# 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

# Rozdział 8

## Współczesne przemiany rzeźby strefy staroglacjalnej Niżu Polskiego

*Zbigniew Rdzany, Marek Kasprzak, Daniel Okupny, Aleksander Szmidt*

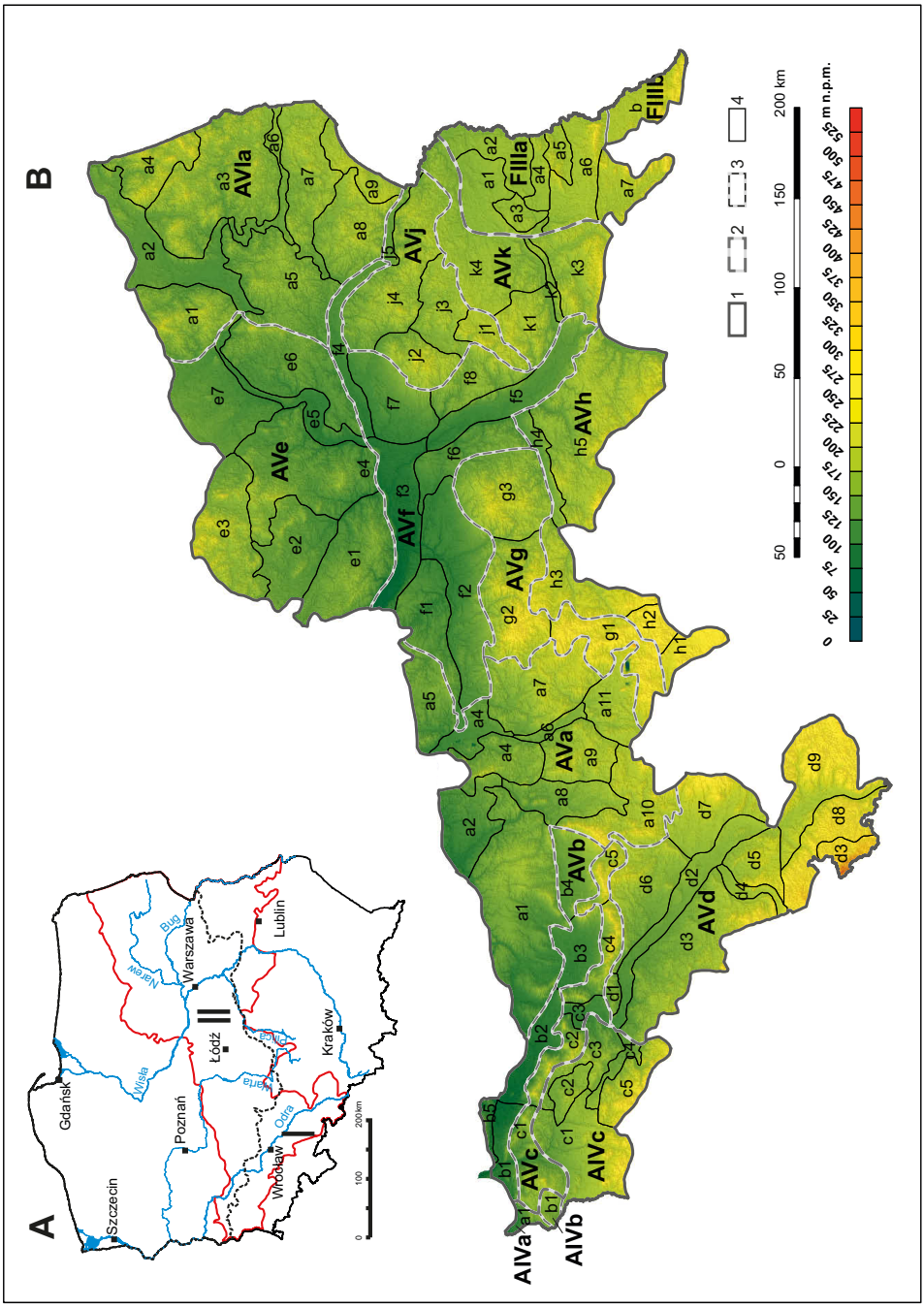
### 8.1. Charakterystyka tła środowiskowego strefy staroglacjalnej

#### 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
Gdańsk
Szczecin
Poznań
Warszawa
Łódź
Lublin
Kraków
Wrocław
Wisła
Bug
Narew
Warta
Pilica
Odra
0
100
200km
B
AVIa
AVIb
AVIc
AVc
AVe
AVf
AVg
AVh
AVj
AVk
AVa
AVb
AVd
FIIIa
FIIIb
1
2
3
4
50
0
50
100
150
200 km
m n.p.m.
0
25
50
75
100
125
150
175
200
225
250
275
300
325
350
375
400
425
450
475
500
525

**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 Południopodlaska – 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.

