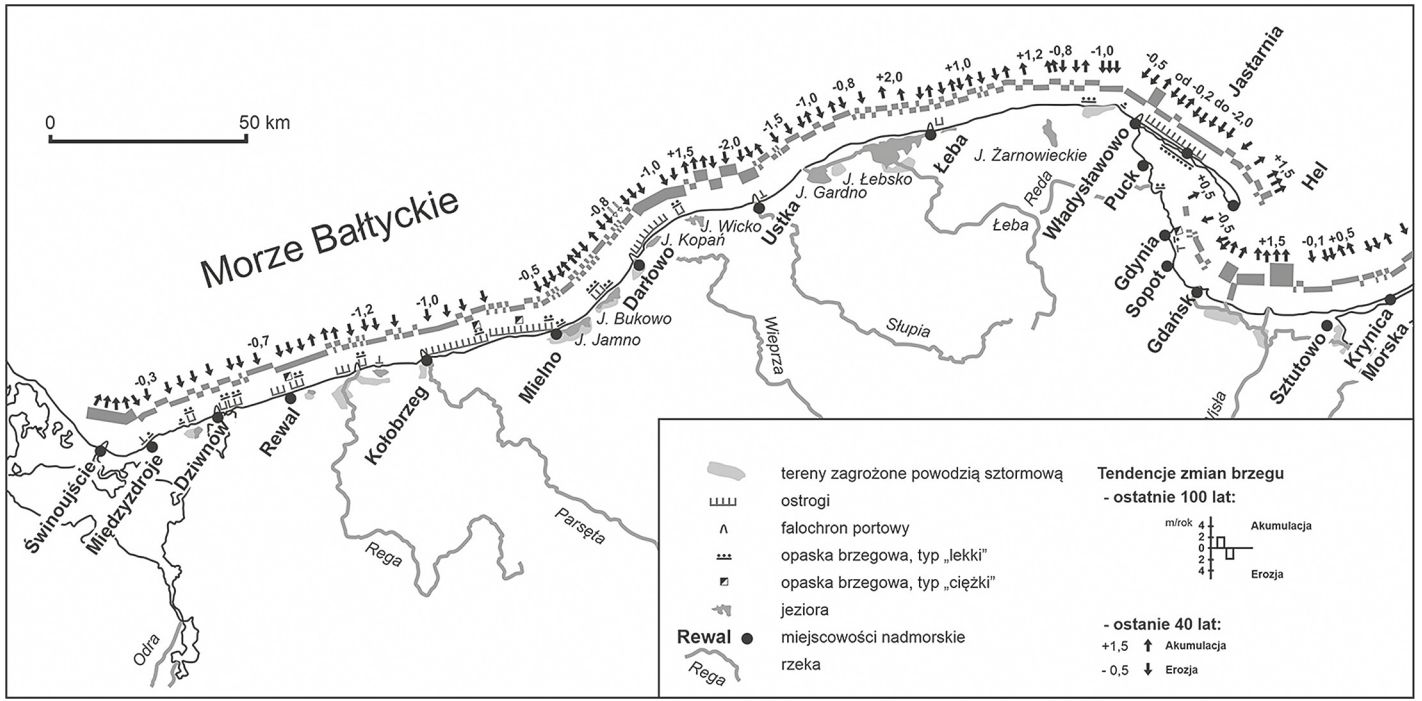
10.6. Aktualny stan morfodynamiczny i tendencje rozwoju polskiej strefy brzegowej Bałtyku

Analiza zmian położenia linii podstawy wydm i podnóży klifów wykazała, że niezależnie od typu brzegu mogą one przebiegać w obu kierunkach, tzn. do- i odlądowym (ryc. 10.18). Praktycznie jedynym rejonem o długoterminowej tendencji podczas trzech dekad badań, gdzie akumulacja przeważyła nad wymyciem jest region Bramy Świny, usytuowany na wschód od Międzyzdrojów (420–428 KUM). Ta dominacja jest szczególnie zauważalna po wschodniej stronie ujścia Świny. Krótkie odcinki, w których wyraźnie przeważa akumulacja, zostały zarejestrowane również w innych rejonach wybrzeża. Sporo jest też obszarów o względnej stabilności (ryc. 10.18). W ciągu ostatnich kilkunastu lat niszczenie brzegów obejmuje ponadto odcinki dotychczas dość stabilne. Rozwinęły się liczne nisze i powierzchnie abrazyjne, występują osunięcia korony klifu oraz stałe usuwanie przez wody morskie materiału osuwiskowego, a także niszczenie wydmy przedniej u podnóża klifów. Towarzyszy temu stopniowe zanikanie drugiej i trzeciej rewy w strefie podbrzeża oraz tworzenie się pomiędzy rewami stref intensywnej abrazji. Na wielu odcinkach wybrzeża wzrost abrazji brzegów piaszczystych jest w znacznym stopniu efektem wzrostu poziomu morza. Jedną z istotnych przyczyn obserwowanej wzmożonej erozji brzegów jest wpływ działalności człowieka na naturalne procesy brzegowe.

W badaniach morskiej strefy brzegowej ważna jest nie tylko znajomość praw rządzących rozwojem tej strefy, ale też określenie czasowej i przestrzennej skali zjawisk i procesów w niej zachodzących. W geosystemie strefy brzegowej Bałtyku południowego można wyodrębnić hierarchiczne klasy zespołów czynników i procesów, nazwane systemami brzegowymi (Musielak i in. 2017), które funkcjonują równolegle w różnych skalach czasu i przestrzeni, od sekund po tysiąclecia oraz od milimetrów po setki kilometrów. Uzyskane w dotychczasowych badaniach

wyniki umożliwiły ustalenie głównych czynników, które określają kierunek i tempo przekształcania brzegów Bałtyku Południowego. Są nimi różne okresowe wahania poziomu wody, a także procesy hydrodynamiczne, uwarunkowane przemieszczaniem się układów barycznych, generujących wiatry i związane z nimi zjawiska falowania oraz prądy. Wahania położenia poziomu wody w strefie brzegowej mają różne przyczyny, amplitudę oraz różny czas trwania, a ich wpływ na strefę brzegową jest zróżnicowany również w przestrzeni. Zmiany poziomu wody powodują przemieszczanie się głównych stref rozpraszania energii falowej i związanych z nimi stref hydrodynamicznych. Istotną rolę w określonym przedziale czasowym, odgrywają związane ze zmianami klimatycznymi eustatyczne wahania poziomu morza, a także wznoszące lub obniżające ruchy podłoża, powodujące względne wahania poziomu morza. Falowanie wiatrowe intensywnie oddziałuje na dno i brzegi, przekazując duże ilości energii. Jak wykazały eksperymentalne badania terenowe, o morfodynamicznych efektach rozpraszania tej energii (erozja, akumulacja) decydują zarówno parametry falowania (wysokości fal), jak i zmiany położenia powierzchni wody przy brzegu. Dotyczy to całego spektrum wahań poziomu wody, występujących w strefie przybrzeżnej, w tym spiętrzeń sztormowych, fal barycznych, fal podgrawitacyjnych, sejszy itd. Fale o dużych parametrach, przy niskim poziomie wody, przebudowują dno w strefie przybrzeżnej, generując poprzeczny i wzdłużbrzegowy transport osadów w warstwie dynamicznej. Podwyższający się poziom morza powoduje to, że strefa dyssypacji energii falowej przemieszcza się w kierunku brzegu, a powstałe po załamaniu fal napływy wody mogą sięgać do podnóża wydmy lub klifu, powodując ich erozję. Istotne są również ekspozycja brzegu na główne kierunki falowania, długość rozbiegu fal oraz kierunki i tempo przemieszczania się układów cyklonalnych (niżów barycznych), wywołujących spiętrzenia wody i decydujących o kierunku wiatru oraz falowaniu. Nakładające się niekorzystne warunki hydrometeorologiczne i podwyższony poziom wody (silne falowanie, spiętrzenia sztormowe) mogą spowodować wystąpienie zjawisk ekstremalnych, prowadzących do katastrofalnych zmian w strefie brzegowej, w tym przerywania wydm i zatapiania terenów niżej położonych (powodzie sztormowe), a także uaktywnienia abrazji klifów, zagrażającej posadowionej w ich pobliżu infrastrukturze.

Na ukształtowanie ogólnego zarysu linii brzegowej i jej ewolucję wpływ ma budowa geologiczna oraz tektonika obszaru. Analiza zależności ogólnego zarysu linii brzegowej od budowy geologicznej, przeprowadzona dla całego polskiego wybrzeża Bałtyku, wykazała istnienie jego związku z rozwojem określonych struktur tektonicznych (Musielak i in. 2017), w tym niecki perybałtyckiej, wyniesienia Łeby i niecki szczecińskiej, które miały istotny wpływ na rozwój erozji glacjalnej w trakcie zlodowaceń plejstoceńskich. Rejonom, w których występują struktury z tendencją do powolnego podnoszenia się, towarzyszy najczęściej wysunięcie ogólnego zarysu linii brzegowej w stronę morza, jak ma to miejsce na obszarze wyniesienia Łeby na środkowym wybrzeżu Polski. Na terenach, w których podłożu występują pęknięcia tektoniczne oddzielające struktury mające tendencję do powolnego obniżania się, powstały zatoki morskie. Na wybrzeżu Polski są to



Ryc. 10.18. Stan i tendencje zmian brzegu, zagrożenia (wg Furmańczyka, Musielaka 2004). Oprac. graf. A. Giza

Zatoka Pomorska i Zatoka Gdańska. Procesy neotektoniczne, w zależności od ich znaków, wzmagają (ruchy obniżające) lub opóźniają (ruchy wznoszące) morfodynamiczne efekty transgresji morskiej, co można prześledzić na przykładzie holoceńskiej historii rozwoju wybrzeży Bałtyku (Uścinowicz 2003). Efekty ruchów neotektonicznych, mających wpływ na względne wahania poziomu morza, zauważalne są w skali czasowej mierzonej tysiącleciami, zaś przestrzennie obejmują one setki kilometrów wybrzeża. Na polskim wybrzeżu Bałtyku Południowego wykształciły się trzy takie systemy, obejmujące wybrzeża Zatoki Pomorskiej, wybrzeże środkowe oraz wybrzeża Zatoki Gdańskiej. Na tych terytoriach występują i rozwijają się zarówno brzegi klifowe, jak i wielkie formy akumulacyjne (kosy, mierzeje).

W długookresowych wahaniach poziomu morza istotne są czynniki klimatyczne, powodujące wahania natury eustatycznej (zmiany objętości wody w morzu). Poza systematycznym podnoszeniem się poziomu wody w całym holocenie, a szczególnie w jego późniejszej fazie, w rejonie wybrzeży Bałtyku Południowego zaznaczały się oscylacje tempa wzrostu położenia poziomu wód. Występowało szereg spowolnień transgresji, a nawet krótkotrwałe wahnięcia regresyjne, obejmujące setki lat. Uwarunkowały one rozwój wielkich form akumulacyjnych wybrzeży Bałtyku Południowego, w tym Mierzei Łebskiej, Wiślanej, Dziwnowskiej i Półwyspu Helskiego. Wahania te decydowały o rozwoju zarówno brzegów wydmowych, jak i klifowych (Furmańczyk, Musielak 2015). W skali stuleci na tempo zmian zachodzących w strefie brzegowej wpływała także ekspozycja brzegu i podatność na spiętrzenia oraz zróżnicowanie wielkości pionowych ruchów skorupy ziemskiej, na które nakładała się aktualna w danym okresie dynamika atmosfery, w tym kierunek i siła wiatru.

Wahania poziomu morza w skali czasowej obejmującej dziesięciolecia (Wiśniewski i in. 2011), a w przestrzeni – kilometry, warunkują powstanie wałów wydm nadbrzeżnych. Zmiany w tym przedziale czasowym zachodzą na brzegu morskim w sposób nieregularny. W znacznej mierze decydują o nich zdarzenia ekstremalne, powodujące zazwyczaj erozję brzegu. Kilkuletnie wahania poziomu morza tworzą systemy brzegowe o zasięgu przestrzennym do setek metrów (np. wydmy przednie). Analiza cykliczności zmian poziomu morza w skali poszczególnych dziesięcioleci umożliwiła wydzielenie przedziałów czasu, w których miało miejsce obniżenie lub podwyższenie średniego poziomu morza. Obniżanie się poziomu morza, jak wykazały wieloletnie obserwacje i badania prowadzone w rejonie zachodniego wybrzeża Polski, miało wpływ na większą stabilność położenia linii brzegowej, a nawet poszerzenie plaży, akumulację wydmy przedniej (również pod klifem) oraz podwyższenie głównego wału wydmowego. W okresach, w których następował wzrost średniego poziomu morza, obserwowano zwężenie plaży, a w czasie ekstremalnie silnych sztormów często całkowite zniszczenie wydmy przedniej oraz erozję głównego wału wydmy nadbrzeżnej, a także podmywanie podnóża klifów.

Do opisanej powyżej kategorii systemów brzegowych zaliczyć należy również cyrkulacyjne układy wody i osadów, powiązane z punktami węzłowymi

(Furmańczyk 1994) i odbrzegowymi prądami rozrywającymi. Szerokość kanałów, którymi przemieszczają się masy wodne w kierunku otwartego morza, waha się od 100 m do ponad 1 km, a ich powtarzalność wzdłuż brzegu mieści się w przedziale do około 3 km. Obniżenia te, nazwane podwodnymi bramami cyrkulacyjnymi (Furmańczyk, Musielak 1999), występują powszechnie w rejonie wybrzeży Bałtyku Południowego, tworząc zróżnicowany pod względem rozmiarów i położenia przestrzennego układ form erozyjno-akumulacyjnych. Pomiędzy linią brzegową i pierwszą rewą tworzą się komórki cyrkulacyjne, których zasięg przestrzenny obejmuje dziesiątki metrów, a skala czasowa – miesiące, tygodnie. Podczas krótkotrwałych wahań poziomu wody w okresach sztormowych i międzysztormowych funkcjonują systemy brzegowe o mniejszym zasięgu przestrzenno-czasowym. Ich skale czasowe obejmują: tygodnie, dni oraz godziny i minuty, a zasięgi przestrzenne – metry, centymetry i milimetry. Efektami ich funkcjonowania są formy rzeźby tworzące się pomiędzy brzegiem i pierwszą efemeryczną rewą oraz wały i laguny plażowe, a także wewnętrzne warstwowanie plaży. Zostały one zarejestrowane i pomierzone w badaniach prowadzonych na wielu odcinkach brzegu Bałtyku Południowego, w tym na kilku stacjonarnych poligonach badawczych.

Współczesny rozwój strefy brzegowej Bałtyku Południowego w dużej mierze zależy od aktualnych warunków hydro-meteorologicznych i ich sezonowości. Wielkość zmian zachodzących w tej strefie podczas jednego sztormu uzależniona jest zazwyczaj od usytuowania układu barycznego i kierunku jego przemieszczania się, wpływających na przeważające kierunki wiatrów, a więc pośrednio na kierunek falowania i wielkości wzdłuż-brzegowego transportu rumowiska (Jędrasik 2014).

Podwyższony znacząco poziom morza powoduje, że falowanie (przybój) dochodzi do podstawy wydmy lub klifu, przyczyniając się do ich erozji. Zazwyczaj zdarza się to raz w roku, czasem częściej. Istotny jest tutaj kierunek przemieszczania się niżu oraz spowodowane nim spiętrzenie wody, jak również zmieniający się kierunek wiatru i falowania. Wystąpienie wyjątkowo niekorzystnego układu warunków hydrologiczno-meteorologicznych uznawane jest za warunki ekstremalne (Jania, Zwoliński 2011). Z ich pojawieniem się wzmagające się silne sztormy oraz procesy abrazji rozmywają wydmy i niszczą wybrzeże wraz ze znajdującymi się na nim obiektami, wymuszając ochronę miejsc zagrożonych (Furmańczyk, Dudzińska-Nowak 2009). Jednakże każda ingerencja człowieka w strefie brzegowej w mniejszym lub większym stopniu zakłóca przebieg procesów naturalnych. Stosowane metody umocnień brzegów (ich ochrony przed erozją) w istotny sposób modyfikują procesy brzegowe, zazwyczaj osiągając na krótko zamierzony efekt. Konsekwencją bywa wzmożona erozja i przebudowa części nadwodnej, a nawet zanik plaży, stanowiącej niezmiernie istotny element stabilności tego systemu.

Omówione powyżej systemy brzegowe różnej generacji, działając równocześnie, nakładają się na siebie, a efektem tego nakładania jest złożony współczesny obraz procesów i form, występujących na wybrzeżach Bałtyku Południowego.

Podsumowując, można stwierdzić, że na kształt linii brzegowej Bałtyku Południowego znaczący wpływ miały pionowe ruchy neotektoniczne, nakładające się na eustatyczne podniesienie poziomu morza, związane ze zwiększaniem objętości wód oceanu światowego. Istotny wpływ na współczesną morfodynamikę brzegu ma lokalizacja punktów węzłowych oraz układów cyrkulacyjnych strefy brzegowej. Wielkość zmian brzegu w czasie sztormów, maksymalne zmiany objętościowe w rejonie wału plażowego, położenie linii brzegowej mają charakter oscylacyjny oraz krótkookresowy.

Literatura

Basiński T., Pruszak Z., Tarnowska M., Zeidler R., 1993, *Ochrona brzegów morskich*, Bibl. Nauk. Hydrotechnika, 17, 1–536.

Blott S.J., Duck R.W., Phillips M.R., Pontee N.I., Williams A., 2013, *Great Britain*, [w:] E. Pranzini, A. Williams (red.), *Coastal Erosion and Protection in Europe*, Routledge, London–New York.

Bohdziewicz L., 1963, *Przegląd budowy geologicznej i typów polskich wybrzeży*, Materiały do Monografii Polskiego Brzegu Morskiego, 5, 10–41.

Borówka M., 1987, *Współczesne procesy modelujące powierzchnię plaży piaszczystej morza bezpływowego,* maszynopis, Zakład Geologii i Paleogeografii Czwartorzędu IBCZ UAM, Poznań.

Borówka R.K., 1980, *Współczesne procesy transportu i sedymentacji piasków eolicznych oraz ich uwarunkowania i skutki na obszarze wydm nadmorskich*, PWN, Warszawa.

Borówka R.K., 1990, *Coastal dunes in Poland*, [w:] Th.W. Bakker, P.D. Jungerius, J.A. Klijn (red.), *Dunes of the European coasts*, Catena, 18, 25–30.

Borówka R.K., 1999, *Multi-year trends of change in intensity of potential aeolian transport on the West Pomeranian coast of the Balitc in the context of the morphology and present-day development of coastal dunes*, [w:] R.K. Borówka (red.), *Late Glacial, Holocene and present-day evolution of the coastal geosystems of the Southern Baltic*, Quaternary Studies in Poland, Special Issue, 67–75.

Borówka R.K., 2001, *Morfologia i dynamika Wydm Łebskich*, [w:] K. Rotnicki (red.), *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w vistulianie i holocenie*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 85–87.

Borówka R.K., Gonera P., Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1982, *Origin, age and paleogeographic significance of cover sands in the Wolin end moraine area, North-West Poland*, Quaestiones Geographicae, 8, 19–36.

Borówka M., Rotnicki K., 1995, *Balance of the Aeolian sand transport on the beach and the problem of sand nourishment of the active dune field on the Łeba Barrier*, [w:] K. Rotnicki (red.), *Polish Coast. Past, Present and Future*, Journal of Coastal Research, Special Issue, 22.

Borówka M., Rotnicki K., 1999, *Main directions of aeolian sand transport and its budget on barrier sandy beach (Łeba Barrier case study)*, [w:] R.K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski (red.), *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań–Szczecin, s. 7–24.

Brayshaw S., Lemckert C., 2012, *Pitfalls of Shoreline Stabilization – Tweed River Mouth, Gold Coast, Australia*, [w:] J.A.G. Cooper, O.H. Pilkey (red.), *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, Coastal Research Library, 3, Springer.

Buchwał A., Winowski M., 2009, *Reconstructing temporal patterns of rotational landslides activity using dendrogeomorphological approach (Wolin Island)*, Quaestiones Geographicae, 28(A/2), 5–14.
Carter R.W.G., 1988, *Coastal environments*, Academic Press, London.
Carter R.W.G., Wilson P., 1990, *The geomorphological, ecological and pedological development of coastal foredunes at Magilligan Point, Northeren Ireland*, [w:] K. Nordstrom i in. (red.), *Coastal Dunes form and processes*, John, Wiley & Sons, s. 129–157.
Cieślak A., 1981, *Tendencje dynamiczne brzegów i dna polskiego wybrzeża*, Wyd. Wewn. Instytutu Morskiego w Gdańsku.
Cieślak A., Semrau I., Słomianko P., Zawadzka-Kahlau E., 1985, *Zagadnienia hydrodynamiki i morfodynamiki strefy brzegowej w badaniach Instytutu Morskiego w Gdańsku*, Peribalticum, 3.
Cooper J.A.G., 2013, *Ireland*, [w:] E. Pranzini, A. Williams (red.), *Coastal Erosion and Protection in Europe*, Routledge, London–New York.
Cooper J.A.G., Pilkey O.H. (red.), 2012, *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, Coastal Research Library, 3, Springer.
Dobracki R., Uścinowicz S., 2007, *Geozagrożenia polskiego brzegu Bałtyku*, Przegląd Geologiczny, 55, 8, 639–640.
Doody P., Ferreira M., Lombardo S., Lucius I., Misdrop R., Niesing H., Salman A., Smallegange M. (red.), 2004, *Living with Coastal Erosion in Europe. Sediment and Space for Sustainability*, Results from the EUROSION Study, European Commission, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
Dudzińska-Nowak J., 2015, *Metody ochrony zachodniego wybrzeża Polski i ich wpływ na zmiany brzegu w latach 1938–2011*, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin.
Florek W., Kaczmarzyk J., Majewski M., Olszak I.J., 2008, *Zmiany rzeźby klifu w rejonie Ustki jako efekt warunków litologicznych oraz procesów ekstremalnych i przeciętnych*, Landform Analysis, 7: 53–68.
Frydel J.J., Mil L., Szarafin T., Koszka-Maroń D., Przyłucka M., 2017, *Zmienność czasowa i zróżnicowanie przestrzenne wielkości i tempa erozji klifu Zatoki Usteckiej w rejonie Orzechowa*, Landform Analysis, 34: 3–14.
Furmanczyk K., Dudzinska-Nowak J., 2009, *Effects of extreme storms on coastline changes: a southern Baltic example*, Journal of Coastal Research, 56(SI), 1637–1640.
Furmańczyk K., 1994, *Współczesny rozwój strefy brzegowej morza bezpływowego w świetle badań teledetekcyjnych południowych wybrzeży Bałtyku*, Wyd. Uniw. Szczec., Szczecin, Rozprawy i Studia, 161, 1–147.
Furmańczyk K., 2013, *Poland*, [w:] E. Pranzini, A. Williams (red.), *Coastal Erosion and Protection in Europe*, Routledge, London–New York.
Furmańczyk K., Musielak S., 1993, *Analiza zmian brzegów i prognoza zagrożeń Półwyspu Helskiego w świetle badań teledetekcyjnych*, Inżynieria Morska i Geotechnika, 1, 18–22
Furmańczyk K., Musielak S., 1999, *Circulation systems of the coastal zone and their role in in South Baltic morphodynamic of the coast*, Quarternary Studies in Poland, Spec. Issue, 91–94.
Furmańczyk K., Musielak S., 2004, *Typy i rodzaje brzegów. Stan i tendencje zmian, zagrożenia*, [w:] C. Koźmiński, B. Michalska (red.), *Atlas zasobów i zagrożeń klimatycznych Pomorza*, AR, Szczecin.
Furmańczyk K., Musielak S., 2015, *Polish spits and barriers*, [w]: G. Randazzo, D.W.T. Jackson, J. Andrew, G. Cooper (red.), *Sand and gravel spits*, Springer International Publishing, s. 181–194.
Galon R., 1972, *Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, PWN, Warszawa, s. 35–110.

Hartnack W., 1926, *Die Kuste Hinterpomerns unter besonderer Berucksichtung der Morphologie*, Greifswald.
Heiser H., 1925, *Der Rückgang der Deutschen Ostseeküste*, Die Bautechnik, 3, 64.
Hesp P.A., 1988, *Morphology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in southeast Australia*, Sediment. Geol., 55, 17–41.
Hildebrandt-Radke I., 1999, *Bilans transportu eolicznego na plaży Mierzei Gardnieńsko-Łebskiej*, [w:] R.K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski (red.), *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań–Szczecin, s. 79–86.
Hildebrandt-Radke I., 2002, *Rola szerokości plaży w nasyceniu strumienia wiatrowo-piaszczystego na plaży Mierzei Gardnieńsko-Łebskiej*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., A, 53, 43–56.
Hojan M., Tylkowski J., Rurek M., 2018, *Hydrometeorological Conditions for the Occurrence of Aeolian Processes on the Southern Baltic Coast in Poland*, Water, 10, 12, 1745.
Jakusik J., Wójcik R., Biernacik D., Pilarski M., Miętus M., Wójcik R., 2010, *Zmiany poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego. Rezultaty projektu KLIMAT*, [w:] E. Bednorz, L. Kolendowicz (red.), *Klimat Polski na tle klimatów Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, Studia i Prace z Geografii i Geologii, 16, 219–234.
Jędrasik J., 2014, *Modelowanie retrospektywne i prognozowanie hydrodynamiki Morza Bałtyckiego*, Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego.
Keilhack K., 1912, *Die Verlandung der Swinepforte,* Jahrbuch der Koniglisch Preussischen Geologischen Landesanstalt, 32, 2, 209–244.
Keilhack K., 1914, *Erluterungen zur Geologischen Karten von Preussen und benachbarten Bundesstaaten Blatt Swinemunde*, Berlin.
Kench P.S., 2012, *Compromising Reef Island Shoreline Dynamics: Legacies of the Engineering Paradigm in the Maladives*, [w:] J.A.G. Cooper, O.H. Pilkey (red.), *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, Coastal Research Library, 3, Springer.
KLIMAT 2009–2011. Raporty z projektu badawczego KLIMAT Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, [w:] *Zadanie 6. „Bałtyk jako element systemu klimatycznego i jego rola w tworzeniu się stanów zagrożenia"*, koordynator M. Miętus (http://klimat.imgw.pl/).
Kostrzewski A., 1984, *Rozwój wybrzeży klifowych wyspy Wolin w oparciu o materiały archiwalne*, Sprawozdania PTPN za 1982, 100, 129–132.
Kostrzewski A., 1987, *Morfosystem wybrzeży klifowych wyspy Wolin* (*uwagi metodyczne*), Sprawozdania PTPN, 104, 63–66.
Kostrzewski A., 1991, *Procesy abrazji i akumulacji morskiej*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze,* PWN, Warszawa, s. 434–437.
Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1986, *Operation and morphologic effects of present-day morphogenetics processes modelling the cliffed coast of Wolin Island, N.W. Poland*, [w:] V. Gardiner (red.), *International Geomorphology*, John Wiley and Sons, New York, 1, 1231–1252.
Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1988, *Morphodynamics of the cliffed coast, Wolin Island*, Geogr. Polonica, 55, 69–81.
Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1995, *Present-day morphodynamics of the cliff coasts of Wolin Island*, Journal of Coastal Research, Spec. Iss., 22, 293–303.
Kostrzewski A., Zwoliński Z., Winowski M., Tylkowski J., Samołyk M., 2015, *Cliff top recession rate and cliff hazards for the sea coast of Wolin Island (Southern Baltic)*, Baltica, 28(2), 109–120.
Leontjew O.K., Nikiforow L.G., Safjanow G.A., 1982, *Geomorfologia brzegów morskich,* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
Łabuz T.A., 2005, *Brzegi wydmowe polskiego wybrzeża Bałtyku*, Czasop. Geogr., 76(1–2), 19–47.

Łabuz T.A., 2013, *Polish coastal dunes – affecting factors and morphology*, Landform Analysis, 22: 33–59.
Łabuz T.A., 2017, *Morfodynamika i tempo erozji klifu w Trzęsaczu (1997–2017)*, Landform Analysis, 34: 29–50.
Łabuz T.A., Grunewald R., Bobykina V., Chubarenko B., Česnulevičius A., Bautrėnas A., Morkūnaitė R., Tõnisson H., 2018, *Coastal dunes of the Baltic Sea shores: a review*, Quaestiones Geographicae, 37(1): 47–71.
Majewski A., Dziadziuszko Z., 1983, *Monografia powodzi sztormowych 1951–1975*, WKiŁ, Warszawa.
Malvarez G.C., 2012, *The History of Shoreline Stabilization on the Spanish Costa del Sol*, [w:] J.A.G. Cooper, O.H. Pilkey (red.), *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, Coastal Research Library, 3, Springer.
Massel S.R., 1989, *Hydrodynamics of the coastal zone*, Elsevier, Amsterdam.
Miszalski J., 1973, *Współczesne procesy eoliczne na pobrzeżu słowińskim. Studium fotointerpretacyjne*, Dokumentacja Geogr., 3, 1–150.
Mojski J., 2005, *Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*, PIG, Warszawa.
Mörner N.A., 1980, *Earth rheology, isostasy and eustasy*, [w:] N.A. Mörner (red.), *Proceedings of Earth rheology and late Cenozoic isostatic movements*, Interdiscip. symp., Stockholm, July 31–August 8, 1977, Chichester.
Musielak S., 1989, *Morfolitodynamika morskich plaż piaszczystych*, Studia i Materiały Oceanologiczne, 54, 1, 68–77.
Musielak S., 1992, *Scales of the relationship between sea level fluctuations and morphodynamical changes of the southern Baltic coast*, In: Lemke W., Lange D., Endler R. (eds) Marine Scientific Reports 4. Institut fur Ostseeforschung, Warnemuende, 100–101.
Musielak S., 1997, *Brzegi mórz i oceanów*, [w:] A. Zieliński (red.), *Encyklopedia geograficzna świata*, t. 7, *Oceany i morza*, Opres, Kraków, s. 55–62.
Musielak S., Furmańczyk K., Bugajny N., 2017, *Factors and Processes Forming the Polish Southern Baltic Sea Coast on Various Temporal and Spatial Scales*, [w:] J. Harff, K. Furmańczyk, H. Storch (red.), *Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East*, Coastal Research Library, 19, 69–86.
Musielak S., Furmańczyk K., Osadczuk K., Prajs J., 1993, *Fotointerpretacyjny atlas dynamiki strefy brzegu morskiego*, Geologia i Geomorfologia Środkowego Pobrzeża i Południowego Bałtyku, WSP, Słupsk, s. 75–81
Niespodzińska L., 1980, *Eolian transport of beach material, Lubiatowo 1976*, Rozprawy Hydrotechniczne, 41, 213–215.
Onoszko A., Mielczarski J., 1968, *Poprzeczne formy akumulacji eolicznej na plażach piaszczystych oraz analiza transportu eolicznego piasków plażowych*, Archiwum Hydrotechniki, 15, 2, 173–195.
Osadczuk K., 2004, *Geneza i rozwój wałów piaszczystych Bramy Świny w świetle badań morfometrycznych i sedymentologicznych*, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego.
Paprotny D., Terefenko P., 2017, *New estimates of potential impacts of sea level rise and coastal floods in Poland*, Natural Hazards, 85(2), 1249–1277.
Pawłowski S., 1922, *Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego*, Prace Komisji Matematyczno-Przyrodniczej, PTPN, A, 1, 2.
Phillips M.R., 2012, *Shoreline Stabilisation: Lessons from South Wales*, [w:] J.A.G. Cooper, O.H. Pilkey (red.), *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, Coastal Research Library, 3, Springer

Pilkey O.H., 2012, *Presque Isle Breakwaters: Successfull Failures?*, [w:] J.A.G. Cooper, O.H. Pilkey (red.), *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, Coastal Research Library, 3, Springer.

Piotrowska H., Gos K., 1995, *Coastal dune vegetation in Poland. Diversity and development*, [w:] H.W.J. van Dijk (red.), *Management and preservation of coastal habitats. Proceedings of multidisciplinary*.

Pranzini E., Williams A. (red.), 2013, *Coastal Erosion and Protection in Europe*, Routledge, London–New York.

Pruszak Z., 1998, *Dynamika brzegu i dna morskiego*, IBW PAN, Gdańsk.

Pruszak Z. 2003, *Akweny morskie: zarys procesów fizycznych i inżynierii środowiska*, Instytut Budownictwa Wodnego PAN.

Psuty N.P., 1992, *Spatial variation in coastal foredune development*, [w:] Carter i in. (red.), *Coastal Dunes*, Balkema, Rotterdam, s. 3–13.

Reimann T., Tsukamoto S., Harff J., Osadczuk K., Frechen M., 2011, *Reconstruction of Holocene coastal foredune progradation using luminescence dating – An example from the Swina barrier (southern Baltic Sea, NW Poland)*, Geomorphology, 132, 1–16.

Richter A., Groh A., Dietrich R., 2012, *Geodetic observation of sea-level change and crustal deformation in the Baltic Sea region*, Physics and Chemistry of the Earth, A/B/C, 53, 43–53.

Robakiewicz M., 1987, *Zróżnicowanie parametrów klimatu falowego na polskim wybrzeżu morskim*, cz. I, IBW PAN, Gdańsk.

Rosa B., 1963, *O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych*, Studia Societatis Scientarum Torunensis, 5, 1–172.

Rosa B., 1984, *Rozwój brzegu i jego odcinki akumulacyjne*, [w:] B. Augustowski (red.), *Pobrzeże Pomorskie*, GTN, Wyd. PAN Ossolineum, Wrocław–Gdańsk, s. 67–119.

Rotnicka J., 2011, *Impact of beach surface type on the rate of sand transport by wind*, Journal of Coastal Research, SI 64, 2058–2062.

Rotnicka J., 2013, *Transport eoliczny na plaży morza bezpływowego: natężenie, uwarunkowania i wpływ na tworzenie wydm przednich (na przykładzie bariery łebskiej)*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.

Rotnicki K., 2009, *Identyfikacja, wiek i przyczyny holoceńskich ingresji i regresji Bałtyku na polskim wybrzeżu środkowym*, Wydawnictwo Słowińskiego Parku Narodowego, Smołdzino.

Rotnicki K., Borówka R.K., Devine N., 1995, *Accelerated sea level rise as a threat to the Polish Coastal Zone – quantification of risk*, [w:] K. Rotnicki (red.), *Polish Coast – past, present and future*, Journal of Coastal Research, Spec. Iss., 22, 67–119.

Rotnicki K., Borzyszkowska W., 1999, *Przyspieszony wzrost poziomu morza i jego składowe na polskim wybrzeżu Bałtyku w latach 1951–1990*, [w:] R.K. Borówka i in. (red.), *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań–Szczecin, s. 141–160.

Salik K., 1979, *Wpływ abrazji na zmiany brzegowe Bałtyku na przykładzie badań klifu Ustka–Orzechowo*, maszynopis w Instytucie Morskim w Gdańsku.

Semrau I., 1990, *Wpływ budowli hydrotechnicznych na brzeg morski*, Studia i Materiały Oceanologiczne, 5, 1.

Sorensen P., 2013, *Denmark*, [w:] E. Pranzini, A. Williams (red.), *Coastal Erosion and Protection in Europe*, Routledge, London–New York.

Subotowicz W., 1982, *Litodynamika brzegów klifowych*, Wyd. PAN Ossolineum, Gdańsk.

Szopowski Z., 1961, *Zniszczenia brzegu klifowego Kępy Redłowskiej w rejonie Cypla Orłowskiego*, Materiały do Monografii Polskiego Brzegu Morskiego, 1, 37–61.

Tomczak A., 1995, *Geological Structure and Holocene Evolution of the Polish Coastal Zone*, [w:] K. Rotnicki (red.), *Polish Coast – past, present and future*, Journal of Coastal Research, Spec. Iss., 22, 15–31.

Tonisson H., Orviku K., Lapinskis J., Gulbinskas S., Zaromskis R., 2013, *The Baltic States: Estonia, Latvia and Lithuania*, [w:] E. Pranzini, A. Williams (red.), *Coastal Erosion and Protection in Europe*, Routledge, London–New York.

Uścinowicz S., 2003, *The Southern Balic relative sea level changes, glacio-izostatic rebound and shoreline displacement*, Państwowy Instytut Geologiczny, Prace Specjalne, 10, Warszawa.

Winowski M., 2008, *Geomorfologiczne skutki tajania pokrywy śniegu na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin*, Landform Analysis, 9, 222–225.

Winowski M., 2011, *Morfodynamika zerw na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin*, Biblioteka Główna UAM, praca doktorska, niepublikowane.

Winowski M., 2015, *Aktywność procesów osuwiskowych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin w warunkach oddziaływania zdarzeń hydrometeorologicznych o wysokim potencjale morfogenetycznym (Zatoka Pomorska – Bałtyk Południowy)*, Landform Analysis, 28, 87–102.

Winowski M., 2020, *Monitoring przekształceń rzeźby klifu piaszczystego w rocznym cyklu pogodowym (studium przypadku z 2019 r. – wyspa Wolin)*, [w:] A. Olszewski, A. Andrzejewska (red.), *Aktualny stan i przemiany środowiska przyrodniczego geoekosystemów jako cecha wskaźnikowa zmian klimatu*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 79–92.

Winowski M., Kostrzewski A., Tylkowski J., Zwoliński Z., 2019, *The importance of extreme processes in the development of the Wolin Island cliffs coast (Pomeranian Bay – Southern Baltic)*, [w:] *Proceedings. International Scientific Symposium New Trends in Geography*, Macedonian Geographical Society, Ohrid, s. 99–108.

Wiśniewski B., Musielak S., Wolski T., 2011, *A long-term trend and temporal flictuations of the sea level at the Polish Baltic coasts*, Oceanological and Hydrobiological Studies, 40, 2, 96–107.

Wiśniewski B., Wolski T., 2009, *Katalogi wezbrań i obniżeń sztormowych poziomów morza oraz ekstremalne poziomy wód na polskim wybrzeżu*, Wyd. Akademia Morska, Szczecin.

Wolski T., 2017, *Czasowa i przestrzenna charakterystyka ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego*, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin

Zaleszkiewicz L., Koszka-Maroń D., 2005, *Procesy aktywizujące degradację wybrzeża klifowego Zalewu Puckiego*, Przegląd Geologiczny, 53, 1, 55–62.

Zawadzka-Kahlau E., 1999, *Tendencje rozwojowe polskich brzegów Bałtyku Południowego*, GTN, Gdańsk.

Zawadzka-Kahlau E., 2012, *Morfodynamika brzegów wydmowych południowego Bałtyku*, Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.

Rozdział 11

Współczesne przemiany rzeźby koryta i równiny zalewowej Wisły

Małopolski Przełom Wisły (ESA/Copernicus)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-11

CC BY 4.0

Rozdział 11

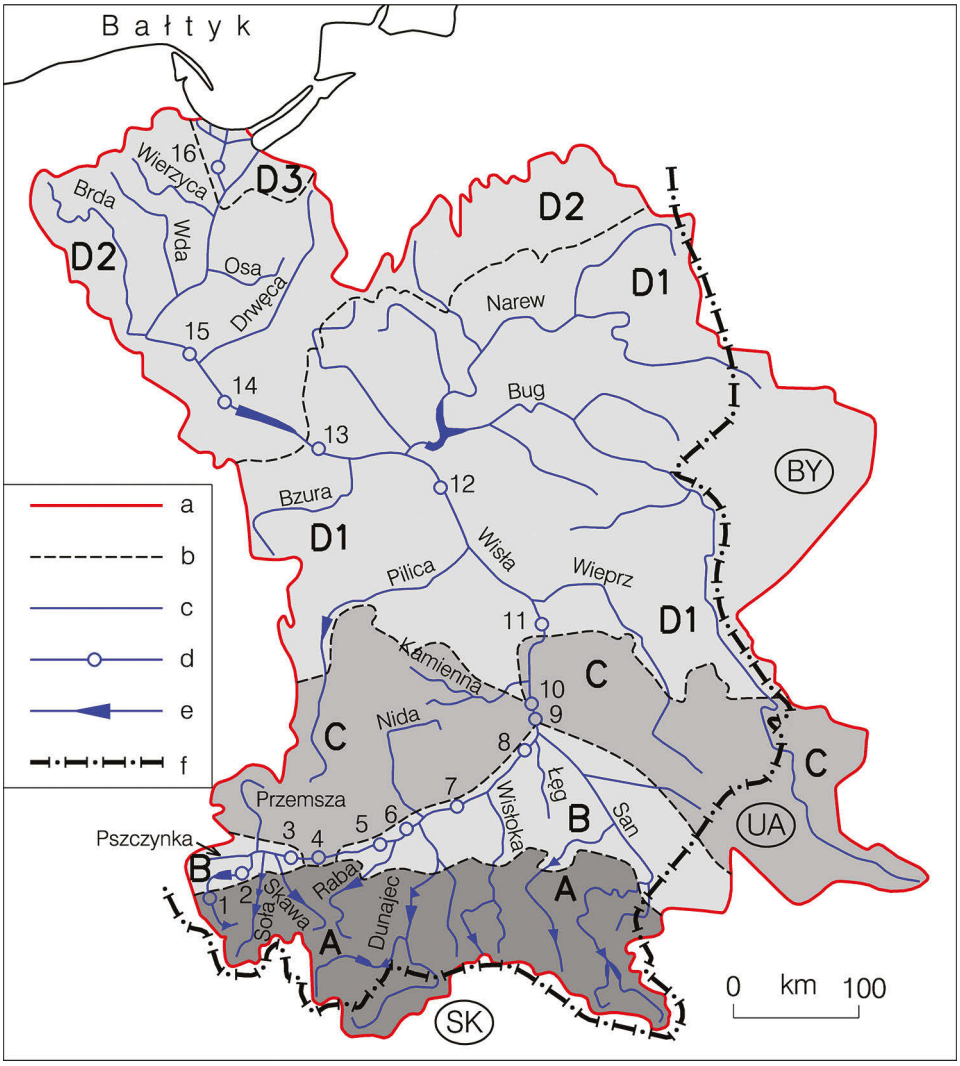
Współczesne przemiany rzeźby koryta i równiny zalewowej Wisły

Adam Łajczak, Zygmunt Babiński, Tomasz Falkowski, Piotr Gierszewski, Michał Habel, Joanna Plit, Roman Soja, Jacek Szmańda

11.1. Podział Wisły na odcinki i ich ogólna charakterystyka

Wisła jest największą rzeką w Polsce (cały jej bieg na terytorium kraju) pod względem długości (1047,5 km), powierzchni dorzecza (194 424 km^2), średniego przepływu przy ujściu (1080 m^3·s^{-1}) oraz przeciętnych rozmiarów transportu materiału unoszonego (833 000 t·a^{-1}) i wleczonego. W tych kategoriach Wisła zajmuje odpowiednio 10, 6, 8 i 13 miejsce wśród rzek europejskich uchodzących do morza (Łajczak 1999). Wisła przepływa przez następujące jednostki geomorfologiczne na terytorium Polski (Gilewska 1991): Karpaty fliszowe, Kotliny Podkarpackie, Wyżyny Polskie, strefę staroglacjalną Niżu Polskiego, strefę młodoglacjalną Niżu Polskiego, Pobrzeża Południowobałtyckie (ryc. 11.1). Dorzecze Wisły jest asymetryczne, zlewnie prawobrzeżnych dopływów zajmują 73% całego obszaru, a lewobrzeżnych 27%. W efekcie dopływy karpackie oraz Narew z Bugiem dostarczają do Wisły największe ilości wody i materiału. Długość doliny Wisły wynosząca 916 km znacznie przekracza odległość w linii prostej między jej źródłami i ujściem równą 525 km. Wynika to z długiego odcinka doliny zataczającego na terenie Polski rozległy półokrąg, tzw. wielki łuk Wisły od ujścia Przemszy w Kotlinie Oświęcimskiej do przełomu pod Fordonem koło Bydgoszczy. Taki kształt doliny powoduje, że jej długość jest relatywnie duża na przedpolu Karpat oraz na Niżu Polskim. Wisła jest dłuższa o 131,5 km od jej doliny (rozwinięcie rzeki wynosi 115%).