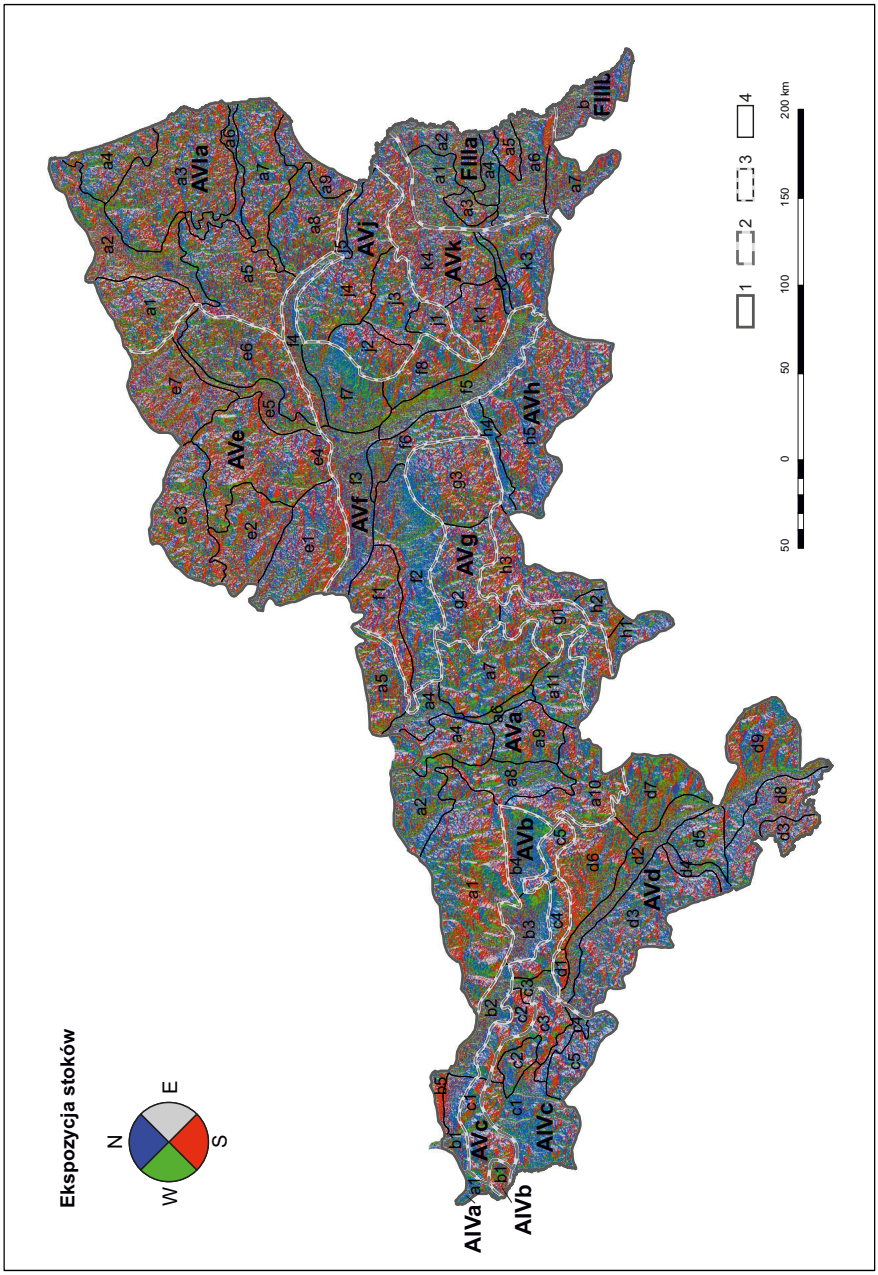
Do tej strefy zaliczane są obszary ukształtowane przez lądolody przed interglacjałem eemskim, a także osady i formy, na które ostatni lądolód nałożył względnie cienką pokrywę osadów bezpośredniej i pośredniej akumulacji w pobliżu linii maksymalnego zasięgu, np. Wał Zielonogórski (Bartkowski 1969), a 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.

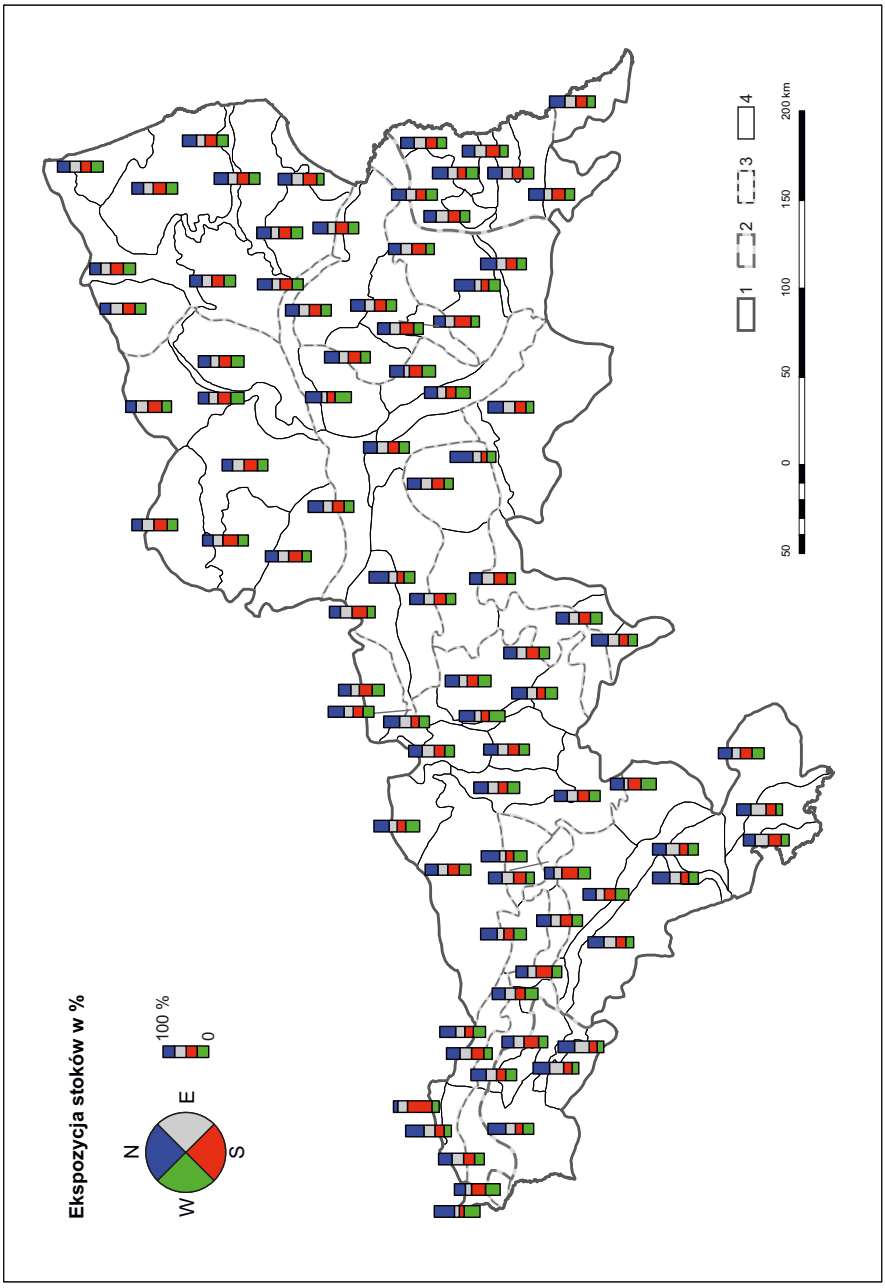
Z punktu widzenia stopnia przetrwania pierwotnych cech rzeźby glacjalnej wyróżnia się zwykle trzy równoleżnikowe pasy (Gilewska 1991, Gilewska, Klimek 1997). W krajobrazie pasa południowego wyodrębnia się obrzeże o cechach równinno-pagórkowatych, gdzie zaznaczają się denudacyjne cechy odrzańskich form 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.

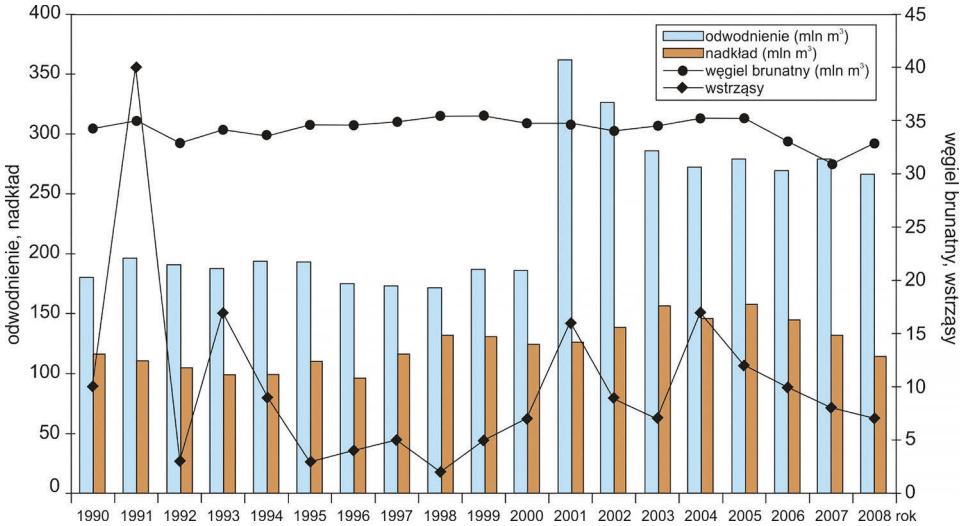
W miejscach płytkiego występowania utworów mezozoicznych lub ich wychodni, widoczny jest wpływ tych skał na przebieg współczesnych procesów. Przykładem takiej zależności jest koryto Pilicy między Inowłodzem a Domaniewicami. T. Falkowski i P. Ostrowski (2010) stwierdzili w jego dnie wychodnie utworów 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.