W wyniku znacznej rozciągłości dorzecza w kierunku południkowym (49°00'–54°30'N) oraz równoleżnikowym (16°50'–25°10'E), a także dużych deniwelacji



Ryc. 11.1. Dorzecze Wisły na tle zasięgu głównych jednostek geomorfologicznych (klasyfikacja wg Gilewskiej 1991)

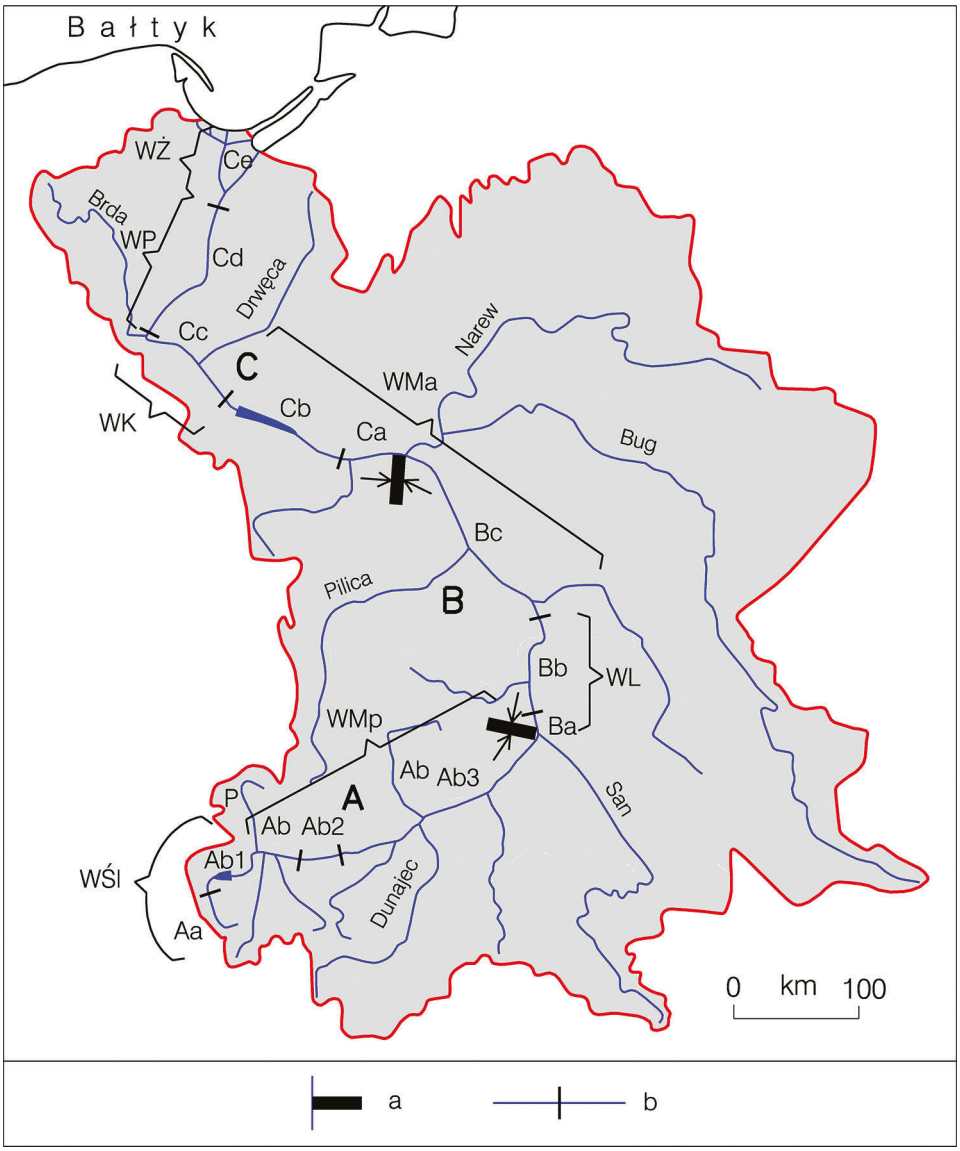
a – granica dorzecza, b – jednostki geomorfologiczne (A – Karpaty, B – Kotliny Podkarpackie, C – Wyżyny Polskie, D – Niż Polski: D1 – obszar z rzeźbą staroglacjalną, D2 – obszar z rzeźbą młodoglacjalną, D3 – Pobrzeża Południowobałtyckie), c – rzeki z kontrolowanym zmąceniem (podstawa obliczeń transportu zawiesiny), d – posterunki wodowskazowe, w których m.in. prowadzi się (były prowadzone) pomiary zmącenia (1 – Skoczów, 2 – Goczałkowice, 3 – Smolice, 4 – Tyniec, 5 – Sierosławice, 6 – Jagodniki, 7 – Szczucin, 8 – Sandomierz, 9 – Zawichost, 10 – Annopol, 11 – Puławy, 12 – Warszawa, 13 – Kępa Polska, 14 – Włocławek, 15 – Toruń, 16 – Tczew), e – większe zbiorniki zaporowe, f – granica państwa. Fragmenty dorzecza Wisły poza granicami Polski na terenie: BY – Białorusi, UA – Ukrainy, SK – Słowacji

(maks. wysokość 2638 m n.p.m. – Zadni Gerlach w Tatrach, min. wysokość 1,8 m p.p.m. we wschodniej części Żuław), obszar ten cechuje się dużym zróżnicowaniem klimatu i warunków hydrologicznych. W efekcie reżim hydrologiczny Wisły wykazuje w jej biegu cechy górskie lub nizinne oraz cechy w różnym stopniu zbliżone dla klimatu oceanicznego lub kontynentalnego, do których dostosowywane są różne sposoby zabiegów regulacyjnych.

W charakterystyce doliny Wisły osobno omówiono trzy główne odcinki rzeki wydzielone zgodnie z obowiązującym jej podziałem: górną Wisłę do ujścia Sanu (A), środkową Wisłę między ujściami Sanu i Narwi (B) oraz dolną Wisłę od ujścia Narwi do ujścia do Morza Bałtyckiego (C) (ryc. 11.2). W takim podziale Wisły, nawiązującym do układu sieci rzecznej w dorzeczu, brane są pod uwagę ujścia dwóch kluczowych dopływów: Sanu – ostatniego i największego dopływu karpackiego, oraz Narwi z Bugiem – największego dopływu Wisły i zarazem największego dopływu nizinnego. Bardziej szczegółowy podział Wisły na pododcinki jest oparty na zasięgu jednostek geomorfologicznych różnej rangi, przez które przepływa rzeka. Zaprezentowany podział rzeki umożliwia wykazanie różnic we współczesnym modelowaniu równiny zalewowej i koryta Wisły.

W analizie współczesnych zmian w morfologii koryta Wisły wzięto pod uwagę czas, kiedy rozpoczęto prace regulacyjne, i nasilenie, z jakim były one prowadzone w poszczególnych fragmentach rzeki. Prace te zaczęto prowadzić w XIX w., kiedy rzeka była podzielona na trzy odcinki należące do państw zaborczych. Górna Wisła należała do 1918 r. do monarchii austro-węgierskiej (Śląsk Cieszyński, Galicja) i w Kotlinie Oświęcimskiej do ujścia Przemszy stanowiła rzekę graniczną z Prusami, a dalej od okolic Nowego Brzeska do ujścia Sanu z cesarstwem rosyjskim. Po stronie galicyjskiej znajdował się także krótki odcinek prawego brzegu Wisły do ujścia Sanny. Na górnej Wiśle prowadzono na dużą skalę prace regulacyjne, zarówno przed 1918 r., jak i po. Środkowa Wisła w całości znajdowała się w części Polski pod zaborem rosyjskim i na tym odcinku rzeki prace regulacyjne były do 1918 r. najmniej zaawansowane lub w ogóle ich nie prowadzono. W różnym stopniu podjęto je dopiero w następnych latach. W zaborze rosyjskim znajdował się także długi odcinek dolnej Wisły do ujścia Tążyny koło Torunia, na którym prace regulacyjne odbywały się na większą skalę dopiero po 1945 r. Dolna Wisła poniżej ujścia Tążyny aż do Bałtyku znajdowała się w granicach zaboru pruskiego. Ten odcinek rzeki został w największym stopniu uregulowany przed 1918 r.

Górna Wisła obejmuje karpacki pododcinek rzeki (Aa), czyli *Wisłę Karpacką* – od źródeł na zachodnich stokach Baraniej Góry w Beskidzie Śląskim (1107 m n.p.m.) po wylot do Kotliny Oświęcimskiej oraz znacznie dłuższy pododcinek przedgórski (Ab) – na przedpolu Karpat w Kotlinie Oświęcimskiej (Ab1), Kotlinie Sandomierskiej (Ab3) i w przełomie przez Bramę Krakowską należącą do Wyżyny Krakowskiej (Ab2), oddzielającą te kotliny. Długość górnej Wisły wynosi 385,9 km (36,8% biegu rzeki), z czego 35 km przypada na *Wisłę Karpacką*, 110 km na Wisłę w Kotlinie Oświęcimskiej, 44 km w Bramie Krakowskiej i 197 km w Kotlinie Sandomierskiej. Wyróżniana jest także *Mała Wisła*, zwana *Wisłą Śląską* lub



Ryc. 11.2. Podział Wisły na odcinki/pododcinki (objaśnienia w tekście)
a – granica między górną Wisłą (A) i środkową Wisłą (B) oraz między środkową Wisłą i dolną Wisłą (C); b – granice pododcinków Wisły: Aa – pododcinek karpacki, Ab – przedgórski (Ab1 – w Kotlinie Oświęcimskiej, Ab2 – w Bramie Krakowskiej, Ab3 – w Kotlinie Sandomierskiej), Ba – w północnej części Kotliny Sandomierskiej, Bb – w Małopolskim Przełomie Wisły, Bc – w południowej części Niziny Mazowieckiej, Ca – w Kotlinie Warszawskiej, Cb – w Kotlinie Płockiej, Cc – w Kotlinie Toruńskiej, Cd – w Przełomie Pomorskim, Ce – na obszarze delty. Inny podział Wisły: WŚl – Wisła Śląska (Mała Wisła, Wisełka), WMp – Wisła Małopolska, WL – Wisła Lubelska, WMa – Wisła Mazowiecka, WK – Wisła Kujawska, WP – Wisła Pomorska, WŻ – Wisła Żuławska, P – Przemsza. Inne objaśnienia jak do ryc. 11.1.

Wisełką, o długości 106,2 km, od źródeł do ujścia Przemszy. Dalszy bieg rzeki do ujścia Sanu to *Wisła Małopolska*. Średni przepływ Wisły zwiększa się skokowo przy ujściu kolejnych dopływów i przykładowo poniżej ujścia Przemszy i Soły wzrasta z 21 do 65 $m^3 \cdot s^{-1}$, poniżej ujścia Dunajca z 150 do 250 $m^3 \cdot s^{-1}$ i poniżej ujścia Sanu z 290 do 450 $m^3 \cdot s^{-1}$. Kilometraż Wisły jest liczony od ujścia Przemszy w górę i w dół rzeki. Powierzchnia dorzecza górnej Wisły wynosi poniżej ujścia Sanu 50 730 km^2.

Odcinek środkowej Wisły liczy 270,3 km (25,8% biegu rzeki) i składa się z trzech pododcinków: nizinnego – w Kotlinie Sandomierskiej, między ujściami Sanu (139 m n.p.m.) i Sanki o długości 14 km (Ba), przełomowego przez Wyżyny Polskie (Małopolski Przełom Wisły – do Puław) – o długość 81 km (Bb), i nizinnego – w południowej części Niziny Mazowieckiej (Puławy – ujście Narwi na wys. 71 m n.p.m., długość 175,0 km) (Bc). Wisła na odcinku od ujścia Sanu do Puław to *Wisła Lubelska*, a dalej do ujścia Narwi to *Wisła Mazowiecka*. Na tym odcinku Wisły, bez uwzględnienia Narwi, średni przepływ wzrasta z 450 $m^3 \cdot s^{-1}$ do 575 $m^3 \cdot s^{-1}$ w Warszawie, w największym stopniu pod wpływem Kamiennej, Wieprza i Pilicy. Poniżej ujścia Narwi średni przepływ osiąga 950 $m^3 \cdot s^{-1}$. Powierzchnia dorzecza środkowej Wisły zwiększa się z 50 730 km^2 poniżej ujścia Sanu do 84 900 km^2 przed ujściem Narwi, a włącznie z dorzeczem tego dopływu do 160 260 km^2, czyli łącznie o 109 530 km^2.

Odcinek dolnej Wisły, o długości 391,3 km (37,4% długości rzeki), obejmuje pododcinki: od ujścia Narwi do zachodniego skraju Kotliny Warszawskiej (45 km) (Ca), w Kotlinie Płockiej (80 km) (Cb) – oba pododcinki stanowią kontynuację *Wisły Mazowieckiej*, w Kotlinie Toruńskiej (85 km) (Cc) – *Wisła Kujawska*, od przełomu pod Fordonem do rozwidlenia Wisły i Nogatu (125 km) (Cd) – *Wisła Pomorska*, pododcinek rzeki na obszarze delty – *Wisła Żuławska* (do nowego ujścia Wisły do Morza Bałtyckiego, 56 km) (Ce). Ostatni pododcinek rzeki – od rozwidlenia z *Nogatem* – jest też zwany *Wisłą właściwą* lub *Leniwką*. Inne ujściowe odcinki Wisły do Bałtyku (od 1895 r. nieaktywne), to: *Wisła Gdańska* z drugim ujściem (od 1840 r.) – *Wisłą Śmiałą*, oraz *Szkarpawa*. Można także wyróżnić inne pododcinki dolnej Wisły, biorąc pod uwagę zmiany wywołane przez prace regulacyjne: od ujścia Narwi do początku cofki Zbiornika Włocławskiego w rejonie Płocka (80 km), pododcinek rzeki objęty zbiornikiem (Płock–Włocławek, 45 km), od zapory wodnej we Włocławku do ujścia Tążyny (40 km) oraz dalszy bieg rzeki do ujścia do Morza Bałtyckiego (226 km). Przyrost średniego przepływu dolnej Wisły jest, z uwagi na relatywnie niewielkie dopływy, procentowo najmniejszy – z około 950 do 1080 $m^3 \cdot s^{-1}$. Największe wzrosty przepływu notuje się poniżej ujścia Bzury, Drwęcy i Brdy. Przyrost powierzchni dorzecza dolnej Wisły wynosi 34 164 km^2 (z 160 260 km^2 poniżej ujścia Narwi do 194 424 km^2 przy ujściu do Bałtyku).

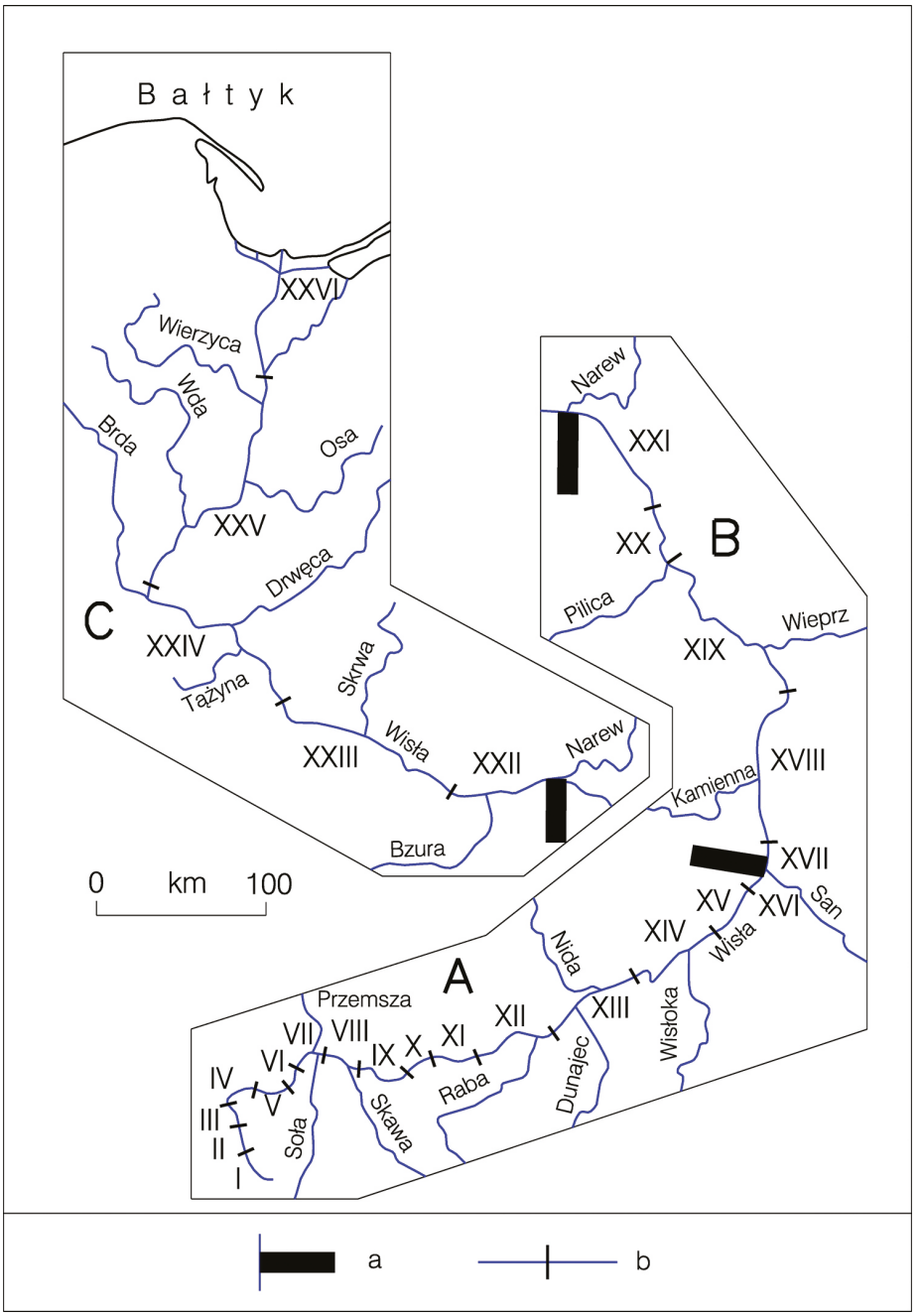
Od rozpoczęcia prac regulacyjnych długość Wisły zmniejszała się głównie w wyniku ścinania meandrów w jej górnym odcinku, a także na skutek utworzenia nowego ujścia do Bałtyku w 1895 r. Od prawie 50 lat rzeka nie ulega skracaniu i zmiany jej długości dokonują się tylko w wyniku narastania stożka napływowego przy nowym ujściu do morza.

11.2. Charakterystyka doliny, równiny zalewowej i koryta Wisły

11.2.1. Górna Wisła

Wisła wypływa na zachodnim stoku Baraniej Góry w Beskidzie Śląskim na wysokości 1107 m n.p.m. Źródłowe odcinki rzeki – Biała Wisełka i Czarna Wisełka – płyną w głębokich do 500 m dolinach, wyciętych w piaskowcach i łupkach warstw istebniańskich i godulskich. W skalnych korytach występują progi wodospadowe (Wodospady Rodła). Od połączenia tych cieków Wisła płynie w kierunku NNW i do wylotu z Karpat jest rzeką żwirodenną. Beskidzki pododcinek Wisły Karpackiej (I – do Ustronia, ryc. 11.3) ma 25 km długości, a pogórski (II – Pogórze Śląskie do Skoczowa) – 10 km. Dno doliny, początkowo wąskie, ma spadek do 200‰, a niżej, w rozszerzeniach, osiąga 500 m szerokości i spadek 10‰. W pododcinku pogórskim spadek koryta maleje do 5‰, szerokość dna doliny zwiększa się do 7 km, a równiny holoceńskiej do 3 km. W tym pododcinku występuje stożek napływowy Ustronia (Starkel 1967) oddzielony od dalszego biegu doliny zwężeniem koło Skoczowa.

W Kotlinie Oświęcimskiej, między Skoczowem a zwężeniem na linii Spytkowice–Mirów, dolina Wisły ma długość 75 km, a Wisła na tym odcinku 110 km (krętość rzeki 147%). Pomimo prac regulacyjnych Wisła zachowała meandrowy bieg i niektóre segmenty koryta mają krętość ponad 200% (Łajczak 1995a, Starkel 2001). Można wyróżnić sześć pododcinków doliny (ryc. 11.3: III–VIII) o różnym przebiegu i szerokości dna, nawiązującym do tendencji tektonicznych i czwartorzędowej historii kotliny. Od Skoczowa do Drogomyśla (III) dolina Wisły ma nadal kierunek NNW i na odcinku 9 km prowadzi wzdłuż zachodniego skraju rozległego plejstoceńskiego stożka napływowego, gdzie spadek koryta zmniejsza się do 1,5‰. W odległości kilku kilometrów od brzegu Karpat gwałtownie zmniejsza się frakcja aluwiów korytowych i pozakorytowych Wisły, co tłumaczy się subsydencją tego fragmentu przedpola gór (Kowalczyk 1964). Dalej, do Goczałkowic (IV), dolina Wisły na odcinku 15 km prowadzi w kierunku wschodnim wzdłuż podstawy plejstoceńskiego stożka napływowego, gdzie szerokość jej dna osiąga 10 km, a równiny zalewowej 2 km. W dalszym biegu, do miejscowości Góra, dolina rzeki ma na odcinku 12 km kierunek ENE (V). Dno doliny osiąga 6 km szerokości, a równina zalewowa 4 km. Rozwój stożków napływowych karpackich dopływów – Iłownicy i Białej Bielskiej – doprowadził do podcinania przez Wisłę południowej krawędzi Wysoczyzny Pszczyńskiej pokrytej lessami, gdzie lokalnie występują wąwozy. Pododcinki Wisły IV i V mają generalnie równoleżnikowy przebieg i nawiązują do podlegającego subsydencji obniżenia tektonicznego między Pogórzem Śląskim a Wysoczyzną Pszczyńską (Klimek 1972). Dno doliny jest wyścielone grubą, lokalnie do 3 m, warstwą drobnoziarnistych aluwiów, w które jest wcięte kręte koryto rzeki. W segmencie dna doliny w obrębie cofki Zbiornika Goczałkowickiego – IV (utworzonego w 1956 r.), występują ślady koryta rzeki anastomozującej. Wyższe poziomy dna doliny tworzą terasy plejstoceńskie (zlodowacenie środkowopolskie) pokryte lessem. Poniżej Góry dolina Wisły gwałtownie skręca ku północy (VI) i na odcinku 7 km wykorzystuje wąską i głęboką



Ryc. 11.3. Pododcinki Wisły (I–XXVI) szczegółowo omówione w tekście
a – granica między odcinkami A i B oraz B i C Wisły, b – granica między pododcinkami I i II, …, XXV i XXVI

na 10–20 m rynnę wyciętą w plejstoceńskich wysoczyznach, gdzie płytko pod pokrywą osadów czwartorzędowych występują utwory karbonu budujące zrąb tektoniczny Brzeszczy (Starkel 2001). Szerokość dna doliny dochodzi do 3 km, a równiny zalewowej wynosi 1 km. W osady gliniaste równiny zalewowej o miąższości 4 m wcina się na głębokość 4–5 m bardzo kręte koryto Wisły (Klimek, Zawilińska 1985, Łajczak 1995a). W dalszym biegu doliny, o długości 13 km, Wisła w tzw. węźle oświęcimskim (VII) okólnie opływa nasadę rozległego stożka napływowego Soły, gdzie do rzeki uchodzą Pszczynka, Korzenica, Przemsza i Soła, powodując 4-krotny wzrost jej przepływu. Skutkuje to wzrostem szerokości dna doliny i równiny zalewowej – poniżej ujścia Soły wynoszą one odpowiednio 11 km i 4 km, a także zwiększeniem parametrów koryta Wisły i promienia meandrów (szerokość koryta zwiększa się z 15 do 80 m). Do ujścia Przemszy na równinie zalewowej występują liczne starorzecza w różnym stopniu wypełnione osadami. Najbardziej krętym korytem cechuje się Wisła między ujściem Pszczynki i Przemszy. Ostatni w Kotlinie Oświęcimskiej odcinek doliny Wisły, o długości 19 km (VIII), jest zorientowany ku wschodowi i osiąga przewężenie doliny na linii Spytkowice–Mirów. Z równiną zalewową o szerokości 3–6 km, z licznymi starorzeczami wypełnionymi osadami oraz stawami rybnymi (Żabi Kraj), od południa sąsiaduje szeroka terasa lessowa, a od północy terasa piaszczysta (Klimek 1987). Krętość koryta Wisły maleje do 140%.

Dolina Wisły w Bramie Krakowskiej wykorzystuje, zorientowane równoleżnikowo, obniżenie tektoniczne (IX – Rów Spytkowicko-Skawiński) między Wyżyną Krakowską a brzegiem Pogórza Wielickiego, zaś poniżej ujścia Skawinki rowy tektoniczne (X) o różnym biegu, oddzielające na obszarze Pomostu Krakowskiego poszczególne zręby wapienne (między Wzgórzem Tynieckim i Krzemionkami Podgórskimi w Krakowie). Oba pododcinki doliny Wisły mają zbliżoną długość, łącznie 39 km (krętość rzeki 113%). Dno doliny obrzeżone stromymi stokami wzgórz, lokalnie ścianami skalnymi, zajmuje równina zalewowa o szerokości od 0,4 km w Tyńcu i 0,7 km pod Wawelem do 3 km powyżej Skawiny. Wiśle o krętym biegu w rozszerzeniach przełomu towarzyszą liczne starorzecza, najczęściej wypełnione osadami (Rutkowski 1987). Fragmenty wyżej położonych pokryw aluwialnych (15–25 m) zachowały się w cieniu zrębów, pokrywają one niżej wyniesione zręby (Stare Miasto w Krakowie) lub zajmują rozszerzenia dolin dopływów (Starkel 2001). Rzeka została spiętrzona trzema stopniami wodnymi – Łączany, Kościuszko i Dąbie.

Dolinie górnej Wisły w Kotlinie Sandomierskiej (170 km) towarzyszy od północy krawędź Wyżyny Małopolskiej. Od południa natomiast odległość do brzegu Karpat zwiększa się w kierunku wschodnim, a z doliną sąsiadują krawędzie wysoczyzn oddzielone rozległymi stożkami napływowymi Raby, Dunajca, Wisłoki i Sanu. Dolina prowadzi w kierunku północno-wschodnim i jej przebieg jest lokalnie modyfikowany przez obecność tych stożków. Poniżej wylotu z Bramy Krakowskiej szerokość dna doliny Wisły gwałtownie zwiększa się do 10 km przy ujściu Raby i dalej do Baranowa Sandomierskiego wzrasta do 15 km i tylko przy ujściu dopływów karpackich osiąga 25 km. Równina zalewowa prawie na całej

długości osiąga podstawę krawędzi wyżyn, a od południa sąsiaduje z wysokimi terasami plejstoceńskimi ze zlodowacenia środkowopolskiego i północnopolskiego na międzyrzeczach dopływów karpackich (Starkel 2001). Jej szerokość jest zróżnicowana z biegiem doliny i zmienia się od 5 km w Krakowie, do 17 km przy ujściu Dunajca; przy ujściu Brenia maleje do 8 km i zwiększa się ponownie do 25 km przy ujściu Wisłoki. W kierunku Sandomierza szerokość dna doliny Wisły maleje do 10 km, zaś równiny zalewowej do 2 km. Poniżej ujścia Sanu, przed Małopolskim Przełomem Wisły, szerokość dna doliny maleje do 2 km. Pododcinek Wisły w Kotlinie Sandomierskiej (tylko do ujścia Sanu), o długości 197 km, ma bardziej wyrównany bieg niż w Kotlinie Oświęcimskiej i Bramie Krakowskiej. Jego krętość wynosi 116%, co jest efektem prostowania koryta w XIX w. – w największym stopniu powyżej ujścia Raby (Trafas 1975). W konsekwencji krętość rzeki generalnie maleje z jej biegiem, od 130% koło Nowego Brzeska do 105% koło Sandomierza (Łajczak 1995a).

W pododcinku Wisły w Kotlinie Sandomierskiej wyróżniono sześć segmentów o różnym przebiegu i szerokości dna (ryc. 11.3: XI–XVI). Między Krakowem i Niepołomicami (XI) dolina Wisły, o długości 19 km, ma przebieg równoleżnikowy, a koryto spadek 0,4‰. Kręta rzeka jest spiętrzona w rejonie Krakowa kolejnym stopniem wodnym w Przewozie. W następnym 33-kilometrowym segmencie doliny (XII), do ujścia Szreniawy, Wisła o bardzo krętym korycie i spadku 0,32‰ okólnie opływa rozległy stożek napływowy Raby, którego tylko część wschodnia jest aktywna. Przesuwanie koryta Wisły ku północy powoduje podcinanie krawędzi Wysoczyzny Proszowickiej pokrytej lessami i odsłanianie staroczwartorzędowych osadów stożka Raby – serii witowskiej (Starkel 2001). Po prawej stronie rzeki występują dwa izolowane pagóry meandrowe Trawniki i Skała, stanowiące resztki erozyjne terasy lessowej. Na równinie zalewowej po południowej stronie Wisły występują różnowiekowe wypełnione osadami zakola rzeki. W pogłębianym żwiro- i piaskodennym korycie Wisły o szerokości 90 m, powyżej Nowego Brzeska, odsłoniły się na odcinku 50 m warstwy piaskowców serii witowskiej. Czyni to ten fragment koryta unikalnym w skali całego biegu Wisły (to jedyny poza obszarem źródłowym odcinek koryta skalnego). W kolejnym 44-kilometrowym segmencie doliny (XIII) Wisła okólnie opływa jeszcze większy stożek napływowy Dunajca, co powoduje kontynuację asymetrycznego profilu doliny. Peryferyjne fragmenty stożka są odwadniane przez inne cieki, m.in. przez Breń, wykorzystujący rynnę Dunajca z późnego vistulianu, czyli zlodowacenia północnopolskiego (Starkel 2001). Szerokość dna doliny i równiny zalewowej Wisły (ze śladami starorzeczy na wysokości 4–6 m ponad poziom rzeki) jest w tym fragmencie przedpola polskich Karpat największa i obszar ten jest szczególnie narażony na zalewanie wodami wezbraniowymi (Punzet 1981, Gieysztor 1982, Starkel 2001). Rzeka ma spadek 0,3‰, krętość 120%, a szerokość jej koryta poniżej ujścia Dunajca wzrasta do 250 m. Następny 37-kilometrowy segment doliny Wisły, od ujścia Wisłoki po Baranów Sandomierski (XIV), już nie wykazuje tak wyraźnego wygięcia, asymetria doliny jest jednak zachowana. Spadek koryta maleje do 0,28‰ a krętość do 118%. Pogłębione w wyniku prac regulacyjnych piaskodenne koryto Wisły ma

poniżej ujścia Wisłoki 300 m szerokości. Liczba odciętych zakoli Wisły (całkowicie wypełnionych osadami) maleje z biegiem rzeki, a ich promień zwiększa się do 1700 m. Między Baranowem Sandomierskim a Sandomierzem (XV), w dolinie Wisły o długości 25 km i prostym przebiegu, występują dwie rynny oddzielone długim na 10 km i szerokim na 1–2 km wyniesieniem (Garb Tarnobrzeski), który budują iły mioceńskie ze śladami moren zlodowacenia Sanu (jedno ze zlodowaceń południowopolskich) i osadów rzecznych (Starkel 2001). Zachodnią rynną płynie Wisła, której koryto o rozwinięciu 110% i szerokości 300 m jest wcięte w równinę zalewową na 3–4 m. Po wschodniej stronie garbu występuje obniżenie Trześniówki, które poprzez równinę piaszczystą łączy się z terasami dolnego Sanu (Starkel 2001). Ostatni w Kotlinie Sandomierskiej segment doliny Wisły (XVI), o długości 12 km, kończy ujście Sanu. Spadek koryta wynosi 0,29‰, a rozwinięcie 105%. Dolina nadal jest asymetryczna z wysoką skarpą koło Sandomierza (Góry Pieprzowe) i rozległą równiną zalewową po wschodniej stronie rzeki, gdzie widoczne są ślady krętego koryta Sanu, który dawniej uchodził do Wisły bliżej Sandomierza. W widłach Wisły i Sanu występuje pagór zbudowany z kwarcytów kambryjskich (wzniesienie Pączek).

11.2.2. Środkowa Wisła

Pierwszy pododcinek doliny środkowej Wisły, wyznaczony przez ujścia Sanu i Sanny w północnej części Kotliny Sandomierskiej, jest skierowany ku północy i ma długość 12 km (ryc. 11.3: XVII). Rzeźba dna doliny i koryta Wisły jest podobna do wyżej położonego odcinka doliny. W prawobrzeżnej części równiny zalewowej widoczne są ślady po dawnym biegu Sanu, którego ujście do Wisły zostało w XIX w. przesunięte na południe.

Między Annopolem i Puławami Wisła płynie w przełomie przez Wyżyny Polskie (ryc. 11.3: XVIII – Małopolski Przełom Wisły) w kierunku północnym, wykorzystując rynnę o głębokości 30–80 m wyciętą w płaskowyżach wapienno-marglistych i lessowych wysoczyznach (Pożaryski i in. 1999). Ten pododcinek doliny ma długość 65 km, krętość rzeki wynosi 125%. Szerokość dna doliny zależy głównie od odporności skał podłoża (Pożaryski 1953) i wynosi w Annopolu 3 km, koło Linowa i Słupi 4 km, w Kotlinie Chodelskiej zwiększa się do 15 km, a w Janowcu i Kazimierzu Dolnym maleje do 1 km. Odcinki doliny uformowane w wapieniach i opokach są węższe, podczas gdy na podłożu miękkich skał facji kredy piszącej w Kotlinie Chodelskiej mają największą szerokość (Maruszczak 1982). Dna wąskich przełomów w całości zajmuje równina zalewowa, która rozszerza się w Kotlinie Chodelskiej do 7 km. Terasy plejstoceńskie występują po wschodniej stronie rzeki w rozszerzeniach doliny. Spadek Wisły w przełomie, typowy dla rzeki nizinnej, wynosi średnio 0,24‰. Strome zbocza doliny górują do 30 m nad płaskim dnem wyścielonym osadami aluwialnymi. Największym dopływem Wisły między Annopolem i Puławami jest Kamienna. Jeszcze na początku XIX w. Wisła lokalnie meandrowała lub płynęła dwoma albo trzema równoległymi krętymi ramionami, typowym zjawiskiem było przerzucanie głównego koryta pod

jeden lub drugi skraj dna doliny. W dnie doliny utworzyły się liczne trwałe kępy, wzniesione ponad koryto rzeki. Boczne ramiona rzeki, porzucone meandry lub koryta powodziowe, były wykorzystywane przez dopływy (Kalicki, Plit 2003), m.in. ujściowy odcinek Kamiennej. Zasięg lateralnego przemieszczania się koryta zależał od szerokości dna doliny, w miejscach zwężeń Wisła nie zmieniała biegu. Północną granicę przełomowego pododcinka środkowej Wisły wyznacza się na północ od Puław, chociaż jeszcze do rejonu Gołębia (15 km poniżej) cokół erozyjny doliny budują, podobnie jak w odcinku przełomowym, margle kredowe (Maruszczak 1982).

Poniżej przełomu, na Nizinie Mazowieckiej, dolina Wisły przyjmuje generalny kierunek SE–NW i jej szerokość zwiększa się do 20 km, wykazując duże zróżnicowanie; odcinki zwężeń związane są z występowaniem mniej podatnych na erozję skał (głównie glin) i charakteryzują się większymi głębokościami koryta oraz wolniejszą erozją boczną. Do najdłuższych dopływów tego pododcinka Wisły należą: Wieprz, Radomka, Pilica, Świder i Narew. W tym pododcinku doliny można wydzielić trzy różniące się segmenty (ryc. 11.3). W pierwszym segmencie, do ujścia Pilicy (XIX), dolina ma 65 km długości i do 20 km szerokości, z czego na równinę zalewową przypada ponad 10 km. W korycie Wisły o spadku 0,21–0,28‰, krętości 116% i największej w całym jej biegu szerokości 0,5–2,0 km, licznie występują kępy piaszczyste. W kolejnym segmencie, do ujścia Świdra (XX), dolina o długości 28 km i mniejszej już szerokości, zmienia kierunek na SSE–NNW, a znacznie węższe koryto Wisły zachowuje spadek przy zmniejszonej krętości (107%). Trzeci segment doliny, do ujścia Narwi (XXI), o długości 66 km, ma kierunek SE–NW i najmniejszą krętość koryta Wisły (106%), z wyprostowanym jej biegiem w centrum Warszawy. Ten fragment doliny jest ograniczony od zachodu wysoką do 30–50 m krawędzią i jest określany jako Przełom Mazowiecki (Różycki 1972). Po północnej stronie tzw. guza warszawskiego spadek koryta Wisły wzrasta do 0,37‰. Równina zalewowa ma szerokość 4–6 km, która na terenie Warszawy zmniejsza się do 1 km. Dolny fragment tego segmentu doliny należy już do wschodniej części Kotliny Warszawskiej, gdzie Wisła u wylotu z Przełomu Mazowieckiego uformowała stożek napływowy, który przesunął na północ ujściowy fragment koryta Narwi (Starkel 2001).

W holocenie Wisła podczas przemieszczania koryta wykorzystywała na całej szerokości równinę zalewową, podcinała plejstoceńskie terasy po obu brzegach (Maruszczak 1997, Plit 2004). W czasach historycznych rzeka często zmieniała położenie koryta, zwłaszcza poniżej wylotu z przełomu przez Wyżyny Polskie, na odcinku między Puławami a Świerżami. W ciągu ostatnich 250 lat szerokość pasa przemieszczeń koryta wynosiła na tym odcinku około 4 km, a poniżej 1–2 km. W dnie doliny zachowały się ciągi obniżeń, świadczące o równoległym przemieszczaniu się koryta, a także paleomeandry w rozszerzeniach doliny. Na południe od Warszawy Wisła w końcu XVIII w. porzuciła obniżenie biegnące wzdłuż lewego brzegu i odsunęła się od Czerska i Góry Kalwarii (Falkowski 1975, 1982). Proces przemieszczania koryta został sztucznie ograniczony do szerokości międzywala po wybudowaniu wałów przeciwpowodziowych i ostróg.

Jeszcze na początku XIX w. Wisła odcinkami meandrowała. Mapa Meyera von Heldensfelda z 1808 r. pokazuje meandry między Maciejowicami a Magnuszewem i między Czerskiem a Górą Kalwarią. Po katastrofalnej powodzi w 1813 r. (ryc. 11.3: XI–XVI), w efekcie agradacji w korycie, Wisła odcinkami płynęła już dwoma, a nawet trzema równoległymi ramionami, a w innych odcinkach była rzeką roztokową z płytkim i szerokim korytem, z licznymi mieliznami, łachami i wyspami w korycie. Od tego okresu wyraźnie zwiększyła się ilość deponowanych osadów w korycie. Kolejne wylewy rzeki prowadziły do rozszerzania koryta i utrwalały jego roztokowy charakter, na co wskazuje porównanie materiałów kartograficznych: *Mappa szczególna województw koronnych*.... – Karola de Pertheesa (1783), *Carte von West-Galizien* …. – Mayera von Heldensfelda (1808), *Mapa Kwatermistrzostwa Generalnego Wojska Polskiego* (1830–1840), *Novaja topografičeskaja karta zapadnoj Rosii* (1889–1898), *Mapa taktyczna WIG* (1931–1938). Przed rozpoczęciem prac regulacyjnych szerokość koryta środkowej Wisły wynosiła od 1,1 do 1,6 km, a tafla wody przy stanach niższych od średnich miała szerokość od 600 do 900 m.

11.2.3. Dolna Wisła

Dolinę dolnej Wisły można podzielić na pięć pododcinków (ryc. 11.3), z których pierwszy, o długości 42 km, obejmuje zachodnią część Kotliny Warszawskiej, między ujściem Narwi i zwężeniem doliny poniżej ujścia Bzury koło Wyszogrodu (XXII). Wisła o słabo krętym korycie (107%) i spadku około 0,2‰ płynie w kierunku zachodnim, a następnie zmienia kierunek na WNW. Dolina zwęża się stopniowo od 20 km do 6 km w okolicy Dobrzykowa. Natomiast szerokość równiny zalewowej oscyluje między 2 km w okolicy Wyszogrodu a 6 km wzdłuż granicy z Puszczą Kampinoską. Rzeka w tym pododcinku doliny płynie wieloma korytami, tworząc układ anastomozujący, składający się z koryt roztokowych (w których dnie powstają liczne przemieszczające się w dół z biegiem rzeki odsypy) lub z koryt krętych. Koryta te opływają rozległe, utrwalone lasami łęgowymi kępy. Ten segment Wisły miał przed regulacją charakter rzeki anastomozującej prawdopodobnie przez cały holocen. Wcześniej, w późnym glacjale, Wisła ewoluowała z rzeki roztokowej do anastomozującej (Starkel 2001, Szmańda 2011, Kordowski i in. 2014). Uważa się także, że w Kotlinie Warszawskiej w środkowym holocenie formą przejściową mogła być rzeka meandrująca (Florek i in. 1987, Mycielska-Dowgiałło, Chomski 2000). Anastomozowanie koryta Wisły także w dalszym jej biegu mogło być stymulowane obecnością kotlin i basenów dolinnych, uformowanych jeszcze przed nasunięciem lądolodu podczas ostatniego zlodowacenia (Kordowski i in. 2014).

Poniżej Gąbina Wisła płynie przez Kotlinę Płocką (ryc. 11.3: XXIII), a poniżej Włocławka przez Kotlinę Toruńską (ryc. 11.3: XXIV – do Fordonu koło ujścia Brdy), w strefie objętej zasięgiem zlodowacenia północnopolskiego. Długość pododcinków doliny wynosi 75 km i 80 km, a krętość rzeki nadal 107%. Spadek koryta jest już mniejszy od 0,2‰. Szerokość dna doliny zwiększa się do 20 km.

W tych kotlinach rzeka zmienia kierunek z WNW na NW, a poniżej Torunia ponownie na WNW. Wymienione pododcinki doliny Wisły prowadzą szlakiem wód roztopowych Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Dolina Wisły we wspomnianych kotlinach jest asymetryczna; północne zbocza są strome (o wysokości do 30–50 m) i towarzyszą bezpośrednio wysoczyznom morenowym, natomiast zbocza południowe stanowią uformowane w późnym glacjale terasy rzeczne (Tomczak 1987, Wiśniewski 1987, Weckwerth 2013) urozmaicone wydmami (Mrózek 1958, Urbaniak 1967). W zwężeniach doliny między kotlinami, a także po jej południowej stronie, zbocza wysoczyzn morenowych osiągają wysokość 50 m.

Poniżej Fordonu, przy ujściu Brdy, Wisła wpływa w Przełom Pomorski (ryc. 11.3: XXV) między Pradoliną Toruńsko-Eberswaldzką a równiną Żuław Wiślanych, kierując się generalnie na północ. Przełom ten, którego górny segment jest zwany przełomem pod Fordonem, powstał po wycofaniu się czoła lądolodu z fazy pomorskiej zlodowacenia północnopolskiego, kiedy wody dawnej Wisły zaczęły spływać do zagłębienia bałtyckiego zajętego obecnie przez deltę tej rzeki oraz Zatokę Gdańską. W odcinku przełomowym o długości 110 km Wisła płynie przez Basen Unisławski i Basen Grudziądzki. Zbocza doliny są symetryczne. Krętość rzeki wynosi 114%, a spadek koryta stopniowo obniża się do 0,1‰. Szerokość dna doliny zmienia się od 3 do 15 km, a wysokość obramujących ją zboczy osiąga 50–70 m. Ten fragment Wisły stanowi trzeci, najbardziej spektakularny odcinek przełomowy jej doliny, po przełomie w Bramie Krakowskiej (górna Wisła) i Małopolskim Przełomie Wisły przez Wyżyny Polskie (środkowa Wisła).

Ostatni pododcinek doliny dolnej Wisły (ryc. 11.3: XXVI), od rozwidlenia z Nogatem do nowego (od 1895 r.) ujścia do Bałtyku koło Świbna, prowadzi przez deltę rzeki (Żuławy). Ma on długość 54 km, przy spadku koryta malejącym do wielkości zerowej. Uregulowane główne koryto Wisły ma minimalną krętość 104%. Koryto główne oraz koryta boczne rozcinają aluwialną równinę deltową, której część leży poniżej poziomu morza (do 1,8 m p.p.m.). Równinę tworzy łagodnie nachylony ku północy i północnemu wschodowi stożek, który od strony morza zamyka piaszczysta mierzeja. Podstawa stożka rozciąga się od Gdańska aż poza Elbląg, a wierzchołek jest położony koło Białej Góry. Poniżej nowego ujścia Wisły szybko narasta stożek napływowy, będący zalążkiem nowej delty, która kontynuuje się w południowej części Zatoki Gdańskiej jako delta podwodna.

Równina zalewowa dolnej Wisły względem jej koryta jest jedno- lub dwustronna (Babiński 1990), a w jej powierzchni można wyróżnić dwa poziomy różniące się wysokością, dochodzącą do 2 m (Niewiarowski 1987, Tomczak 1987). W obrębie koryta powstaje współczesny, trzeci poziom zalewowy. Poziom ten, zwany antropogenicznym, znajduje się około 2 m powyżej poziomu koryta (Babiński 1990, Kordowski 2001). Przed regulacją koryto dolnej Wisły poniżej Torunia było dwu-, a nawet trzykrotnie szersze niż obecnie (do 1500 m), z licznymi dużymi, osiągającymi szerokość dzisiejszego koryta rzecznego, wyspami. Koryto miało przeważnie dwie lub trzy odnogi, przy czym główny przepływ wody odbywał się w jednej z nich, co spowodowało, że rzeka była wyraźnie szersza (Kordowski i in. 2014). W wyniku regulacji przeprowadzonej w XIX w. cały przepływ

skierowano w dominujące ramię rzeczne, co doprowadziło do zmniejszenia szerokości i pogłębienia koryta.

11.3. Charakterystyka hydrologiczna Wisły

11.3.1. Ogólne cechy hydrologii rzeki

Wisła jest rzeką allochtoniczną, której cechy hydrologiczne ulegają zmianie z jej biegiem. Położenie dorzecza w strefie przejściowej klimatów oceanicznych i kontynentalnych powoduje występowanie lat o bardzo dużej zmienności odpływu. Rzeki na wschód od Wisły cechuje przewaga odpływu roztopowego, a w kierunku zachodnim pojawia się dominacja odpływu letniego. Odpływ z karpackiego dorzecza Wisły (do ujścia Sanu) ma dwie kulminacje – roztopową (marzec, kwiecień) i opadową (lipiec). Poniżej Warszawy wyraźna jest już tylko kulminacja roztopowa, typowa dla rzek nizinnych.

Do charakterystyki hydrologicznej (tab. 11.1) wykorzystano cztery posterunki wodowskazowe (Fal i in. 1997). W zimowym półroczu hydrologicznym w całej zlewni Wisły występuje systematyczny wzrost przepływów, od listopada do roztopowej kulminacji odpływu, przesuwającej się w czasie z biegiem rzeki. W letnim półroczu (od maja) na całej długości Wisły występuje znaczący spadek przepływu, ale zawsze są to wartości wyższe od średniego rocznego przepływu (tab. 11.1, 11.2). W miesiącach letnich (czerwiec–sierpień) na Wiśle do Sandomierza występuje druga kulminacja związana z letnimi, wielkimi wezbraniami w Karpatach, która zanika w środkowym i dolnym biegu. Najniższe roczne przepływy występujące we wrześniu są wywołane niedoborami opadów i małą retencyjnością zlewni. Letnio-jesienne niżówki obejmują całe dorzecze (Wrzesiński 2017).

Tabela 11.1. Średnie miesięczne przepływy [$m^3 \cdot s^{-1}$] w latach 1951–1990 (wg Fal i in. 1997)

Posterunek	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Nowy Bieruń	15,1	18,8	18,6	21,9	26,4	24,4	20,9	24,0	24,4	21,9	14,1	18,3
Sandomierz	199	231	227	275	397	439	342	361	352	290	189	198
Warszawa-Nadwilanówka	439	484	469	576	797	917	653	637	581	520	388	416
Tczew	896	993	968	1120	1520	1870	1230	1040	919	887	720	786

Tabela 11.2. Przepływy charakterystyczne [$m^3 \cdot s^{-1}$] w latach 1951–1990 (wg Fal i in. 1997)

Posterunek	$Q_{śr}$	$Q_{śrXI–IV}$	$Q_{śrV–X}$	$Q_{max1\%}$	$Q_{min1\%}$
Nowy Bieruń	20,7	20,9	20,6	804	1,29
Sandomierz	292	294	289	7500	54,7
Warszawa-Nadwilanówka	573	614	533	7400	102
Tczew	1080	1230	932	9190	243

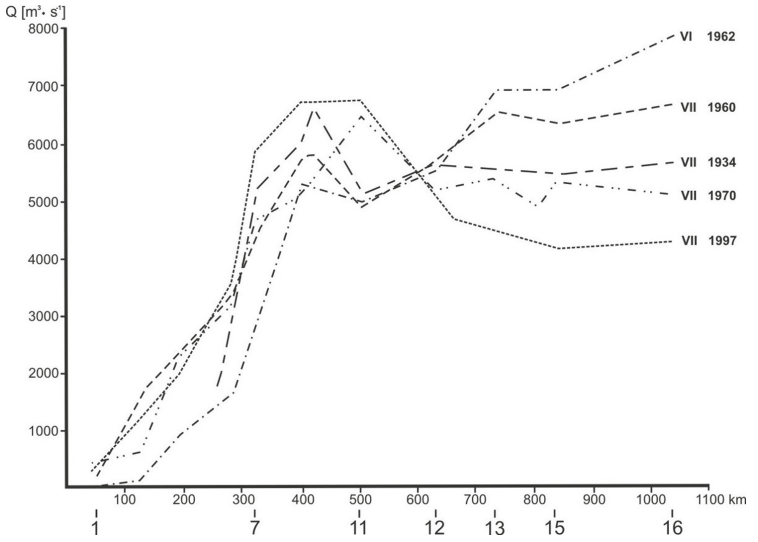
Średnie roczne przepływy rosną od 6 $m^3 \cdot s^{-1}$ w Skoczowie do 21 $m^3 \cdot s^{-1}$ w Nowym Bieruniu, 450 $m^3 \cdot s^{-1}$ w Zawichoście i 1080 $m^3 \cdot s^{-1}$ w Tczewie (tab. 11.2). Do Nowego Bierunia średnie przepływy w półroczu zimowym są większe tylko o 1% od przepływów w półroczu letnim, do Zawichostu przewaga ta rośnie do 7% i w Tczewie osiąga aż 14%. Jest to wyrazem zmieniających się źródeł zasilania, malejącego z biegiem rzeki wpływu Karpat. W karpackiej części dorzecza odpływ formowany jest przez opady rozlewne w okresie letnim, głównie poprzez spływ powierzchniowy. Opady w kierunku północnym zmniejszają się, piaszczyste pokrywy retencjonują wody opadowe i w odcinku ujściowym mamy już znaczną przewagę odpływu w półroczu zimowym.

Wielka amplituda stanów wody Wisły jest wynikiem istnienia wałów przeciwpowodziowych, które powodują spiętrzenie wody w międzywalu. Wisła w odcinku beskidzkim o dużym spadku, bez wałów przeciwpowodziowych, ma amplitudę stanów wody rzędu 2 m, w odcinku pogórskim amplituda stanów wody wynosi 3,5 m, a na obszarze Kotlin Podkarpackich, w zależności od rozstawu wałów przeciwpowodziowych, zmienia się od 5 m (w okolicach Nowego Bierunia) do 8,5 m poniżej ujścia Dunajca. Z kolei poniżej ujścia Sanu, w szerokim korycie, amplituda stanów wody do Warszawy zmniejsza się do 6–7 m, a w Tczewie osiąga najwyższe wartości 10 m. Prawie na całej długości Wisły maksymalne zarejestrowane stany wody pokrywają się z rzędnymi korony wałów przeciwpowodziowych. W warunkach naturalnych, a więc przed wyprostowaniem i pogłębieniem koryta Wisły, amplituda stanów wody była prawdopodobnie o połowę mniejsza.

11.3.2. Wezbrania w dolinie Wisły

Wisła jest rzeką o wielkich i częstych wezbraniach letnich, które formowane są przez opady rozlewne w Karpatach i na ich przedpolu (ryc. 11.4). Za największe wezbranie, jakie wystąpiło w czasach historycznych, uważane jest wezbranie z sierpnia 1813 r., które objęło całe dorzecze Wisły, a także dorzecza Odry i Łaby. Zbliżone rozmiary miały wezbrania w latach: 1839, 1844, 1903, 1934, 1960, 1970, 1997 i 2010. Letnie wezbranie z 1997 r. osiągnęło na większości wodowskazów wiślanych do Zawichostu najwyższe rejestrowane przepływy (Barczyk i in. 1999). Analiza serii stanów wody w Toruniu (Makowski, Tomczak 2002) od 1770 r. wskazuje na występowanie na Wiśle lat bez większych wezbrań (5–8 w ciągu stulecia), a także lat z dwoma, a nawet trzema wysokimi wezbraniami w ciągu roku. Regułą jest występowanie jednego wezbrania w jednej porze roku. Dominują regularnie występujące wezbrania wiosenne, mniej częste są letnie i zimowe.

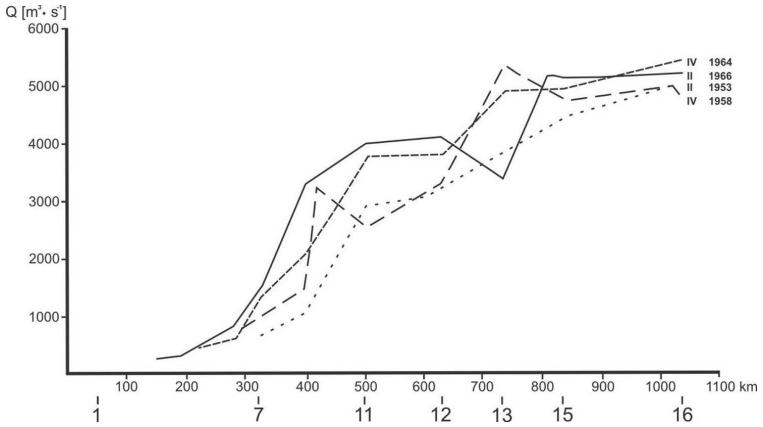
Fale wezbrań uformowanych w karpackim dorzeczu Wisły osiągają maksymalne wartości w Sandomierzu lub Zawichoście, a dalej w dół biegu rzeki ulegają szybko spłaszczeniu, a jedynie wyjątkowo przepływ maksymalny rośnie aż do ujścia (np. wezbranie w 1962 r.). Wezbranie letnie w 1997 r. miało w Krakowie przepływ maksymalny 2000 $m^3 \cdot s^{-1}$, w Karsach poniżej ujścia Dunajca 5830 $m^3 \cdot s^{-1}$, w Sandomierzu 5800 $m^3 \cdot s^{-1}$, a w Warszawie 4730 $m^3 \cdot s^{-1}$ i w Tczewie 4220 $m^3 \cdot s^{-1}$



Ryc. 11.4. Maksymalne przepływy w czasie letnich powodzi opadowych w profilu podłużnym Wisły (wg Soja, Mrozek 1990)
Numery pod osią poziomą oznaczają lokalizację posterunków wodowskazowych (objaśnienia na ryc. 11.1).

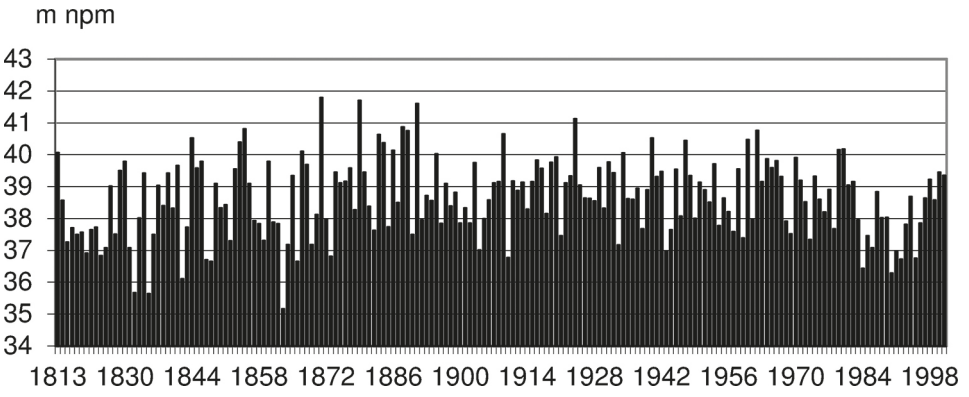
(Barczyk i in. 1999). Wzrost wysokości przepływów maksymalnych, wynikający z nakładania się fal Wisły i dopływów, ma miejsce najczęściej w Kotlinie Sandomierskiej (poniżej ujść Raby, Dunajca i Sanu). Kulminacyjne przepływy bywają zniekształcone przerwaniem wałów przeciwpowodziowych i tworzeniem się zastoisk wody na zawalu. W czasie letniej powodzi w 1934 r. w Kotlinie Sandomierskiej utworzył się zbiornik o powierzchni ponad 3000 km^2 (Lewakowski 1935).

Wielkie wezbrania roztopowe (ryc. 11.5) występują rzadziej niż opadowe, a przepływy maksymalne zawsze wzrastają z biegiem rzeki. W 1979 r. kulminacyjny przepływ Wisły w Sandomierzu wynosił 1290 m^3·s^{-1}, w Warszawie-Nadwilanówce 2550 m^3·s^{-1}, a w Tczewie aż 7020 m^3·s^{-1}. Zadecydowało o tym nałożenie się fali z Wisły z falą z roztopów w zlewni Bugu i Narwi. Wezbrania zatorowe występowały w przeszłości bardzo często. Wyprostowanie i uregulowanie koryta Wisły w ostatnich 150 latach oraz zanieczyszczenie termiczne i chemiczne wód spowodowały znaczne ograniczenie występowania zatorów, zwłaszcza w Kotlinie Oświęcimskiej i Sandomierskiej. Pojawiły się natomiast zatory śryżowe w cofkach zbiorników retencyjnych (Grześ, Banach 1983). Najwyższy obserwowany przepływ Wisły w Zawichoście osiągnął 7450 m^3·s^{-1}, a w Tczewie 8000 m^3·s^{-1}. Kulminacja w Zawichoście była wynikiem powodzi opadowej, a kulminacja w Tczewie powodzi roztopowej. Wielkość spływów jednostkowych w zlewni Wisły nawiązuje do układu hydrologicznego. W Nowym Bieruniu wodzie 1% odpowiada spływ jednostkowy 460 dm^3·s^{-1}·km^{-2}, w Sandomierzu 236 dm^3·s^{-1}·km^{-2}, w Warszawie już tylko 88 dm^3·s^{-1}·km^{-2}, a w Tczewie 47 dm^3·s^{-1}·km^{-2}.



Ryc. 11.5. Maksymalne przepływy w czasie powodzi roztopowych w profilu podłużnym Wisły (wg Soja, Mrozek 1990)
Numery pod osią poziomą oznaczają lokalizację posterunków wodowskazowych (objaśnienia na ryc. 11.1).

Reżim hydrologiczny Wisły uzależniony jest od zjawisk klimatycznych, na które w ostatnich dziesięcioleciach nakładają się wpływy antropogeniczne. W XX w. średni roczny odpływ z dorzecza Wisły nie wykazywał istotnych statystycznie tendencji (Fal 1993). Badania długich serii pomiarowych dokumentują brak takich tendencji odnośnie do powodziowości (Bartnik, Jokiel 2012) lub określają je jako okresowe fluktuacje (Górnik 2018). Badania zmian reżimu wezbraniowego prowadzono wielokrotnie, uzyskując dla całej Wisły i jej dużych dopływów ujemne współczynniki regresji dla wskaźników: wysokość, częstość i czas trwania wezbrań w latach 1901–1970 (Stachy, Nowak 1977). Bardzo zbliżone wyniki otrzymano, badając zmienność najwyższych rocznych przepływów w latach 1921–1992 (Stachy i in. 1996). W zlewniach średniej wielkości



Ryc. 11.6. Maksymalne roczne stany wody na Wiśle w Toruniu w latach 1813–2001 (wg Makowskiego, Tomczak 2002)

w karpackim dorzeczu Wisły również przeważają tendencje spadku wskaźników powodziowości (Soja 2002), widoczne jest natomiast systematyczne podnoszenie się przepływów minimalnych związane z funkcjonowaniem zbiorników retencyjnych w dorzeczu. Generalnie można przyjąć, że reżim hydrologiczny Wisły w XX w. cechował się spadkiem powodziowości, chociaż występowały wielkie, katastrofalne wezbrania, czasem w sąsiednich latach, przegrodzone 15–20-letnimi okresami bez większych powodzi (ryc. 11.6).

11.4. Przebieg prac regulacyjnych na Wiśle – skutki hydrologiczne

11.4.1. Górna Wisła

Prace regulacyjne na górnej Wiśle, pomijając wcześniejsze prace w rejonie Krakowa, rozpoczęto po 1840 r. i zintensyfikowano po wielkiej powodzi w 1884 r., prowadząc je jeszcze w drugiej połowie XX w. (Starkel 1982, Roszkowski, Hennig 1991, Plit, Warowna 2008) (ryc. 11.7). Rozpoczęte w drugiej połowie XIX w. i kontynuowane do lat 80. XX w. skracanie biegu Wisły poprzez ścinanie meandrów, przeprowadzone w Kotlinie Oświęcimskiej, a także poniżej Krakowa do ujścia Raby, miało na celu zwężenie koryta i zwiększenie jego głębokości oraz zwiększenie promienia zakoli rzeki. Zabiegi te miały doprowadzić do przekształcenia rzeki w drogę wodną. Równocześnie w całym biegu Wisły na przedpolu Karpat budowane były kamienne tamy poprzeczne (ostrogi), lokalnie podłużne, na wypukłych brzegach wymuszające zwężanie strefy nurtu. W drugiej połowie XX w. w karpackim odcinku rzeki wybudowano betonowe progi w żwirodennym korycie w celu ograniczenia erozji wgłębnej. W końcu XIX w. rozpoczęto w Kotlinie Oświęcimskiej budowę wałów przeciwpowodziowych po obu stronach Wisły, a w Kotlinie Sandomierskiej tylko po prawej stronie rzeki, dostosowując wzniesienie ich korony do maksymalnego stanu wody w rzece podczas katastrofalnej powodzi z 1813 r. (ryc. 11.8). Lewobrzeżną Wisłę od okolic Nowego Brzeska do Sandomierza obwałowano po powodzi z 1934 r. Później wały były podwyższane, lokalnie jeszcze po powodzi w 2010 r. Te obiekty kontynuują się nieprzerwanie od okolic Ustronia w Beskidzie Śląskim do ujścia Sanu (Roszkowski, Hennig 1991). Największe nasilenie prac regulacyjnych przypadło na lata 1890–1960. W latach 1920–1960 na dużą skalę wybierano aluwia z koryta rzeki (Starkel 1982, Klimek 1987).

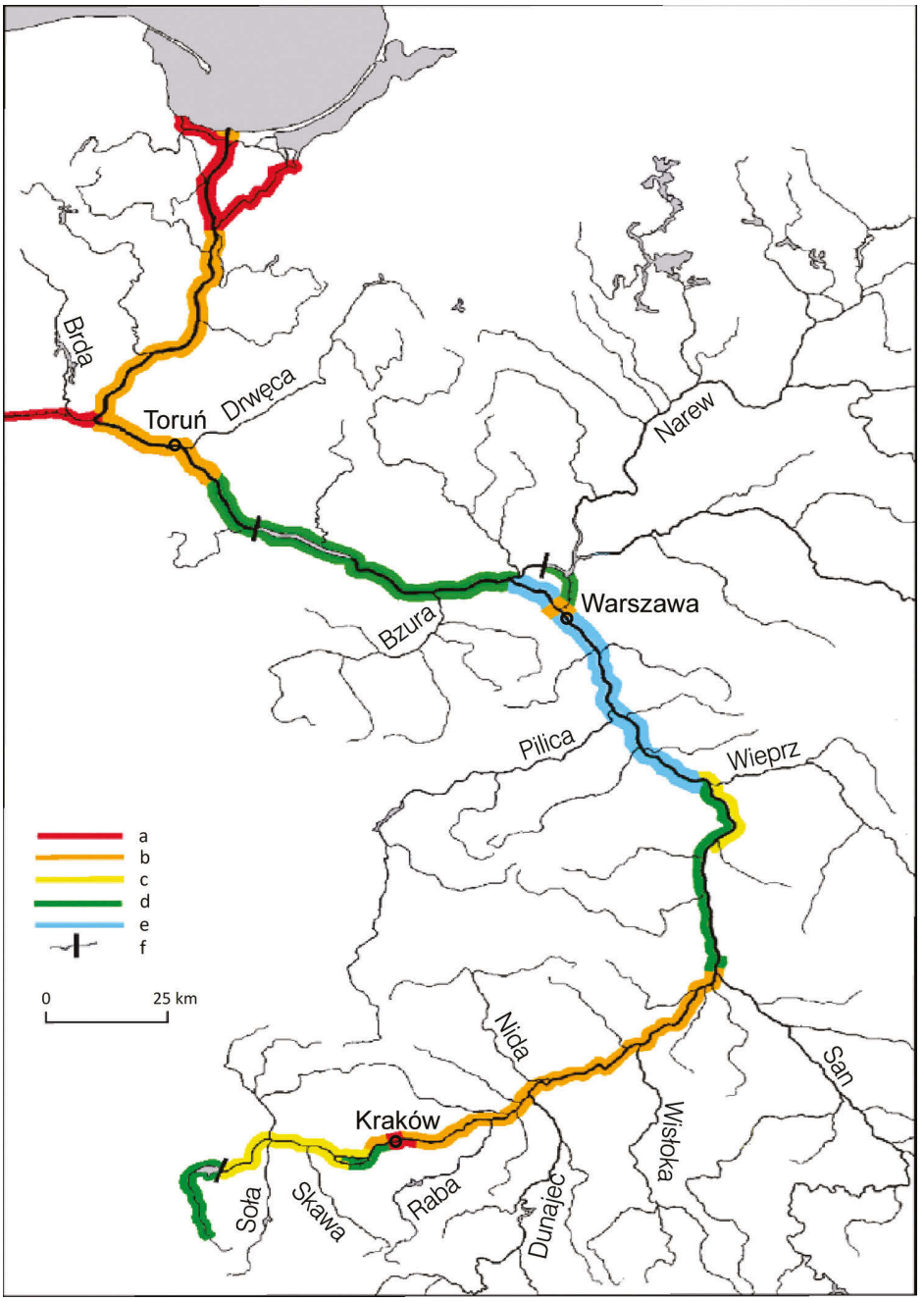
W wyniku regulacji długość koryta górnej Wisły (tylko na odcinku Goczałkowice–ujście Sanu) zmniejszyła się z 370 km do 298 km, czyli o 19,4% (Łajczak 1995a, 1999). Rzeka na całym jej odcinku w Kotlinie Oświęcimskiej została skrócona o 34,3 km (Czaja i in. 1993), w Kotlinie Sandomierskiej o 35,5 km (Trafas 1992), a w Bramie Krakowskiej o 2,2 km. W efekcie krętość górnej Wisły na przedpolu Karpat zmalała ze 148% do 126%, a między Goczałkowicami i Nowym Bieruniem nawet z 257% do 171%. Zmniejszyła się również szerokość koryta (lokalnie od dwóch do sześciu razy), zwiększyła średnia głębokość o 1–3 m (lokalnie w Krakowie o ponad 4 m) – także w wyniku nadbudowania

brzegów, co łącznie skutkowało zwiększeniem zwartości koryta, które uzyskało profil poprzeczny przypominający skrzynkowy (zmalał iloraz szerokości i średniej głębokości koryta) (Łajczak 1995a). Wybudowanie wałów przeciwpowodziowych w zbyt bliskim sąsiedztwie brzegów rzeki doprowadziło do radykalnego zwężenia strefy zatapiania powodziowego. O ile jeszcze do lat 30. XX w. strefa zalewania wodami powodziowymi Wisły osiągała lokalnie 20 km szerokości (Lewakowski 1935), to obecnie powyżej ujścia Przemszy osiąga tylko 150–400 m, a w dalszym biegu rzeki nie przekracza 800 m (Łajczak 1999).

Skrócenie biegu górnej Wisły i związane z tym zwiększenie spadku koryta, jak również jego pogłębienie i zamiana profilu poprzecznego na skrzynkowy, przy równoczesnym zwężeniu strefy zatapiania powodziowego (międzywale), wywołało łącznie skrócenie czasu koncentracji fal wezbraniowych, tendencję do wzrostu maksymalnych stanów wody podczas kolejnych wielkich wezbrań, skrócenie czasu występowania ponadpełnokorytowych stanów wody (tylko do kilku dni w roku) – czyli skrócenie czasu zatapiania równiny zalewowej w międzywalu (Łajczak 2007, 2012a, b, 2014a, b, Łajczak i in. 2006, 2008). Oznacza to, zależnie od oczekiwań społecznych, zmniejszenie lub zwiększenie zagrożenia powodziowego w dolinie górnej Wisły. Skutkiem takiej transformacji reżimu odpływu wezbraniowego są duże zmiany w transporcie materiału fluwialnego (ilość, granulometria) oraz w jego depozycji – i w konsekwencji zmiany w modelowaniu koryta i równiny zalewowej.

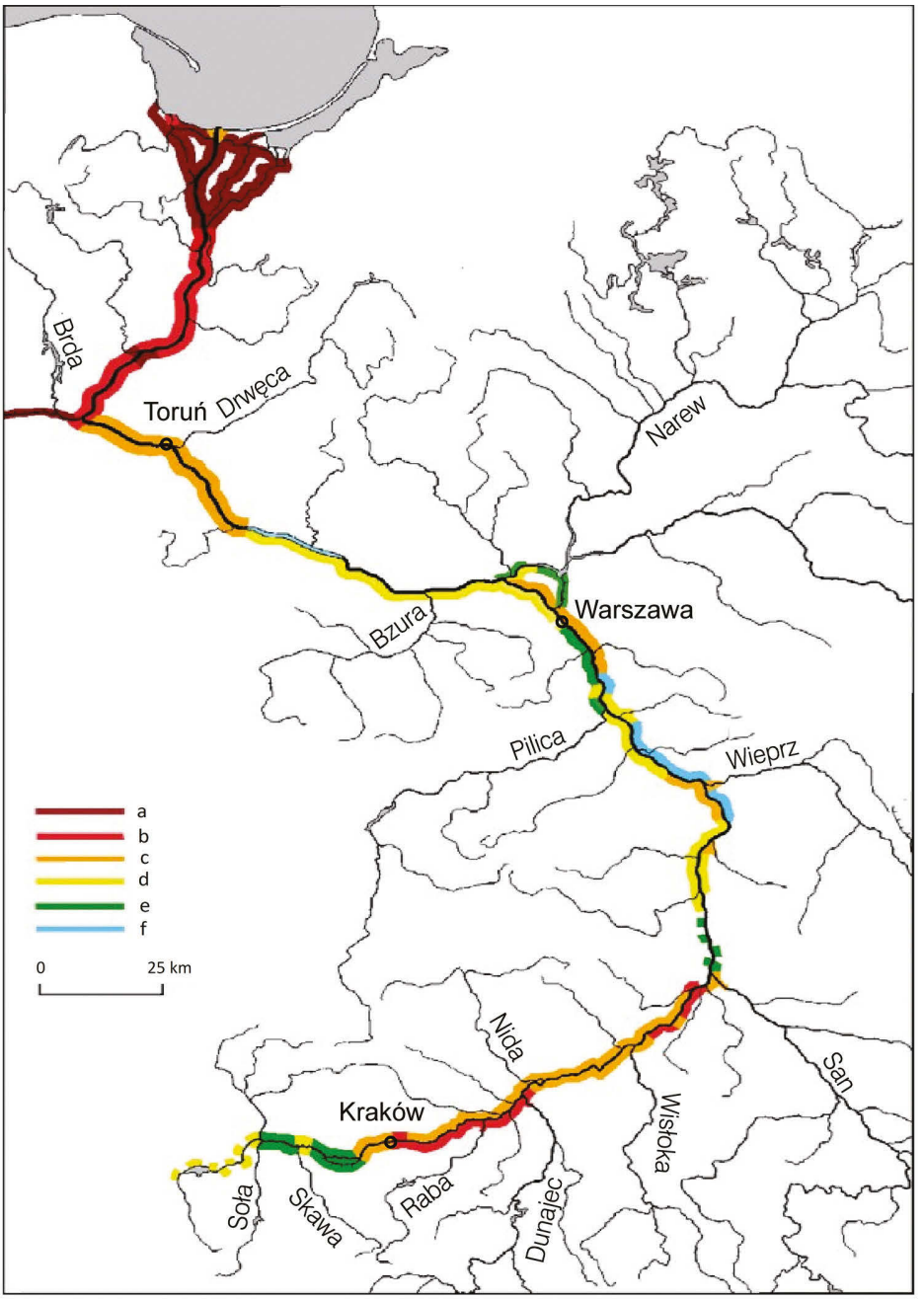
W beskidzkim odcinku Wisły, poniżej połączenia Białej Wisełki i Czarnej Wisełki, zbudowano w latach 1967–1973 na 9,3 km biegu rzeki (wg oficjalnego kilometrażu na 96,9 km Małej Wisły) zaporę wodną typu ziemnego z ekranem żelbetowym, którą oddano do eksploatacji w 1974 r. Długość zapory w koronie wynosi 271 m, a wysokość maksymalna 36,5 m (wysokość piętrzenia 34 m). Powyżej zapory został utworzony zbiornik retencyjny Wisła Czarne (Jezioro Czerniańskie) o powierzchni 0,38 km^2 i całkowitej pojemności 5,1 hm^3. Powierzchnia zlewni zbiornika (po zaporę) wynosi 30 km^2. Na Małej Wiśle, w jej przedgórskim biegu w Kotlinie Oświęcimskiej, zbudowana została w latach 1950–1956 na 63,4 km biegu rzeki (lub na 42,8 km) zapora ziemna z ekranem iłowym o długości 3 km i wysokości korpusu do 17 m (wysokość piętrzenia 14 m). Powyżej zapory powstał Zbiornik Goczałkowicki o powierzchni 32 km^2 i całkowitej pojemności 166,8 hm^3, którego zlewnia ma powierzchnię 532 km^2. Wzdłuż prawego niskiego brzegu zbiornika zbudowano zaporę boczną o długości 10,5 km i średniej wysokości 3,2 m (Hennig i in. 1991), a na lewym lessowym brzegu lokalnie zostały wyłożone płyty betonowe w celu zahamowania erozji brzegowej (Łajczak 1988, 2003a).

Na górnej Wiśle, poniżej ujścia Przemszy, w przeszłości planowano wybudowanie 16 niskich stopni wodnych (Jędrysik, Rusak 1982, Hennig 1991). W odcinku rzeki w rejonie Krakowa z sześciu planowanych obiektów oddano do eksploatacji w latach 50.–80. XX w. cztery (Łączany, Kościuszko, Dąbie, Przewóz), które jako jedyne stanowią zrealizowaną część dawnego programu kaskady górnej Wisły, a razem ze stopniem wodnym „Włocławek" na dolnej Wiśle część takiego



Ryc. 11.7. Regulacja koryta Wisły

Prace wykonane: a – przed 1850 r., b – w latach 1850–1900, c – 1900–1950, d – 1950–2000, e – lokalnie w różnych okresach, f – zapory wodne na Wiśle



Ryc. 11.8. Obwałowania koryta Wisły
Prace wykonane: a – przed 1800 r., b – w latach 1800–1850, c – 1850–1900, d – 1900–1950, e – 1950–2000, f – lokalnie w różnych okresach

programu dotyczącego całego biegu rzeki. Stopnie wodne w krakowskim odcinku Wisły to konstrukcje betonowe o wysokości piętrzenia 3–7 m.

11.4.2. Środkowa Wisła

Plany regulacji środkowej Wisły, chociaż opracowane dla wybranych fragmentów rzeki już w końcu XIX w., doczekały się częściowej realizacji dopiero po 1945 r. Według projektu J. Wierzbickiego (1985) regulacja całego biegu tego odcinka rzeki miała polegać na wytyczeniu trasy regulacyjnej o przebiegu meandrowym. Projekt ten nie został w pełni zrealizowany. Całkowicie zaniechano planowanej w latach 70. XX w. kaskadyzacji środkowego odcinka Wisły.

W środkowej Wiśle zmiany geometrii koryta, z uwagi na późno rozpoczęte i niekompletne prace regulacyjne, nie są tak znaczne jak w przypadku górnego biegu rzeki. W Małopolskim Przełomie Wisły zaznacza się nadal trwające wypłycanie koryta, które od początku XX w. osiągnęło 1 m. W dalszym biegu rzeki, w rejonie Warszawy, koryto zostało już pogłębione, lokalnie o ponad 2 m (Łajczak 1995a). Obwałowanie rzeki zawęziło strefę zatapiania powodziowego, nie skróciło jednak czasu trwania tego zjawiska. Obecnie średni czas zatapiania międzywala Wisły w Zawichoście wynosi 26 dni w roku, a w Puławach 10 dni (Łajczak 2007). W tym odcinku dna doliny nie zdołano więc zmniejszyć ryzyka powodzi. W dalszym biegu środkowej Wisły czas zatapiania strefy międzywala także nie uległ większym zmianom. Długo trwający czas wylewów Wisły umożliwia wzmożoną depozycję pozakorytową, zwłaszcza w dnie przełomowego odcinka doliny (Łajczak 1999).

11.4.3. Dolna Wisła

Ze względu na stopień zagospodarowania dolna Wisła składa się z czterech pododcinków: a – częściowo uregulowanego – powyżej Zbiornika Włocławskiego, b – zbiornika zaporowego Włocławek, c – częściowo uregulowanego – od stopnia piętrzącego we Włocławku do ujścia Tążyny, d – uregulowanego – poniżej ujścia Tążyny (Babiński 1990, Banach 1998). Prace regulacyjne na dolnej Wiśle rozpoczęto w latach 1835–1855, głównie na obszarze delty. Kompleksowa, pełna regulacja odcinka „d" koryta została wykonana w latach 1880–1892 po serii wielkich powodzi. Natomiast powyżej ujścia Tążyny, regulacja wykonana została fragmentarycznie, głównie w latach 60. XX w., a powyżej Płocka również w latach 80. tego stulecia. Regulacja doprowadziła do zwężenia i jednocześnie pogłębienia się koryta głównego. Między Modlinem a Płockiem (odcinek „a") na zabudowę hydrotechniczną składają się przede wszystkim ostrogi i tamy równoległe na wklęsłych łukach koryta oraz przetamowania koryt bocznych. Odcinek koryta Wisły od Płocka do Włocławka został zamieniony w zbiornik retencyjny utworzony przez stopień wodny we Włocławku.

W XX w. w wymienionych pododcinkach Wisły zaszły następujące pionowe zmiany koryta rzeki (Łajczak 1995a): a – wypłycenie koryta poniżej ujścia Narwi (do ok. 0,7 m), a niżej nieznaczne pogłębienie, b – najpierw nieznaczne pogłębienie, a po 1969 r. wypłycenie, zwłaszcza w górnej części cofki, c – pogłębienie, nasilone po 1969 r., d – pogłębienie średnio do 1,0–1,5 m, tylko w pododcinku ujściowym zachodzi wypłycanie koryta (rozwój nowej delty, wydłużanie pododcinka koryta).

Stopień wodny „Włocławek" został zaprojektowany jako jeden z elementów kaskady dolnej Wisły, którą miało tworzyć od 7 do 9 zapór (Jędrysik, Rusak 1982). W ramach tego projektu w tym odcinku rzeki został oddany do użytku w 1969 r. tylko ten stopień wodny. Obiekt ten jest budowlą o długości 1200 m, składającą się z pięciu elementów: ziemnej zapory czołowej, jazu, elektrowni wodnej o mocy 160 MW, przepławki dla ryb, śluzy żeglugowej i zapory bocznej na lewym brzegu Wisły. Zapora o wysokości piętrzenia 11,3 m (674,85 km biegu Wisły) utworzyła największy w Polsce zbiornik retencyjny o powierzchni 75 km^2, długości 57 km, średniej szerokości 1,2 km, średniej głębokości 5,5 m; jest to drugi pod względem pojemności całkowitej zbiornik w kraju (po Solinie) – 408 hm^3. Powierzchnia dorzecza zbiornika (po zaporę) wynosi 171 250 km^2 (Gierszewski 2018), co stanowi 55% terytorium Polski. Stopień wodny we Włocławku jest trzecim obiektem hydrotechnicznym na Wiśle pod względem wysokości piętrzenia, po zaporach Wisła Czarne i Goczałkowice.

Na częściowo uregulowanym, o zmiennej szerokości trasy regulacyjnej, odcinku koryta Wisły od zapory we Włocławku do ujścia Tążyny, funkcjonują ostrogi, przetamowania koryt bocznych oraz 8 tam podłużnych (Habel 2013). Szerokość trasy regulacyjnej dla pododcinka Wisły rozciągającego się od ujścia Tążyny do ujścia do morza została określona na 375 m, a początkowo do ujścia Drwęcy na 350 m. Regulację przeprowadzono za pośrednictwem ostróg rzecznych, głównie prostopadłych do brzegów koryta z prostym lub nieznacznie krętym przebiegiem trasy (Babiński, Habel 2012). Współczesne koryto dolnej Wisły na odcinkach uregulowanych ma szerokość 300–400 m, które za Z. Babińskim (1990) można nazwać korytem ograniczonego meandrowania. Prace regulacyjne przyczyniły się do transformacji koryta z roztokowego, z licznymi łachami piaszczystymi i kępami, w niemal prostoliniowy typ koryta z naprzemianległym układem łach skośnych. Transformacji koryta towarzyszyło obniżenie jego dna w strefie regulacyjnej, a także spłycenie obszarów między ostrogami, które z czasem przekształciły się w nowy poziom zalewowy. Transformacja ta następowała także dzięki zmianom w transporcie rumowiska klastycznego, w tym przede wszystkim rumowiska wleczonego. Warunki żeglugowe w uregulowanym pododcinku dolnej Wisły (poniżej ujścia Tążyny) zaczęły ulegać pogorszeniu po około 50 latach od rozpoczęcia głównych prac regulacyjnych, kiedy po uformowaniu się nowego poziomu zalewowego coraz bardziej utrudniona stawała się akumulacja nadmiaru rumowiska wleczonego, dostarczanego z wyżej położonego pododcinka koryta rzeki, gdzie następuje pogłębianie koryta poniżej zapory Zbiornika Włocławskiego.

11.4.4. Funkcje urządzeń piętrzących Wisłę – zmiany w odpływie

Zapory wodne na górnej Wiśle (Wisła Czarne, Goczałkowice) należą do wielofunkcyjnych. Celem pierwszego z tych obiektów jest wyrównywanie przepływów Małej Wisły dla potrzeb wodociągu Wisła–Ustroń–Goleszów oraz ochrona przed powodzią doliny rzeki w obrębie Wisły i Ustronia. Funkcją drugiego obiektu jest wyrównywanie przepływów rzeki dla potrzeb grupowego wodociągu Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego, z zapewnieniem stałego przerzutu wody do pobliskich stawów rybnych, a także ochrona doliny przed powodzią (Hennig i in. 1991). Średni przerzut wody ze zbiornika Goczałkowice do Katowic wynosi 4,8 $m^3 \cdot s^{-1}$ (Roszkowski 1991), czyli ponad połowę średniego przepływu Wisły powyżej zbiornika. Zbiorniki zaporowe Wisła Czarne i Goczałkowice dysponują rezerwą powodziową – odpowiednio 2,1 i 45,4 hm^3 (Roszkowski, Hennig 1991); drugi z tych zbiorników skutecznie spełnia funkcję przeciwpowodziową, obniżając w przekroju zaporowym przepływ 750 $m^3 \cdot s^{-1}$ do 22 $m^3 \cdot s^{-1}$, co jest jednym z elementów osłony przeciwpowodziowej Krakowa (Hennig i in. 1991, Punzet 1991).

Zadaniem planowanej w przeszłości kaskady górnej Wisły poniżej ujścia Przemszy, gdzie brano pod uwagę budowę 16 niskich stopni wodnych (Jędrysik, Rusak 1982, Hennig 1991), miało być m.in. przygotowanie rzeki do roli drogi wodnej. Koncepcja ta częściowo nawiązywała do idei utworzenia Kanału Małopolskiego, w zmieniającym się zakresie formułowanej w pierwszych czterech dekadach XX w. Obecnie Wisła jest przygotowana do pełnienia roli drogi wodnej tylko w rejonie Krakowa w obrębie podpiętrzeń stopni wodnych Łączany, Kościuszko, Dąbie, Przewóz. Innym celem pierwszego z tych obiektów, piętrzącego Wisłę do 7 m, było zaopatrywanie w wodę elektrowni w Skawinie. Ten stopień wodny jest połączony z elektrownią kanałem Łączany–Skawina, który według założeń miał ułatwiać dostawę węgla kamiennego z Górnego Śląska. Zadaniem stopnia wodnego Dąbie w centrum Krakowa jest także wyhamowanie erozji wgłębnej w korycie Wisły.

Stopień wodny we Włocławku w planach miał być obiektem wielozadaniowym, spełniającym funkcję energetyczną, żeglugową i przeciwpowodziową, miał także stanowić źródło zaopatrzenia w wodę dla rolnictwa i przemysłu. Obecnie jest on wykorzystywany przede wszystkim w celach energetycznych. Mniejsze znaczenie ma funkcja rekreacyjna i w niewielkim zakresie, z powodu małej pojemności użytkowej zbiornika, funkcja przeciwpowodziowa.

Funkcjonowanie stopnia wodnego we Włocławku w zróżnicowanym stopniu wpłynęło na transformację przepływów Wisły. W związku z małą pojemnością retencyjną zbiornika oraz jego hydroenergetyczną funkcją przebieg średnich miesięcznych przepływów poniżej zapory nie uległ zmianie w stosunku do rzeki powyżej cofki. Te same przyczyny są powodem bardzo ograniczonego oddziaływania zbiornika na redukcję przepływów wezbraniowych. Podporządkowanie przepływu wody funkcji hydroenergetycznej stopnia wodnego spowodowało również niewielkie obniżenie przepływów niżówkowych. Praca hydroelektrowni w systemie szczytowym była do 2002 r. przyczyną dużego przekształcenia cech

charakteryzujących zmienność przepływu. Zwiększyła się liczba okresów o przepływach większych i mniejszych od przepływów granicznych wyznaczonych w oparciu o wartości 75 i 25 percentyla. Wyraźnie większe było również tempo wzrostów i spadków przepływu oraz liczba zmian tendencji przepływu w ciągu roku. Zmiana sposobu eksploatacji hydroelektrowni na przepływowo-interwencyjny wpłynęła na zmniejszenie stopnia transformacji większości cech reżimu przepływu Wisły poniżej stopnia wodnego (Gierszewski 2018).

11.5. Zmiany układu i kształtu koryta Wisły w ostatnich 250 latach

Na rozwój koryta Wisły w ciągu ostatnich 250 lat wpływ wywierały zmiany w transporcie materiału klastycznego związane z rozpoczętym wcześniej wylesianiem obszarów źródłowych dopływów i zwiększaniem areału upraw roślin okopowych, a także w wyniku zmian klimatu (mała epoka lodowa) (Falkowski 1967, Sokołowski 1982, Łajczak 1995a, Pożaryski, Kalicki 1995). Istotny okazał się także upadek tzw. małej retencji w dorzeczu (Falkowski 1967), co było jednym z czynników zwiększających dynamikę szybkiego odpływu powierzchniowego. Od XIX w. zmiany w układzie koryta Wisły były również związane z szybką urbanizacją i industrializacją niektórych obszarów w dorzeczu – i przede wszystkim z rozpoczętą wtedy regulacją koryta rzeki i jej dopływów, zwłaszcza karpackich (Babiński, Klimek 1990, Macklin, Klimek 1992, Łajczak 1995a, 2006, Łajczak i in. 2006, 2008, Babiński 2009, Babiński i in. 2010). Bezpośredni wpływ człowieka na modelowanie koryta Wisły rozpoczął się w tamtym stuleciu jako efekt prób jego udrożnienia poprzez prace regulacyjne, mające na celu uspławnienie rzeki jako planowanej drogi wodnej. Po 1945 r. zapoczątkowano kaskadyzację Wisły, projekt ten jednak został częściowo zrealizowany. Skutki zmian w pokryciu i użytkowaniu ziemi w dorzeczu zaznaczyły się w całym biegu koryta Wisły. Efekty prac regulacyjnych koryta rozpoczętych wzdłuż Wisły w różnym czasie i przeprowadzonych w zróżnicowanym zakresie nie uwidoczniły się w tym samym stopniu w górnym, środkowym i dolnym biegu rzeki.

11.5.1. Górna Wisła

Wisła na przedpolu Karpat była do XVI w. na całej długości rzeką o krętym korycie. Krętość Wisły była, podobnie jak współcześnie, największa w Kotlinie Oświęcimskiej i zmniejszała się w kierunku ujścia Sanu. Uwarunkowania antropogeniczne i klimatyczne w czasie małej epoki lodowej doprowadziły do zasadniczych zmian w ukształtowaniu i biegu koryta rzeki (Łajczak 1995a). W wyniku wzrostu dynamiki odpływu promień meandrów Wisły zwiększył się około dwukrotnie do 100 m koło Goczałkowic, 400 m poniżej ujścia Soły, 600 m w rejonie Krakowa, 1300 m poniżej ujścia Dunajca i 1700 m poniżej ujścia Wisłoki. W podobnym zakresie zwiększyła się szerokość koryta rzeki, która osiągnęła we wspomnianych jego fragmentach odpowiednio: 20 m, 80 m, 100 m, 200 m, 300 m. Średnia

głębokość koryta zmniejszyła się o 1/3–1/2 odpowiednio do: 1,5 m, 2,0 m, 2,5 m, 2,0 m, 2,0 m. Uformowane zostało szerokie i płytkie kręte koryto Wisły z licznymi odsypami, udokumentowane na mapach z lat: 1737, 1779–1782, 1785, 1804, 1810, 1817, 1839, 1855, a także pokazane na ilustracjach dawnego Krakowa (np. rozległa łacha pod Wawelem przy rozwidleniu dwóch dawnych odnóg rzeki: Starej Wisły i Zakazimierki – panorama Krakowa z 1604 r.). W wyniku częstych (zanotowanych zwłaszcza od schyłku XV w.) wielkich wezbrań na górnej Wiśle większość dawnych zakoli rzeki poniżej ujścia Dunajca została odcięta i całkowicie wypełniona osadami, czego konsekwencją była zamiana tego odcinka rzeki z meandrowego na lekko kręte (Sokołowski 1982, Łajczak 1995a). W innych fragmentach Wisły, w rozszerzeniach doliny, uformowane zostały relatywnie duże zakola, np. w Kotlinie Oświęcimskiej powyżej ujścia Pszczynki, koło Spytkowic, w Bramie Krakowskiej poniżej Piekar, w Kotlinie Sandomierskiej koło Słupca.