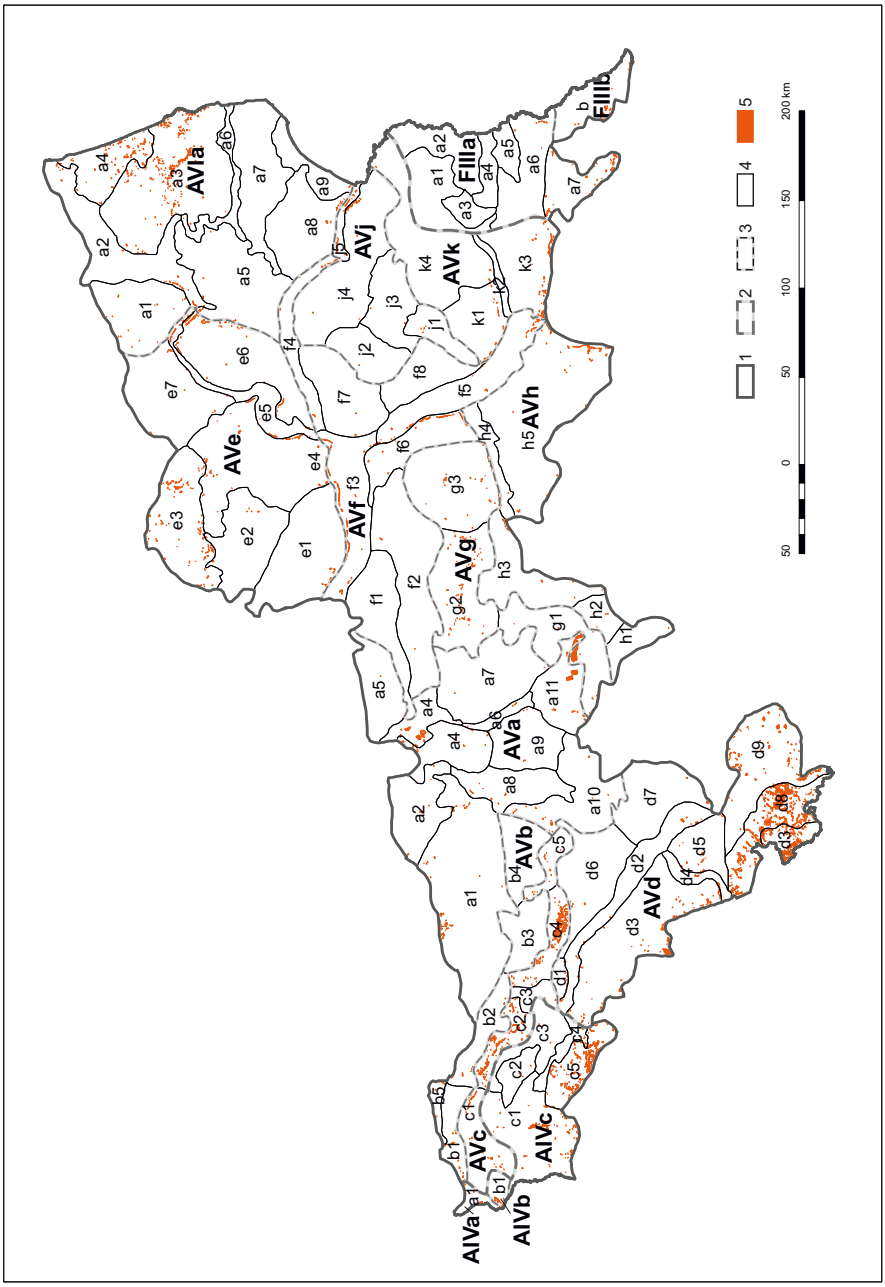
Do podobnych konkluzji prowadzą nowsze, wielowskaźnikowe badania wypełnień innych zagłębień bezodpływowych w środkowej Polsce (m.in. Majecka i in. 2018).

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.

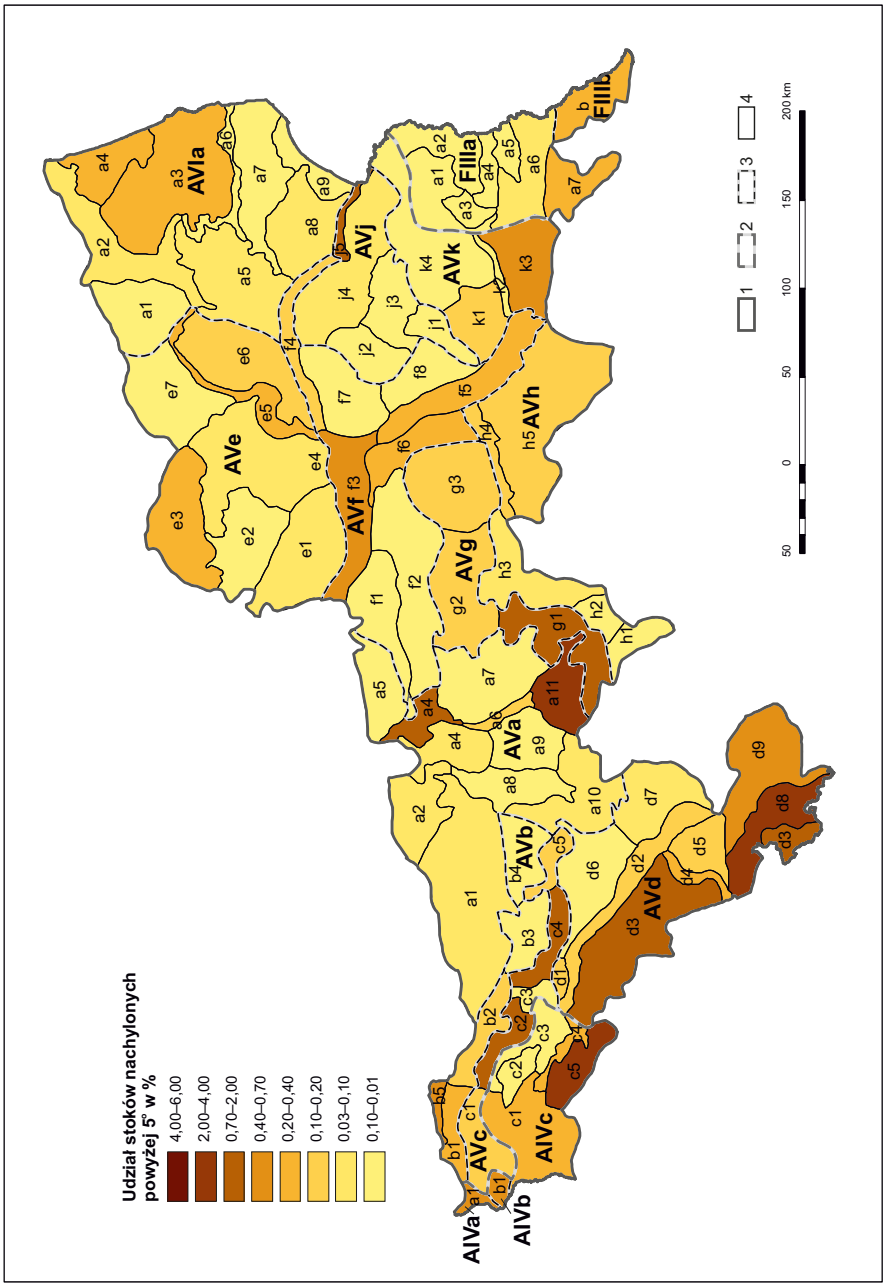
Występowanie i dynamika współczesnych procesów rzeźbotwórczych, zwłaszcza stokowych, w znacznej mierze zależy od obecnego ukształtowania terenu, w szczególności od nachylenia, długości i kształtu stoków. Badania podatności stoków na procesy spłukiwania, w kontekście zróżnicowania nachyleń stoków, dokonane 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 $mm \cdot min^{-1}$ 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 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, w dorzeczu Odry ok. 5,3 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ z wielolecia 1951–1990). Średni odpływ jednostkowy spada miejscami na Nizinie Śląskiej i Południowowielkopolskiej nawet poniżej 3,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. 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 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, są znacznie mniejsze niż w pasie wyżynnym, gdzie przekraczają 200 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, a w czasie kulminacji wezbrań katastrofalnych nawet kilkakrotnie więcej. Wyraźnie zróżnicowane są także odpływy minimalne, które z reguły nie przekraczają 0,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, a w strefie międzyrzecza środkowej Odry i Warty mogą spadać poniżej 0,1 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. 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.

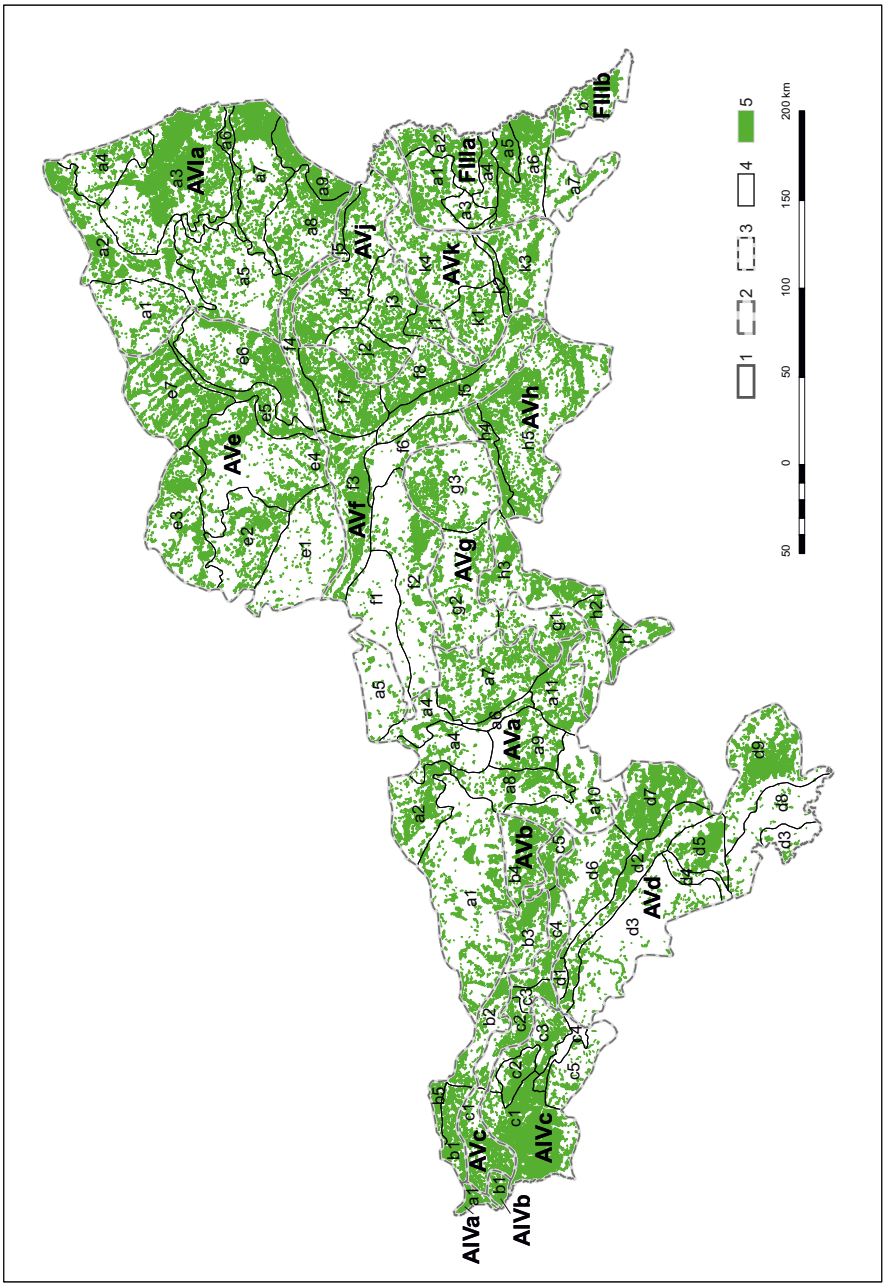
Na przyspieszenie wielu procesów morfogenetycznych miały wpływ wielkoobszarowe zmiany pokrycia terenu, rozpoczęte odlesieniem znacznych powierzchni dla potrzeb rolnictwa i osadnictwa (szczególnie w średniowieczu), przemysłu, zwłaszcza górnictwa oraz kolejnictwa (XIX i XX w.). Najniższy wskaźnik lesistości 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).