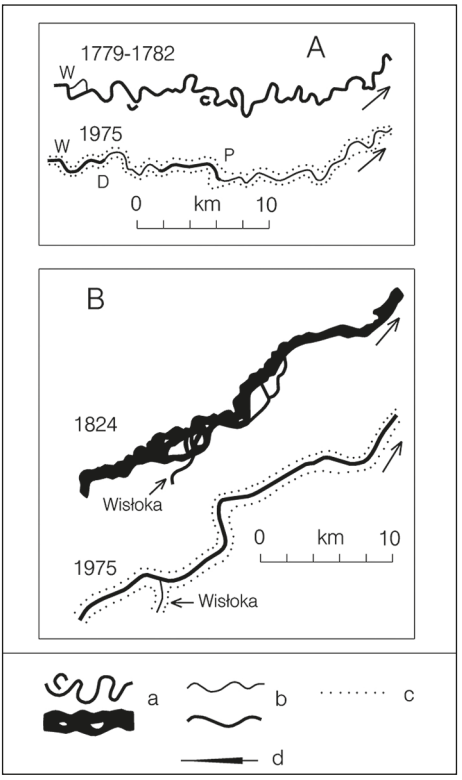
Do XIX w. koryto Wisły do ujścia Raby zachowało bardzo kręty bieg. Pod tym względem wyróżnia się odcinek rzeki w Kotlinie Oświęcimskiej, gdzie w XVIII w. jej krętość przekraczała 200%, co uwarunkowane jest subsydencją podłoża południowej części kotliny (koryto anastomozujące Wisły obecnie w zasięgu cofki Zbiornika Goczałkowickiego), a także stabilnym zasilaniem rzeki wodami gruntowymi wysączającymi się z plejstoceńskiego stożka napływowego Wisły oraz ze stożków Iłownicy, Białej Bielskiej i przede wszystkim z rozległego stożka Soły. Do chwili obecnej także w Kotlinie Sandomierskiej fragmenty koryta Wisły sąsiadujące ze stożkami napływowymi Raby i Dunajca mają większą krętość niż sąsiednie odcinki rzeki.

W wyniku zapoczątkowanej w drugiej połowie XIX w. regulacji koryta górnej Wisły zaszły duże zmiany w jego ukształtowaniu (Łajczak 1995a). Koryto zostało skrócone o 19,4% (na odcinku od Goczałkowic do ujścia Sanu z 370 km do 298 km), z czego w Kotlinie Oświęcimskiej o 34,3 km i w Kotlinie Sandomierskiej o 35,5 km (Trafas 1992, Czaja i in. 1993, Łajczak 1995a, 1999). Koryto zostało na przeważającej długości pogłębione, w odniesieniu do wcześniej wskazanych fragmentów koryta o: 3,5 m, 3,0 m, 3,5 m, 2,5 m, 1,0 m. Lokalne wypłycenie koryta o 1,5 m nastąpiło tylko powyżej ujścia Przemszy. Szerokość koryta została zmniejszona od dwóch do sześciu razy i jest zbliżona lub nieco większa niż przed XVI w. Miąższość osadów zakumulowanych w wyniku sedymentacji przykorytowej łącznie z osadami budującymi wały przykorytowe generalnie wzrasta z biegiem górnej Wisły, do ujścia Dunajca, do około 3 m, a dalej maleje do 1,5 m. Koryto uzyskało skrzynkowy profil poprzeczny ułatwiający większą prędkość przepływu, co umożliwia transport materiału klastycznego na większe odległości i jednocześnie kontynuację erozji wgłębnej w korycie. Lokalnie zmiany w ukształtowaniu koryta wywołuje spiętrzenie wód przez stopnie wodne i w większym stopniu przez zaporę w Goczałkowicach. Pomimo zasygnalizowanych zmian koryto górnej Wisły należy uznać za kręte (spadek od końca XIX w. ze 148% do 126%). Rozmiary skrócenia i zwężenia koryta Wisły na skutek prac regulacyjnych ilustrują przykłady z okolic ujścia Raby i Wisłoki (ryc. 11.9), a zmiany w jego profilu poprzecznym przykłady z posterunków wodowskazowych w Goczałkowicach

i Sandomierzu (ryc. 11.10). W karpackim odcinku Wisły, pomijając zmiany powstałe w wyniku wybudowania zapory Wisła-Czarne, antropogeniczne przekształcenia koryta należy uznać za niewielkie.

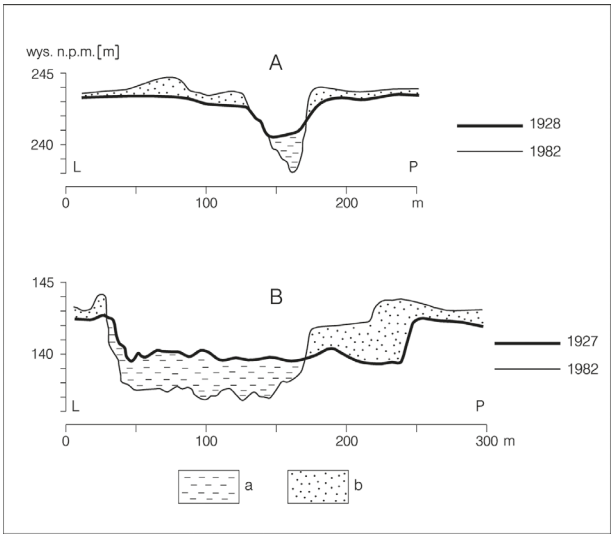
11.5.2. Środkowa Wisła

Morfologia koryta środkowej Wisły ulegała, udokumentowanym kartograficznie w XIX i XX w., etapowym zmianom po wielkich powodziach oraz w wyniku prac regulacyjnych prowadzonych w górnym odcinku Wisły i w dolnych odcinkach dopływów karpackich, a od XX w. także w Wiśle poniżej ujścia Sanu. Zmiany w korycie początkowo zaznaczały się wielkością ziaren deponowanych osadów, a następnie zmianą jego rozwinięcia z krętego głębokiego w szerokie płytkie (Falkowski 1967, 1982). Rzeka osadzała łachy, tworzyła wyspy, szeroko się rozlewała. Meandrująca od początku holocenu Wisła w jej środkowym biegu przekształciła się na przełomie XVIII i XIX w. w rzekę roztokową; w odcinku przełomowym przez Wyżyny Polskie szerokość koryta meandrowego wynosiła około 150 m, a później roztokowego 850 m. Przeciążona rumowiskiem roztokowa Wisła wcięła się na przełomie XVIII i XIX w. w powierzchnię równiny zalewowej, uformowanej przez rzekę meandrującą, budując najmłodszy element dna doliny – terasę współczesną (Falkowski 1967). Późniejsza agradacja w korycie spowodowała podniesienie szerokiej strefy korytowej, w przełomie szacowana średnio na 1,2 m, co wywołało w warunkach średnich i niskich stanów wody w Wiśle utrudnienia w bocznym dopływie wód. Strefy zatorogenne w korycie środkowej Wisły (zatory lodowe) pokrywają się z miejscami, gdzie podłoże budują utwory skalne o większej odporności na rozmywanie (Falkowski, Popek 2000, Falkowski 2007).



Ryc. 11.9. Zmiany biegu koryta Wisły poniżej centrum Krakowa (A) i poniżej ujścia Wisłoki (B) w wyniku prac regulacyjnych (wg Łajczak 1995a)
a – koryto Wisły według mapy z lat 1779–1782 (A) i z 1824 r. (B), b – aktualny bieg koryta, c – wały przeciwpowodziowe, d – spiętrzenia Wisły powyżej stopni wodnych: D – Dąbie, P – Przewóz, W – Wawel

Zabudowa koryta Wisły systemem ostróg, tam podłużnych i przetamowań doprowadziła do zwężenia koryta średniej wody, co ilustruje przykład z okolic



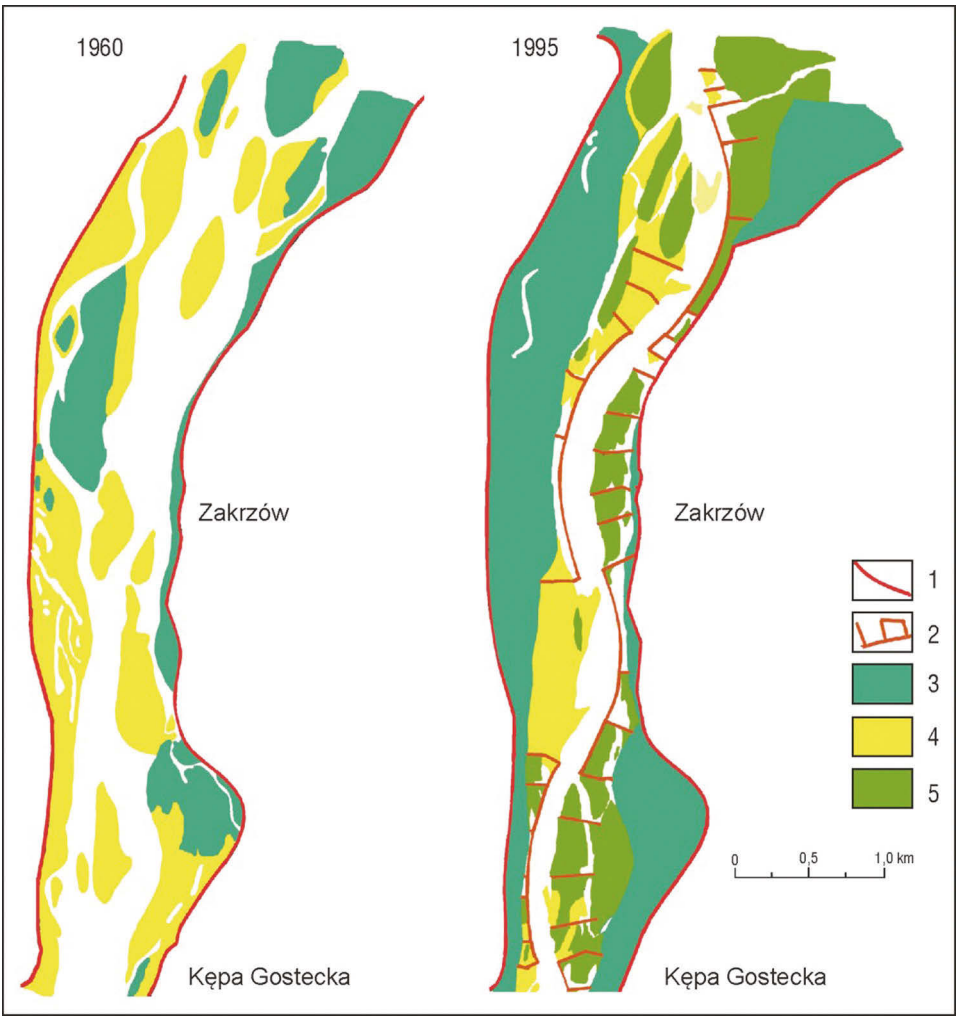
Ryc. 11.10. Zmiany profilu poprzecznego koryta Wisły w sąsiedztwie posterunku wodowskazowego w Goczałkowicach (A) i Sandomierzu (B) w wyniku prac regulacyjnych (wg Łajczak 1995a)

Podano lata, kiedy była wykonana pierwsza i ostatnia niwelacja koryta (przed 1995 r.). Brzegi rzeki: L – lewy, P – prawy. a – pogłębienie koryta, b – nadbudowanie brzegów koryta i równiny zalewowej

Zakrzowa (ryc. 11.11). Szerokość trasy regulacyjnej wynosi przeciętnie od 150 m do 250 m. Jednocześnie zbudowanie wałów przeciwpowodziowych, których przebieg pokrywa się w zasadzie z granicą współczesnej terasy zalewowej, spowodowało podniesienie poziomu przepływu wielkich wód. Zmiany te wyeksponowały znaczenie dla współczesnej morfogenezy doliny Wisły ukształtowania powierzchni podłoża aluwiów. Występowanie w korycie naturalnych, związanych z budową geologiczną, tendencji do koncentracji linii nurtu wielkich wód jest przyczyną powtarzających się awarii budowli regulacyjnych i ochrony przeciwpowodziowej. Przerwania wałów, jakie miały miejsce w czasie powodzi w 2010 r., nastąpiły w miejscach, gdzie powierzchnia równiny zalewowej nosi ślady erozji skoncentrowanych przepływów z okresu przed wybudowaniem wałów (Wierzbicki i in. 2018).

W korycie środkowej Wisły wyróżnia się odcinek Wisły warszawskiej – od Siekierek do Łomianek, gdzie podłoże aluwiów tworzy wydłużoną kulminację (Falkowski 1990, 2006, 2007, Falkowski, Ostrowski 2015). Na odcinku zwężenia holoceńskiej równiny zalewowej, nazywanej gorsetem warszawskim, między Portem Praskim a Portem Żerańskim, trudno rozmywalne iły plioceńskie przykryte rezydualnym brukiem odsłaniają się w dnie koryta, np. w tzw. progu żoliborskim, gdzie tworzy się bystrze, stanowiące utrudnienie dla żeglugi od XVII w. (Kowalski i in. 2018).

Regulacja koryta poniżej przełomu przez Wyżyny Polskie, która prowadzona była odcinkowo, spowodowała ograniczenie swobody procesów fluwialnych.



Ryc. 11.11. Zmiany koryta i równiny zalewowej w międzywalu Wisły w przełomie przez Wyżyny Polskie koło Zakrzowa związane z regulacją rzeki
a – wały przeciwpowodziowe, b – inne konstrukcje regulacyjne, c – odsypy zarośnięte przed 1960 r. (kępy) i w 1995 r., d – odsypy aktywne, e – odsypy zarośnięte po nowych pracach regulacyjnych. Rycina pokazuje, jak dużej stabilizacji uległa strefa międzywala Wisły

Szerokość trasy regulacyjnej stanowi na niektórych odcinkach tylko 1/3 szerokości koryta średniej wody sprzed regulacji, a w innych odcinkach rzeki przekracza nawet 1,5 km. W rejonie Warszawy regulacja doprowadziła do zwężenia koryta z około 340 do 220 m, co razem z eksploatacją kruszywa z dna koryta spowodowało obniżenie dna, szacowane dla rejonu wodowskazu Nadwilanówka na ponad 2 m w ciągu 62 lat (Łajczak 1995a, Żelaziński i in. 2005).

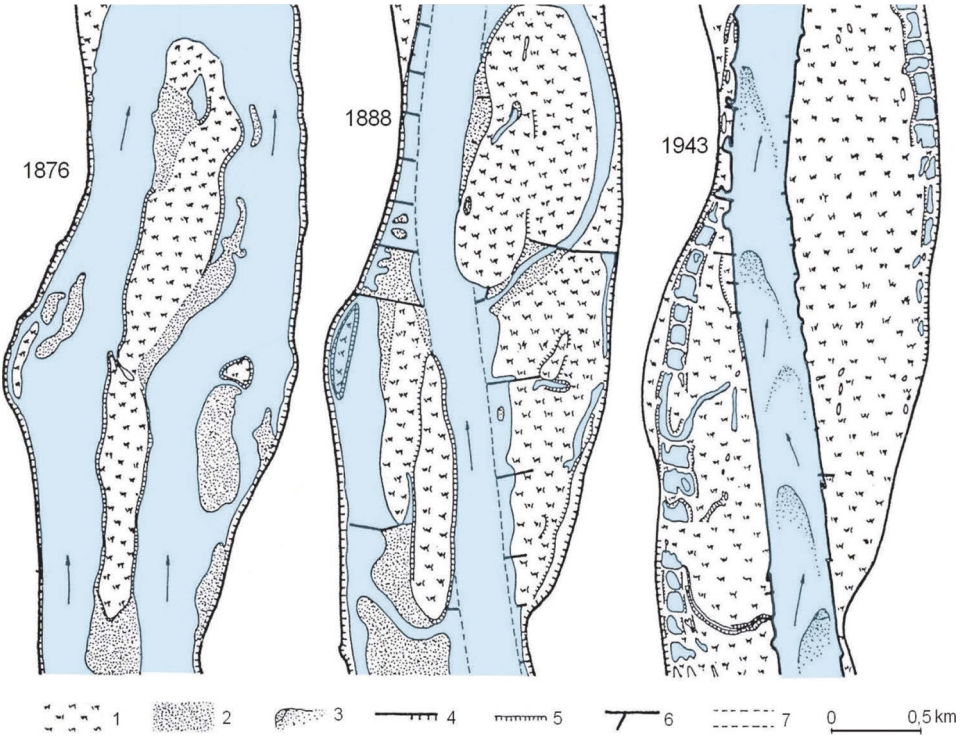
11.5.3. Dolna Wisła

Zmiany w pokryciu i użytkowaniu ziemi w dorzeczu Wisły zapoczątkowane jeszcze przed XIX w. skutkowały wzrostem wielkości i częstotliwości wezbrań oraz wzmożoną dostawą materiału ze stoków do koryt cieków, co jeszcze w dolnym biegu rzeki dawało impuls do transformacji koryta w roztokowe. Stawało się ono coraz szersze, z licznymi łachami piaszczystymi (mieliznami), oddzielonymi ramionami bocznymi. Ten typ koryta dolnej Wisły zachował się do chwili obecnej powyżej Zbiornika Włocławskiego. Na skutek tej transformacji Wisła, uznawana w średniowieczu za czołową europejską rzekę żeglowną, z czasem zatraciła swoje znaczenie. Odwrócenie się od Wisły jako szlaku żeglugowego nastąpiło z chwilą zastosowania silników parowych, które dawały statkom większe zanurzenie, co wraz ze spłycaniem się koryta coraz bardziej utrudniało nawigację. Do czasu przeprowadzenia szerzej zakrojonych prac regulacyjnych w XIX w. koryto dolnej Wisły miało charakter młodej rzeki roztokowej, której dolina wykorzystywała starsze formy o genezie glacjalnej (Falkowski 1975). Nieco inny pogląd wyrazili Z. Babiński i K. Klimek (1990), którzy stwierdzili, że w odcinku rzeki od Warszawy do Torunia koryto wykazywało wtedy cechy roztokowo-anastomozujące. Przeważały odcinki charakterystyczne dla krętej rzeki roztokowej o bardziej lub mniej rozwiniętej roztokowości. Wielokorytowy system anastomozujący, który tworzyły zazwyczaj 2 lub 3 koryta, funkcjonował natomiast lokalnie.

Rozwój koryta dolnej Wisły po regulacji przeprowadzonej w byłym zaborze pruskim w latach 1835–1907 był przedmiotem opracowań A. Tomczak (1971), L. Koca (1972), J. Makowskiego (1997) oraz L. Andrzejewskiego i W. Juśkiewicza (2003). Plany regulacyjne zakładały skanalizowanie nurtu w głównym korycie roztokowym Wisły przez budowę tam bocznych, a także odcięcie opaskami zasilania w korytach bocznych. Plany regulacyjne wielokorytowego systemu anastomozującego Wisły, ustalone na niską wodę roczną, zakładały utworzenie koryta rzecznego o szerokości 375 m i głębokości przy najniższych stanach wody 1,3 m. Założenia te, mimo wykonania na wielką skalę kosztownych prac regulacyjnych, nie zostały zrealizowane. Po przeprowadzeniu w XIX w. i w różnych latach XX w. regulacji koryta dolnej Wisły układ roztokowo-anastomozujący podlegał w różnym stopniu przekształceniu. Tam, gdzie regulacja została przeprowadzona częściowo, np. poniżej Warszawy, układ roztokowo-anastomozujący przetrwał do dzisiaj. Poniżej zapory we Włocławku przekształcenia koryta są bardzo duże. Badania Z. Babińskiego (1992, 2002), a ostatnio również B. Habla (2013) wykazały, że roztokowo-anastomozujące koryto przekształciło się na odcinku 20 km poniżej zapory (Włocławek–Bobrowniki) w koryto o przebiegu wyprostowanym. Poniżej Bobrownik zachowało ono charakter roztokowy, a podczas wysokich stanów wody anastomozujący. W związku z tym, że poszczególne koryta są oddzielone wyspami, a nie jak w przypadku rzek typu anastomozującego – głównie obszarami międzykorytowymi, to zdaniem Gierszewskiego i in. (2015) bardziej trafne jest zaklasyfikowanie odcinków Wisły powyżej cofki zbiornika i poniżej zapory we Włocławku do rzek o korycie typu rozgałęzionego. Od ujścia Tążyny aż do

morza, czyli na całym uregulowanym w XIX w. odcinku dolnej Wisły, już od początku XX w. funkcjonuje koryto o niemal prostoliniowym przebiegu, o krętym przebiegu nurtu w czasie niskich stanów wody, z naprzemianległym układem łach skośnych i plos. Zmiany w układzie koryta Wisły koło Torunia, jakie się dokonały w ostatnich 140 latach, ilustruje rycina 11.12.

Pomimo utworzenia, w wyniku regulacji, jednokorytowego układu fluwialnego nie udało się skanalizować przepływu w korycie głównym. Wisła nadal dąży do wielonurtowego układu koryta, czego efektem są tworzące się i przemieszczające z biegiem rzeki odsypy centralne. Piaszczyste odsypy wynurzają się podczas niskich stanów wody, co uwidacznia podział przepływu rzecznego na przynajmniej dwa nurty. Drastyczne zmiany w korycie Wisły poniżej stopnia wodnego Włocławek można określić jako jego nieodwracalną degradację, co uwidacznia się



Ryc. 11.12. Zmiany typu koryta Wisły w rejonie Torunia (Brzoza Toruńska) w ostatnich 140 latach, spowodowane pracami regulacyjnymi (wg Koca 1972, uzupełnienia Babińskiego 1992)

1876 – koryto roztokowo-anastomuzujące o szerokości do 2 km, 1888 – koryto w początkowej fazie poregulacyjnej, z wyznaczoną trasą regulacyjną o szerokości 350 m, 1943 – koryto uregulowane, proste, o wymuszonej erozji dennej, z naprzemianległym układem łach skośnych. Taki układ koryta jest zachowany do chwili obecnej. 1 – równina zalewowa i wyspy, 2 – odsypy przykępowe, 3 – łachy skośne, 4 – krawędź doliny rzecznej, 5 – strome krawędzie wysp, 6 – ostrogi poprzeczne i podłużne, 7 – przebieg trasy regulacyjnej

w postaci zaniku piaszczysto-żwirowych łach zastępowanych przez gliniasto-kamienisto-ilaste dno koryta.

11.5.4. Akumulacyjne i erozyjne efekty urządzeń piętrzących Wisłę

Urządzenia piętrzące wody Wisły wywołują wymuszoną sedymentację osadów na odcinku cofki zbiornika, najbardziej nasiloną poniżej ujścia rzeki, gdzie tworzy się delta, a w sytuacji długiego funkcjonowania zbiorników także powyżej cofki – efekt retrogradacji osadów (Łajczak 1995b, 1996, 1999). Zmianom ulega także morfologia brzegów zbiorników, gdzie tworzą się klify i platformy abrazyjne, a lokalnie uaktywniają osuwiska. Poniżej urządzeń piętrzących stwierdza się natomiast erozję koryta rzeki, której w dalszym jej biegu towarzyszy nasilona agradacja materiału. Te zmiany w korycie Wisły, prowadzące do jego wypłycania lub pogłębiania, a także na zboczach doliny, są łatwe do zauważenia w przypadku zbiorników funkcjonujących pojedynczo: Wisła–Czarne i Goczałkowice (Łajczak 1995b, 1996, 1999), a zwłaszcza w przypadku zbiornika Włocławek (Banach 1988, 1994, Babiński 1992, 2002, 2013, Habel 2013, Gierszewski 2018). Natomiast w odniesieniu do krakowskiego odcinka Wisły, objętego zabudową kaskadową, efekty erozyjne poniżej stopni wodnych są niwelowane akumulacją materiału w kolejnym obiekcie.

W zbiorniku Wisła–Czarne, którego zlewnia (30 km^2) zajmuje zachodnie stoki Baraniej Góry, formowane są dwa stożki napływowe – Białej Wisełki i Czarnej Wisełki, zbudowane z gruboziarnistego materiału. Na brzegach zbiornika widoczne są klify, a podczas obniżonego zwierciadła wody wąskie platformy abrazyjne. Pogłębianiu żwirodennego koryta Małej Wisły aż do wylotu z Karpat (do Ustronia) przeciwdziałają betonowe progi.

Zbiornik Goczałkowice, zasilany głównie przez Małą Wisłę (532 km^2), podlega powolnemu zamulaniu w wyniku akumulacji zawiesiny oraz bardziej gruboziarnistego materiału rozprowadzanego wzdłuż zatopionej strefy międzywala. Przyrost osadów budujących deltę Wisły jest bardzo powolny w porównaniu z innymi zbiornikami w polskich Karpatach (Łajczak 1988, 1995b, 2003a). Rozległe obszary dna tego płytkiego zbiornika pokrywają osady ilasto-pylaste (Bombówna 1962, Cyberski 1973), które ze względu na orientację W–E czaszy oraz dominujące wiatry zachodnie, łatwo ulegają resuspensji i redepozycji. Rozmywane są także zatopione odcinki wałów przeciwpowodziowych. Skutkuje to częstym występowaniem lat z ujemnym bilansem osadów w czaszy zbiornika, w wyniku czego jego aktualna pojemność jest minimalnie mniejsza od pojemności początkowej (Łajczak 1995b, 1999). Podmywaniu północnego zbocza doliny, zbudowanego z lessów, przeciwdziałają wyłożone płyty betonowe. Ustalenie tempa erozji wgłębnej koryta Wisły poniżej zapory tylko w wyniku oddziaływania tego obiektu hydrotechnicznego nie jest możliwe, gdyż pogłębianie koryta meandrującej rzeki na skutek wcześniej rozpoczętych prac regulacyjnych notuje się już od końca XIX w. (Łajczak 1995a).

Rozpoznanie procesów akumulacyjnych i erozyjnych jest bardziej zaawansowane w Zbiorniku Włocławskim na dolnej Wiśle. Zainteresowanie tym obiektem

wodnym, jako funkcjonującym pojedynczo na długim odcinku Wisły, jest spowodowane: znacznymi rozmiarami sedymentacji materiału w czaszy, a szczególnie przy ujściu Wisły, nasiloną erozją koryta poniżej zapory, zagrożeniem powodziami zatorowymi w obrębie wypłyconej części zbiornika. Zmniejszająca się w kierunku zapory prędkość przepływu wody powoduje, że w górnej części zbiornika Włocławek akumulowana jest cała ilość wprowadzanego przez Wisłę materiału wleczonego i toczonego w formie piaszczysto-żwirowej delty stożkowej. Zbiornik zatrzymuje również około 25–40%, a w niektórych sytuacjach hydrologicznych nawet 70% materiału unoszonego, który, opadając, tworzy mułkowo-ilaste osady w dolnej – jeziornej części zbiornika. Przeciętny udział frakcji mułkowej w osadach dennych wynosi aż 67%. Zawartość dwóch pozostałych frakcji podstawowych: piaszczystej i ilastej wynosi odpowiednio 25,9% i 7,1%. Źródłem dostawy materiału do zbiornika jest również jego strefa brzegowa, która jest modelowana przez abrazję, co uwidacznia się jako osuwanie i obrywy. Szczególnie intensywnie jest modelowany prawy, wysoki brzeg zbiornika. Długość aktywnych klifów wynosi tam łącznie 1,2 km, gdzie osuwiska zajmują około 1 km brzegu. Odcinki abrazyjne stanowią ponad 58% długości prawego brzegu, a akumulacyjne 3,7%. Na niskim lewym brzegu zbiornika odcinki abrazyjne zajmują 41% jego długości, a akumulacyjne 5,2% długości (Banach 1988, 1994). Zimą czynnikiem niszczącym brzegi zbiornika jest pokrywa lodowa, która w wyniku termicznej rozszerzalności spiętrza materiał budujący brzeg w formę wału, którego wysokość może osiągać nawet 1,5 m (Gierszewski 1988).

Zbiornik Włocławek należący do typu zbiorników zaporowych o niewielkiej głębokości i szybkiej wymianie wody, charakteryzuje się bardzo dużym zróżnicowaniem środowisk sedymentacyjnych. Duża dynamika wody, spowodowana falowaniem i cyrkulacją wiatrową, jest przyczyną resuspensji i redepozycji zakumulowanych wcześniej osadów mułkowych i mułkowo-piaszczystych. W ogólnym zarysie rozmieszczenie osadów w zbiorniku Włocławek odzwierciedla typowy dla większości zbiorników podział na strefę gruboziarnistej akumulacji rzecznej i drobnoziarnistej jeziornej. Zróżnicowanie głębokości oraz morfologii dna zbiornika, a także duża dynamika wody uwarunkowana przepływem rzecznym i wiatrową cyrkulacją prądową wpływa na niestabilność warunków sedymentacji. Tylko na niewielkim obszarze dna zbiornika (ok. 5% powierzchni) panują warunki odpowiednie dla trwałej akumulacji osadów. Niewielkie powierzchnie, gdzie taka akumulacja jest możliwa, ograniczone są do izolowanych przegłębień w jeziornej części zbiornika. Dominują natomiast warunki typowe dla środowisk przemieszczania się (transportu) osadów (ok. 70% powierzchni dna) oraz erozji (25%) (Gierszewski i in. 2006, Gierszewski 2018). Wyniki obliczeń modelowych wykazały, że w warunkach sztormowych (prędkość wiatru >15 m·s^{-1}) resuspensji może podlegać osad zalegający nawet na głębokości 8 m. Oznacza to, że w takich warunkach redepozycji podlegają osady mułkowo-piaszczyste zalegające na około 40% powierzchni dna jeziornej części zbiornika (Gierszewski 2018).

Deficyt rumowiska rzecznego spowodowany jego akumulacją w zbiorniku, w połączeniu z dużą zmiennością przepływów, a więc również jednostkowej mocy

strumienia, prowadzi do intensywnej erozji koryta Wisły poniżej zapory. Zmiany średnich głębokości koryta w przekrojach poprzecznych po 40 latach funkcjonowania zapory wskazują na jego jednokierunkowy rozwój. Z jednej strony pogłębianiu podlegało koryto główne w tempie 8,6 cm·a^{-1}, a z drugiej zachodził proces wypełniania materiałem koryt bocznych i przestrzeni między ostrogami. W bliskim sąsiedztwie stopnia wodnego średnia głębokość koryta zwiększyła się przeciętnie o 3,5 m, a na dalszych 10 km rzeki o 2,1 m. We Włocławku (5–10 km poniżej zapory) koryto uległo zwężeniu o 40% w ciągu ponad 40 lat (Habel 2013). Średnie tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej wynosiło od 0,4 do 8 km·a^{-1} na rok i przekroczyło już Toruń (Babiński 2002, 2013). Bezpośrednio poniżej strefy erozyjnej rozciąga się na 7–11 km długości odcinek o charakterze akumulacyjnym (Babiński 2002).

11.6. Transport i sedymentacja materiału w Wiśle

11.6.1. Relacje między rozmiarami transportu materiału wleczonego, unoszonego i rozpuszczonego

Materiał transportowany przez Wisłę obejmuje trzy składowe: materiał wleczony (frakcje piasku i grubsze) – przenoszony głównie w przydennej części rzeki, materiał unoszony (zwykle frakcje pylasta i ilasta) – przenoszony w całej masie wody, materiał rozpuszczony – także przenoszony w całej masie wody. Część materiału frakcji piaszczystej, a w wyjątkowych sytuacjach także żwirowej, podczas wezbrań może być przemieszczana jako materiał unoszony. Relacje między rozmiarami wymienionych form transportu materiału są zróżnicowane z biegiem Wisły i zależą od litologii i energii rzeźby poszczególnych fragmentów dorzecza, nasilenia erozji w ich obrębie, a przede wszystkim od możliwości dostawy materiału przez dopływy. Tylko w górskiej części dorzecza Wisły przeważa transport w postaci mechanicznej (materiał unoszony i wleczony) nad transportem roztworów. Na obszarach wyżynnych i nizinnych dorzecza transport roztworów jest już kilkakrotnie większy od transportu cząstek przenoszonych mechanicznie (Maruszczak 1984, Łajczak 1999, Ciupa i in. 2017a,b).

Proporcje między wielkością wymienionych form transportu materiału na obszarze dorzecza Wisły nie zawsze odpowiadają strukturze transportu w rzece głównej. Ta z uwagi na jej główne źródło zasilania w wodę i transportowany materiał pochodzący z Karpat oraz z erozji jej koryta, w przewadze przenosi materiał klastyczny. W górskim odcinku Wisły oraz w jej biegu na przedpolu Karpat materiał unoszony stanowi przeważającą część całkowitego ładunku materiału klastycznego (Brański, Skibiński 1968, Cyberski 1973, 1983, Cyberski, Pasternak 1973, Brański i in. 1980, Łajczak 1999, Ciupa i in. 2017a). Opinie na temat relacji między rozmiarami transportu materiału wleczonego i unoszonego w środkowym i dolnym biegu Wisły przez wiele lat były rozbieżne (Brański, Skibiński 1968, Skibiński 1976, Manthey, Gilewski 1980), jednak obecnie panuje opinia udokumentowana pomiarami dynamiki łach piaszczystych o przewadze

transportu materiału wleczonego (Babiński 1992, 1994, 1999, Babiński, Habel 2017).

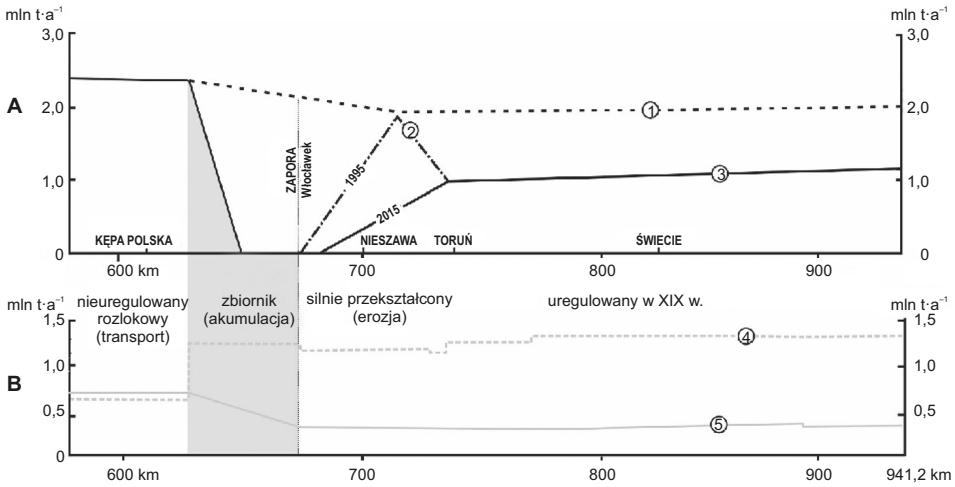
Średni udział materiału unoszonego w ogólnych rozmiarach transportu materiału klastycznego wykazuje tendencję malejącą z biegiem górnej Wisły, od około 90% do 70% (Łajczak 1999). W środkowej Wiśle jest zbliżony do 50%, a w dolnej Wiśle wynosi według Z. Babińskiego (1994) 23–28%. Badania składu granulometrycznego osadów w zbiornikach zaporowych na karpackich dopływach Wisły przeprowadzone przez wielu autorów (por. Łajczak 1995b, 1999) potwierdzają dominujący udział cząstek frakcji pylasto-ilastej unoszonych przez rzeki tego obszaru. W Zbiorniku Włocławskim tylko w najgłębszych partiach dna dominują osady ilaste (Gierszewski 2018).

11.6.2. Transport materiału wleczonego

Przeciętne rozmiary transportu materiału wleczonego w górnej Wiśle znacznie ustępują transportowi materiału unoszonego. Udział materiału wleczonego w ogólnych rozmiarach transportu materiału klastycznego wykazuje tendencję rosnącą od około 5–10% w odcinku karpackim rzeki (podobnie w dopływach karpackich) do 30% poniżej ujścia Sanu – w profilu Zawichost (Brański, Skibiński 1968, Cyberski 1969, Brański i in. 1980). Biorąc pod uwagę przeciętny transport materiału unoszonego w tym posterunku wodowskazowym wielkości około 2 mln ton rocznie (Łajczak 1999), rozmiary transportu materiału wleczonego w Wiśle poniżej ujścia Sanu można oszacować na około 600 000 $t \cdot a^{-1}$. W ujściowym odcinku Wisły udział ten wzrasta do 50% (Manthey, Gilewski 1980), a według bardziej szczegółowych badań Z. Babińskiego (1994) do 77%.

Przeprowadzone w latach 1971–1975 badania dynamiki łach (Babiński 1992, 1994, 1999), uzupełnione analizą transportu materiału wleczonego do 2015 r. (Babiński, Habel 2017), wykazały, że dolna Wisła w jej górnym roztokowo-anastomozującym pododcinku transportowała w profilu Kępa Polska przeciętnie około 2,2 mln $t \cdot a^{-1}$ materiału wleczonego, z wartościami ekstremalnymi do 4,4 mln ton w roku wilgotnym i do około 1,0 mln ton w latach z długotrwałymi suszami hydrologicznymi. Wartości przeciętne transportu materiału wleczonego w korycie Wisły przed ujściem do Bałtyku wynoszą według S. Czernika (1955) oraz M. Granicznego i in. (2004) około 1,2 mln $t \cdot a^{-1}$.

Istotne zmiany transportu materiału wleczonego w dolnej Wiśle nastąpiły w wyniku wykonanych w drugiej połowie XIX w. prac regulacyjnych koryta poniżej ujścia Tążyny aż do Bałtyku. Dwukrotne zwężenie koryta średniej wody ostrogami rzecznymi wyeliminowało część transportowanego materiału wleczonego poprzez jego akumulację między tymi urządzeniami hydrotechnicznymi, w efekcie czego wielkość transportu tego materiału uległa redukcji w profilu Torunia do średnio około 1,0 mln $t \cdot a^{-1}$ (ryc. 11.13), z wartościami ekstremalnymi 1,7 mln ton w roku wilgotnym i 0,4 mln ton w roku suchym. Uwzględniając przyrost wielkości transportowanego materiału w dalszym odcinku dolnej Wisły o długości ponad 200 km, należy przyjąć zwiększenie ładunku materiału wleczonego do ujścia



Ryc. 11.13. Przeciętny roczny transport materiału wleczonego (A) i materiału unoszonego (B) Wisły w odcinku od ujścia Narwi do Bałtyku (wg Babińskiego, Chalova 2005, uzupełnienia Babińskiego, Habela 2017)

Materiał wleczony: 1 – przed wybudowaniem stopnia wodnego we Włocławku, 2 – z wielolecia 1971–1995, 3 – z wielolecia 1996–2015. Materiał unoszony: 4 – przed wybudowaniem stopnia wodnego we Włocławku, 2 – z wielolecia 1971–1995. Kilometraż Wisły od ujścia Przemszy

rzeki o około 20%, co jest następstwem procesu odnowy transportu materiału poniżej Zbiornika Włocławskiego na drodze erozji wgłębnej, dziczenia koryta na skutek uszkodzeń zabudowy regulacyjnej oraz alimentacji przez dopływy (Babiński, Habel 2017).

11.6.3. Transport materiału unoszonego na tle transportu w dorzeczu i dostawy przez dopływy

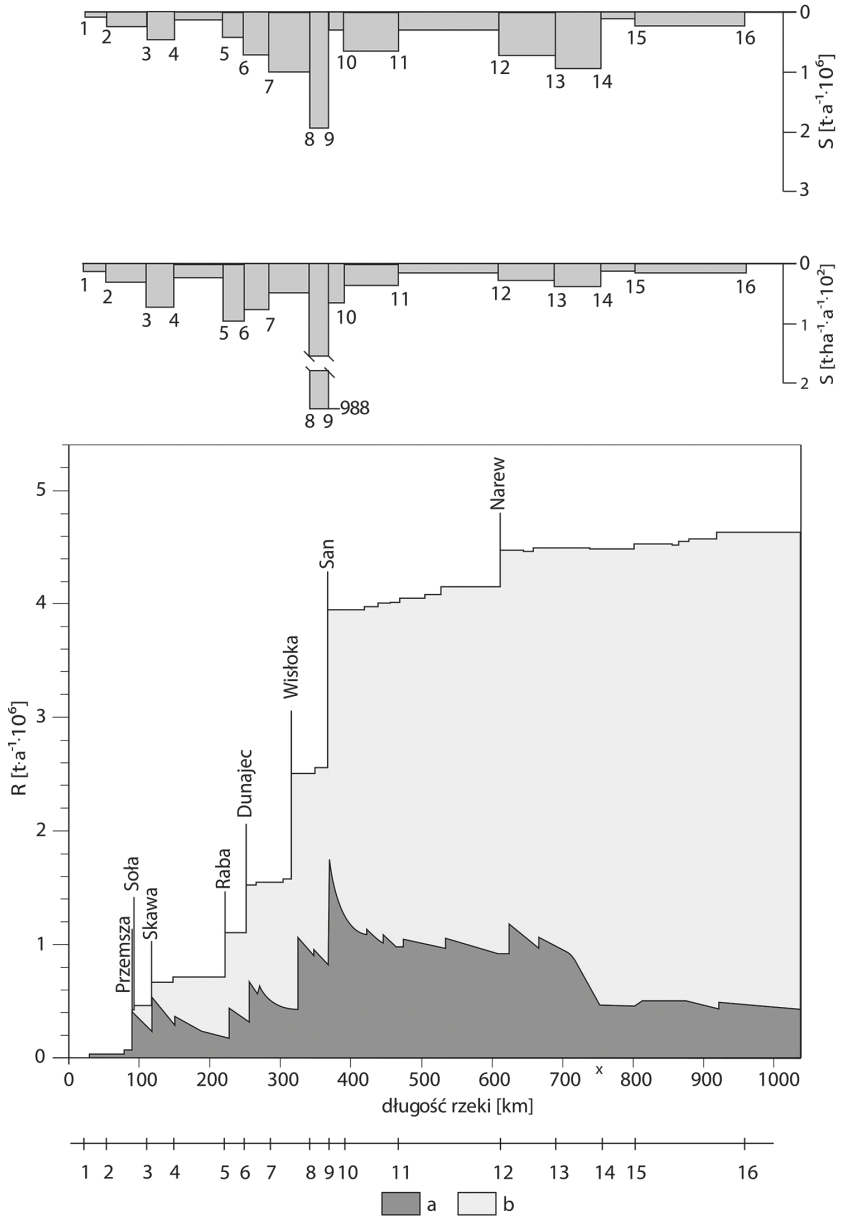
Udokumentowane rozmiary transportu materiału unoszonego w Wiśle i dopływach obejmują drugą połowę XX w. Głównym obszarem zasilania Wisły w materiał unoszony, a także wleczony, jest północny skłon Karpat (Brański 1972, 1974, 1975, Maruszczak 1982, 1984, 1990, Łajczak 1989, 1999, 2003a, Brański, Banasik 1996). Rola obszaru wyżynnego jest w tym zakresie znacznie mniejsza, natomiast tereny o rzeźbie nizinnej w minimalnym stopniu uczestniczą w dostawie do Wisły materiału unoszonego. Średnie rozmiary odpływu materiału unoszonego ze zlewni karpackich, wyżynnych i nizinnych w dorzeczu Wisły wynoszą odpowiednio 200, 10 i 3 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$, podczas gdy roztworów 100, 60 i 45 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$ (Maruszczak 1984, Łajczak 1999).

Natężenie transportu materiału unoszonego ustalane na podstawie pomiarów zmącenia wód rzecznych w posterunkach wodowskazowych, tylko

pośrednio informuje o względnym zróżnicowaniu nasilenia erozji w dorzeczu (Łajczak 1999). Z biegiem rzeki, zwłaszcza o dużej powierzchni dorzecza, ocena rozmiarów erozji na jego obszarze jest w coraz większym stopniu utrudniona, co wynika ze wzrastających z przyrostem powierzchni dorzecza strat w wodnym transporcie zwietrzelin. Rozmiary strat w transporcie zwietrzelin określa się za pomocą współczynnika SDR (ang. *sediment delivery ratio*), który wskazuje, jaki procent materiału uruchamianego w dorzeczu w wyniku erozji odpływa poza profil kontrolny. Współczynnik maleje z biegiem rzek, w przypadku Wisły w zlewniach cząstkowych dorzecza o powierzchni rzędu 10^3–10^4 km^2 został oszacowany na kilka-kilkanaście procent (Maruszczak 1984). W wysoko położonych zlewniach górskich współczynnik ten osiąga większe wartości. W skali całego dorzecza Wisły współczynnik SDR raczej nie przekracza 1%, na co duży wpływ wywiera trwałe zatrzymywanie znacznych ilości materiału klastycznego przez zbiorniki zaporowe.

W zlewniach o dużej energii rzeźby głównym źródłem zasilania cieków w materiał unoszony są pogłębiane drogi polne i leśne na stokach; w małej zlewni Homerki w Beskidzie Sądeckim ich udział w dostawie materiału transportowanego w unoszeniu przez cieki wynosi około 80% (Froehlich 1982). Z biegiem rzek, wraz z malejącą energią rzeźby zlewni, wzrasta rola erodowanego koryta (włącznie z brzegami) w dostawie materiału transportowanego w unoszeniu.