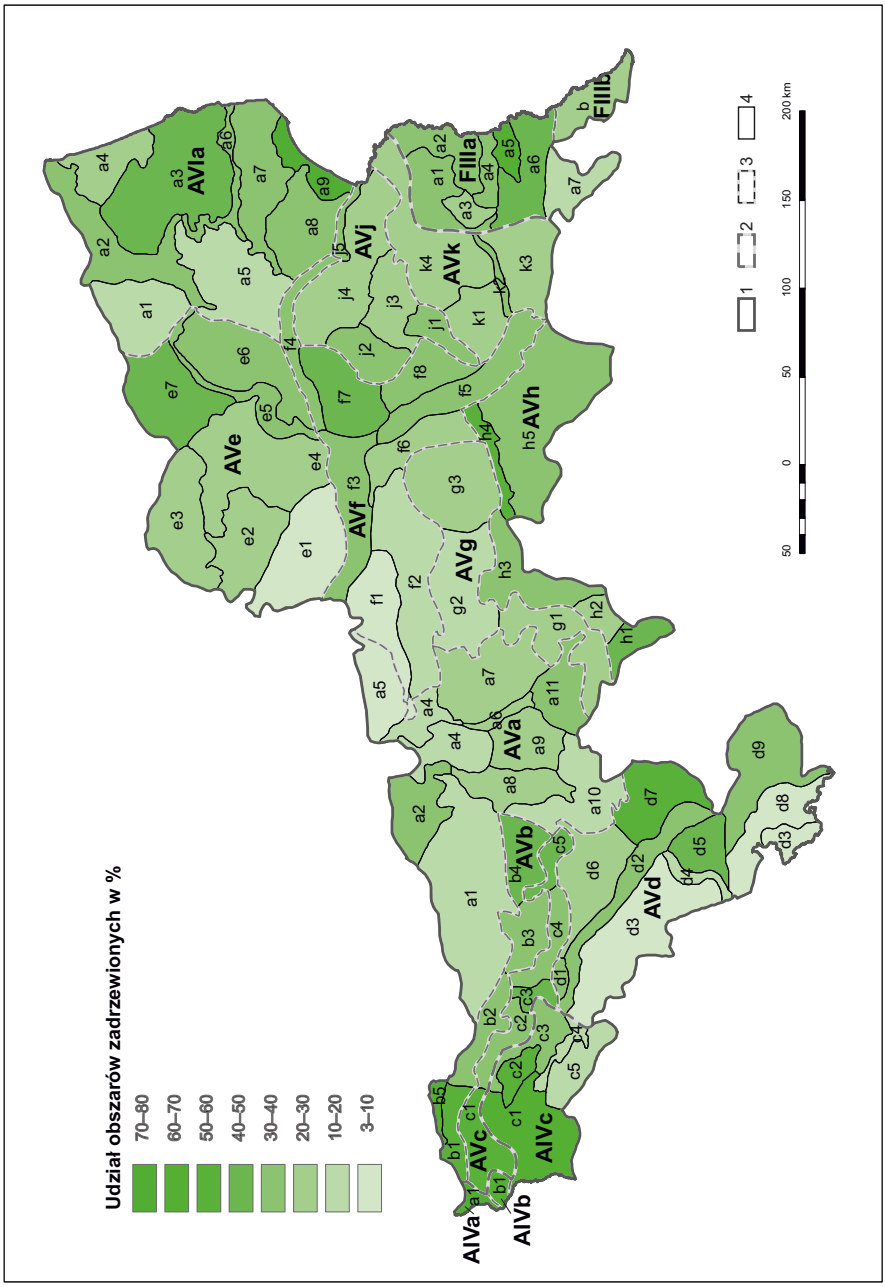
Biorąc za podstawę typologię rzeźby zmienionej antropogenicznie, zaproponowaną przez Podgórskiego i in. (2008), na obszarze staroglacjalnym można wyróżnić dwie grupy form. Grupa pierwsza (1) obejmuje formy powstające wskutek bezpośredniej działalności człowieka. Działalność ta polega na tworzeniu nowych 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.

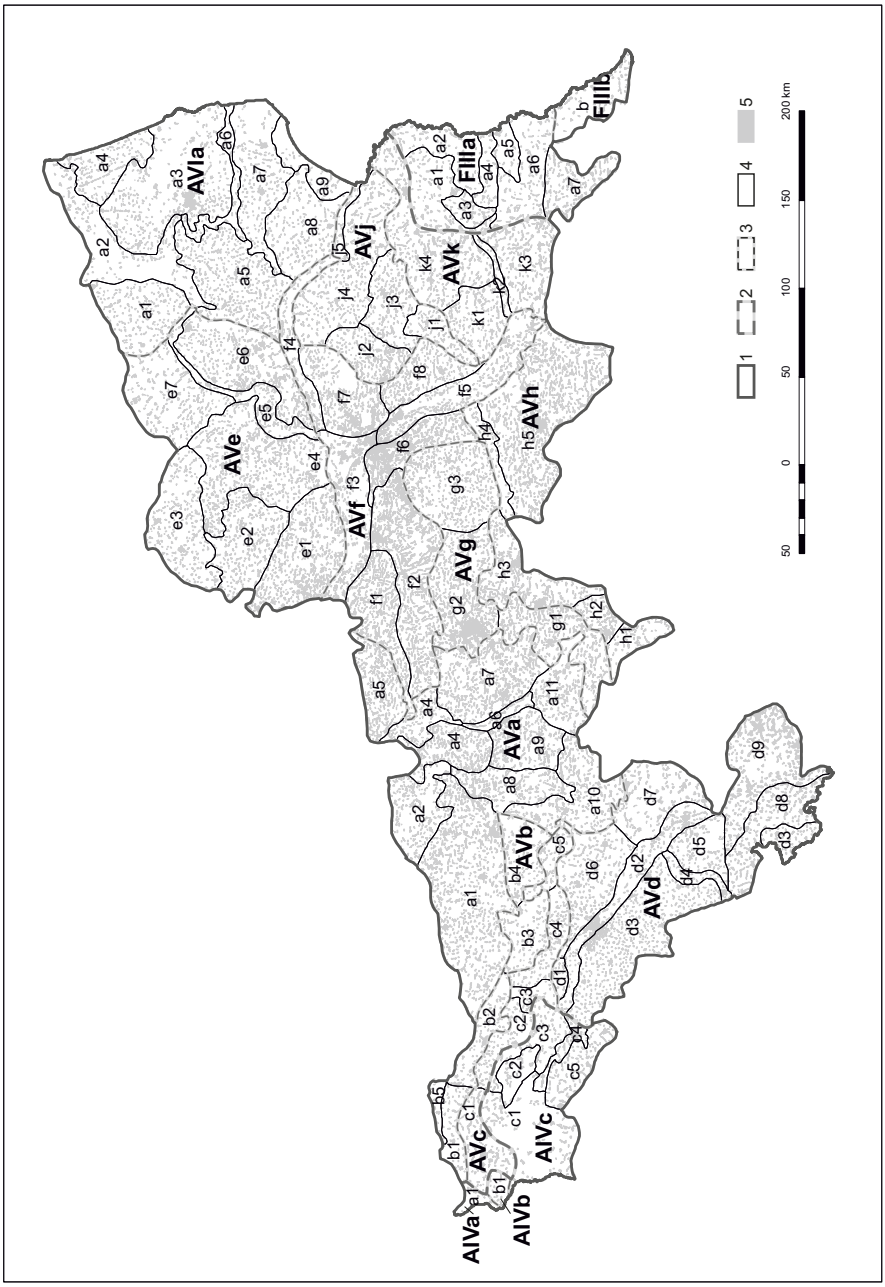
Formy typu A na obszarze staroglacjalnym to m.in. zwałowiska nadkładu i popiołów, grodziska i gródki, kurhany, wały przeciwpowodziowe, groble ograniczające stawy rybne, wały ziemne na terenach zmienionych przez działania militarne i inne.