Średnie wielkości transportu materiału unoszonego w Wiśle wykazywały z biegiem rzeki w drugiej połowie XX w. skokowy przyrost przy ujściu kolejnych dopływów, a między nimi stopniowy spadek, przy czym zaznaczała się wzrostowa tendencja wzdłuż przedgórskiego odcinka rzeki, a dalej tendencja spadkowa (ryc. 11.14) (Łajczak 1999, 2003b). Całkowitą średnią dostawę materiału unoszonego do Wisły przez dopływy karpackie oszacowano w podanym okresie na 3,6 mln ton rocznie. Dopływy wyżynne dostarczały do Wisły tylko 0,4 mln t·a^{-1} materiału unoszonego, a dopływy nizinne 0,5 mln t·a^{-1}. Spośród dopływów górskich najwięcej materiału unoszonego dostarcza do Wisły San (ok. 0,8 mln t·a^{-1}), Wisłoka (0,6 mln t·a^{-1}) i Dunajec (0,4 mln t·a^{-1}). Przed utworzeniem zbiorników zaporowych San i Dunajec dostarczały do Wisły większe ilości materiału unoszonego, odpowiednio: 1,3 i 0,9 mln t·a^{-1}. W efekcie największy transport materiału unoszonego w Wiśle notuje się bezpośrednio poniżej ujścia Sanu, gdzie w drugiej połowie XX w. rzeka transportowała średnio w roku około 1,6 mln t·a^{-1} materiału. Przed budową zapór wodnych na dopływach karpackich wielkość transportu materiału unoszonego w Wiśle poniżej ujścia Sanu oszacowano na około 2,3 mln t·a^{-1}, dlatego średnią wielkość transportu w dłuższym okresie można w tym punkcie Wisły oszacować na około 2 mln t·a^{-1} (Łajczak 1999). W dalszym biegu Wisły, aż do jej ujścia, wielkość transportu tego materiału była przed utworzeniem Zbiornika Włocławskiego względnie stabilna na poziomie około 1,0 mln t·a^{-1}, natomiast poniżej zapory wodnej we Włocławku uległa około dwukrotnemu zmniejszeniu.



Ryc. 11.14. Średni transport materiału unoszonego R [t·a^{-1}] z biegiem Wisły w latach 1946–1995 (wg Łajczak 1999, 2003b)

a – hipotetyczne rozmiary transportu (bez efektów sedymentacyjnych), b – rzeczywiste rozmiary transportu, x – zapora we Włocławku. Średnie wielkości strat S [t·a^{-1}, t·ha^{-1}·a^{-1}] w transporcie materiału w odcinkach bilansowych rzeki (między kolejnymi posterunkami pomiarowymi). Zaznaczono ujścia głównych dopływów Wisły: 1–16 – posterunki wodowskazowe (numeracja jak na ryc. 11.1)

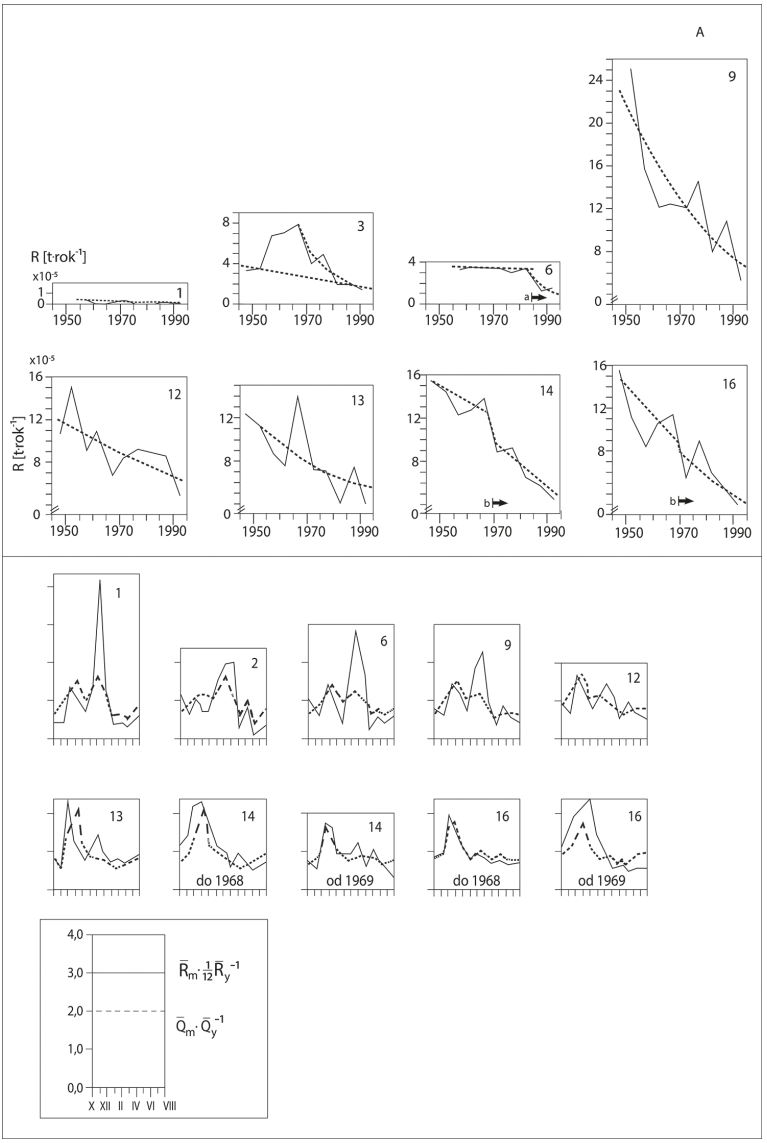
11.6.4. Bilans transportu materiału unoszonego w wyróżnionych odcinkach rzeki

Materiał unoszony w rzece ulega częściowej akumulacji na równinie zalewowej podczas wezbrań, co w warunkach rzeki uregulowanej ogranicza się do strefy międzywala. Ulega także akumulacji w zbiornikach zaporowych. Średnie rozmiary strat w transporcie materiału informujące o nasileniu akumulacji pozakorytowej w międzywalu, obliczone metodą wejście-wyjście w kolejnych odcinkach rzeki między poszczególnymi posterunkami pomiarowymi i wyrażone w $t \cdot a^{-1}$ lub $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$, wykazują w Wiśle na podstawie danych z lat 1946–1995 tendencję rosnącą wzdłuż górnego biegu rzeki (Łajczak 1999). Straty w transporcie osiągają w Wiśle największe rozmiary w odcinkach bilansowych poniżej ujścia Dunajca i Wisłoki i zwłaszcza poniżej ujścia Sanu (ryc. 11.14). W dalszym biegu rzeki straty w transporcie materiału unoszonego w kolejnych odcinkach bilansowych maleją i tylko poniżej ujścia Narwi i w obrębie cofki zapory we Włocławku są większe.

11.6.5. Wieloletnie i sezonowe zmiany transportu materiału unoszonego

W wyniku oddziaływania człowieka na środowisko przyrodnicze zaznaczają się istotne zmiany w transporcie materiału klastycznego w rzekach, odzwierciedlające początkowo zwiększoną, a później zmniejszoną erozję gleb w zlewniach, erozję koryt cieków, postępującą zabudowę terenu, m.in. zabudowę hydrotechniczną zlewni i koryt rzecznych. Od początku zagospodarowywania dorzecza Wisły, głównie na skutek wycinania lasów, osuszania terenów podmokłych i prostowania koryt rzek, transport materiału klastycznego wzrastał, czego skutkiem jest opisana w literaturze sedymentacja pozakorytowa (na skalę niespotykaną później), m.in. w dolinach tej rzeki i dopływów karpackich w XVII–XIX w. (Adamczyk 1978, 1981, Łajczak 1999). Podobne efekty wywoływało górnictwo odkrywkowe, a na większym obszarze górnictwo podziemne, np. w rzekach odwadniających tereny węglonośne na Górnym Śląsku i w Zagłębiu. Postępujący wzrost zalesienia karpackiej części dorzecza Wisły kosztem areału gruntów ornych rozpoczęty w połowie XX w., a szczególnie zwiększająca się liczba zbiorników zaporowych na dopływach Wisły, skutkuje zmniejszaniem rozmiarów transportu, głównie materiału unoszonego. Dlatego w ciągu ostatnich co najmniej 400 lat można wyróżnić dwa okresy: do około połowy XX w., kiedy dominował wzrost transportu materiału w dorzeczu Wisły, i ostatnie około 70 lat z dominującą tendencją spadkową w transporcie rzecznym (Łajczak 2003b). Dlatego informacji na temat wielkości transportu materiału unoszonego z lat po około 1950 r. nie można uznać za reprezentatywne dla dłuższego okresu.

W odcinku górnej Wisły, między Goczałkowicami a Zatorem, gdzie w zlewni cząstkowej znajdują się kopalnie węgla kamiennego, w drugiej połowie XX w. zaznaczył się pod wpływem dostawy zanieczyszczeń mechanicznych (miał węglowy – Rutkowski 1986) wzrost transportu materiału unoszonego (ryc. 11.15-A). Po 1980 r. wielkość transportu kształtowała się już na poziomie niższym



Ryc. 11.15. Wieloletnia (A) i sezonowa (B) zmienność transportu materiału unoszonego w wybranych posterunkach pomiarowych na Wiśle (wg Łajczaka 1999)

1–16 – posterunki pomiarowe na Wiśle (numeracja jak na ryc. 11.1 i 11.14). Objaśnienia do A: wieloletni przebieg transportu materiału unoszonego wyrażono za pomocą wielkości średnich 5-letnich, a – oddanie do eksploatacji zapory w Dobczycach na Rabie, b – we Włocławku na Wiśle. Tendencje zmian w transporcie zaznaczono przerywaną linią. Objaśnienia do B: zmienność sezonową transportu materiału unoszonego wyrażono jako iloraz średnich miesięcznych wielkości Rm i 1/12 wielkości rocznych Ry; zmienność sezonową odpływu wody wyrażono jako iloraz Qm i Qy. Dla posterunków nr 14 i 16 obliczono zmienność transportu materiału i odpływu wody w latach przed oddaniem i po oddaniu do eksploatacji zapory we Włocławku

niż przed 1950 r. (Łajczak 2012c), co odzwierciedlało zwiększoną czystość wód Wisły. W dalszym biegu Wisły, aż do odcinka ujściowego, zaznaczyła się wyraźna tendencja malejąca w transporcie materiału unoszonego, będąca efektem zmian w użytkowaniu ziemi w zlewniach dopływów – głównie karpackich, akumulacji części tego materiału – w największym stopniu w głębokich zbiornikach zaporowych na tych dopływach, a w dolnej Wiśle strat w transporcie w Zbiorniku Włocławskim (ryc. 11.13). Zmniejszenie średnich wielkości transportu materiału unoszonego w kolejnych 5-letnich okresach jest w poszczególnych posterunkach pomiarowych na Wiśle bardzo duże, w przypadku posterunku w Zawichoście – poniżej ujścia Sanu – nawet 5-krotne, a w Tczewie 6-krotne. Tempo zmniejszania wielkości transportu materiału unoszonego maleje z upływem czasu i w niektórych posterunkach pomiarowych rozmiary transportu wykazywały od lat 80. XX w. postępującą stabilizację. Podobnie kształtowałby się transport tego materiału w odcinku Wisły powyżej Krakowa, w którym nastąpiło jednak czasowe zwiększenie wielkości dostawy materiału ze zlewni odwadniających tereny górnicze.

Pomimo zmian w transporcie materiału unoszonego pod wpływem działań człowieka, zauważalny jest cykliczny przebieg odpływu materiału w całym biegu Wisły, odzwierciedlający częstotliwość występowania co kilka-kilkanaście lat wielkich wezbrań. Podczas jednego takiego zdarzenia, przykładowo w lipcu 1960 i 1970 r., Wisła odprowadziła do Bałtyku przeważającą część rocznego ładunku materiału unoszonego (Łajczak 1999).

Przebieg transportu materiału unoszonego w cyklu rocznym wykazuje różnice między górnym a środkowym i dolnym biegiem Wisły i nawiązuje do reżimu hydrologicznego rzeki (ryc. 11.15-B). W górnej Wiśle zaznacza się przewaga transportu w miesiącach letnich (czerwiec–sierpień) nad wiosennymi (marzec–kwiecień), co odzwierciedla dynamikę transportu w dopływach karpackich (Łajczak 1989, 1999). Z biegiem Wisły poniżej ujścia Sanu oddziaływanie dopływów górskich na dynamikę transportu materiału maleje, zwiększa się natomiast dopływów wyżynnych, a następnie nizinnych. Dlatego w środkowym biegu Wisły wiosenna i letnia kulminacja transportu materiału unoszonego osiąga zbliżone rozmiary, a w dolnym biegu rzeki dominuje już kulminacja wczesnowiosenna. Bezpośrednio poniżej zapór wodnych przebieg transportu materiału jest bardziej wyrównany w roku niż powyżej cofki.

11.6.6. Bilans transportu materiału klastycznego w odcinkach rzeki objętych cofką urządzeń piętrzących

W źródłowym, beskidzkim pododcinku Wisły nie prowadzi się pomiarów transportu materiału w korycie rzeki, dlatego brak informacji na temat dostawy materiału unoszonego i wleczonego do zbiornika Wisła–Czarne oraz odpływu tego materiału poza zaporę. Pewnych wskazówek dotyczących bilansu transportu materiału w obrębie cofki tej zapory dostarcza analiza porównawcza z innymi zbiornikami zaporowymi w karpackiej części dorzecza Wisły

(Łajczak 1995b). Zbiornik ten o wysokości piętrzenia wody 34 m w całości zatrzymuje dostarczany przez Białą Wisełkę i Czarną Wisełkę materiał wleczony i niewątpliwie przeważającą część materiału unoszonego. Postępujący ubytek początkowej pojemności zbiornika należy uznać za znaczący, chociaż brak na ten temat informacji.

Analiza bilansu transportu (tylko materiału unoszonego) jest możliwa do przeprowadzenia w zbiorniku Goczałkowice na przedgórskim biegu Małej Wisły. Dostawę materiału unoszonego oszacowano na podstawie danych z posterunku pomiarowego w Skoczowie, a odpływ materiału ze zbiornika w oparciu o dane z posterunku pomiarowego w Goczałkowicach (z lat 1956–1995) (Łajczak 1988, 1995b, 2003a). Z uwagi na niewielką wysokość piętrzenia (14 m), płaskodenny typ rzeźby tej części Kotliny Oświęcimskiej oraz zorientowanie zbiornika o powierzchni 32 km^2 w kierunku równoleżnikowym, dużą efektywność erozyjną uzyskuje falowanie wody, skutkujące resuspensją osadów dennych oraz rozmywaniem zatopionych wałów przeciwpowodziowych i płytkich platform abrazyjnych. Resuspensja osadów, przeciwdziałająca narastaniu objętości osadów fluwialnych dostarczanych przez Małą Wisłę, uniemożliwia typowy dla zbiorników zaporowych na karpackich dopływach Wisły proces ich wypłycania. Erodowany w dnie zbiornika Goczałkowice materiał często wywołuje zwiększone zmącenie wód jeziornych, a nawet wód w rzece poniżej zapory w okresach o dużym nasileniu wiatrów. W skali wielolecia dostawę materiału do zbiornika równoważy jego odpływ, czego efektem jest minimalne zmniejszenie początkowej pojemności tego obiektu hydrotechnicznego, szacowane (do 1990 r.) na 1,4% (Łajczak 1995b).

Przegrodzenie koryta Wisły zaporą we Włocławku wywołało w obrębie cofki zamianę procesów fluwialnych w limniczne, czego skutkiem są istotne zmiany w transporcie materiału klastycznego. Zbiornik Włocławski powstał w całości w pododcinku roztokowo-anastomozującym Wisły, dla którego określono – na podstawie analizy przyrostu stożka akumulowanego w cofce zbiornika i w oparciu o dynamikę łach w rejonie Kępy Polskiej – że Wisła transportuje od około 1,0 mln ton w roku suchym do ponad 4,4 mln ton w roku wilgotnym (z wartością przeciętną 2,2 mln t·a^{-1}) materiału wleczonego. Materiał ten jest w całości akumulowany w górnej części czaszy zbiornika. Śladowy transport utworów piaszczysto-żwirowych przez zaporę obserwuje się podczas pochodu kry i śryżu w ich obrębie. Funkcja łapaczki tego zbiornika jest mniej skuteczna w przypadku materiału unoszonego (frakcja pylasto-ilasta), którego tylko 43% wpływającej masy z wodami wiślanymi jest trwale zatrzymywane w czaszy (Łajczak 1995b, 1999) lub 48% (Babiński, Chalov 2005, Babiński 2009). Zdeponowany materiał unoszony podczas przechodzenia fal wezbraniowych podlega okresowej resuspensji, dlatego szacowane krótkoterminowe wielkości jego akumulacji w zbiorniku mogą być obarczone błędem (Gierszewski 2018). Biorąc pod uwagę całość materiału klastycznego (wleczonego i unoszonego), należy stwierdzić, że 88% jego masy ulega trwałemu zatrzymywaniu powyżej zapory Zbiornika Włocławskiego (Babiński, Habel 2017, Gierszewski 2018).

11.7. Geomorfologiczne efekty współczesnej akumulacji materiału w międzywalu i na zawalu Wisły

11.7.1. Skuteczność wałów przeciwpowodziowych i skutki geomorfologiczne ich funkcjonowania

Wały przeciwpowodziowe są wyróżniającymi się antropogenicznymi formami na obszarze równiny zalewowej w całym biegu Wisły poniżej jej wylotu z Karpat, osiągającymi lokalnie wysokość 6 m. Poza odcinkami zwężeń dna doliny występują one po obu stronach rzeki. Obiekty te budowane były w poszczególnych odcinkach/pododcinkach rzeki w różnym czasie, począwszy od XIX w., lokalnie jeszcze wcześniej, od XIII–XIV w. (Makowski 1993, 1997). Wały przeciwpowodziowe po ostatnim nadbudowaniu niektórych odcinków na początku bieżącego stulecia skutecznie zatrzymują wodę nawet podczas wielkich powodzi w strefie międzywala, zabezpieczając przed wodami Wisły tereny na zawalu. Lokalnie jednak przez cały XX w. i nawet na początku XXI w. wały, ze względu na ich niewystarczającą wysokość, względnie zły stan techniczny, ulegały na niektórych odcinkach podczas wielkich powodzi rozmywaniu, co powodowało zatapianie dużych obszarów na zawalu oraz akumulację materiału (Makowski 1997, Cebulak 2001, Gierszewski, Szmańda 2012).

Wzdłuż górnej Wisły rozstaw wałów przeciwpowodziowych zwiększa się z biegiem rzeki od 150 do 800 m (Łajczak 1995a, Czajka 2000), a wzdłuż Wisły środkowej wynosi 900–1700 m (lokalnie dochodzi do 3000 m) i tylko w granicach Warszawy jest zredukowany do 400–600 m (Jacewicz, Kuźniar 2000). W przejściach mostowych rozstaw wałów często wynosi 600 m, a w sąsiedztwie starych wałów, położonych bliżej koryta Wisły, osiąga jedynie 450 m. Wzdłuż dolnej Wisły rozstęp wałów wynosi 600–2100 m (Babiński 1990).

Wały przeciwpowodziowe radykalnie zmniejszyły szerokość poziomu zalewowego Wisły. W warunkach uregulowanej rzeki strefa zatapiania powodziowego ogranicza się do międzywala, z którym sąsiadują obszary na zawalu oddzielone od rzeki wałami przeciwpowodziowymi. W przypadku dolnej Wisły długość wałów wynosi od ujścia Narwi do rozwidlenia Wisły i Nogatu 642 km, w tym na lewym brzegu rzeki 351 km i 291 km na prawym. Powierzchnia obszarów chronionych wałami położonych na zawalu tego odcinka rzeki wynosi 68 530 ha. Przeważająca długość wałów została wykonana na wodę stuletnią (1%) (Jędrysik, Rusak 1982). Nie w pełni uregulowane koryto Wisły powyżej Zbiornika Włocławskiego oraz między Nieszawą a Ciechocinkiem jest obszarem szczególnie predysponowanym do formowania się zatorów lodowych i śryżowo-lodowych podczas zimy i wczesnej wiosny (Grześ 1991). Takie sytuacje występują też w uregulowanym odcinku koryta w miejscach o większej krętości nurtu oraz małych głębokościach. Odcinki zatorogenne w nieuregulowanych odcinkach koryta dolnej Wisły stanowią 42% ich łącznej długości, a w korycie uregulowanym (poniżej 718 km) 33% jego długości (Strzyżewski, Pawłowski 2014). Przyczyną formowania zatorów w ujściowym odcinku Wisły są problemy związane ze spływem lodu do Zatoki

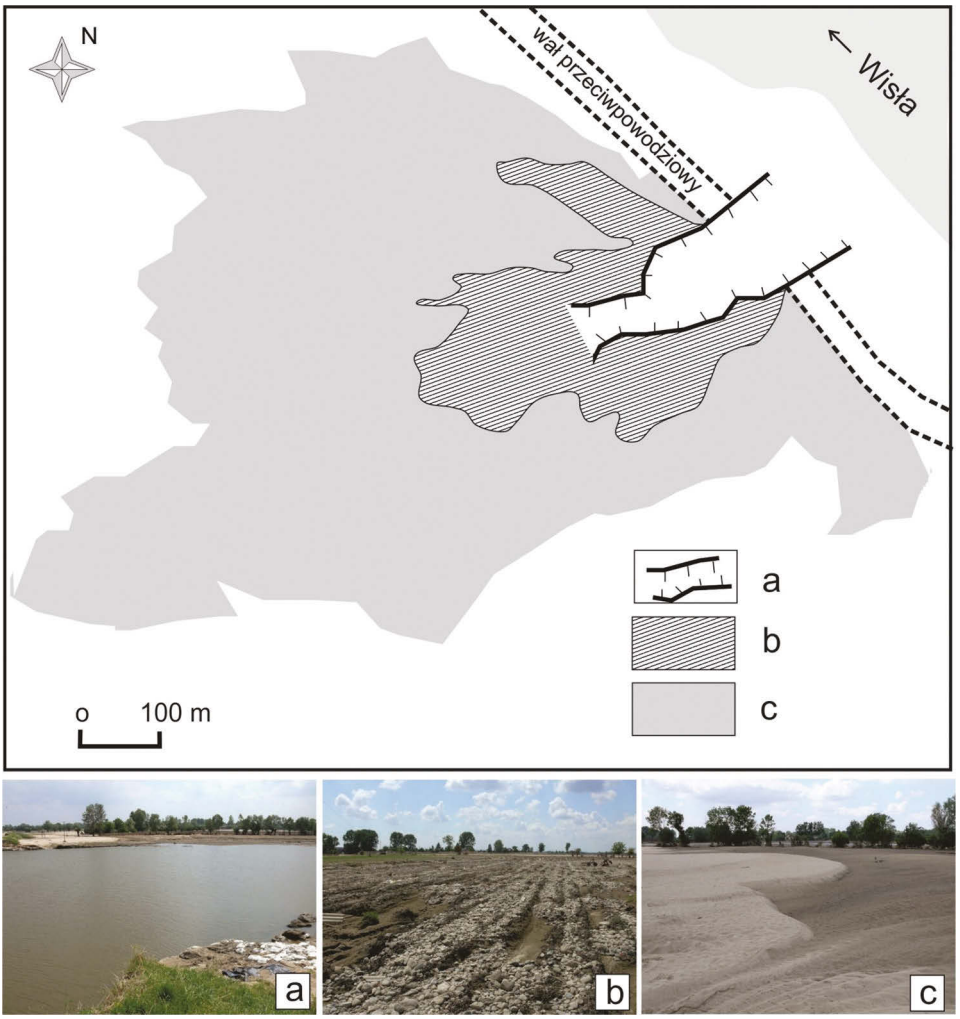
Gdańskiej. Podczas zatorowych spiętrzeń wody często dochodzi do przerywania wałów przeciwpowodziowych, a w konsekwencji do bardzo niebezpiecznych powodzi na zawalu. Obszarem szczególnie narażonym na tego typu powodzie jest żuławski odcinek Wisły. Od XIV w. do XX w. zanotowano na tym obszarze 173 takie zdarzenia (Makowski 1997, Cebulak 2001). Zdecydowanie rzadsze są przypadki przerywania wałów przeciwpowodziowych w czasie powodzi letnich, jak np. w Świniarach pod Płockiem w 2010 r. (Gierszewski, Szmańda 2012) (ryc. 11.16).

Ograniczenie obszaru sedymentacji powodziowej do 25–40% pierwotnej powierzchni zalewowej Wisły warunkuje szybszy przyrost osadów w międzywalu, zwłaszcza gdy koryto rzeki nadal ulega pogłębianiu w wyniku wcześniej przeprowadzonych prac regulacyjnych i tym samym dostarcza dodatkowych ilości materiału klastycznego ulegającego depozycji pozakorytowej. Lokalnie w międzywalu górnej Wisły miąższość osadów zakumulowanych od początku XX w. osiąga nawet 2 m (Łajczak 1995a). W międzywalu Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej, począwszy od lat 50. ubiegłego stulecia, stwierdzono przyrost osadów nawet o 1,5 m (Czajka 2000). Z kolei w sytuacji, gdy wały ulegną przerwaniu podczas powodzi, na zawalu powstają formy erozyjne – rynny krewasowe o stwierdzonej długości do 300 m i głębokości do 10 m, którym towarzyszą formy akumulacyjne – glify krewasowe o długości kilkuset metrów i miąższości osadów do 1,5 m (Gębica i in. 1998).

11.7.2. Formowanie równiny zalewowej

Współczesna działalność morfotwórcza Wisły ogranicza się głównie do międzywala, gdzie zachodzi akumulacja pozakorytowa – prowadząca do nierównomiernego nadbudowywania wąskiego pasa równiny zalewowej, a także akumulacja przykorytowa – powodująca poziomy przyrost równiny zalewowej. Pozioma migracja koryta Wisły w warunkach uregulowanej rzeki obecnie nie zachodzi lub osiąga minimalne wartości, co oznacza, że nie stwierdza się (nawet lokalnie) istotnego ubytku powierzchni równiny zalewowej. Działalność morfotwórcza Wisły obejmuje także, w wyjątkowych sytuacjach i w skali lokalnej, obszary na zawalu, które modelowane są podczas przerywania wałów przeciwpowodziowych. Szerokość międzywala zwiększa się od 0,15–0,8 km w górnej Wiśle, przez 0,9–1,7 km (wyjątkowo do 3,0 km) w Wiśle środkowej, do 0,6–2,1 km w dolnej Wiśle. Najszybsze tempo przyrostu osadów akumulowanych w tej strefie stwierdza się poniżej ujścia Dunajca i Wisłoki, a zwłaszcza poniżej ujścia Sanu o największej dostawie materiału do Wisły.

Na przeważającej długości międzywala Wisły zachodzi pogłębianie koryta rzeki zainicjowane pracami regulacyjnymi, a w odcinkach rzeki z najpóźniej rozpoczętymi takimi pracami lub w krótszych odcinkach poniżej znacznie pogłębionego koryta zachodzi wypłycanie koryta (Łajczak 1995a). Od nasilenia tych procesów zależy tempo nadbudowy równiny zalewowej. Wzdłuż odcinków pogłębionego koryta stwierdza się skrócony czas trwania ponadpełnokorytowych stanów wody w rzece, czyli inundacji równiny zalewowej, a wzdłuż odcinków



Ryc. 11.16. Skutki geomorfologiczne przerwania wału przeciwpowodziowego Wisły w Świniarach koło Płocka latem 2010 r. (wg Gierszewskiego, Szmańdy 2012)
a – zasięg wyrwy w wale przeciwpowodziowym i jej lokalizacja na brzegu rzeki (widok po ustąpieniu wód powodziowych), b – zasięg erozji na zawalu oraz widok na formy erozyjne, c – zasięg akumulacji materiału na zawalu, widoczne formy akumulacyjne

koryta wypłyconego wydłużony czas inundacji (Łajczak 2006, 2007). Najbardziej nasilona akumulacja pozakorytowa i przykorytowa jest stwierdzana zarówno wzdłuż odcinków koryta wypłyconego, jak i w dużym stopniu koryta pogłębionego i zależy od wielkości transportowanego materiału klastycznego, niezależnie od czasu inundacji równiny zalewowej (Łajczak 1995a).

Na podstawie archiwalnych materiałów z powtarzanych od początku XX w. pomiarów niwelacyjnych strefy międzywala przy posterunkach

wodowskazowych (prostopadle do koryta Wisły), a także współczesnych obserwacji terenowych po ustąpieniu wód powodziowych, wyróżniono w dolinie Wisły między Goczałkowicami i Puławami trzy strefy różniące się szybkością przyrostu równiny zalewowej (Łajczak 1999): (1) lateralne strefy międzywala – najwolniej nadbudowywane materiałem z wytrącania zawiesiny (zastoiska wód powodziowych), (2) strefy sąsiadujące z korytem rzeki – najszybciej nadbudowywane w dużym stopniu materiałem piaszczystym (wały przykorytowe), (3) lateralne strefy koryta – z wypełnianymi przez osady basenami międzyostrogowymi. W pierwszych dwóch strefach zachodzi akumulacja pozakorytowa, natomiast w trzeciej strefie początkowo zachodzi akumulacja przykorytowa, która jest stopniowo zastępowana przez akumulację pozakorytową. Podobną strefowość w formowaniu równiny zalewowej w międzywalu dolnej Wisły wykazał Z. Babiński (1992). Całkowite wypełnienie osadami basenów międzyostrogowych skutkuje poszerzeniem równiny zalewowej w międzywalu o wartość od około 40 m w dolinie górnej Wisły powyżej Krakowa do około 100 m między Zawichostem a Puławami. Zróżnicowanie nasilenia akumulacji w międzywalu uregulowanej Wisły prowadzi do zwiększania lokalnych deniwelacji w strefie ponadkorytowej międzywala. Przykładowo w górnym biegu rzeki w Kotlinie Oświęcimskiej deniwelacje w obrębie dwóch pierwszych stref osiągają lokalnie 3 m (Łajczak 1999).

Współczesne modelowanie równiny zalewowej Wisły zostało zdeterminowane głównie przez regulację koryta. Skutki tych prac są widoczne jako postępujące (z lokalnym wygaszaniem nasilenia) pogłębianie koryta, skutkujące zwiększonymi rozmiarami transportu materiału klastycznego, który ulega akumulacji pozakorytowej na równinie zalewowej w międzywalu i akumulacji przykorytowej w basenach międzyostrogowych. Tylko w niektórych odcinkach koryta Wisły zachodzi nasilona agradacja, prowadząca do ich wypłycania. W całym biegu Wisły pogłębienie koryta zainicjowane pracami regulacyjnymi osiągnęło zróżnicowane wielkości, z przewagą 1,0–2,0 m i tylko w rejonie Krakowa ponad 3,0 m. Odcinki pogłębionego koryta przeplatają się z odcinkami o prawie stabilnym pionowo dnie lub o dnie wypłyconym nawet o 2 m (Łajczak 1995a). Odcinkom koryta o coraz większym pogłębieniu towarzyszą fragmenty równiny zalewowej w międzywalu, które uległy coraz większemu nadbudowaniu na skutek akumulacji pozakorytowej i przykorytowej. Oba przeciwstawne procesy zachodzą synchronicznie i największe efekty akumulacyjne są stwierdzane w pewnym oddaleniu w dół rzeki od najbardziej pogłębionych odcinków koryta.

W korycie dolnej Wisły między ostrogami oraz w wyniku nadbudowy form korytowych osadami kohezyjnymi, a także w efekcie erozji wgłębnej przyczyniającej się do włączania w obręb równiny zalewowej opuszczonych koryt bocznych, obecnie tworzy się trzeci, najniższy, antropogeniczny poziom zalewowy (Babiński 1990, Kordowski 2001, Gierszewski i in. 2015). W obrębie tego poziomu występują liczne zagłębienia wypełnione wodą, będące pozostałością po korytach (ramionach bocznych) rzeki anastomozującej, a obecnie spełniające rolę zagłębień dekantacyjnych, zaś podczas wezbrań koryt przelewowych.

Znacznie większe skutki geomorfologiczne i sedymentologiczne działalności procesów fluwialnych są efektem przerwania wałów przecipowodziowych. Ograniczają się one jednak do niewielkich obszarów i powstają w wyjątkowych sytuacjach. W miejscach przerwania wałów powstają głębokie, nawet kilkumetrowe rozcięcia erozyjne, a na ich zapleczu występują rozległe piaszczyste stożki i wstęgi o miąższości do 1,5 m, których powierzchnia dochodzi do kilkudziesięciu hektarów (Gębica i in. 1998, Kordowski 2003, Szmańda 2011, Kordowski i in. 2014). Przykładem efektów geomorfologicznych przerwania wału przeciwpowodziowego Wisły są formy powstałe latem 2010 r. w Świniarach w Kotlinie Płockiej (Gierszewski, Szmańda 2012).

11.7.3. Tempo przyrostu osadów a budowa równiny zalewowej

Aktualne tempo nadbudowy równiny zalewowej w międzywalu Wisły osadami powodziowymi, biorąc pod uwagę okres od rozpoczęcia prac regulacyjnych, a nawet poprzedzające lata do początku XIX w. (lub wcześniej), jest bardzo zróżnicowane z biegiem rzeki. Przykładowo w międzywalu górnej Wisły między Goczałkowicami i ujściem Soły wały *levee* zostały nadbudowane w latach 1944–1995 o 2,5 m, a tempo przyrostu równiny zalewowej oszacowano na 10 $mm \cdot a^{-1}$ (Łajczak 1999). Z biegiem górnej Wisły szybkość przyrostu równiny zalewowej w międzywalu maleje, by poniżej ujścia największych dopływów karpackich osiągać coraz większe wartości, przykładowo poniżej ujścia Sanu 20 $mm \cdot a^{-1}$ (Falkowski 1975, 1982). Z dalszym biegiem rzeki wielkość ta maleje i w międzywalu dolnej Wisły wynosi kilka milimetrów rocznie (Szmańda 2005).

Uwagę zwracają wyjątkowo duże rozmiary akumulacji materiału na równinie zalewowej i w lateralnej strefie koryta Wisły poniżej ujścia Sanu, gdzie między Zawichostem i Annopolem osiągają prawie 100 $t \cdot ha^{-1}$ w roku (Łajczak 1999). Tłumaczy to całkowite wypełnienie osadami zakoli Wisły (jeszcze przed usypaniem wałów przeciwpowodziowych) w przełomie przez Wyżyny Polskie, odciętych na początku XIX w., a także znaczne nadbudowanie równiny zalewowej bezpośrednio poniżej ujścia Sanu począwszy od XVII w., oszacowane na 4 m (Łajczak 1999). Wskazuje na to wysokościowe położenie fundamentów dawnego zamku pod Zawichostem na nieistniejącej wyspie na Wiśle; wyspa ta została rozmyta podczas powodzi w 1813 r., a pozostałości po zamku znajdują się obecnie w strefie nurtu rzeki na głębokości ponad 2 m (Kwiatkowski 1935). Według E. Falkowskiego (1975, 1982) nadbudowywanie równiny zalewowej Wisły w przełomie przez Wyżyny Polskie było w latach 1914–1963 6-krotnie szybsze niż w okresie od XVII do XIX w. i osiągało 20 $mm \cdot a^{-1}$. H. Maruszczak (1982) ocenił średnią miąższość zakumulowanego materiału na równinie zalewowej Wisły między Zawichostem i Solcem od końca XVII w. na 2,5 m. W dalszym biegu rzeki wielkość akumulacji materiału unoszonego w międzywalu maleje do 10 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$ i tylko między ujściem Narwi i zaporą we Włocławku przekracza 50 $t \cdot ha^{-1}$ rocznie.

Zwiększone od rozpoczęcia regulacji koryta Wisły tempo nadbudowywania równiny zalewowej znalazło efekt w postaci wzrostu grubości ziaren

akumulowanych w międzywalu, czego przyczyną była zwiększona prędkość przepływu i w konsekwencji większa kompetencja rzeki w warunkach przemodelowanego koryta (Łajczak 1999). Starsze pylasto-piaszczyste osady facji powodziowej są od tego czasu nadbudowywane materiałem piaszczystym, a bliżej brzegów koryta górnej Wisły z wtrąceniami drobnych żwirów. Zwiększone uziarnienie młodych mad górnej i środkowej Wisły było już wcześniej sygnalizowane m.in. przez W. Pożaryskiego (1955), E. Falkowskiego (1982) i K. Klimka (1988). Potwierdzają to badania geochemiczne młodych aluwiów Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej i Bramie Krakowskiej o znacznie zwiększonej koncentracji metali ciężkich i zawierających miał węglowy (Helios-Rybicka 1983, Helios-Rybicka, Rutkowski 1984, Klimek, Zawilińska 1985, Rutkowski 1986, Macklin, Klimek 1992), a także badania aluwiów w Kotlinie Toruńskiej (Szmańda 2005). Zwiększone tempo współczesnego narastania osadów pozakorytowych i wzrost uziarnienia mad środkowej Wisły w zbadanych przez E. Falkowskiego (1975, 1982) stanowiskach należy także tłumaczyć nadbudowywaniem koryta rzeki w przełomie przez Wyżyny Polskie, skutkującym dłuższym czasem inundacji równiny zalewowej. W krótkich odcinkach górnej Wisły, gdzie przyrost osadów budujących wały przykorytowe jest największy, obserwuje się już w ich stropowej części zmniejszanie uziarnienia (Łajczak 1999).

Zagłębienia na powierzchni równiny zalewowej, powstałe podczas budowy ostróg, są wypełniane aluwiami w czasie wezbrań, co prowadzi do tworzenia warstwowanych osadów zwanych rytmitami powodziowymi o zmniejszającej się ku powierzchni terenu miąższości lamin (Tomczak 1971, Szmańda 2006).

11.8. Dostawa materiału przez Wisłę do Morza Bałtyckiego a tempo rozwoju delty rzeki

Do końca XIX w. spośród odnóg delty Wisły najwięcej wody i materiału wprowadzał do Bałtyku Nogat, mniej Szkarpawa, a najmniej Wisła Śmiała i Wisła Gdańska. Linia brzegowa lokalnej delty Nogatu w XIX w. przesuwała się w głąb Zalewu Wiślanego o 25–30 m rocznie (Majewski 1969). Delta Wisły z obszarami depresyjnymi (do 1,8 m p.p.m.) była pocięta gęstą siatką rowów odwadniających, które wraz z odnogami rzeki były obwałowane. Akumulacja pozakorytowa ograniczała się do stref międzywala odnóg rzecznych i ich delt, co prowadziło do zwiększania lokalnych deniwelacji w obrębie delty. Cały obszar delty Wisły zawsze był zatapiany podczas powodzi roztopowych i sztormowych. Uformowanie w takich warunkach nowego ujścia rzeki w lutym 1840 r. (Wisła Śmiała) zapoczątkowało akumulację materiału w tym miejscu strefy brzegowej i jednocześnie zahamowało ten proces przy ujściu Wisły Gdańskiej. Skrócenie biegu tej odnogi o 14 km spowodowało przechwycenie wód Szkarpawy.

W 1895 r. utworzono przekop pełniący rolę nowego ujścia Wisły do Zatoki Gdańskiej, gdzie trasa spływu wody została skrócona o kolejne 9 km. Nowym korytem odpływa do Bałtyku 90% wód wiślanych. Odcięto dopływ wód do Wisły

Gdańskiej i Szkarpawy i 10-krotnie zmniejszono dopływ wód do Nogatu (Makowski 1997). Główne koryto Wisły na obszarze delty jest ograniczone podwyższonymi wałami przeciwpowodziowymi z rozszerzoną strefą międzywala, stanowiącą obecnie jedyny obszar, gdzie zachodzi akumulacja pozakorytowa w tym pododcinku rzeki. Prowadzi to do dalszego zwiększania lokalnych deniwelacji na obszarze delty Wisły. Od 1895 r. rozwija się stożek napływowy Wisły poniżej przekopu, stanowiący zalążek nowej delty Wisły, gdzie akumulowany jest materiał piaszczysty dostarczany przez rzekę. Rozwój tego stożka w ciągu 62 lat od wykonania przekopu zaprezentował J. Głodek (1967). Materiał unoszony jest transportowany w głąb Zatoki Gdańskiej, gdzie buduje podwodną deltę Wisły (Ejtminowicz 1977). Niefunkcjonujące stożki napływowe dawnych odnóg stanowią martwe fragmenty delty Wisły.

Kubaturę nowo formowanego stożka napływowego Wisły oszacowano w 2000 r. na 133 mln m^3 (Graniczny i in. 2004, Babiński, Habel 2017), co oznacza, że średnie tempo akumulacji materiału piaszczystego wynosi 1,27 mln $m^3 \cdot a^{-1}$. Brak informacji o wieloletnich zmianach w tempie narastania tego stożka, jednak pewnych wskazówek w tym zakresie, odnoszących się do drugiej połowy XX w., dostarcza analiza zmienności transportu materiału unoszonego w ujściowym odcinku Wisły w profilu Tczew. W tym czasie średnie rozmiary transportu materiału unoszonego w tym profilu kontrolnym wykazywały tendencję malejącą z około 1,6 do 0,3 mln $t \cdot a^{-1}$. Gwałtowne, dwukrotne zmniejszenie transportu tego materiału nastąpiło po utworzeniu Zbiornika Włocławskiego w końcu lat 60. XX w., które od tego czasu kształtuje się na średnim poziomie około 0,5 mln $t \cdot a^{-1}$ (Łajczak 1999, 2003b). Według K. Łomniewskiego (1963) przed utworzeniem Zbiornika Włocławskiego Wisła wprowadzała do Bałtyku około 550 000 m^3 materiału unoszonego. Przyjmując stałą proporcję rozmiarów transportu materiału wleczonego i unoszonego w ujściowym odcinku Wisły, wielkość pierwszej z tych form transportu także musiała wykazywać w tym czasie malejące rozmiary. Mimo tego, biorąc pod uwagę zmniejszony transport materiału unoszonego w ujściowym odcinku Wisły po 1969 r., rzeka ta nadal zajmuje pierwszą pozycję wśród dopływów Bałtyku pod względem wielkości dostarczanego materiału unoszonego (również wleczonego) do morza (Łajczak 2005). Można na tej podstawie wnioskować o najszybciej zachodzącym rozwoju delt w rejonie Bałtyku właśnie w przypadku Wisły. Deltę tej rzeki wyróżnia też duże ograniczenie tempa jej rozwoju w ostatnich 50 latach pod wpływem Zbiornika Włocławskiego.

11.9. Uwagi końcowe

Od połowy XX w. niektóre działania człowieka zaczęły skutkować pozytywnymi zmianami w funkcjonowaniu geoekosystemów stokowo-dolinnych w dorzeczu Wisły. Prowadzona na dużą skalę akcja zalesiania terenów opuszczonych przez rolnictwo, szczególnie w górach (w Beskidzie Niskim i w Bieszczadach Zachodnich już od schyłku lat 40. XX w., a w zachodniej części polskich Beskidów

rozpoczęta w latach 80.), a także masowe tworzenie sadów i plantacji krzewów owocowych – na obszarach pogórskich, wyżynnych oraz nizinnych (zwłaszcza w otoczeniu miast), spowodowały stopniową redukcję rozmiarów erozji i wyraźne zmniejszenie obciążenia rzek transportem rumowiska. Decydujące w tym zakresie znaczenie ma zmniejszanie areału upraw roślin okopowych oraz zarastanie nieużytkowanych wciosów drogowych – polnych i leśnych, które stanowią główne źródło dostawy zwietrzelin ze stoków do koryt cieków, jak również wody pochodzącej z drenowania gleb i pokryw zwietrzelinowych. Postępująca stabilizacja koryt dopływów Wisły, o ile będzie zachodziła w całym dorzeczu, może prowadzić do wzrostu krętości koryta Wisły, szczególnie w jej górnym i środkowym biegu.

W dorzeczu Wisły, podobnie jak w całej Polsce, prowadzona przez długi czas gospodarka zasobami wody polegała na osuszaniu podmokłości, na przyspieszaniu odpływu wody w rzekach (skutek regulacji koryt) oraz na budowie zabezpieczeń przeciwpowodziowych, których celem jest ograniczanie lub nawet uniemożliwianie rozlewania się wód wezbraniowych. O ile jeszcze w XIX w. tego typu działania były uzasadnione, o tyle obecnie wymagają gruntownej rewizji. Nie mniejszym zagrożeniem niż wezbrania są (i będą) długotrwałe niżówki wywołane suszami. Istniejąca zabudowa hydrotechniczna, pomijając zbiorniki retencyjne, w niewielkim stopniu dostosowana jest do spowalniania odpływu. Dlatego za konieczną należy przyjąć rewizję dotychczasowych nawyków i działań. Dalszą działalność w dorzeczu Wisły należałoby ukierunkować na spowalnianie odpływu i na zwiększenie retencji gruntowej, co przyczyni się do postępującej stabilizacji koryta tej rzeki. Do niezbędnych w tym zakresie postulatów należą:

- rozszerzenie obszaru międzywala (budowa nowych wałów przeciwpowodziowych w większym oddaleniu od koryta), a także tworzenie polderów na zawalu, gdzie będą magazynowane wody wezbraniowe,
- stworzenie warunków, aby rzeka na obszarze międzywala mogła swobodnie kształtować koryto (poza zabezpieczeniami przyczółków mostowych, centrami miast, terenami uprzemysłowionymi),
- kultywowanie lasów łęgowych, zwalniających odpływ wody, wyłapujących transportowany materiał unoszony, zwłaszcza na terasie zalewowej, w polderach, na podmokłych obszarach dna doliny,
- zakazanie poboru kruszywa z koryta rzeki, zwłaszcza prowadzonego na skalę przemysłową,
- zrezygnowanie z usuwania drzew i krzewów z obszaru międzywala, co było dawniej uzasadnione koniecznością udrożnienia tego obszaru podczas wezbrań zatorowych, a obecnie z powodu ocieplenia klimatu nie ma już takiego uzasadnienia,
- rezygnacja z odwadniania obszarów podmokłych w dnie doliny, odpompowywania wody ze starorzeczy lub ich zasypywania.

Literatura

Adamczyk M.J., 1978, *Zmiany w krajobrazie polskich Karpat w latach 1650–1870*, Wierchy, 47, 160–175.

Adamczyk M.J., 1981, *Rzeki w polskich Karpatach Północnych w XVIII i XIX w.*, Wierchy, 49, 227–240.

Andrzejewski L., Juśkiewicz W., 2003, *Lithofacies diversification of the alluvia in the area of Kępa Dzikowska, Kępa Bazarowa, Kępa Strońska and of the Vistula floodplain near Toruń*, Prace Geogr., 189, 159–178.

Babiński Z., 1990, *Charakterystyka równiny zalewowej dolnej Wisły*, Przegl. Geogr., 62(1–2), 95–117.

Babiński Z., 1992, *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, Prace IGiPZ PAN, 157, 1–171.

Babiński Z., 1994, *Transport rumowiska unoszonego i wleczonego dolnej Wisły w okresie eksploatacji stopnia wodnego Włocławek*, Przegl. Geogr., 67(3–4), 285–308.

Babiński Z., 1999, *Zmiany transportu rumowiska klastycznego dolnej Wisły w wyniku prac hydrotechnicznych*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, 29, 103, 327–335.

Babiński Z., 2002, *Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych ze szczególnym uwzględnieniem stopnia wodnego „Włocławek"*, Wyd. Akad. Bydgoskiej im. Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz.

Babiński Z., 2009, *Historia i perspektywy rozwoju koryta dolnej Wisły na tle zagospodarowania dna doliny*, [w:] Z. Babiński (red.), *Środowisko przyrodnicze w badaniach geografii fizycznej*, Promotio Geographica Bydgostiensia, 4, 17–32.

Babiński Z., 2013, *Aktualny stan dolnej Wisły i perspektywy jej zagospodarowania*, [w:] Z. Zioło, G. Starodub, H. Połcik (red.), *Drogi wodne Europy Środkowo-Wschodniej*, Studia Regionalne i Lokalne Polski Południowo-Wschodniej, 11, 67–78.

Babiński Z., Chalov S.R., 2005, *Udział rumowiska unoszonego i wleczonego w transporcie fluwialnym*, [w:] Z. Babiński (red.), *Środowisko przyrodnicze w badaniach geografii fizycznej*, Promotio Geographica Bydgostiensia, 2, 9–34.

Babiński Z., Habel M., 2012, *Rozwój koryta dolnej Wisły na tle zagospodarowania dna doliny*, [w:] A. Łajczak (red.), *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis zmian w rzeźbie i osadach*, Wydział Nauk o Ziemi Uniw. Śląskiego, Sosnowiec, s. 53–60.

Babiński Z., Habel M., 2017, *Impact of a single dam on sediment transport continuity in large lowland rivers*, [w:] S. Wieprecht, S. Haun, K. Weber, M. Noack, K. Terheiden (red.), *River Sedimentation*, Taylor & Francis CRP Press, s. 975–982.

Babiński Z., Klimek K., 1990, *The present-day channel and floodplain of the River Vistula*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 5, 62–75.

Babiński Z., Krzemień K., Łajczak A., Magnuszewski A., 2010, *Rusłowyje processy rieki Wisły (Polsza)*, [w:] R.S. Czałow (red.), *Erozionnyje i rusłowyje procesy*, Sbornik trudow, 5, 40–59.

Banach M., 1988, *Główne procesy a osady w strefie brzegowej zbiornika Włocławek*, Przegl. Geogr., 3, 267–299.

Banach M., 1994, *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 161, 1–180.

Banach M., 1998, *Dynamika brzegów dolnej Wisły*, Dokument. Geogr. IGiPZ PAN, 9, 9–39.

Barczyk A., Bogdanowicz E., Dobrzyńska I., Drezińska B., Fal B., Kruszewski A., Ośródka K., Szturc J., 1999, *Przebieg wezbrania w dorzeczu Wisły*, [w:] J. Grela, H. Słota, J. Zieliński (red.), *Dorzecze Wisły. Monografia powodzi lipiec 1997*, Wyd. IMGW, s. 45–76.

Bartnik A., Jokiel P., 2012, *Geografia wezbrań i powodzi rzecznych*, Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego.
Bombówna M., 1962, *Osadzanie się zawiesin w zbiorniku zaporowym w Goczałkowicach*, Acta Hydrobiol., 2, 69–118.
Brański J., 1972, *Bilans transportu rumowiska unoszonego wzdłuż biegu Wisły*, Gosp. Wodna, 3, 93–95.
Brański J., 1974, *Transport of suspended solids along the Vistula River*, Nordic. Hydrol., 5, 183–192.
Brański J., 1975, *Ocena denudacji dorzecza Wisły na podstawie wyników pomiarów rumowiska unoszonego*, Prace IMGW, 6, 5–58.
Brański J., Banasik K., 1996, *Sediment yields and denudation rates in Poland*, IAHS Publ., 236, 133–138.
Brański J., Dąbkowski S.L., Skibiński J., 1980, *O aktualnym rozpoznaniu charakterystyk transportu rumowiska rzecznego na odcinku projektowanej kaskady Wisły górnej*, Gosp. Wodna, 3, 72–76.
Brański J., Skibiński J., 1968, *Udział rumowiska wleczonego w ogólnej masie rumowiska rzecznego transportowanego w korycie środkowej i dolnej Wisły*, Wiad. Sł. Hydrol. i Meteor., 3–4, 13–23.
Cebulak K., 2001, *Delta Wisły. System ochrony przed żywiołem wodnym i melioracja Żuław wielkich (o naturze i obliczach ziemi nowodworskiej)*, [w:] *Żuławy i Mierzeja – moje miejsce na ziemi*, Kolokwia Żuławskie, 1, 37–57.
Ciupa T., Suligowski R., Łajczak A., Babiński Z., 2017a, *Transport fluwialny w rzekach Polski. Materiał klastyczny*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, Wyd. PWN, s. 201–209.
Ciupa T., Suligowski R., Łajczak A., 2017b, *Transport fluwialny w rzekach Polski. Materiał rozpuszczony*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, Wyd. PWN, s. 209–213.
Cyberski J., 1969, *Sedymentacja rumowiska w zbiorniku rożnowskim*. Prace PIHM, 96, 21–42.
Cyberski J., 1973, *Accumulation of Debris in Water Storage Reservoirs of Central Europe, Man-Made lakes: Their Problems and Environmental Effects*, Geogr. Monogr., Amer. Geoph. Union, Washington, 17, 359–363.
Cyberski J., 1983, *Badania akumulacji rumowiska w zbiornikach retencyjnych w Polsce*, Gosp. Wodna, 2, 43–46.
Cyberski J., Pasternak K., 1973, *Skład granulometryczny unosin wód rzek karpackich na tle jakości podłoża ich zlewni*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 12, 131–152.
Czaja S., Degórska W., Leśniok M., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany biegu koryta Wisły od zbiornika w Goczałkowicach do ujścia Przemszy*, Geogr. Stud. Dissert. UŚ, 17, 7–15.
Czajka A., 2000, *Sedymentacja pozakorytowa aluwiów w strefie międzywala Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej*, Przegl. Geol., 48(3), 263–267.
Czernik S., 1955, *Zagadnienie regulacji Wisły dolnej*, Gosp. Wodna, 3, 116–122.
Ejtminowicz Z., 1977, *Dopływ materiału zawiesinowego z Wisły do Basenu Gdańskiego*, Stud. i Mat. Oceanolog., 19.
Fal B., 1993, *Zmienność odpływu z obszaru Polski w bieżącym stuleciu*, Wiad. IMGW, 6(37), 3–20.
Fal B., Bogdanowicz E., Czernuszenko W., Dobrzyńska I., Koczyńska A., 1997, *Przepływy charakterystyczne głównych rzek polskich w latach 1951–1990*, Mat. Badawcze, Hydrologia i Oceanologia, 21, 176–178.
Falkowski E., 1967, *Ewolucja holoceńskiej Wisły na odcinku Zawichost–Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju*, Biul. Inst. Geol., 198, 4, 57–148.

Falkowski E., 1975, *Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floor during the Holocene*, Bull. Geol. UW, 19, 45–78.
Falkowski E., 1982, *The pattern of changes in the Middle Vistula valley floor*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 1, 79–92.
Falkowski E., 1990, *Morphogenetic classification of river valleys developing in formerly glaciated areas for needs of mathematical and physical modeling in hydro technical projects*, Geogr. Pol., 58, 55–67.
Falkowski T., 2006, *Naturalne czynniki stabilizujące wybrane odcinki strefy korytowej Wisły środkowej*, Rozprawy Naukowe i Monografie.
Falkowski T., 2007, *Alluvial bottom geology inferred as a factor controlling channel flow along the Middle Vistula River, Poland*, Geol. Quarterly, 51(1), 91–102.
Falkowski T., Ostrowski P., 2015, *Wykorzystanie metod geoinformacyjnych w badaniach morfodynamiki koryta Wisły w Warszawie*, Przegl. Geol., 63(3), 186–193.
Falkowski T., Popek Z., 2000, *Zones of the ice jam formation of the Middle Vistula River Reach in reaction to the variable of the river morphology*, Annals of Warsaw Agricult. Univ., Land Reclamation, 30, 77–90.
Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiałło E., 1987, *Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Płock in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Geogr. tud., Spec. Issue, 4, 189–205.
Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 143, 1–144.
Gębica P., Patkowski B., Lasek A., Sokołowski T., 1998, *Geomorfologiczne i sedymentologiczne skutki przerwania wałów przeciwpowodziowych w dolinie Wisły w lipcu 1997 roku*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Wyd. Oddz. PAN w Krakowie, Kraków, s. 185–194.
Gierszewski P., 1988, *Zmiany brzegów wywołane termicznymi ruchami lodu na przykładzie Zbiornika Włocławskiego*, Przegl. Geogr., 66(4), 657–674.
Gierszewski P., 2018, *Hydromorfologiczne uwarunkowania funkcjonowania geoekosystemu Zbiornika Włocławskiego*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 268, 1–224.
Gierszewski P., Szmańda J., Luc M., 2006, *Distribution of the bottom deposits and accumulation dynamics in the Włocławek Reservoir (central Poland)*, WSEAS Transactions Environ. Develop., 5(2), 543–549.
Gierszewski P., Szmańda J., Luc M., 2015, *Zmiany układu koryt Wisły spowodowane funkcjonowaniem stopnia wodnego „Włocławek" na podstawie analizy zdjęć lotniczych*, Przegl. Geogr., 87 (3), 517–533.
Gierszewski P., Szmańda J.B., 2012, *Geomorphological and sedimentological effects of failure of the Vistula flood embankment near Płock*, 12. mezinárodna konference Stav geomorfologických výskumů v roce 2012, 18–20.04.2012 Parkhotel Sokolov, Czech Republic, Geomorfologický Sborník, 10, 9–10.
Gieysztor A., 1982, *Wisła w średniowieczu*, [w:] A. Piskozub (red.), *Wisła. Monografia rzeki*,WKiŁ, Warszawa, s. 21–30.
Gilewska S., 1991, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 248–296.
Głodek J., 1967, *Dolna Wisła*, [w:] C. Kolago (red.), *Z biegiem Wisły. Przewodnik geologiczno-krajoznawczy*, Wyd. Geologiczne, Warszawa, s. 418–483.
Górnik M., 2018, *Wieloletnie zmiany przepływów Wisły i Bugu (1951–2015)*, Przegl. Geogr., 90(3), 479–494.

Graniczny M., Janicki T., Kowalski Z., Koszka-Maroń D., Jegliński W., Uścinowicz S., Zachowicz J., 2004, *Recent development of the Vistula river outlet*, Polish Geol. Inst. Spec. Papers, 11, 103–107.
Grześ M., 1991, *Zatory i powodzie zatorowe na dolnej Wiśle: mechanizmy i warunki*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, Warszawa.
Grześ M., Banach M., 1983, *Powódź zatorowa na Wiśle w styczniu 1982 r.*, Przegl.Geogr., 55(1), 91–113.
Habel M., 2013, *Dynamics of the Vistula River channel deformations downstream of Włocławek Reservoir*, Kazimierz Wielki University Press, Bydgoszcz.
Helios-Rybicka E., 1983, *The content and chemical forms of heavy metals in the river sediments of Cracow area – the role of clay minerals*, Environ. Techn. Letters, 4, 515–520.
Helios-Rybicka E., Rutkowski J., 1984, *Wykształcenie litologiczne i zawartość metali ciężkich w madach terasy rędzinnej oraz w madach współczesnych w rejonie Tyńca–Kątów*, Mat. Symp. PTGeol, Kraków, s. 75–79.
Hennig J., 1991, *Elektrownie wodne*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. II, Wyd. PWN, Warszawa–Kraków, s. 179–184.
Hennig J., Hennig I., Roszkowski A., 1991, *Zbiorniki retencyjne*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. II, Wyd. PWN, Warszawa–Kraków, s. 121–143.
Jacewicz A.R., Kuźniar P., 2000, *Zarys historyczny kształtowania się doliny i koryta Wisły na odcinku warszawskim*, Dokument. Geogr. IGiPZ PAN, 19, 17–30.
Jędrysik M., Rusak M., 1982, *Kompleksowe zagospodarowanie Wisły*, [w:] A. Piskozub (red.), *Wisła. Monografia rzeki*, WKiŁ, Warszawa.
Kalicki T., Plit J., 2003, *Historical changes of the Vistula channel and its reflection in the floodplain between Józefów and Kazimierz Dolny. Holocene and Late Vistulian Paleogeography and Paleohydrology*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 189, 179–207.
Klimek K., 1972, *Kotlina Raciborsko-Oświęcimska*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, t. I, *Polska Południowa, góry i wyżyny*, Wyd. PWN, s. 116–138.
Klimek K., 1987, *Vistula valley in the eastern part of the Oświęcim Basin during the Upper Vistulian and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 4, 13–29.
Klimek K., 1988, *An early anthropogenic alluviation in the subcarpathian Oświęcim Basin, Poland*, Bull. of the P.A. of Sci., Earth Sciences, 36(2), 159–169.
Klimek K., Zawilińska L., 1985, *Trace elements in alluvia of the Upper Vistula as indicators of palaeohydrology*, Earth Surf. Proc. and Landf., 10, 273–280.
Koc L., 1972, *Zmiany koryta Wisły w XIX i XX wieku między Płockiem a Toruniem*, Przegl. Geogr., 44(4), 703–719.
Kordowski J., 2001, *Litologiczne i genetyczne zróżnicowanie osadów pozakorytowych równiny zalewowej Wisły między Górskiem i Chełmnem*, Przegl. Geogr., 73 (3), 351–369.
Kordowski J., 2003, *Struktury wewnętrzne i uziarnienie osadów pozakorytowych doliny dolnej Wisły w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim*, Przegląd Geograficzny, 75(4), 601–621.
Kordowski J., Gamrat W., Gierszewski P., Kubiak-Wójcicka K., Szmańda J.B., Tyszkowski S., Solarczyk A., 2014, *Zapis procesów sedymentacji fluwialnej i biogenicznej w osadach dna Doliny Dolnej Wisły*, Landf. Analysis, 25, 77–93.
Kowalczyk Z., 1964, *Analiza wyników badań geodezyjnych nad współczesnymi naturalnymi ruchami powierzchni południowej części Górnego Śląska*, PWN, Warszawa.
Kowalski H., Magnuszewski A., Radecki-Pawlik A., 2018, *The application of 2D hydrodynamic models for underwater archaeological finds from the Vistula River, Warsaw, Poland*, Hydrol. Proc., 32(18), 2888–2900.

Kwiatkowski J., 1935, *Zamek wśród koryta Wisły pod Zawichostem*, Wyd. Pol. Tow. Kraj., Biblioteka Sandomierska, 6, 1–16.
Lewakowski J., 1935, *Mapa terenów powodzi lipcowej 1934 r.*, Wiad. Sł. Geogr., 9, 288–294.
Łajczak A., 1988, *Development and structure of the Goczałkowice Reservoir ecosystem. Suspended Matter Sedimentation*, Ekol. Pol., 36 (3–4), 407–424.
Łajczak A., 1989, *Zróżnicowanie transportu zawiesiny w karpackiej części dorzecza Wisły*,Dokument. Geogr., 5, 1–85.
Łajczak A., 1995a, *The Impact of River Regulation, 1850–1990, on the Channel and Floodplain of the Upper Vistula River, Southern Poland*, [w:] E.J. Hickin (red.), *River Geomorphology*, International Association of Geomorphologists, 2, J. Wiley & Sons, Chichester, s. 209–233.
Łajczak A., 1995b, *Studium nad zamulaniem wybranych zbiorników zaporowych w dorzeczu Wisły*, Monogr. Kom. Gosp. Wodnej PAN, 8, 1–108.
Łajczak A., 1996, *Modelling the long-term course of non-flushed dam reservoir sedimentation and estimating the life of dams*, Earth Surf. Proc. and Landf., 21, 1091–1107.
Łajczak A., 1999, *Współczesny transport i sedymentacja materiału unoszonego w Wiśle i głównych* dopływach, Monogr. Kom. Gosp. Wodnej PAN, 15, 1–215.
Łajczak A., 2003a, *Silting of the Goczałkowice reservoir*, [w:] A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), *Mat. Sympozjum Polsko-Czeskiego „Problemy geoekologiczne górnośląsko-ostrawskiego regionu przemysłowego"*, WNoZ US, Sosnowiec, s. 96–101.
Łajczak A., 2003b, *Contemporary transport of suspended material and its deposition in the Vistula River, Poland*, Hydrobiologia, 494, 43–49.
Łajczak A., 2005, *Dostawa materiału unoszonego do Bałtyku przez rzeki, ze szczególnym uwzględnieniem roli Wisły i Odry*, Czasop. Geogr., 76(4), 265–293.
Łajczak A., 2006, *Regulacja rzeki a zagrożenie powodziowe, na przykładzie Wisły między Skoczowem i Puławami*, [w:] W. Bartnik (red.), *Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich*, Kom. Techn. Infrastruktury Wsi, PAN, 4(1), 38–45.
Łajczak A., 2007, *River Training vs. Flood Risk in the Upper Vistula Basin, Poland*, Geogr. Pol., 80(3), 79–96.
Łajczak A., 2012a, *Use of Piedmont Section of Vistula in Southern Poland to Examine the Effect of River Channelization on Flood Risk*, [w:] T. Wong (red.), *Flood Risk and Flood Management*, Publ. Nova Series, New York, USA, s. 88–106.
Łajczak A., 2012b, *Contemporary flood frequency, fluctuations and trends of changes in water discharge in the piedmont course of the Vistula River – geomorphological consequences, Southern Poland*, [w:] *The problems of geomorphology and paleoecology of the Ukrainian Carpathians and adjacent areas*, Publ. of the University of Lwow, Lwów, s. 60–69.
Łajczak A., 2012c, *Transport of suspended sediment by the Vistula River basin upstream of Kraków, southern Poland, and the human impact during the second half of the 20th century*, IAHS Publ., 356, 49–56.
Łajczak A., 2014a, *Changes in flood risk impacted by river training. Case study of piedmont section of the Vistula river*, Annals of Warsaw Univ. of Life Sciences – Land Reclamation, 46(4), 55–73.
Łajczak A., 2014b, *Does the river training mitigate flood risk? Case study of piedmont section of the Vistula river, southern Poland*, Proc. of International Conference *Analysis and Management of Changing Risk for Natural Hazards*, Padua, Italy, 18–19 November 2014 (extent abstract – on line).
Łajczak A., Plit J., Soja R., Starkel L., Warowna L., 2006, *Changes of the Vistula River Channel and Floodplain in the Last 200 Years*, Geogr. Pol., 79(2), 65–87.

Łajczak A., Plit J., Soja R., Starkel L., Warowna L., 2008, *Współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Wisły*, [w:] L. Starkel, A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Wyd. Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 349–369.

Łomniewski K., 1963, *Ujście Wisły*, Roczn. PTGeol., 29(4), 391–416.

Macklin M., Klimek K., 1992, *Dispersal, storage and transformation of metal-contaminated alluvium in the upper Vistula basin, southern Poland*, Applied Geography, 12, 7–30.

Majewski A., 1969, *Rozwój hydrograficzny delty Wisły w okresie historycznym*, Przegl. Geogr., 14(1), 3–42.

Makowski J., 1993, *Wały przeciwpowodziowe Dolnej Wisły historyczne kształtowanie, obecny stan i zachowanie w czasie znacznych wezbrań*, Wydawnictwo IBW PAN, Gdańsk.

Makowski J., 1997, *Dolna Wisła i jej obwałowania. Historyczne kształtowanie, obecny stan i zachowanie w czasie znacznych wezbrań. Część druga: odcinek od Torunia do Białej Góry*, Inst. Bud. Wod. PAN, Bibl. Nauk. Hydrotech., 27, 1–427.

Makowski J., Tomczak A., 2002, *Stany wody Wisły w Toruniu w świetle pomiarów z ostatnich dwóch stuleci*, St. Soc. Sci. Torunensis, Sectio C, 11(1), 1–174.

Manthey T., Gilewski J., 1980, *Określenie natężenia transportu rumowiska w postaci unoszonej i wleczonej w ujściowym odcinku rzeki Wisły*, Stud. i Mat. Oceanolog., 30, 179–214.

Maruszczak H., 1982, *Wisła Lubelska*, [w:] A. Piskozub (red.), *Wisła. Monografia rzeki*, WKiŁ, Warszawa, s. 125–136.

Maruszczak H., 1984, *Spatial and temporal differentiation of fluvial sediment yield in the Vistula river basin*, Geogr. Pol., 50, 253–269.

Maruszczak H., 1990, *Sediment transport in the Vistula drainage basin. Suspension transport. Solute transport*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 5, 85–90.

Maruszczak H., 1997, *Changes of the Vistula river course and development of the floodplain in the border zone of South Polish Uplands and Middle Polish Lowlands in historical time*, Landf. Analysis, 1, 33–39.

Mrózek W., 1958, *Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej*, [w:] R. Galon (red.), *Wydmy śródlądowe Polski*, Wyd. PTG, Warszawa, s. 7–59.

Mycielska-Dowgiałło E., Chomski J., 2000, *Evolution of the Vistula valley between Kepa Polska and Płock during the Last Galciation and Holocene*, [w:] A. Magnuszewski, Z. Mikulski, W.L.F. Brinkman (red.), *Floodplain Pollution Control Management (Vistula river, Poland)*, Publ. Deutsches IHP/OHP-Nationalkomitee, Koblenz, s. 11–20.

Niewiarowski W., 1987, *The evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and the river gap to the north of Bydgoszcz-Fordon*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 4, 233–252.

Plit J., 2004, *Changes in middle course of the river Vistula in historical time*, Geogr. Pol., 77(2), 47–61.

Plit J., Warowna J., 2008, *Zmiany układu i kształtu koryt w ciągu ostatnich 250 lat – procesy w uregulowanym korycie Wisły*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Wyd. SGP, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, Kraków, s. 356–361.

Pożaryski W., 1953, *Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe*, Prace Inst. Geol., Warszawa.

Pożaryski W., 1955, *Osady rzeczne w przełomie Wisły przez Wyżyny* Południowe, Prace Inst. Geol., 9, 1–96.

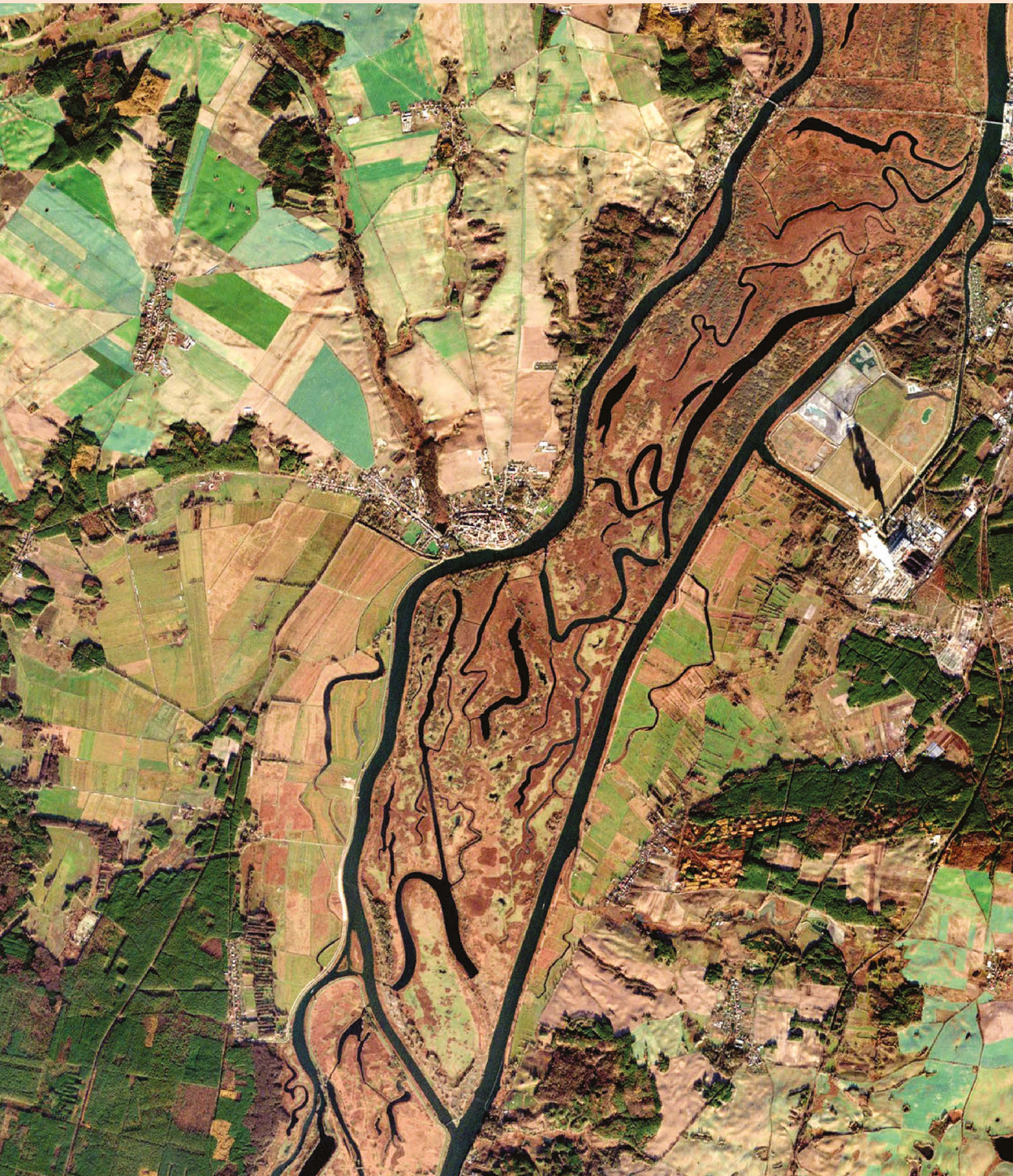
Pożaryski W., Kalicki T., 1995, *Evolution of the gap section of the Vistula valley in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Geogr. Stud., Spec. Issue, IGiPZ PAN, 8, 111–137.

Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1999, *Młodoczwartorzędowe terasy akumulacyjne i osady deluwialne w dolinie Środkowej Wisły*, Przegl. Geol., 47, 808–812.
Punzet J., 1981, *Zmiany w przebiegu stanów wody w dorzeczu górnej Wisły na przestrzeni 100 lat (1871–1970)*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys., 14, 5–28.
Punzet J., 1991, *Przepływy charakterystyczne*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. I, Wyd. PWN, Warszawa–Kraków, s. 167–215.
Roszkowski A., 1991, *Przerzuty wody*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. II, Wyd. PWN, Warszawa–Kraków, s. 144–146.
Roszkowski A., Hennig J., 1991, *Ochrona przed powodzią*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. II, Wyd. PWN, Warszawa–Kraków, s. 147–153.
Różycki S.Z., 1972, *Nizina Mazowiecka*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, PWN, Warszawa, s. 271–317.
Rutkowski J., 1986, *The occurrence of carboniferous coal of anthropogenic origin in the contemporaneous Vistula river sediments near Cracow (South Poland)*, Earth Surf. Proc. and Landf., 11, 321–326.
Rutkowski J., 1987, *Vistula River valley in the Cracow Gate during the Holocene,* [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 4, 31–49.
Skibiński J., 1976, *Próba ilościowej oceny intensywności transport rumowiska wleczonego w rzekach Środkowej Polski*, Zesz. Nauk. SGGW-AR, Rozpr. Nauk., 74, 1–111.
Soja R., 2002, *Hydrologiczne aspekty antropopresji w Karpatach*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 186, 1–130.
Soja R., Mrozek T., 1990, *Hydrological characteristics of the Vistula River*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 5, 45–62.
Sokołowski T., 1982, *Vistula valley between the outlets of Dunajec and Breń rivers*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 4, 95–114.
Stachy J., Fal B., Dobrzyńska I., Hołdakowska J., 1996, *Wezbrania rzek polskich w latach 1951–1990*, Materiały Badawcze, Hydrologia i Oceanologia, 20, 1–80.
Stachy J., Nowak H., 1977, *Przyczynek do zagadnienia zmian reżymu wezbraniowego rzek polskich*, Gosp. Wodna, 8, 227–229.
Starkel L., 1967, *Wisła wśród gór i wyżyn*, [w:] C. Kolago (red.), *Z biegiem Wisły. Przewodnik geologiczno-krajoznawczy*, Wyd. Geologiczne, Warszawa, s. 31–159.
Starkel L., 1982, *Wisła poniżej Krakowa*, [w:] A. Piskozub (red.), *Wisła. Monografia rzeki*, WKiŁ, Warszawa, s. 111–124.
Starkel L., 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Monografie IGiPZ PAN, 2, 1–263.
Strzyżewski T., Pawłowski B., 2014, *Identyfikacja i typologia zatorowych odcinków Wisły na podstawie zmienności morfometrycznych parametrów koryta*, Monitoring Środowiska Przyrodniczego, 15, 51–58.
Szmańda J.B., 2005, *Zastosowanie analiz metali ciężkich, koncentracji 137Cs i datowań luminescencyjnych w badaniach wieku aluwiów powodziowych w Toruniu*, AUNC, Geografia, 33, 111, 83–103.
Szmańda J.B., 2006, *Rytmika powodziowa w aluwiach pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tążyny*, [w:] P. Gierszewski, M.T. Karasiewicz (red.), *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii*, Geogr. Fiz., Dokument. Geogr., 32, 266–270.
Szmańda J.B., 2011, *Zapis warunków depozycji w uziarnieniu aluwiów pozakorytowych*, Landf. Analysis, 18, 1–97.

Tomczak A., 1971, *Kępa bazarowa na Wiśle w Toruniu w świetle badań geomorfologicznych oraz archiwalnych materiałów kartograficznych*, Stud. Soc. Sc. Torunensis, Sec. C, 7, 6, 1–11.
Tomczak A., 1987, *Evolution of the Vistula valley in the Toruń Basin in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Geogr. Stud., Spec. Issue, 4, 207–232.
Trafas K., 1975, *Zmiany biegu koryta Wisły na wschód od Krakowa w świetle map archiwalnych i fotointerpretacji*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 40, 16–37.
Trafas K., 1992, *Zmiany biegu Wisły pomiędzy ujściem Przemszy i Sandomierzem*, [w:] K. Trafas (red.), *Zmiany biegu Wisły i ich skutki*, Wyd. Uniw. Warszawskiego, Warszawa, s. 31–61.
Urbaniak U., 1967, *Wydmy Kotliny Płockiej*, Prace Geogr., 61, 1–74.
Weckwerth P., 2013, *Ewolucja fluwialnych systemów depozycyjnych i jej uwarunkowania paleośrodowiskowe w Kotlinie Toruńskiej podczas zlodowacenia Wisły*, Wyd. Naukowe UMK, Toruń.
Wierzbicki J., 1985, *Wybrane zagadnienia koryt rzecznych i zasad regulacji rzek nizinnych*, Informator Projektanta CBSiPBW Hydroprojekt, Warszawa, 2, 11–33.
Wierzbicki G., Ostrowski P., Falkowski T., Mazgajski M., 2018, *Geological setting control of flood dynamics in lowland rivers (Poland)*, Science of the Total Environm. (STOTEN), 636, 367–382.
Wiśniewski E., 1987, *Evolution of the Vistula valley between Warsaw and Płock Basin during the last 15 000 years*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Geogr. Stud., Spec. Issue., 4, 171–187.
Wrzesiński D., 2017, *Reżimy rzek Polski*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, s. 215–221.
Żelaziński J., Brański J., Kadłubowski A., Wereski S., 2005, *Application of the CCHE Models for Explanation of Factors Causing Deep Erosion of Vistula River Bed in Warsaw. E-5. 387*, Publ. Inst. Geofizyki PAN, s. 87–113.

Rozdział 12

Współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Odry



Dolna Odra (ESA/Copernicus)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-12

CC BY 4.0

Rozdział 12

Współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Odry

Dariusz Ciszewski, Agnieszka Czajka

12.1. Charakterystyka doliny rzeki Odry

12.1.1. Fizjografia doliny Odry

Dorzecze Odry ma powierzchnię 118 861 km^2, co stanowi 32,9% powierzchni kraju. W granicach Polski znajduje się 106 821 km^2 jej dorzecza, w granicach Czech – 6453 km^2, a na terenie Niemiec 5587 km^2. Dorzecze Odry ma charakter nizinny, gdyż tereny powyżej 300 m n.p.m. zajmują jedynie 21,4% jej obszaru, a poniżej 100 m n.p.m. – 24% (Dubicki 1993, Nalberczyński 1993). Odra wypływa w położonych w Czechach Górach Oderskich na wysokości 634 m n.p.m. Jej długość wynosi 854,3 km, z czego w granicach Polski znajduje się 741,9 km.

W dorzeczu Odry wyróżnia się sześć obszarów o odmiennych cechach orograficznych i hydrograficznych: górne, środkowe i dolne dorzecze Odry oraz dorzecza Warty, Nysy Łużyckiej i Zalewu Szczecińskiego (Plan… 2010). Za obszar zlewni górnej Odry przyjmuje się tereny zamknięte granicą zlewni Nysy Kłodzkiej oraz zlewni Małej Panwi. Dorzecze środkowej Odry sięga niemal ujścia Warty, podczas gdy dorzecze dolnej Odry sięga jej ujścia do Zalewu Szczecińskiego. Duży udział dopływów rzek górskich w odpływie z obszaru górnej i środkowej Odry ma wpływ na znaczną zmienność przepływów rzeki. Cechą charakterystyczną tej części dorzecza Odry jest wyraźna dominacja licznych, lewobrzeżnych, obfitujących w wodę dopływów górskich nad nielicznymi, prowadzącymi mniej wody rzekami nizinnymi. Z kolei dorzecze Warty, o powierzchni 54 529 km^2, w większości stanowią tereny nizinne, ze znacznym udziałem terenów zalesionych oddziałujących wyrównawczo na przepływ Odry. Podczas gdy dorzecze górnej i środkowej Odry ma powierzchnię 53 536 km^2, powierzchnia dorzecza dolnej Odry (od ujścia Warty) wynosi jedynie 10 796 km^2 (Głowicki i in. 1993, Dubicki 2002). Na tym odcinku wahania stanów wody zależą od zasilania z obszaru górnej i środkowej

Odry i Warty, ale także, od wodowskazu w Gozdowicach – od cofki Zalewu Szczecińskiego.

Obecny przebieg doliny Odry kształtował się wskutek procesów morfogenetycznych zachodzących głównie w okresie plejstocenu. Odpływ wód fluwioglacjalnych na przedpolu lądolodu zachodził w kierunku zachodnim systemem pradolin, podczas gdy pomiędzy tymi pradolinami występowały przełomowe odcinki doliny. Z powodu naprzemiennego występowania odcinków południkowych i równoleżnikowych dolina Odry na terenie Polski wielokrotnie gwałtownie zmienia swój kierunek. Kotlina Raciborska, w której południkowo biegnąca dolina Odry ma szerokość dochodzącą do 6 km, kończy się 1,5-kilometrowej szerokości zwężeniem wykształconym w utworach triasowych. Dalej dolina Odry wykorzystuje fragment Pradoliny Wrocławsko-Magdeburskiej o szerokości dochodzącej do 10 km. Poniżej Malczyc na obszarze Obniżenia Ścinawskiego, o szerokości dochodzącej do 20 km, dolina ponownie ma przebieg południkowy. Dalej Odra wykorzystuje odcinek Pradoliny Barucko-Głogowskiej o przebiegu NW–SE, a następnie Kotlinę Kargowską. Z kolei równoleżnikowo biegnąca dolina w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej kończy się w malowniczym południkowym odcinku Lubuskiego Przełomu Odry. Dolina Odry rozszerza się do kilkunastu kilometrów na terenie Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, którą wykorzystuje także rzeka Warta, i Doliny Dolnej Odry ograniczonej kilkudziesięciometrowej wysokości skarpami na prawym brzegu rzeki.

Miąższość osadów czwartorzędowych występujących w dolinie Odry sięga przeważnie kilkudziesięciu metrów (Galon 1972), natomiast osadów holoceńskich – kilkunastu metrów (Czerwiński 1998). Osady te są wyraźnie sterasowane w wyniku stopniowego wcinania się wód płynących doliną Odry u schyłku vistulianu i w holocenie. Przeważnie obserwuje się system czterech teras o wysokości od 1 m do kilkunastu metrów nad poziom wody (Badura, Przybylski 2000). W rzeźbie doliny w dolnym biegu Odry zaznaczają się systemy terasowe z tego okresu o wysokości 18–22 m, 12–15 m, 6,5–8 m i 1–2 m (Borówka 2003). Najmłodsza i najniższa holoceńska równina zalewowa, zbudowana głównie z piasków i żwirów, jest nadbudowywana utworami facji powodziowych o przeciętnej miąższości 2–3 m, a w wypełnieniach starorzeczy 3,5 m. Utwory powodziowe są zbudowane z osadów bardziej drobnoziarnistych, głównie piasków drobnoziarnistych, piasków pylastych i pyłów (Badura, Przybylski 2000).

Spadek rzeki Odry w górnym biegu, powyżej granicznego wodowskazu w Chałupkach, wynosi 0,7‰, a na odcinku od granicy do ujścia Kłodnicy 0,39‰. Spadek zmniejsza się z biegiem rzeki, od 0,38‰ w Pradolinie Wrocławsko-Magdeburskiej i 0,32‰ w Pradolinie Barucko-Głogowskiej, do 0,28‰ w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej. Poniżej ujścia Nysy Łużyckiej spadek ten zmniejsza się poniżej 0,25‰. Jeszcze mniejszy jest poniżej ujścia Warty i wynosi 0,17‰ w Kotlinie Freienwalde i 0,04‰ w 75-kilometrowym przyujściowym odcinku.

12.1.2. Hydrologia rzeki Odry

Średni roczny przepływ górnej Odry wynosi około 60 $m^3 \cdot s^{-1}$ (Krzyżanowice), jednak w czasie niżówek jesiennych jest on nawet 2–3-krotnie niższy. Wezbrania w górnym, ale także w środkowym biegu formują się przeważnie w miesiącach wiosennych oraz w lipcu i sierpniu (Jankowski, Kříž 1996). Przepływy wody w pewnym stopniu kształtowane są też pod wpływem zrzutów wód kopalnianych oraz przerzutów wód ze zlewni Wisły (Absalon i in. 1997, Matysik 2018). W górnym biegu Odry wahania przepływów wody są największe. Stosunek ich wartości ekstremalnych WWQ/NNQ wynosi ponad 200 (Jankowski, Świerkosz 1995), a uwzględniając powódź z 1997 r. – ponad 300. Również relacja między wysokimi i niskimi przepływami średnimi (ŚWQ/ŚNQ) jest największa, niemal 30-krotna.

Wahania stanów wód szybko zmniejszają się w środkowym biegu rzeki. Dopływy rzek nizinnych oraz niewielki udział obszarów górskich w powierzchni zlewni środkowej Odry powodują, że wartość WWQ/NNQ na długim odcinku rzeki waha się w granicach 30–60 (Jankowski, Świerkosz 1995). W Oławie przepływy Odry w strefie przepływów niskich i średnich wzrastają trzykrotnie w stosunku do górnego odcinka Odry, natomiast przepływy wysokie – zaledwie 15–20% i kształtują się w przedziale 31,2–3550 $m^3 \cdot s^{-1}$. W Ścinawie średni przepływ Odry wynosi około 180 $m^3 \cdot s^{-1}$, jednak w czasie niżówek może on zmniejszyć się nawet do 23 $m^3 \cdot s^{-1}$. Przykładowe wartości przepływów średnich dopływów Odry w ich odcinkach ujściowych, w stosunku do przepływów Odry, wynoszą: dla Nysy Kłodzkiej (Skorogoszcz) 28%, Bobru (Żagań) 14%, Nysy Łużyckiej (Gubin) 10% (Ciszewski, Dubicki 2008). Wartość WWQ/NNQ w środkowym biegu spada od 60 do 30 (Jankowski, Świerkosz 1995), a uwzględniając powódź z 1997 r. – od 110 do 40. Dużo mniejsze są także różnice pomiędzy średnimi przepływami (ŚWQ/ŚNQ) wynoszące od 11 w Oławie do 7 w Połęcku. W Ścinawie średni przepływ Odry wynosi około 190 $m^3 \cdot s^{-1}$. Jednak w czasie niżówek może on zmniejszyć się nawet do 35 $m^3 \cdot s^{-1}$. Średni roczny przepływ Odry w dolnym odcinku wynosi około 500 $m^3 \cdot s^{-1}$ i jest tylko 2,5 razy większy niż przepływ minimalny. Wpływ dużej ilości wód Warty, o stosunkowo niewielkich wahaniach przepływu, powoduje również zmniejszenie wahań przepływów ekstremalnych na dolnej Odrze do 12 (Jankowski, Świerkosz 1995). Spływ wód roztopowych z dorzecza Warty często powoduje długotrwałe utrzymywanie się przepływów pozakorytowych na dolnej Odrze w miesiącach wiosennych. Wielokrotnie wysoki stan wód jest podtrzymywany wskutek piętrzenia wód Zalewu Szczecińskiego przez sztormy.

Średni odpływ jednostkowy na przeważającej części dorzecza Odry kształtuje się w przedziale 2,5–7,5 $dm \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (w latach 1961–1990). Jedynie obszary górskie Sudetów i Beskidów Śląsko-Morawskich charakteryzują się wyższymi odpływami 7,64–18,5 $dm \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Zlewnia Odry rozdzielona jest izoreją odpowiadającą wielkości średniego wysokiego odpływu (Swq) 50 $dm \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ na mniej więcej dwie połowy. Wartości odpływu jednostkowego (Swq) wyższe od 50 $dm \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ występują na obszarach Przedgórza Sudeckiego, Sudetów i Beskidu Śląsko-Morawskiego. Natomiast znacznie niższe z tych wartości są charakterystyczne dla

terenów nizinnych i zlewni rzek o charakterze przejściowym, w większości położonych na wschód i północny wschód od linii Odry (Ciszewski, Dubicki 2008).

12.2. Historia regulacji Odry

Współczesne procesy fluwialne zachodzące w korycie Odry są uwarunkowane regulacją wykonaną na niemal całej długości rzeki. Obecnie jedynie od granicy państwa do ujścia Olzy koryto Odry zachowało naturalny, meandrowy charakter. Jakkolwiek modyfikacja koryta rzeki była lokalnie wykonywana jeszcze w średniowieczu w pobliżu miast nadodrzańskich, dopiero regulacja zapoczątkowana w połowie XVIII w., po zajęciu Śląska przez Prusy w czasie wojny austriacko-pruskiej i prowadzona w systematyczny sposób w XIX i w początkach XX w., spowodowała istotne zmiany w przebiegu koryta. Początkowo głównym celem było skrócenie Odry poprzez przekopy meandrów o największej krzywiźnie dla ułatwienia żeglugi, przyspieszenia spływu wód powodziowych oraz ochrony przed erozją budowanych w wielu miejscach wałów przeciwpowodziowych. Ponieważ prace wykonywano ręcznie, a do przewozu ziemi używano koni, starano się je przeprowadzić stosunkowo najmniejszym nakładem wysiłku, a więc i kosztów. W tym celu wykopywano rów o szerokości około 4 m i następnie rozszerzano na przemian z lewej i z prawej strony. Skutkiem tego woda musiała płynąć zygzakowatym nurtem, intensywnie erodując rozkopane brzegi (Born 1948). Do 1782 r. wykonano 48 przekopów, które spowodowały skrócenie Odry o 60 km. Niewątpliwie gwałtowne zwiększenie ilości transportowanego materiału musiało przyczynić się do dziczenia rzeki i trudnej do kontrolowania erozji przylegających do rzeki gruntów, ale także szybkiego zasypywania dawnych zakoli, zwłaszcza w ich części proksymalnej. Problemy, jakie spowodował taki sposób regulacji, m.in. powstawanie mielizn, wpadające do rzeki drzewa, obecność pali starych mostów (w wielu miejscach uniemożliwiających jakąkolwiek żeglugę), wymusiły modyfikację postępowania. Nowy sposób, który zaczęto stosować około 1800 r., polegał na budowie ostróg. Do ich konstrukcji używano wiązek wikliny układanych na przemian z warstwami ziemi i piasku, a załądowane pomiędzy nimi basseny były utrwalane wikliną. Ostrogi te jednak nie wszędzie ustabilizowały koryto rzeki. W wielu miejscach ich nierównomierne i niewłaściwe rozmieszczenie stało się przyczyną zwiększenia krętości nurtu i erozji niektórych odcinków brzegów. Można przypuszczać, że na początku XIX w. Odra w dolnym biegu transportowała ilości rumowiska dennego, znacznie większe od ilości obserwowanych w drugiej połowie XX w., wynoszących około 300–350 000 $t \cdot a^{-1}$ (Łajczak 2005).

Problemy wynikające z dotychczasowej regulacji oraz wzrastające od końca XVIII w. wydobycie węgla i budowa Kanału Kłodnickiego w latach 1792–1812 stały się impulsem do wykorzystania Odry do celów żeglugowych. Zaplanowano systematyczną regulację Odry, której założenia przyjęto w 1819 r. w tzw. Protokole Bogumińskim. Przewidywał on zawężenie koryta rzeki, którego skutkiem miało być usunięcie mielizn i wykształcenie głębokości umożliwiającej żeglugę

od Raciborza podczas trwania średnich stanów wody (Koziarski 1997). Ustalono regularnie zmieniającą się z biegiem rzeki szerokość koryta o przebiegu krzywoliniowym, możliwie zbliżonym do naturalnego (Muszyński 1948). Przyjętą głębokość i szerokość koryta Odry osiągano w czasie regulacji trwających w XIX i XX w. (tab. 12.1). Od 1842 r. rozpoczęto budowę ostróg kamiennych, często obrukowanych, ale nierzadko tylko pokrytych faszyną i kamieniami. Doprądowy kierunek ostróg ułatwiał akumulację osadów w basenach międzyostrogowych. Większość zaplanowanych prac od Kędzierzyna do Świecka wykonano do 1885 r. Regulacja środkowego odcinka Odry między Wrocławiem i ujściem Warty spowodowała akumulację erodowanych osadów w niżej położonych odcinkach. Szczególnie okresowe zwiększenie ilości transportowanego rumowiska spowodowało nasilenie się powodzi w dolnym biegu w latach 1829–1845. Wymusiło to budowę ostróg zawężających koryto także w tym odcinku w latach 1850–1885 (Born 1948) oraz kolejne modyfikacje biegu rzeki i budowę polderów według tzw. planu Heuera (Unikalna dolina… 2015). Już w trakcie prac okazało się, że potrzeby transportowe są coraz większe i drogę wodną należy dostosować do barek o nośności 400 ton. Również częste niskie stany wody utrudniały uzyskanie głębokości większych niż 60 cm. Spowodowało to konieczność ponownego zawężenia koryta rzeki i umocnienia jej brzegów. Powołana w 1874 r. Komisja Regulacji Rzeki Odry określiła głębokość 1 m jako konieczną do uzyskania w nurcie przy średnich niskich stanach wody. W tym celu należało skanalizować odcinek Odry powyżej Wrocławia, a odcinek pomiędzy Wrocławiem i ujściem Warty zawęzić o około 25 m (tab. 12.1). Kanalizację Odry wykonano na 187-kilometrowym odcinku pomiędzy Koźlem i Wrocławiem. Między Koźlem i ujściem Nysy Kłodzkiej w latach 1891–1896 wybudowano 12 stopni wodnych, a także śluzy i port rzeczny w Koźlu. Równocześnie w latach 1892–1897 rozbudowano drogę wodną – porty, śluzy i kanały na terenie Wrocławia. W latach 1907–1915 kontynuowano kanalizację

Tabela 12.1. Zmiany szerokości koryta Odry w wyniku regulacji od XVIII do połowy XX w. (Ciszewski 2006)

Miejscowość	Szerokość koryta [m]			
	Koryto naturalne (XVIII w.)	Koryto skrócone (1 połowa XIX w.)	Koryto uregulowane (1 poł. XX w.)	
			wg ustaleń z 1819 r.	wg ustaleń z 1874 r.
Krzyżanowice	70–120	70–120	61	
Koźle	70–150	70–150	72	
Oława	150–250	120–250	90–93	
Uraz	150–170	120–150	105–113	76
Ścinawa	200–250	150–200	120	76
Nowa Sól	200–300	130–250	139	102
Słubice	250–350	200–250	150	124
Gozdowice	250–450		150	

Odry pomiędzy Nysą Kłodzką i Wrocławiem, kończąc ją na stopniu Różanka. Ogółem zbudowano 9 stopni wodnych, na których jeszcze później, aż do 1942 r., modernizowano śluzy i inne elementy mechaniczne. W 1923 r. zbudowano stopień wodny w Rędzinie poniżej Wrocławia, w latach 1948–1958 – w Brzegu Dolnym. W 1939 r. oddano do użytku Kanał Gliwicki. Ogółem na tym skanalizowanym odcinku istnieją 24 stopnie, na których spadek rzeki wynosi 50 m. Mimo istnienia przed wojną projektów mających polepszyć żeglowność Odry poniżej Wrocławia, nie zdecydowano się na przeprowadzenie jej kanalizacji ze względu na niskie położenie i dużą szerokość dna doliny, które mogłoby zostać wskutek tego podtopione. Szczególnie jednak wzrosłoby zagrożenie jej zalania w czasie powodzi. Ponowna regulacja Odry poniżej Wrocławia poprzez zawężenie jej regularnym systemem ostróg została przeprowadzona w latach 1924–1939 i objęła odcinek od Rędzina (261 km) do Lubusza (594 km). Niedokończone w czasie wojny prace na odcinku 54 km, między Lubuszem i ujściem Warty, zostały wykonane po II wojnie światowej (Koziarski 1997).

Ostrogi (tamy poprzeczne), które miały kluczowy wpływ na wielkość i zróżnicowanie akumulacji osadów, konstruowano w tym odcinku według wspólnych zasad. Budowano je naprzeciwko siebie tak, aby ich przedłużenia przecinały się w osi trasy regulacyjnej. Kąt, jaki tworzą tamy z osią trasy regulacyjnej, wynosi około 75°. Odstępy pomiędzy ostrogami wzrastają wraz z szerokością koryta. Przy brzegu wklęsłym odstępy mogą być mniejsze, a na wypukłym większe. W zakrętach o dużej krzywiźnie budowano także ostrogi (tamy) równoległe, a przestrzenie między brzegiem i tymi ostrogami wypełniono materiałem pochodzącym z brzegów. Stopa ostrogi była konstruowana z faszyny, na którą narzucano kamienie, a następnie piasek i żwir. Powierzchnia ostróg była obrukowana kamieniami i zaokrąglona dla zmniejszenia uszkodzeń spowodowanych spływem wody lub lodu. Szerokość korony ostrogi wynosiła 2 m. Również brzegi umacniano narzutem kamiennym i faszyną, szczególnie wzmacniając połączenie ostrogi z brzegiem, będące miejscem narażonym na erozję w czasie powodzi (Muszyński 1948).

Od 1945 r. stale, choć z różnym natężeniem, prowadzi się prace zmierzające do utrzymania Odry jako rzeki żeglownej, głównie obejmujące modernizację śluz i ich urządzeń napędowych. Do 1996 r. wykonano także na odcinku skanalizowanym 17 jazów. Poniżej wybudowanego po II wojnie światowej progu w Brzegu Dolnym wystąpiła szybka, przekraczająca 2 m, erozja denna. Wymusiło

Ryc. 12.1. Budowa zbiornika Racibórz w miejscowości Sudół. Stan na lipiec 2019 r. (fot. A. Czajka)

to rozpoczęcie budowy stopnia wodnego w Malczycach, ukończonej w 2019 r., na którym dziś kończy się Odra skanalizowana. Jest on jednym z kilku progów proponowanych do wykonania dla dalszej poprawy żeglowności środkowej Odry (Kubec 2004). W ramach programu Odra 2006 wykonano też liczne poldery w: Raciborzu, Koźlu, Dąbrówce, Chróścicach, Kotowicach, Widawie, Rakowie, Domaszkowie, Rzymkówce, trwa również budowa zbiornika wodnego w Raciborzu (ryc. 12.1). Inwestycjom tym towarzyszą zmiany linii brzegowej, z budową nowych ostróg i umocnień włącznie (Zaleski Winter, 2000).

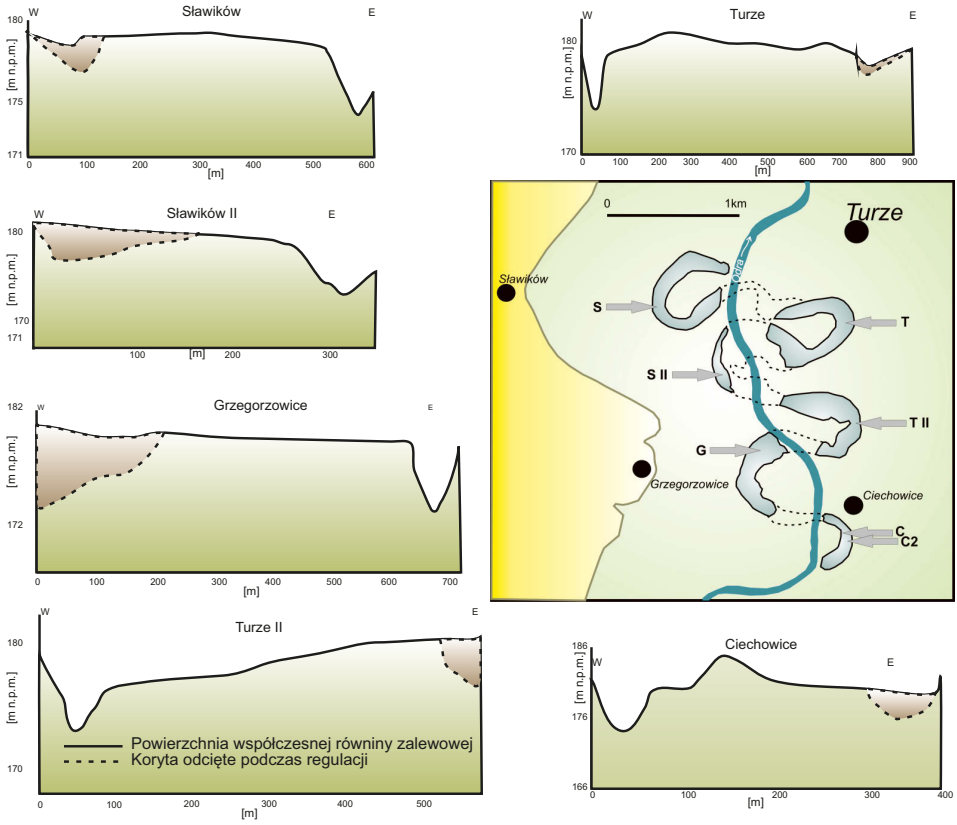
12.3. Procesy i osady fluwialne Odry uregulowanej

W górnym biegu Odry skrócenie koryta, zapoczątkowane w 1786 r., wyniosło 36%, powodując zwiększenie spadku poniżej ujścia Olzy o 37%, do 0,4 m·km^{-1} (Czajka 2005). Zwiększenie spadku koryta oraz jego 2-krotne zwężenie zainicjowało z kolei gwałtowną erozję i pogłębianie. Skalę zmian geometrii koryta pokazuje porównanie koryt w meandrach odciętych w wyniku regulacji pod koniec XVIII w., z korytem współczesnym w odcinku pomiędzy 62 a 65 km biegu rzeki w rejonie Grzegorzowic (ryc. 12.2). Parametry przedregulacyjnego koryta Odry znacznie odbiegają od parametrów koryta współczesnego (tab. 12.2). Naturalne koryto Odry miało w badanym odcinku nawet ponad 190 m szerokości, a dzisiejsze w najszerszym miejscu ma zaledwie 50 m. Oznacza to, że uregulowana Odra jest węższa od naturalnej nawet o 150 m. Z kolei dno współczesnego koryta Odry leży miejscami ponad 3 m poniżej poziomu koryta naturalnego.

Erozji sprzyjają największe w całym biegu Odry wahania przepływów wody. Erozja koryta, zachodząca w ostatnich 30 latach, najintensywniej w wyżej położonym odcinku pomiędzy Miedonią i granicą państwa w Chałupkach, jest istotnym źródłem transportowanych osadów. Ich ładunek, wraz z osadami dostarczanymi przez dopływy: Olzę i Psinę, wyniósł w latach 1978–1990 około 280 000 t·a^{-1}.

Tabela 12.2. Szerokość i położenie dna współczesnego i przedregulacyjnego koryta Odry w rejonie Grzegorzowic (S – Sławików, S II – Sławików II, G – Grzegorzowice, T – Turze, T II – Turze II, C, C2 – Ciechowice)

	Szerokość koryta przed regulacją [m]	Szerokość koryta dzisiaj [m]	Różnica szerokości [m]	Poziom dna przed regulacją [m n.p.m.]	Współczesny poziom dna [m n.p.m.]	Różnica poziomów [m]
S	123	44	–79	177,3	174,1	–3,3
S II	165	43	–122	176,7	173,5	–3,1
T	142	32	–110	177,2	174,0	–3,2
T II	70	47	–23	176,6	173,1	–3,5
C	100	50	–50	175,9	173,2	–2,7
G	193	42	–151	173,3	173,2	–0,1



Ryc. 12.2. Różnice geometrii między współczesnym i XVIII-wiecznym korytem Odry w rejonie Grzegorzowic (S – Sławików, S II – Sławików II, G – Grzegorzowice, T – Turze, T II – Turze II, C, C2 – Ciechowice)

Nawet ponad 80% osadów transportowanych podczas wezbrań akumulowało się na równinie zalewowej powyżej Miedoni. Wielkość ładunku wahała się jednak w zależności od pory wystąpienia wezbrania najczęściej pomiędzy 50–60%, wynosząc około 5500 $t \cdot a^{-1}$ (Czajka 2004). W korycie uregulowanym formy denne występują stosunkowo rzadko w porównaniu z odcinkiem meandrowym, gdyż są rozmywane łatwo z powodu dużych prędkości wody występujących w czasie wezbrań, a także wskutek intensywnej eksploatacji osadów prowadzonej w miejscach powstawania łach. Eksploatacja powoduje generalnie ujemny bilans transportowanych osadów w tym odcinku (Czajka, Nadudvari 2016).

Najszybsze narastanie osadów pozakorytowych ma miejsce przy brzegach poregulacyjnego koryta chronionego nieregularnymi ostrogami. Wiek wykonania przekopów skracających zakola oraz znajdowane w osadach artefakty pozwalają ocenić tempo depozycji przy założeniu jego stałości w uzyskanych okresach. Przeciętne roczne tempo przyrostu tych osadów jest szybkie i waha się od 1 do

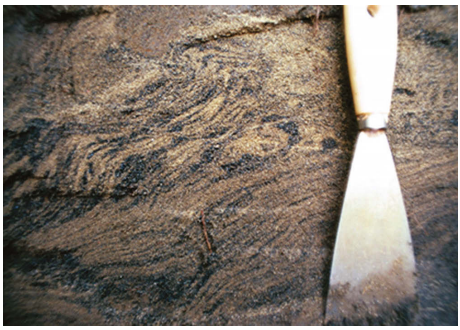
10 cm, a ich miąższość wynosi od 2 do 4 m (Czajka 2005). Cechą charakterystyczną tych osadów jest ich wyraźne warstwowanie (ryc. 12.3.).

Naprzemiennie występują jasne warstwy piasków drobno- i średnioziarnistych, przedzielone brunatnoczarnymi warstwami o większej zawartości frakcji drobniejszych oraz dużej zawartości materii organicznej. W warstwach tych powszechnie spotykane są okruchy węgla, tworzące bardziej lub mniej widoczną laminację (ryc. 12.4).

Ponadto powszechne jest zanieczyszczenie tych osadów metalami ciężkimi, pochodzącymi z kopalń i innych zakładów przemysłowych Ostrawsko-Karwińskiego Okręgu Przemysłowego, o zawartościach przekraczających wielokrotnie wielkości tła geochemicznego (Ciszewski 2006). W spągu tych osadów występują łachy koryta funkcjonującego w momencie regulacji, w wielu miejscach pokryte otoczakami dawnego bruku korytowego. Dziś ich powierzchnia jest zawieszona nawet 2 m nad przeciętny poziom wody. Osady te ograniczone są kamienną opaską znaczącą brzegi rzeki w połowie XIX w., a w niektórych miejscach niewysoką krawędzią, która wskazuje szerokość koryta współczesnego, mniejszą o kilka, a nawet kilkadziesiąt metrów od koryta w XIX w. W ostatnich kilku latach, w związku z budową polderu i zbiornika koło Raciborza w ramach programu Odra 2006, wykonano kamienne umocnienia brzegów oraz – wzdłuż niektórych odcinków, np. koło Grzegorzowic – serię kilkumetrowych ostróg, które przyczynić się mogą do okresowej intensyfikacji erozji dna koryta i eliminacji erozji brzegów.

Ryc. 12.3. Osady wału brzegowego w Bieńkowicach
Głębokość odsłonięcia 300 cm. Na żółto zakreślono artefakty określające wiek osadów (płytki PCV, folie, fragmenty opakowań wskazują akumulację ponad 2,5-metrowej warstwy osadów w ciągu około 50 lat; fot. A. Czajka)

Począwszy od ujścia Kłodnicy w Koźlu, aż do Wrocławia, pogłębianie koryta Odry zaznaczyło się w XIX w. i zostało zatrzymane budową kaskady progów wodnych na przełomie XIX i XX w. Wielkość pogłębienia można szacować na 2 m. Poniżej Koźla terasie zalewowej wysokości około 4 m w niektórych odcinkach towarzyszy niższy poziom zalewowy wysokości koron ostróg, będący skutkiem wypełnienia przybrzeżnej części basenów międzyostrogowych. Osady pylasto-ilaste, budujące ten poziom, wypełniają zarówno baseny międzyostrogowe z tego



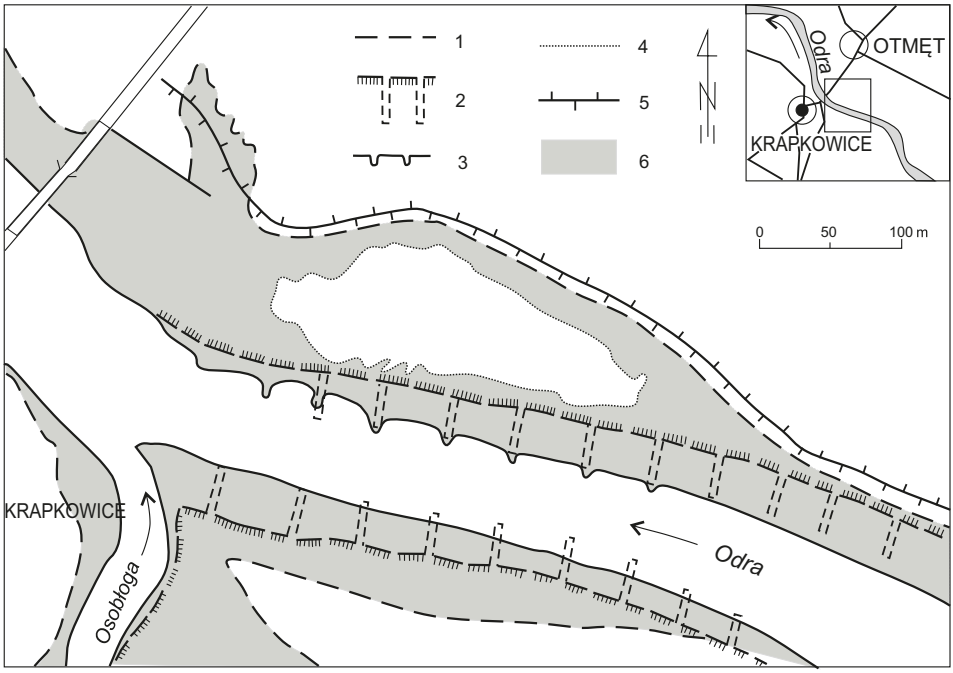
Ryc. 12.4. Przekątna laminacja riplemarkowa w litofacji piaszczystej zdeponowanej na głębokości 230–210 cm (fot. A. Czajka)
Struktura osadów podkreślona obecnością miału węglowego, miejscowość Przewóz.

okresu, jak i pokrywają ponad półmetrową warstwą kamienne opaski brzegowe z przełomu wieków. Stosunkowo szybka depozycja osadów od początku XX w. jest ograniczona do nisko położonego poziomu i miejsc chronionych ostrogami. W niewielkich basenach międzyostrogowych występują osady pylasto-ilaste, będące wynikiem selektywnej erozji zachodzącej w czasie stanów wody wyższych od przeciętnych. Tempo nadbudowywania XVIII- i XIX-wiecznej terasy zalewowej jest znacznie niższe. Miąższość osadów akumulowanych w XX w., w odległości kilkunastu metrów od współczesnego brzegu, rzadko przekracza 20 cm.

W Krapkowicach w początku XIX w. (ryc. 12.5.) szerokość naturalnego koryta dochodziła do 250 m. W wyniku jego zwężenia, do około 100 m w połowie XIX w., istniejąca duża łacha żwirowa na prawym brzegu została odcięta i zaczęła być nadbudowywana osadami pylasto-piaszczystymi. Ich miąższość w sąsiedztwie brzegów koryta z tego okresu przekracza 1 m. Skokowy wzrost zanieczyszczenia metalami ciężkimi wskazuje, że połowa z nich została zdeponowana od początku XX w. (Ciszewski 2006). Większej miąższości osady gromadziły się w obniżeniach terenu wokół dawnej łachy, w XX w. nawet około 1 m. W wypełnieniach basenów międzyostrogowych, utworzonych w połowie XIX w., gromadziły się osady pylaste, w dolnej części wzbogacone w okruchy miału węglowego. Ich obecność wskazuje na znaczące zanieczyszczenie Odry w górnej części środkowego biegu już w drugiej połowie XIX w. zrzutami wód dołowych z szybko rozwijających się kopalń węgla na Górnym Śląsku. Miąższość XIX-wiecznych osadów wypełniających jest trudna do ustalenia, ponieważ zostały one zrównane podczas budowy nowych umocnień brzegów, prowadzonej na przełomie XIX i XX w.

W odcinku skanalizowanym Odry depozycja osadów w strefie międzywala w drugiej połowie XX w. była mniejsza niż w górnym biegu i wynosiła około 2000 ton na kilometr biegu rocznie (Łajczak 1995). Erozja koryta jest źródłem transportowanych osadów, szczególnie w czasie ekstremalnych powodzi, a jej świadectwem są osady piaszczyste, lokalnie nawet kilkudziesięciocentymetrowej miąższości, tworzące formy wałów brzegowych (Szponar 2000). Miąższość takich osadów wyraźnie zmniejsza się z biegiem rzeki (Ciszewski 2002).

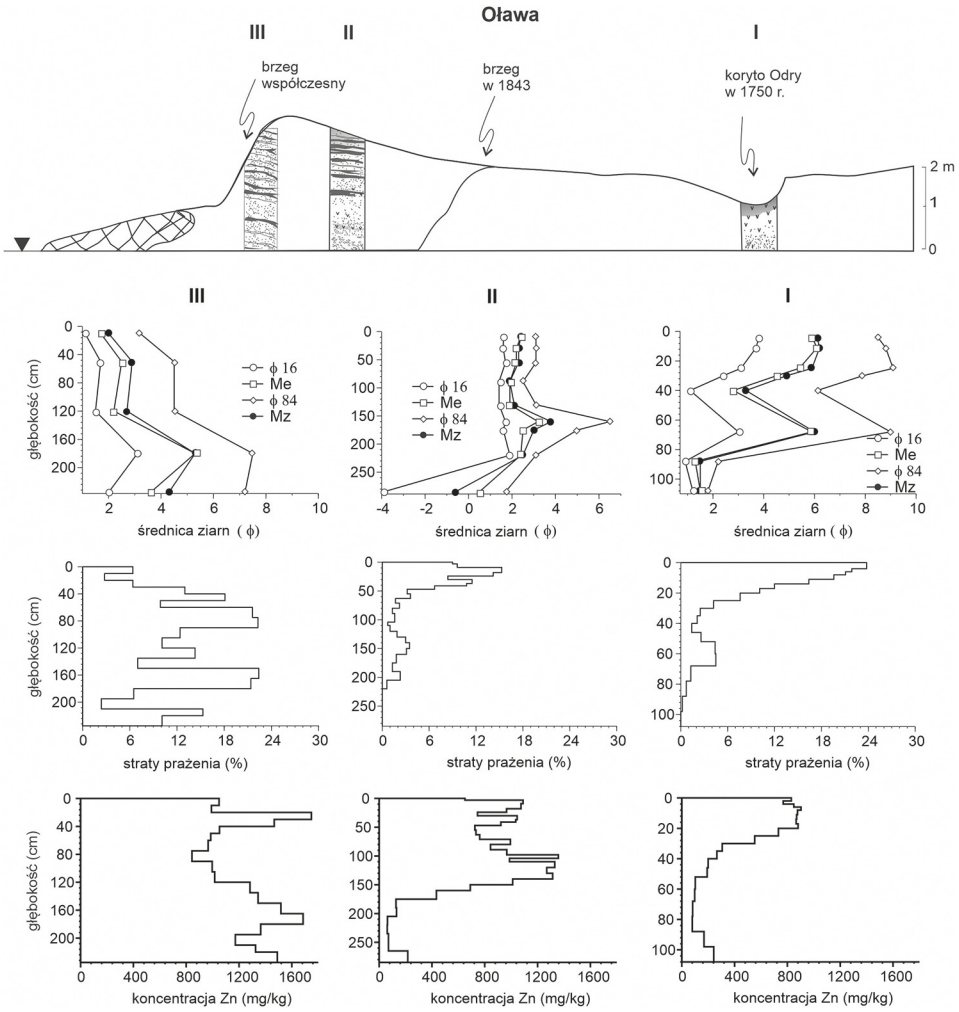
Współczesną równinę zalewową w międzywalu środkowej Odry można podzielić na trzy strefy o różnej historii depozycji osadów. Schematycznie różnice te w rejonie Oławy są przedstawione na rycinie 12.6. Profil I, w odległości około 150 m od współczesnego brzegu, reprezentuje stare koryto Odry, odcięte w czasie XVIII-wiecznego skracania rzeki. Jest ono całkowicie wypełnione osadami,



Ryc. 12.5. Uregulowane koryto Odry koło Krapkowic
1 – przebieg koryta w 1825 r., 2 – brzegi i ostrogi w 1851 r., 3 – brzegi i ostrogi współczesne, 4 – łachy korytowe, 5 – wały przeciwpowodziowe, 6 – osady wypełniające XIX-wieczne koryto.

chociaż wciąż widoczne w rzeźbie. W spągu zalegają grubo- i średnioziarniste piaski facji korytowej. Powyżej ujścia Nysy Kłodzkiej fację korytową reprezentują żwiry. Ich cechą charakterystyczną są liczne wytrącenia lub naskorupienia związków manganu i żelaza, świadczące o częstych wahaniach zwierciadła wody. Osady te przykryte są osadami pylastymi z wkładkami piaszczystymi, deponowanymi w czasie powodzi w drugiej połowie XVIII i w XIX w. Na głębokości 20 cm pojawiają się osady pylaste o znacznej zawartości substancji organicznej i zanieczyszczone cynkiem. Cynk pochodził z istniejącej w Oławie huty cynku, rozbudowanej w drugiej połowie XIX w. Wskazuje to, że powierzchniowa 20-centymetrowa warstwa osadów została złożona w okresie ponad 100 lat. Depozycja osadów w tym miejscu była szybsza w XIX w., a można podejrzewać, że jeszcze szybsza była w trakcie formowania nowego koryta w XVIII w. Taka sekwencja osadów jest często spotykana w wypełnieniach dawnego koryta Odry (ryc. 12.7).

Profil II usytuowany jest w odległości około 20 m od współczesnego brzegu w basenie międzyostrogowym, powstałym około 1843 r. Reprezentuje on drugą strefę wypełnień XIX-wiecznych basenów międzyostrogowych. Jej szerokość waha się od kilku do ponad 100 m. Profil znajduje się w wyraźnym wale brzegowym, wznoszącym się do 1,5 m ponad powierzchnię równiny. W spągu profilu znajdują się otoczaki bruku koryta Odry z pierwszej połowy XIX w., na których



Ryc. 12.6. Stratygrafia i zawartość cynku we współczesnych osadach na równinie zalewowej Odry w strefie międzywala koło Oławy

spoczywają piaski grubo- i średnioziarniste. Reprezentują one osady łachy, które zainicjowały depozycję po utworzeniu pierwszego systemu nieregularnie rozmieszczonych ostróg. Na osadach łachy, od głębokości około 1,5 m, spoczywają, wyraźnie naprzemianlegle warstwowane, osady jasne i brunatnoczarne. Gwałtowny wzrost koncentracji cynku oraz zmiana litologii osadów wskazuje, że część osadów zdeponowanych wcześniej została usunięta w czasie drugiej regulacji koryta około 1905 r. Młodsze osady wału brzegowego składane były więc w ciągu ostatnich 100 lat w tempie 1–2 cm·a^{-1}.

Jeszcze szybsze jest tempo przyrostu osadów wypełniających basen międzyostrogowy, utworzony podczas regulacji z początku XX w. Miąższość osadów wyraźnie warstwowanych, widocznych w odkrywce brzegowej, analogicznych do obserwowanych w XX-wiecznych osadach w górnym biegu, osiąga niemal 2,5 m (ryc. 12.6). Osady te reprezentują trzecią strefę najmłodszych, szybko przyrastających i silnie zanieczyszczonych osadów, wypełniających XX-wieczne baseny międzyostrogowe. W przeciwieństwie do niewielkich basenów, z których osady o słabej kohezji są łatwo erodowane, przy brzegu dużo większych basenów osady piaszczysto-pylaste się zachowują. Cechą charakterystyczną jest jednak występowanie w spągu sekwencji litologicznej – osadów ilasto-pylastych, odpornych na erozję.

Ryc. 12.7. Współczesne wolno przyrastające osady w środkowym biegu Odry (fot. D. Ciszewski)

Przed II wojną światową Odra była skanalizowana do stopnia Rędzin poniżej Wrocławia, który ulegał podmywaniu wskutek erozji dna. Dla jej zapobieżenia w 1958 r. wybudowano stopień w Brzegu Dolnym. Poniżej niego także zaznaczyła się erozja koryta, a średnie obniżenie się jego dna do 1992 r. w tempie 5 cm·a^{-1} sięgnęło 2 m, zagrażając stabilności progu (Pływaczyk 1997). W 2018 r. oddany został do użytku próg w Malczycach mający wyeliminować to zagrożenie. W planach jest budowa kolejnych, gdyż pogłębienie koryta występuje na odcinku około 50 km i sięga miejscowości Ścinawa, w niektórych miejscach przekraczając 2,5 m, co powoduje wynurzanie się i wzmożone uszkadzanie ostróg (Jankowski, Świerkosz 1995). Koło Ścinawy dopływa do Odry rzeka Kaczawa, która od początku lat 70. XX w. wnosi duże ilości zanieczyszczeń i osadów związanych z rozwojem Legnickiego Okręgu Miedziowego. Skutkiem oddziaływania Kaczawy, a także prawdopodobnie wzmożonego transportu osadów z erodowanego odcinka powyżej Ścinawy, jest szybkie zapełnianie basenów międzyostrogowych oraz akumulacja osadów na równinie zalewowej. We współczesnych wypełnieniach basenów międzyostrogowych dominują szybko przyrastające słabo skonsolidowane muły z dużą zawartością substancji organicznej. Ich miąższość w wielu miejscach przekracza 2 m i jest równa wysokości równiny zalewowej (ryc. 12.8). Wysokie zawartości w nich miedzi wskazują, że osadzały

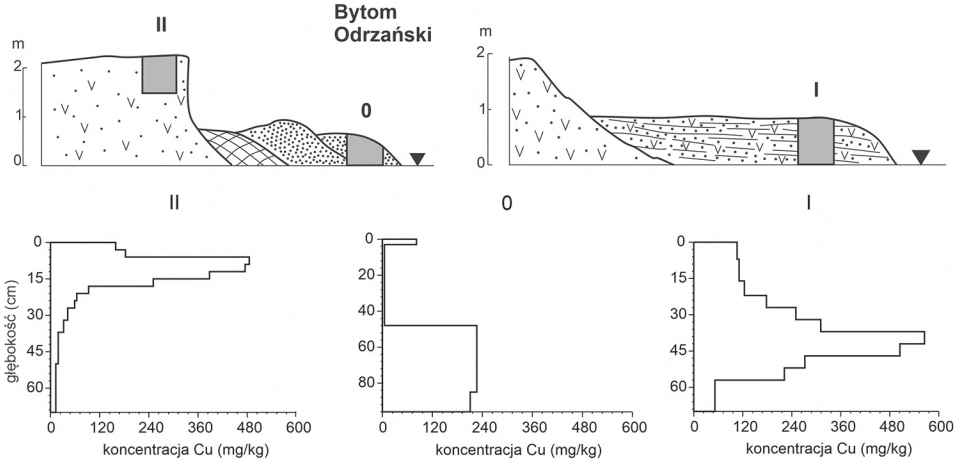
się one już po rozpoczęciu wydobycia rud miedzi w 1968 r. W strefie starszych, XIX-wiecznych wypełnień basenów międzyostrogowych, w odległości kilkunastu metrów od współczesnego brzegu, osady akumulowane w analogicznym okresie mają większą zawartość frakcji piaszczystych i są dość wyraźnie warstwowane. Ich miąższość jest bardzo zmienna, jednak rzadko przekracza 1 m. Podścielają je utwory korytowe piasków gruboziarnistych i żwirów, w sekwencji typowej dla środkowego biegu rzeki.

Współcześnie tempo depozycji osadów w przekroju przez strefę międzywala jest bardzo zmienne. Zdecydowanie najwyższe jest w basenach międzyostrogowych przy wewnętrznych brzegach zakoli rzeki. Po powodzi w 1997 r. obserwowano w okolicy Bytomia Odrzańskiego odsypy piaszczyste miąższości do 2 m. Jednak przeważająca ich część została erodowana w czasie następnej powodzi. Zachowane zostały natomiast osady ilasto-pylaste. Skala akumulacji osadów w kilkudziesięcioletnim okresie, jaki minął od powstania tych basenów, jest mniejsza, jeśli weźmiemy pod uwagę, że mogą one być erodowane już w czasie stanów wody wyższych od średnich. Różnice w tempie akumulacji osadów Odry poniżej Legnickiego Okręgu Miedziowego rejestruje koncentracja miedzi prezentowana na rycinie 12.9. Osady zanieczyszczone miedzią w spągu profilu B0 zostały złożone po 1968 r. Osady w profilu BI, 5 m od brzegu, reprezentują wypełnienie basenu międzyostrogowego, także ukształtowanego na początku XX w., ale będącego częścią już powstałego, niższego poziomu równiny zalewowej, wysokości zbliżonej do koron ostróg. Maksimum koncentracji tego pierwiastka, widoczne na głębokości 37 cm, jest związane z maksimum zanieczyszczenia

Ryc. 12.8. Wypełnienie basenów międzyostrogowych Odry koło Ścinawy (fot. D. Ciszewski)

w rejonie Legnicy i wskazuje na tempo akumulacji w tej części równiny rzędu 1,5 cm·a^{-1} (Ciszewski 2003). Jest ono nawet 6-krotnie większe niż tempo akumulacji w podobnej odległości od brzegu, ale na równinie zalewowej 2,5-metrowej wysokości, na której warstwa osadów zanieczyszczonych miedzią ma miąższość 20 cm. Generalnie tempo akumulacji osadów zmniejsza się w tym odcinku od maksymalnego w kilku-, kilkunastometrowej szerokości strefie niższego poziomu równiny na obszarze koryta XIX-wiecznego i około 3–6 mm·a^{-1} przy krawędzi terasy zalewowej do około 1–2 mm·a^{-1} w odległości 100–200 m od brzegu. Maleje ono dalej ze wzrostem odległości. Małe tempo akumulacji osadów w tym odcinku jest uwarunkowane ponad 1,5-kilometrowej szerokości strefą międzywala oraz stabilnością koryta, które ma przebieg zbliżony do obserwowanego w połowie XVIII w. Świadczą o tym fragmenty starorzecza, wciąż jeszcze wypełnione wodą w strefie międzywala, która jest w znacznej części porośnięta lasem.

Mały spadek rzeki poniżej ujścia Nysy Łużyckiej, w połączeniu ze stosunkowo niewielką ilością transportowanego przez Odrę materiału (Łajczak 2005) oraz niewielką amplitudą wahań jej przepływów, powoduje mniejszą depozycję osadów zarówno na równinie, jak i w basenach międzyostrogowych. Efektem tego jest powszechne występowanie basenów międzyostrogowych niewypełnionych nawet w 50% (ryc. 12.10). W Słubicach długość ostróg wynosi ponad 100 m, a osady w zewnętrznej części basenów tworzą często porośnięte roślinnością wydłużone łachy. Charakterystyczną cechą jest też brak wyraźnych form wałów brzegowych. Natomiast w szerokiej nawet na ponad 2 km równinie zalewowej bardzo wyraźnie widoczne jest XVIII-wieczne koryto Odry, w znacznej części wypełnione wodą. Maksymalna miąższość osadów, złożonych po ostatniej regulacji na przełomie lat 20. i 30. XX w., wynosi około 30 cm. Szczególnie poniżej ujścia Warty miąższość osadów w sąsiedztwie brzegu nie przekracza kilkunastu centymetrów, z czego po 1968 r. złożonych zostało nie więcej niż kilka centymetrów

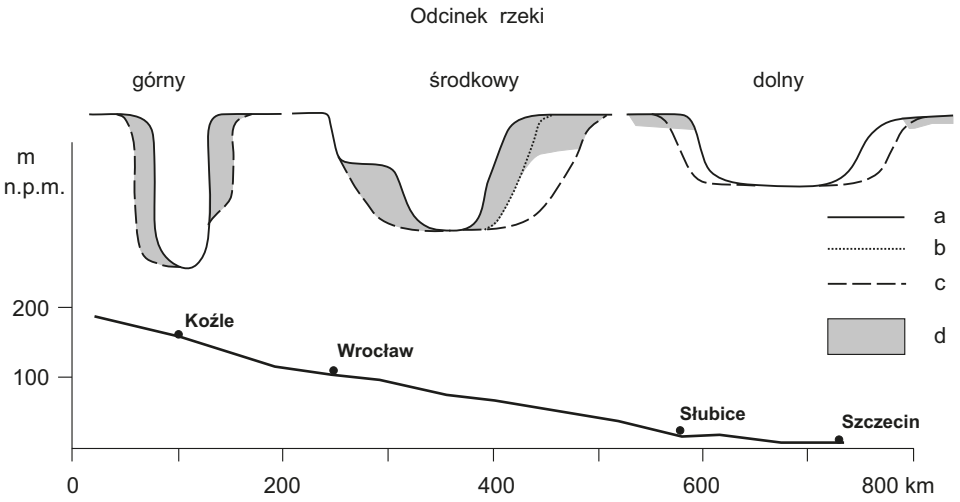


Ryc. 12.9. Zróżnicowanie koncentracji miedzi w XX-wiecznych osadach Odry koło Bytomia Odrzańskiego

osadów. Często w zatokach, w sąsiedztwie starorzeczy, w świeżo deponowanym osadzie, substancja organiczna dominuje nad materiałem mineralnym.

Regulacja miała kluczowy wpływ na akumulację osadów w XIX i XX w. Są one w większym lub mniejszym stopniu zanieczyszczone metalami ciężkimi, które są dobrymi markerami tych osadów. Schematycznie różnice w rozmieszczeniu osadów ery przemysłowej z biegiem Odry pokazuje rycina 12.11. W górnym biegu, w którym pogłębienie poregulacyjne było największe, osady takie, przeważnie wyraźnie warstwowane, tworzą sekwencje nawet 4-metrowej miąższości w strefie o stosunkowo niewielkiej szerokości wzdłuż brzegu. Szerokość tej strefy przeważnie odzwierciedla szerokość koryta z połowy XIX w. W środkowym biegu osady występują zarówno w strefie przybrzeżnej w sekwencjach nieprzekraczających 2 m miąższości, jak i tworzą niższe poziomy, będące wypełnieniami basenów międzyostrogowych. Spąg tych osadów bardzo często stanowi materiał kohezyjny o dużej zawartości frakcji ilastych. Osady ery przemysłowej tworzą także szersze, kilkudziesięciometrowe strefy, odzwierciedlające szerokość koryta po pierwszej regulacji z połowy XIX w. oraz okrywają kilkunasto-kilkudziesięciocentymetrową warstwą strefę międzywala. W ich spągu najczęściej występują masywne piaski gruboziarniste łach przybrzeżnych. Wreszcie w dolnym biegu, a także w całym granicznym odcinku Odry, osady zanieczyszczone związane z działalnością przemysłową na obszarze zlewni mają małą miąższość, nieprzekraczającą 30 cm w strefie przybrzeżnej i znacznie wolniejsze, zmniejszające się w kierunku ujścia, tempo przyrostu. Zawartość substancji organicznej jest wysoka jedynie w pojedynczych, głównie powierzchniowych warstwach. Cechą charakterystyczną jest słabo widoczne warstwowanie lub jego brak. Nie tworzą one także wyraźnych

Ryc. 12.10. Baseny międzyostrogowe Odry koło Słubic (fot. D. Ciszewski)



Ryc. 12.11. Rozmieszczenie osadów zanieczyszczonych metalami ciężkimi w górnym, środkowym i dolnym biegu Odry
a – koryto współczesne, b – koryto w początku XX w., c – koryto w początku XIX w., d – osady zanieczyszczone metalami ciężkimi

form szybkiego przyrostu w postaci wałów brzegowych lub odsypów piaszczystych (Ciszewski 2006).

12.4. Podsumowanie

Współcześnie zachodzące procesy fluwialne w uregulowanym korycie Odry różnią się jakościowo od występujących w korycie przedregulacyjnym. W miejsce dominującego w pasie meandrowym lateralnego przyrostu osadów równina nadbudowywana jest dziś wyłącznie przez pionowo przyrastające osady pozakorytowe. Również erozja koryta i depozycja osadów w okresie jego skracania oraz zawężania były większe. Z czasem intensywność tych procesów została ograniczona, głównie do górnego odcinka rzeki o największej energii. Zainicjowane regulacją wcinanie koryta w górnym biegu stało się przyczyną powstania nawet 4-metrowych sekwencji warstwowanych osadów, złożonych w dawnym korycie rzeki. Budowa ostróg okazała się kluczowym czynnikiem ograniczającym transfer osadów z koryta na równinę zalewową do epizodów ekstremalnych powodzi. Zainicjowała ona także ekspansję równiny zalewowej, często o wysokości zbliżonej do wysokości równiny naturalnej. Jej cechą charakterystyczną jest występowanie osadów pionowego przyrostu akumulowanych w korycie rzeki na osadach łach korytowych lub na stosunkowo odpornych na erozję osadach ilasto-pylastych. Zachowaniu XIX-wiecznych osadów budujących te równiny, akumulowanych w basenach międzyostrogowych, sprzyjała etapowość zawężania koryta i konstrukcji umocnień brzegowych w XIX i na początku XX w. Umocnienia te są

bardzo korzystne z punktu widzenia eliminacji gwałtownej erozji osadów i związanego z nimi ładunku zanieczyszczeń. Utrzymywane w dobrym stanie i poddawane ciągłej konserwacji mogą utrwalić obecny stan równowagi form koryta i równiny zalewowej.

Literatura

Absalon D., Czaja S., Jankowski A.T., Kanok J., Kriz V., 1997, *Trends of the river runoff in the Upper Odra River basin*, Acta Facultatis Rerum Naturalium Geographia-Geologia, 167, 47–86.

Badura J., Przybylski B., 2000, *Korelacja morfologiczna i wiekowa tarasów głównych rzek regionu dolnośląskiego*, PIG, Warszawa.

Born A., 1948, *Regulacja Odry i rozbudowa urządzeń technicznych*, [w:] A. Grodek, M. Kiełczewska-Zalewska, A. Zierhoffer (red.), *Monografia Odry*, Instytut Zachodni, Poznań, s. 419–553.

Borówka R.K., 2003, *Krajobrazy Zalewu Szczecińskiego i jego otoczenia*, Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu, 1, 89–92.

Ciszewski D., 2002, *Akumulacja metali ciężkich w osadach powodzi z 1997 roku*, [w:] Z. Denisiuk (red.), *Strategia zachowania różnorodności biologicznej i krajobrazowej obszarów przyrodniczo cennych dotkniętych klęską powodzi*, IOP PAN, Kraków, s. 33–38.

Ciszewski D., 2003, *Heavy metals in vertical profiles of the middle Odra River overbank sediments: evidence for pollution changes*, Water, Air and Soil Pollution, 143, 81–98.

Ciszewski D., 2006, *Wpływ regulacji koryta Odry ma akumulację osadów zanieczyszczonych metalami ciężkimi: zróżnicowanie, zmiany w czasie, zagrożenie środowiskowe*, Studia Naturae, 52, 1–176.

Ciszewski D., Dubicki A., 2008, *Reżim hydrologiczny i współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Odry*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Kraków, s. 371–383.

Czajka A., 2004, *Transport i sedymentacja materiału unoszonego w korycie Odry w Kotlinie Raciborskiej*, [w:] H. Szymańska, S. Cwojdziński, L. Poprawski (red.), *Geologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry*, PIG, Wrocław, s. 71–82.

Czajka A., 2005, *Accumulation of sediments within the channelized reach of the Upper Odra River, Poland*, [w:] *Geomorphological Processes and Human Impacts in River Basins*, IAHS Publ., 299, 191–196.

Czajka A., Nadudvari A., 2016, *Anthropogenic influences on the morphodynamics of the upper Odra channel*, Environmental & Socio-Economic Studies, 4(2): 43–52.

Czerwiński J., 1998, *Geologiczne, geomorfologiczne i antropogeniczne uwarunkowania zagrożeń powodziowych we Wrocławiu*, Czasopismo Geograficzne, 69, 43–63.

Dubicki A., 1993, *Charakterystyka hydrologiczna*, [w:] A. Dziubek (red.), *Gospodarka zasobami wodnymi dorzecza górnej i środkowej Odry*, RZGW, Wrocław, s. 31–42.

Dubicki A., 2002, *Das Einzugsgebiet der Oder*, [w:] A.K. Meyer (red.), *Die Belastung der Oder*, Ergebnisse des Internationalen Oderprojekts, 7–9, 21–22.

Galon R. (red.), 1972, *Geomorfologia Polski*, t. 2, PWN, Warszawa.

Głowicki B., Rzewuski E., Szyjkowski A., 1993, *Charakterystyka hydrograficzna*, Gospodarka Zasobami Wodnymi Dorzecza Górnej i Środkowej Odry, 23–27.

Jankowski A.T., Křiž V. (red.), 1996, *Tendencje zmian obiegu wody w zlewni górnej Odry*, Uniw. Śląski, Sosnowiec.

Jankowski W., Świerkosz K., 1995, *Korytarz ekologiczny doliny Odry*, IUCN, Warszawa.
Koziarski S., 1997, *Funkcja żeglugowa Odry*, Czasop. Geogr., 68, 155–180.
Kubec J., 2004, *Odra jako część przyszłej transeuropejskiej drogi wodnej*, Gospodarka Wodna, 2, 61–70.
Łajczak A., 1995, *Potential rates of the present-day overbank sedimentation in the Vistula valley at the Carpathian Foreland, southern Poland*, Quaestiones Geographicae, 17/18, 41–54.
Łajczak A., 2005, *Dostawa materiału unoszonego do Bałtyku przez rzeki, ze szczególnym uwzględnieniem roli Wisły i Odry*, Czasop. Geogr., 76, 265–293.
Muszyński W., 1948, *Rozwój regulacji Odry*, Gospodarka Wodna, 5–6, 127–132.
Matysik M., 2018, *Wpływ zrzutów wód kopalnianych na odpływ rzek Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
Nalberczyński A., 1993, *Charakterystyka ogólna*, [w:] A. Dziubek (red.), *Gospodarka zasobami wodnymi dorzecza górnej i środkowej Odry*, RZGW, Wrocław, s. 9–22.
Plan Gospodarowania Wodami dla Międzynarodowego Obszaru Dorzecza Odry – Raport dla Komisji Europejskiej, 2010, Międzynarodowa Komisja Ochrony Odry przed Zanieczyszczeniem, Wrocław.
Pływaczyk L., 1997, *Oddziaływanie spiętrzenia rzeki na dolinę na przykładzie Brzegu Dolnego*, Wyd. AR we Wrocławiu, Wrocław.
Szponar A., 2000, *Osady pozakorytowe Odry powstałe w czasie powodzi w 1997 roku*, Przegl. Geol., 48, 176–181.
Unikalna dolina Dolnej Odry, 2015, Nationalpark Unteres Odertal, Schwedt.
Zaleski J., Winter J., 2000, *Program dla Odry. Strategia modernizacji odrzańskeigo systemu wodnego*. PWN.

Rozdział 13

Typy i kierunki współczesnych przekształceń rzeźby Polski

Odra w okolicach Wrocławia w czasie powodzi w lipcu 1997 i w czasie normalnego przepływu wody w lipcu 2019 (ESA/Copernicus)

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-13

CC BY 4.0

Rozdział 13

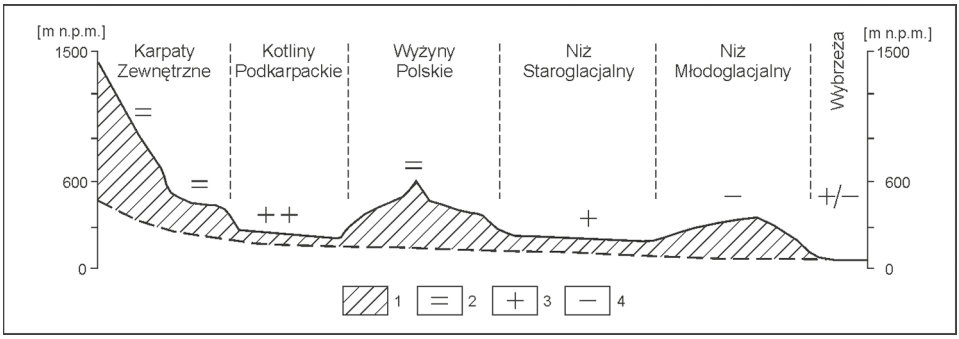
Typy i kierunki współczesnych przekształceń rzeźby Polski

Leszek Starkel

Współczesne kształtowanie środowiska przyrodniczego obszaru Polski znajduje odbicie w przekształcaniu rzeźby, która jest geometrycznym obrazem zmian w obiegu materii zarówno przebiegających w przeszłości, jak i odbywających się współcześnie na terytorium Polski. Rzeźba jest w zasadzie elementem środowiska dziedziczonym z przeszłości (rozdz. 1).

Układające się równoleżnikowo strefy morfogenetyczne na obszarze Polski wynikają z tektonicznych zdarzeń przełomu mezozoiku i kenozoiku oraz neogenu. Zakończenie tektonicznych procesów orogenezy alpejskiej znalazło kontynuację w postaci wciąż trwających ograniczonych ruchów neotektonicznych. Zastana na przełomie neogenu i czwartorzędu makrorzeźba kraju i właściwa jej różnorodność litologiczna odegrała istotną rolę w niższej rangi przekształceniach rzeźby podczas czwartorzędu. Litologia skał podłoża zadecydowała o regionalnych różnicach w tempie i kierunkach przemian współczesnych (rozdz. 3–10). Cechą tego strefowego układu rzeźby (ryc. 13.1) jest naprzemianległość stref o większej degradacji i o przewadze agradacji o amplitudzie kontrastów w typie i natężeniu procesów wygasających ku północy wraz ze zmniejszaniem się energii rzeźby, zmieniającymi się warunkami klimatycznymi (rozdz. 2), a szczególnie ze zmniejszającą się wysokością opadów (Bogacki, Starkel 1991). Elementem łączącym te strefy są duże systemy rzeczne, wzdłuż których następuje odpływ nadwyżek wody i transfer rumowiska rzecznego od obszarów wododzielnych do bazy erozyjnej Bałtyku, połączone z kształtowaniem krzywej erozyjnej koryt rzecznych i towarzyszących im równin zalewowych (rozdz. 11–12).

Czynnikiem modyfikującym wielkość przemian i ciągłość przestrzenną obiegu materii w systemach fluwialnych jest dziś gospodarcza działalność człowieka, który niszcząc od dawna szatę roślinną i inne zasoby geoekosystemów, przyspieszył obieg wody i natężenie powierzchniowych procesów, a równocześnie rozerwał ciągłość obiegu materii (transferu) w obrębie systemów stokowych i fluwialnych



Ryc. 13.1. Główne strefy morfogenetyczne Polski – na przemian o przewadze denudacji i akumulacji
1 – zasięg wysokościowy stref (od poziomu dolin tranzytowych do kulminacji), 2 – znaczna przewaga denudacji, 3 – przewaga agradacji, 4 – nieznaczna przewaga denudacji

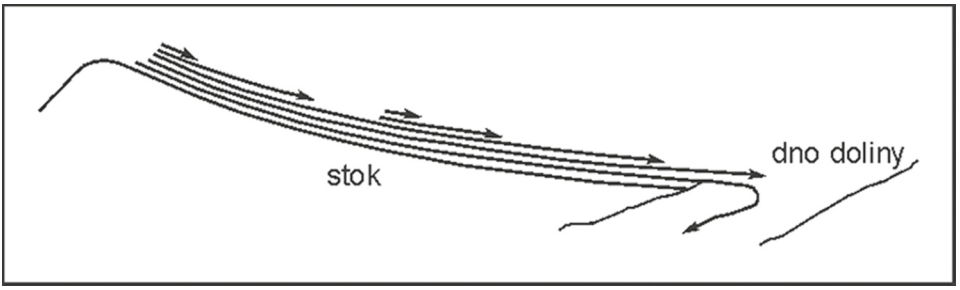
(tych ostatnich także w profilu podłużnym dolin). Ciągłość ta bywa przywracana jedynie wyjątkowo podczas zdarzeń ekstremalnych.

13.1. Rola odziedziczonej rzeźby

Współczesna rzeźba Polski nosi cechy niekiedy odziedziczone z odległej przeszłości (przedczwartorzędowe), przeważnie zmodyfikowane przez późniejszy rytm wahań klimatycznych, widoczny w sekwencji morfogenez peryglacjalnych i strefy umiarkowanej, przekształcających również obszary objęte starszymi transgresjami lądolodów skandynawskich (Starkel 2005). Szczególne znamiona ostatniej morfogenezy peryglacjalnej widoczne są na około 70% powierzchni Polski zarówno w rzeźbie stoków i obszarów wododzielnych, jak i dolin przedpola lądolodu (20 000–13 000 lat BP – Kozarski 1991), która jest nadal adaptowana, nabierając powoli cech fluwialnej morfogenezy strefy umiarkowanej. Cały obszar Polski od neolitu podlega nasilającej się transformacji wywołanej przyspieszonym obiegiem materii w wyniku wylesienia i uprawy roli oraz bezpośrednią ingerencją człowieka, zmieniającą kształty form i blokującą swobodny przepływ wody i rumowiska.

W odziedziczonej z przeszłości rzeźbie istotna jest jedna cecha różnicująca: obecność systemów o różnym stopniu otwarcia w przestrzennym obiegu materii. Najpowszechniejszym systemem jest otwarty system rzeczny, w którym woda i substancje mineralne są przenoszone po stokach do den dolin, a następnie korytami rzek dalej w dół ich biegu (ryc. 13.2). Szczególnie istotną rolę odgrywają duże doliny tranzytowe przenoszące rumowisko z biegiem rzeki (rozdz. 11, 12). Wielkość i skala przemieszczeń zależą od reżimu powodziowego, rzeźby i litologii podłoża.

Obok systemów otwartych funkcjonują systemy częściowo otwarte, w których występują niemal wyłącznie transport poprzeczny, a w obniżeniach bezodpływowych przebiega agradacja.



Ryc. 13.2. Długość spływu wody i transportu na stokach w zależności od wysokości, natężenia i czasu trwania opadu (szczegółowe objaśnienie w treści rozdz. 11, 12)

Należą do nich kary polodowcowe w Tatrach, zlewnie zamkniętych basenów jeziornych i zagłębień wytopiskowych zarastanych torfowiskami. Złożony charakter mają młode systemy dolinne strefy młodoglacjalnej (rozdz. 9) o odcinkach na przemian erozyjnych i agradacyjnych, często z jeziorami przepływowymi położonymi w rynnach o zboczach o profilu wypukłym (Koutaniemi, Rachocki 1981). Również w obrębie wyżyn krasowych zagłębienia bezodpływowe mają ograniczone odprowadzanie jedynie poprzez drenaż podziemny. W przypadku szerokich równin zalewowych, będących strefami depozycji, przepływ materii między stokami a korytami rzek jest w znacznym stopniu ograniczony. To samo dotyczy wszelkiego rodzaju barier w obiegu materii pochodzenia antropogenicznego, takich jak: wały, krawędzie i inne biegnące w poprzek formy stokowe i dolinne.

13.2. Rola litologii podłoża

Litologia skał podłoża decyduje o zróżnicowaniu pokryw zwietrzelinowych i gleb (a pośrednio o nachyleniach i kształtach stoków), te zaś z kolei – o przepuszczalności podłoża, obiegu wody i typie modelowania stoków (rozdz. 1). Dlatego taka różnorodność procesów modelujących obserwowana jest w strefie Wyżyn Polskich i w Sudetach (rozdz. 5, 7). Ale nawet w pozornie monotonnych Karpatach fliszowych zależnie od kształtu stoków i składu mechanicznego pokryw peryglacjalnych rejestruje się kilka kontrastowo różnych typów modelowania (Starkel 1960). W zależności od przepuszczalności podłoża woda opadowa lub roztopowa albo infiltruje w głąb i jest retencjonowana lub odpływa podziemnie, albo spływa po powierzchni. Można zatem wyróżnić trzy podstawowe grupy typów modelowania stoków: infiltracyjno-spływowy, retencyjno-grawitacyjny i powierzchniowo-zmywowy. Do pierwszej grupy można zaliczyć typ krasowy (w skałach ulegających ługowaniu), powszechny typ ługowania pokryw (z przewagą spływu śródpokrywowego) – głównie na obszarach leśnych i typ sufozyjny – wymywania podziemnego. Do retencyjno-grawitacyjnej grupy należy modelowanie przez różne procesy grawitacyjne: przy płytkiej infiltracji powstają spływy i osuwiska ziemne, przy głębokiej sięgającej litej skały – osuwiska skalne. Wreszcie typ zmywowy

o przewadze spłukiwania i erozji linijnej obejmuje obszary wylesione, głównie grunty orne.

Poza tymi kategoriami obserwuje się na bardziej stromych stokach typ modelowania grawitacyjnego przez odpadanie, a na bezleśnych powierzchniach gruntów ornych rolę rzeźbotwórczą odgrywają procesy eoliczne (strefa wydm nadmorskich, Doły Jasielsko-Sanockie). Litologia skał podłoża łącznie z rozczłonkowaniem rzeźby wpływa istotnie na skalę współczesnych przeobrażeń rzeźby. Dlatego największe przeobrażenia rzeźby obserwuje się w takich regionach Polski, jak płaty wyżynne okryte miąższym płaszczem lessu z siecią wąwozów i form sufozyjnych, stoki z osuwiskami skalno-zwietrzelinowymi w Karpatach fliszowych, aktywnie rozmywane formy krasu gipsowego, wysokogórskie stoki żłobów lodowcowych modelowane przez spływy gruzowe, klify i rozwiewane wydmy mierzei nadmorskich (ryc. 13.3).

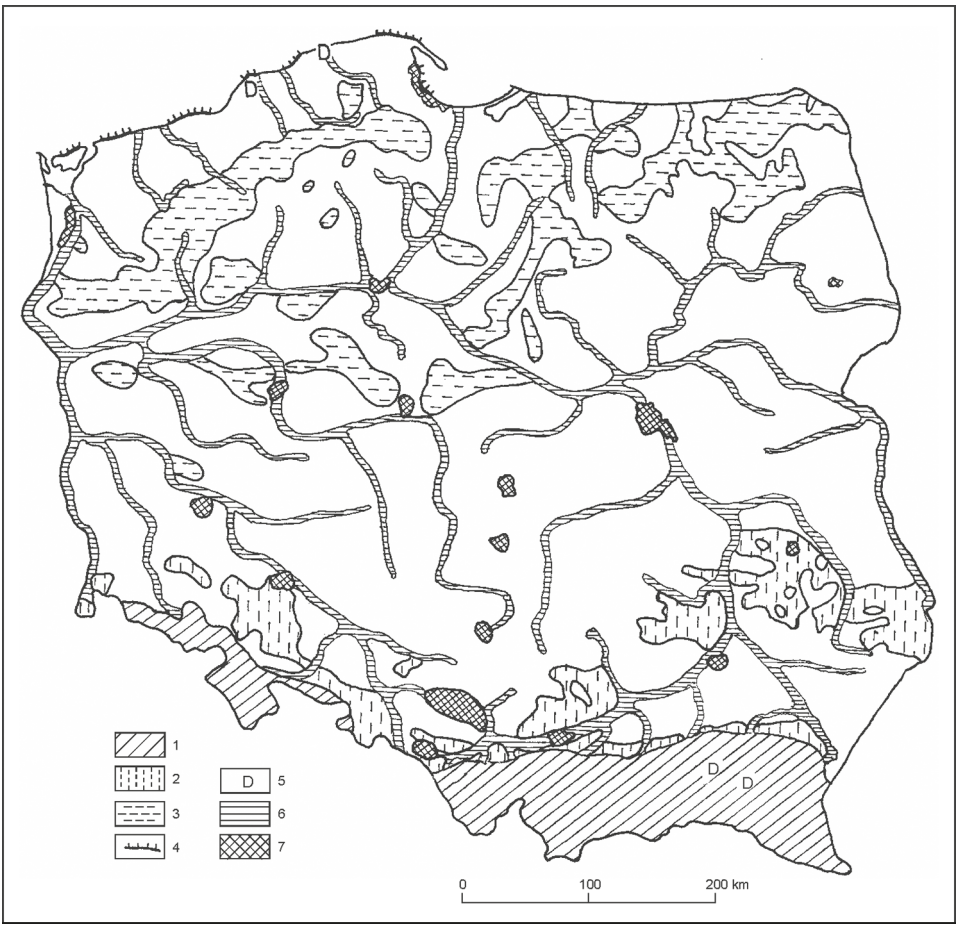
Skład litologiczny skał podłoża i typ transportowanego materiału wpływają też na sposoby modelowania koryt i równin zalewowych. Koryta skalne (na ogół w najwyżej położonych odcinkach źródłowych) charakteryzują niewyrównane profile zależne od odporności i tektoniki skał. Koryta żwirowo-dennych rzek z dostawą rumowiska w czasie częstych powodzi mają charakter roztokowy, typowy dla nieuregulowanych odcinków rzek Beskidów i Podhala. Koryta rzek z natury meandrowych wycięte w łatwo rozmywanych aluwiach mają wspólny poziom wody ze zwierciadłem wód gruntowych. W nieuregulowanych odcinkach ulegają przemieszczaniu poprzez erozję boczną lub przerzuty koryt.

13.3. Klimatyczne uwarunkowania procesów

Klimat narzuca tempo, a także i typ modelowania poprzez roczny rytm procesów i pojawianie się zjawisk ekstremalnych, w czasie których następuje przekroczenie wartości progowych procesów (rozdz. 2).

Występowanie na obszarze Polski lata z opadami ulewnymi i rozlewnymi oraz zimy z pokrywą śnieżną i mrozem narzuca podstawowy podział na dwa półrocza, które były brane od dawna pod uwagę w analizach procesów geomorfologicznych (Gerlach 1966).

W rzeczywistości tych pór morfogenetycznych jest więcej, bo szczególnie aktywne bywają okresy przejściowe, np. roztopowe (Starkel 1978). Wraz z wysokością nad poziom morza czas występowania i długość trwania pór morfogenetycznych ulegają zmianie (Kłapa 1980). Jednak bodaj najbardziej istotną cechą morfogenetycznych pór roku, z którymi związane jest występowanie określonych procesów, jest charakterystyczna dla naszej dziedziny klimatycznej ich niestabilność; dotyczy to zarówno czasu występowania (początek i koniec), jak ich długości (liczonej w dniach) oraz zmienności pogody w trakcie określonej pory roku (Starkel 1960, Słupik 1981). W miesiącach zimowych liczba fal mrozu i pojawiania się – trwającej przez kilka dni – pokrywy śnieżnej często przekracza trzy do pięciu i występują one nawet już od wczesnego listopada aż do początku kwietnia.



Ryc. 13.3. Obszary intensywnie przemodelowywane morfogenetycznie (wg Bogackiego, Starkla 1991, zmienione)
1 – góry i pogórza modelowane m.in. przez erozję linijną, procesy grawitacyjne, 2 – wyżyny lessowe, 3 – wzgórza morenowe, 4 – klify, 5 – obszary intensywnej deflacji, 6 – zalewowe dna dolin z akumulacją materiału mineralnego i biogenicznego, 7 – obszary górnicze i dużych aglomeracji

Odpowiada im liczba odwilży, które w górach i na północno-wschodnim krańcu Polski zastępowane są zwykle przez jedną dłuższą fazę marcowo-kwietniowych roztopów.

Okres wiosny charakteryzują najczęściej szybko zmieniające się epizody opadów i susz, latem są to na ogół dłuższe okresy opadowe przegradzane falami upałów. Jesień (IX–XI) jest porą o bardziej wyrównanych opadach z przewagą okresów z niedoborami opadów.

Znaczna powierzchnia zajmowana nadal na płaskowyżach lessowych i wysoczyznach polodowcowych przez grunty orne powoduje, że na czoło procesów

groźnych dla gospodarki wysuwa się spłukiwanie i gwałtowne wezbrania w czasie ulew i roztopów. Dlatego J. Rodzik i in. (1998), w rozdziale o Wyżynach Polskich (rozdz. 7), wyróżnili osiem morfogenetycznych pór roku, biorąc pod uwagę nie tylko roczny rytm termiczno-opadowy, ale równolegle roczny cykl prac polowych w rolnictwie. Autorzy ci stwierdzili wyraźną późnowiosenną fazę wzmożonej erozji wodnej gleb przed pełnym rozwojem szaty roślinnej i towarzyszących jej częstych majowych ulew, oraz fazę po żniwach, diachroniczną w skali kraju, gdy ponownie odsłonięta jest gleba na działanie procesów.

Przekształcanie rzeźby realizowane jest w trakcie opadów o wysokim natężeniu, wysokości i czasie trwania (jak też gwałtownych roztopów i huraganowych wiatrów), podczas których dochodzi do przekroczenia wartości progowych procesów zarówno stokowych, jak i fluwialnych. Rodzaj procesów zależy głównie od natężenia opadów, które decydują o udziale infiltracji i spływu powierzchniowego. Długość transportu niesionego rumowiska w czasie pojedynczych zdarzeń zależy od czasu trwania i natężenia spływu (ryc. 13.2).

Zjawiska ekstremalne mogą mieć albo zasięg lokalny, albo regionalny (Starkel 1986, 2006a, Rodzik i in. 1998, Jania, Zwoliński 2011). Przy zasięgu regionalnym dochodzi do wezbrań, które wykraczają poza granice regionu i fala powodziowa dochodzi nawet do morza (rozdz. 2, 11, 12). Równoczesność transformacji stoków i koryt wiąże się najczęściej z nałożeniem się lokalnych ulew o dużym natężeniu na opad rozlewny, co miało miejsce np. w lipcu 1997 r. (Starkel 2006a). Szczególną rolę odgrywają serie lat z ekstremalnymi opadami i powodziami (Ziętara 1968, Soja 1977, Rączkowski, Mrozek 2002, Starkel 2006a), których efektem jest utrwalenie nowego kierunku zmian, np. w ewolucji koryt, lub rozprzestrzenianie się dużych osuwisk. Długie pory opadowe, jak np. jesienią 1974 r., prowadzą do głębokiej infiltracji w podłoże i powstania licznych i głębokich osuwisk (Gil, Starkel 1979).

Na obszarach niżowych podobną rolę w modelowaniu stoków spełniają lokalne ulewy i gwałtowne roztopy po mroźnej i śnieżnej zimie (Kostrzewski i in. 1992). Te ostatnie prowadzą do wezbrań połączonych niekiedy z zatorami (rozdz. 8, 9, Zwoliński 2008). Na obszarach młodoglacjalnych ważne znaczenie mają zarówno sekularne jak i ekstremalne procesy wodnej i eolicznej erozji gleb (Zwoliński 2008, Majewski 2020).

Różny zasięg przestrzenny występowania ekstremalnych zjawisk meteorologicznych prowadzi w efekcie do lokalnych różnic w głębokości, gęstości i typie rozczłonkowania rzeźby, które po latach nie znajdują wyjaśnienia w zróżnicowaniu przestrzennym cech środowiska, a mają swe źródło w powstawaniu kiedyś w przeszłości nowych wąwozów, kanałów sufozyjnych, zerw i spływów ziemnych.

13.4. Rola typu i struktury przestrzennej użytkowania ziemi

Udział lasów w różnych typach rzeźby obszaru Polski jest zróżnicowany od kilku do ponad 50% powierzchni. Są to tereny, gdzie dominuje infiltracja i denudacja chemiczna.

Na użytkach zielonych, choć obserwujemy intensywny spływ powierzchniowy, efekty erozyjne są znikome. Na obu obszarach działalność erozyjna skoncentrowana jest w obrębie dróg, które wcięte w powierzchnię terenu drenują pokrywy stokowe (Froehlich, Słupik 1980). O ile w lasach z 1 ha odprowadzane jest 0,001–0,01 ton w ciągu roku, to na gruntach ornych 1–20 ton, a na uprawach ziemniaków nawet ponad 100 ton (rozdz. 4, 7, 9). Przy uprawie zgodnej ze spadkami na stokach obserwuje się wydłużanie wklęsłego podnóża poprzez wkraczanie deluwiów i proluwiów na brzeżne partie równin zalewowych. Jest to kontynuacja kierunku transformacji stoków, odziedziczonych po morfogenezie peryglacjalnej. Układ działek wzdłuż poziomic typowy dla obszarów wyżynnych przy równoczesnym podziale na mniejsze działki prowadzi do przerwania ciągłości w obiegu wody i transporcie zawiesiny na stokach (Gerlach 1966). Pojedyncze działki oddzielone miedzami stają się samodzielnymi jednostkami niwelowanymi przez spłukiwanie i orkę. Jedynymi rynnami odprowadzającymi stają się większe bruzdy i drogi polne. Na stokach uprawnych niekiedy większą rolę odgrywa denudacja agrotechniczna niż proces spłukiwania (Twardy 1998). Na terenach zurbanizowanych zabudowane i wybrukowane powierzchnie ograniczają infiltrację, a synchroniczny z opadem spływ powierzchniowy lub sieć kanalizacyjna prowadzą do gwałtownych wezbrań (Ciupa 2004). Systemy nasypów, dróg, rowów melioracyjnych i wałów powodują, że naturalne geoekosystemy stokowe lub dolinne zostały rozbite na samodzielne fragmenty. Obserwowane zmiany rzeźby są efektem dwóch równolegle występujących kierunków zmian:

– przyspieszenia procesów spływu i erozji w wyniku orki i upraw roślin okopowych, gęstej sieci dróg i kanalizacji,
– zahamowania obiegu wskutek przerwania ciągłości obiegu przez układ pól, przemienność upraw i zabudowę, sieć nasypów, zapór.

Eksploatacja górnicza (podziemna) prowadzi do różnych typów osiadania i zaburzeń równowagi form dotąd stabilnych.

13.5. Regionalne różnice w kierunkach przemian

Różne typy rzeźby, gleb i użytkowania przyczyniają się do regionalnych różnic we współczesnym przekształcaniu rzeźby. Możemy wydzielić regiony, w których dominuje degradacja albo agradacja (Bogacki, Starkel 1991; ryc. 13.3). Degradacja przeważa na terenach górskich i wyżynnych. Dotyczy to całych stoków (lub tylko górskich odcinków), górnych biegów dolin górskich i źródłowych odcinków dolin wyżynnych. Obszarami równowagi są równinne wysoczyzny i terasy. Natomiast agradacja dominuje na równinach zalewowych den dolin, w obniżeniach jeziornych i bagiennych, a także na podnóżach długich stoków. Zarówno w systemach stokowych, jak i dolinnych – zależnie od typu i skali zjawiska – obserwujemy przemieszczanie się rumowiska na różne odległości; mówimy o kaskadowym (i odcinkowym) systemie transportu (ryc. 13.2).

Skala przekształcania rzeźby w różnych regionach Polski jest różna (ryc. 13.3). Największe zmiany obserwujemy na obszarach górskich, wyżynnych i strefy

młodoglacjalnej. Znacznie mniejsze są one na terenach nizinnych i płaskich. Duże natężenie osiąga spłukiwanie i erozja wąwozowa wspomagana sufozją na wyżynach lessowych (rozdz. 7), a niekiedy też w pagórkowatym krajobrazie młodoglacjalnym (rozdz. 9), procesy grawitacyjne natomiast w Karpatach fliszowych (rozdz. 4), na wysokogórskich stokach Tatr i Karkonoszy (rozdz. 3, 5) oraz lokalnie na krawędziach wysoczyzn i na klifach (rozdz. 10). W regionach przemysłowych i górniczych oraz na terenach aglomeracji miejskich skala przekształceń rzeźby w ostatnim stuleciu przekroczyła niekiedy wielokrotnie zmiany rzeźby związane z procesami naturalnymi i przerwała łączność naturalnych systemów stokowych i dolinnych (Gilewska 1991; rozdz. 8, 9).

13.6. Główne kierunki przekształceń stoków i den dolin

Na obszarach wylesionych i objętych uprawą roli w różnych regionach Polski obserwuje się podobne kierunki przekształceń stoków i den dolin, związane z dominacją jednego z przewodnich procesów: spłukiwania, procesów grawitacyjnych lub deflacji w przypadku stoków, a tendencji do rozcinania lub agradacji w przypadku koryt rzek i równin zalewowych (ryc. 13.4).

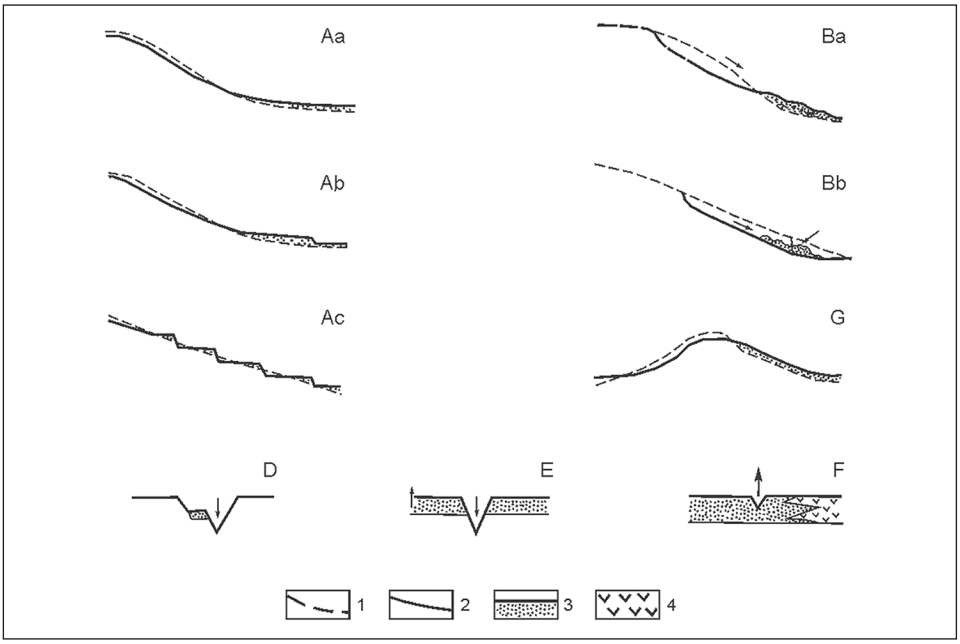
Przeważającym kształtem stoków jest stok wypukło-wklęsły, modelowany przez spłukiwanie. Erozja gleb powoduje, że stok taki jest obniżany szczególnie w części środkowej. Zależnie od skali natężenia zmywu podnóże stoku jest wydłużane i wkracza na równinę zalewową – dno doliny (ryc. 13.4Aa). W przypadku trwałej granicy między gruntem ornym na stoku i łąką lub pastwiskiem w dnie doliny na granicy użytków wykształca się akumulacyjna krawędź (ryc. 13.4Ab). Na stokach bardziej stromych o kierunku orki prostopadłym do spadku dochodzi do powstania schodowego profilu z terasami, z których każda składa się z odcinka obniżanego i nadbudowywanego (ryc. 13.4Ac).

Stoki modelowane przez procesy osuwiskowe, obejmujące znaczne miąższości gruntu, osiągają ostatecznie profil wypukło-wklęsło-wypukły. Poniżej wklęsłej niszy nieuprzątnięte koluwia budują wypukły jęzor (ryc. 13.4Ba). Inny profil przybierają stoki osuwiskowe uruchamiane wskutek podmywania przez rzekę lub podcięte przy budowie drogi lub domu (ryc. 13.4Bb).

Stoki przemodelowane przez procesy eoliczne poza przewiewanymi wydmami nadmorskimi (rozdz. 10) zostały opisane jedynie z Dołów Jasielsko-Sanockich, gdzie uprawiany stok dowietrzny jest obniżany zarówno przez deflację, jak i spłukiwanie, a zawietrzny nadbudowywany przez osady nawiane, dodatkowo przemywane przez spłukiwanie (Gerlach, Koszarski 1968; ryc. 13.4C).

W dnach dolin występują trzy podstawowe kierunki przekształceń koryt: pogłębiania koryt, nadbudowywania równiny zalewowej i równoczesnego powiększania erozyjnego przekroju koryt poprzez boczną migrację, depozycji na równinie zalewowej.

Pogłębianie koryt (ryc. 13.4D) obserwowane jest zarówno na obszarach zmniejszania dostawy rumowiska (wskutek zalesiania lub budowy zbiorników



Ryc. 13.4. Typy współczesnych przekształceń
A–C – stoków w warunkach ingerencji człowieka pod wpływem: A – wzmożonego spłukiwania: Aa – stok wypukło-wklęsły, Ab – nadbudowane podnóże stoku, Ac – stok z terasami rolnymi, B – procesów grawitacyjnych: Ba – stok wylesiony i zabudowany, Bb – stok podcięty, C – deflacji oraz D–F den dolin: D – w wyniku intensywnego pogłębiania koryt, E – równoczesnego wcinania koryt i nadbudowy równiny zalewowej, F – postępującej agradacji; 1 – pierwotny kształt stoku, 2 – przekształcony profil stoku, 3 – nadbudowa osadami mineralnymi, 4 – nadbudowa organogeniczna

retencyjnych), jak i zwiększenia spadku przez wyprostowanie biegu koryt. Pogłębianie przekraczające niekiedy 3 m w minionym stuleciu (np. u brzegu Karpat) powoduje, że fala powodziowa nie sięga już poziomu 6–8 m nad poziom średniej wody, co prowadzi do tworzenia niższej listwy terasowej.

Gdy pogłębianie jest umiarkowane, wówczas równocześnie jest nadbudowywana równina zalewowa (ryc. 13.4E). Tendencja do agradacji jest charakterystyczna zarówno dla długich odcinków większości dolin rzek niżowych (ryc. 13.4F), gdzie przy niewielkim transporcie zawiesiny depozycję mineralną zastępuje biogenna, jak i w dolinach wyżyn lessowych, gdy w czasie ulew i roztopów dostawa ze stoków bywa bardzo wysoka (rozdz. 7, 8, 9).

13.7. Współczesne tendencje zmian rzeźby w perspektywie zmian klimatu i zmian ekonomiczno-społecznych

Szybko postępujące w ostatnim 20-leciu zmiany gospodarcze i społeczne w kraju powodują zarówno istotne zmiany użytkowania ziemi, jak i dalszą degradację

środowiska. Z drugiej strony globalne zmiany klimatu i polityka proekologiczna wymuszają zmianę sposobu patrzenia na zasoby i walory środowiska i skłaniają do podejmowania radykalnych środków zmierzających do odbudowy równowagi i renaturalizacji geoekosystemów (Starkel 2006b).

Aktualne tendencje zmian rzeźby cechuje wyraźna polaryzacja. Z jednej strony obserwuje się działania przyspieszające, a z drugiej strony hamujące obieg materii. Do pierwszych należy przyspieszenie spływu wody, odprowadzania rumowiska i erozji wgłębnej. Na obszarach górskich i częściowo wyżynnych dokonuje się ono szczególnie poprzez wzrost powierzchni zabudowanych i sieci dróg, a na terenach niżowych – głównie poprzez melioracje rolne i systemy kanalizacyjne.

Natomiast do działań hamujących obieg i denudację należy zaliczyć przede wszystkim kurczenie się areałów gruntów ornych, szybkie na obszarach urzeźbionych i na gruntach najmniej żyznych, a także łączenie małych pól w duże wielohektarowe z redukcją gęstej sieci miedz i dróg. Towarzyszy temu jednak hamowanie naturalnego przepływu wody, substancji mineralnych i biotycznych poprzez budowę nie tylko zbiorników retencyjnych i polderów ograniczających przepływy wezbraniowe, ale również nowych autostrad, nasypów, grobli itp., wymuszanych przez wzrost motoryzacji i dobrobytu ludności. Na te dwie skrajne tendencje oddziałują także złożone interakcje nakładających się zjawisk ekstremalnych (Zwoliński 2011).

Globalne zmiany klimatu w Europie Środkowej od lat 90. XX w. zaczęły manifestować się nie tylko ociepleniem zim i falami upałów zwiększającymi deficyty wodne (rozdz. 2), ale przede wszystkim większą częstotliwością zdarzeń ekstremalnych typu ulew, huraganów czy trąb powietrznych (Jania, Zwoliński 2011), które prowadzą do przekraczania wartości progowych dla takich procesów rzeźbotwórczych, jak: spłukiwanie, erozja wąwozowa, przeważnie o zasięgu lokalnym, różne typy ruchów osuwiskowych, deflacja, abrazja morska czy wreszcie wezbrania powodujące udrożnienie na całej długości systemów rzecznych Odry i Wisły, jak powódź lipcowa 1997 r., o parametrach niespotykanych w okresie pomiarowym (rozdz. 7–12).

Planowane działania podejmowane w skali Unii Europejskiej zmierzają do racjonalnego użytkowania terenów o różnych walorach i do renaturalizacji ekosystemów (Romanowski i in. 2005). Działanie to zbiega się ze wzrostem zalesienia i ograniczeniem gruntów ornych wymuszanym zmianami ekonomicznymi i prowadzi do zmniejszania do minimum efektów głównych procesów działających powierzchniowo: spłukiwania i deflacji, a równocześnie do zwiększenia retencji wodnej.

Redukcja dostawy rumowiska odbija się negatywnie na wzroście erozji wgłębnej i bocznej rzek, które powracając do biegu meandrowego i docinając się do spągu warstwy wodonośnej, mogą prowadzić do zmniejszenia zasobów wód gruntowych w dolinach rzecznych. Opóźnienie spływu ze stoków górskich i wyżynnych sprzyja nasyceniu wodą pokryw stokowych i uruchamianiu procesów osuwiskowych (Starkel 2006b).

Równolegle do tych zmian niezbędna jest poprawa struktury krajobrazowej i gospodarki przestrzennej kraju poprzez m.in. koncentrację osadnictwa na powierzchniach płaskich z wyłączeniem obszarów zalewowych i ograniczenie zabudowy i sieci dróg na bardziej stromych stokach, co wpłynie korzystnie na opóźnienie spływu powodziowego i zmniejszy zagrożenie przemieszczeń osuwiskowych.

Współczesne kształtowanie rzeźby Polski cechują zatem dwie przeciwstawne tendencje:

– kontynuacji przyspieszonego obiegu wody i substancji mineralnych w systemach stokowych i korytowych i równoczesnego przerwania naturalnej ciągłości w obiegu materii;
– powrotu do zrównoważonego obiegu wody i substancji mineralnych w geoekosystemach po części renaturalizowanych przy równoczesnej zabudowie (głównie koryt) chroniącej przed skutkami częstszych zdarzeń ekstremalnych.

Literatura

Bogacki M., Starkel L., 1991, *Typologia i regionalizacja współczesnych procesów rzeźbotwórczych*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 422–427.

Ciupa T., 2004, *Rola miejskiego zbiornika retencyjnego w kształtowaniu procesów hydrologicznych i fluwialnych w rzece Silnicy, Kielce*, XV Symp. Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego, Międzyzdroje 1–3.09. 2004, Poznań, s. 21–23.

Froehlich W., Słupik J., 1980, *Drogi polne jako źródło dostawy wody i zwietrzelin do koryta cieku*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 235, 257–268.

Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków górnego Grajcarka (Beskid Wysoki – Karpaty Zachodnie)*, Prace Geogr. IG PAN, 52, 1–111.

Gerlach T., Koszarski L., 1968, *Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpolu Beskidu Niskiego*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 2, 85–114.

Gil E., Starkel L., 1979, *Long-term extreme rainfalls and their role in the modelling of flysch slopes*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 13, 207–220.

Gilewska S., 1991, *Procesy antropogenetyczne*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 418–422.

Jania J., Zwoliński Z., 2011, *Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczne w Polsce,* [w:] Z. Zwoliński (red.), *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, Landform Analisys, 15, 51–64.

Kłapa M., 1980, *Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach*, Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN, 4, 1–54.

Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z., 1992, *Wpływ procesów katastrofalnych na funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego obszarów młodoglacjalnych – Pomorze Zachodnie*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zachodnią, 43, 55–82.

Koutaniemi L., Rachocki A., 1981, *Paleohydrology and landscape development in the middle course of the Radunia basin, North Poland*, Fennia 159, 2, 335–342.

Kozarski S., 1991, *Paleogeografia Polski w vistulianie*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 80–105.

Rączkowski W., Mrozek T., 2002, *Activating of landsliding in the Polish Flysch Carpathians by the end of 20-th century*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 36, 91–101.

Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998, *Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych*, Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN, 11, 45–68.
Romanowski J., Matuszkiewicz J. i in., 2005, *Evaluation of ecological consequencies of development scenarious for the Vistula river valley*, Vistula Econet Development and Inplementation VEDI, Warsaw–Wageningen–Utrecht.
Soja R., 1977, *Deepening of channel in the light of the cross profile analysis*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 11, 127–138.
Słupik J., 1981, *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, Prace Geogr. IG PAN, 142, 1–89.
Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*, Prace Geogr. IG PAN, 22, 1–239.
Starkel L., 1978, *The role of extreme meteorological events in the shaping of mountain relief*, Geographia Polonica, 41, 13–20.
Starkel L., 1986, *Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w erozji gleby (na przykładzie Karpat)*, Czasop. Geogr., 57, 2, 203–213.
Starkel L., 2005, *Współczesna rzeźba Polski dziedziczy cechy peryglacjalne*, Przegl. Geogr., 77, 1, 5–13.
Starkel L., 2006a, *Geomorphic hazards in the Polish Flysch Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 40, 7–19.
Starkel L., 2006b, *Klimat a człowiek w transformacji środowiska przyrodniczego Polski*, [w:] M. Gutry-Korycka, A. Kędziora, L. Starkel, L. Ryszkowski (red.), *Długookresowe przemiany krajobrazu Polski w wyniku zmian klimatu i użytkowania Ziemi*, Prodruk, Poznań, s. 9–15.
Twardy J., 1998, *Wyniki pomiarów tempa denudacji agrotechnicznej w okolicy Łodzi*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 460, 599–609.
Ziętara T., 1968, *Rola współczesnych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, Prace Geogr. IG PAN, 60, 1–116.
Zwoliński Z., 2008, *Wybrane zjawiska ekstremalne pojezierzy polskich*, Landform Analysis, 8, 98-106.
Zwoliński Z., 2011, *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, [w:] Z. Zwoliński (red.), *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, Landform Analysis, 15, 5–16.

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich (SGP), założone w 1991 r. jest organizacją naukowo-zawodową wspierającą badania geomorfologiczne. Podstawowa działalność stowarzyszenia obejmuje: publikowanie prac naukowych (m.in. seria wydawnicza *Landform Analysis* oraz monografie i materiały konferencyjne), organizowanie konferencji naukowych oraz krajowych i zagranicznych warsztatów geomorfologicznych, przygotowanie grantów badawczych, działalność komisji merytorycznych. Zarówno na spotkaniach naukowych, jak i w publikacjach dyskutowane są aktualne problemy geomorfologii polskiej na tle geomorfologii światowej.

Stowarzyszenie skupia ponad 200 członków, reprezentujących większość ośrodków geograficznych i geologicznych w kraju. Dla początkujących adeptów geomorfologii organizowane są Warsztaty Młodych Geomorfologów. SGP jest pełnoprawnym członkiem Międzynarodowej Asocjacji Geomorfologów (IAG).

Obecna publikacja *Współczesne przemiany rzeźby Polski. Wydanie II rozszerzone* powstała w ramach Komisji Współczesnych Procesów Geomorfologicznych SGP.

Bogucki
WYDAWNICTWO NAUKOWE

STOWARZYSZENIE GEOMORFOLOGÓW POLSKICH
SGP
1991

ISBN 978-83-7986-382-2