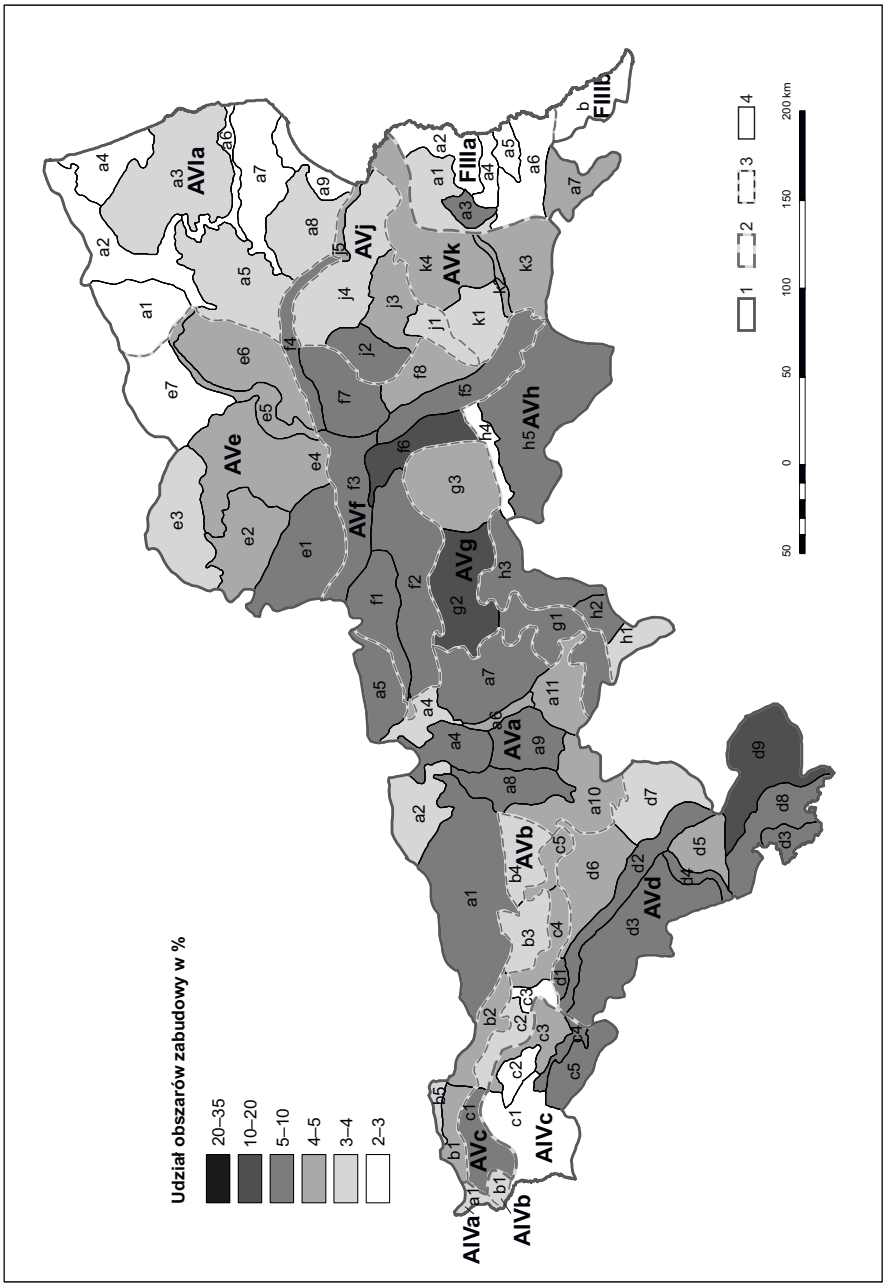

Ryc. 8.7. Powierzchnia zadrzewień w strefie staroglacjalnej na podstawie bazy danych obiektów ogólnogeograficznych BDOO; objaśnienia granic regionów (1–4) przy rycinie 8.1, 5 – zadrzewienia




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

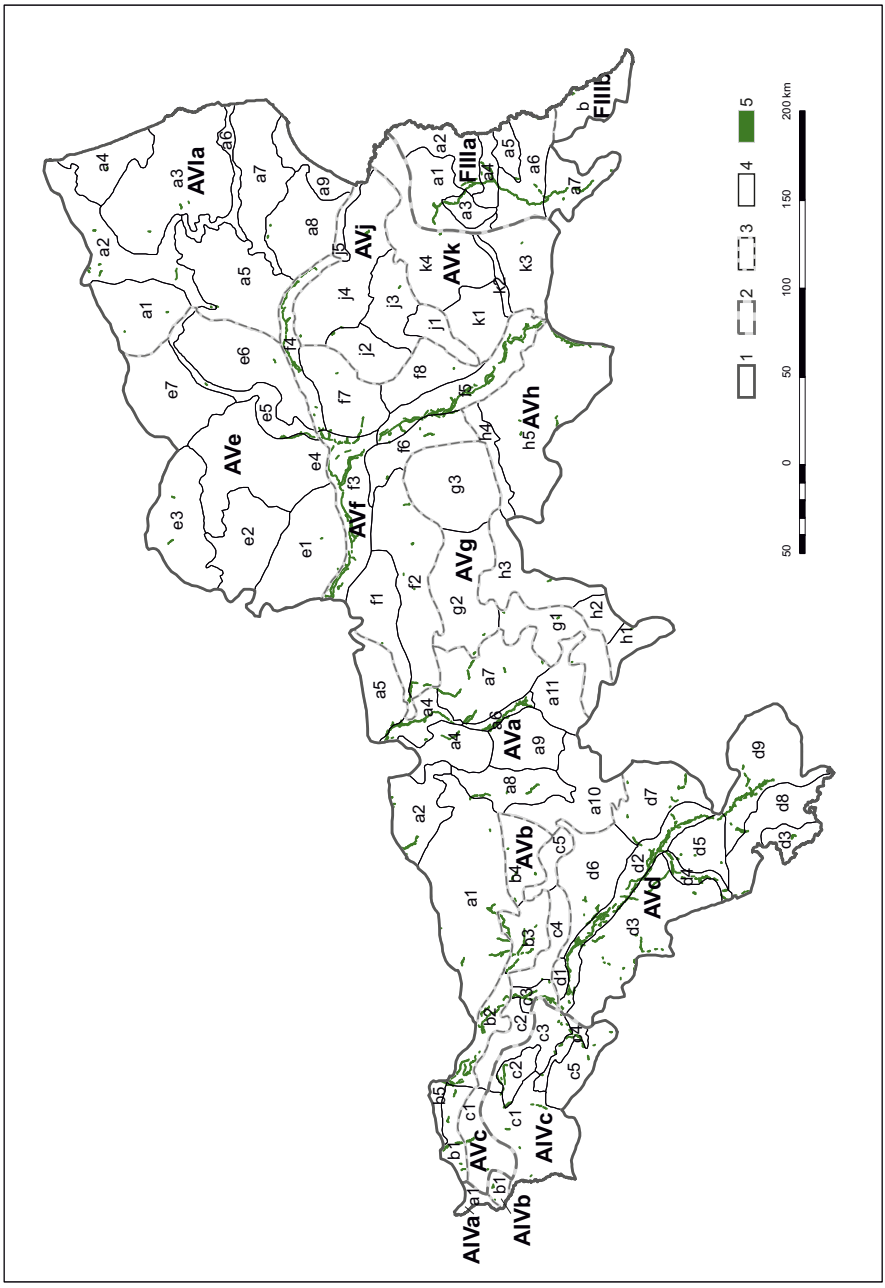
W rejonach górnictwa odkrywkowego zmiany ukształtowania pionowego, wyrażające się w deniwelacjach, zależą od głębokości zalegania pokładu wydobywanego surowca, jego grubości oraz miąższości nadkładu. Duże znaczenie mają także stosowane metody eksploatacji i zwałowania (Pilawska 1967, Rutkowski 2003). 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.



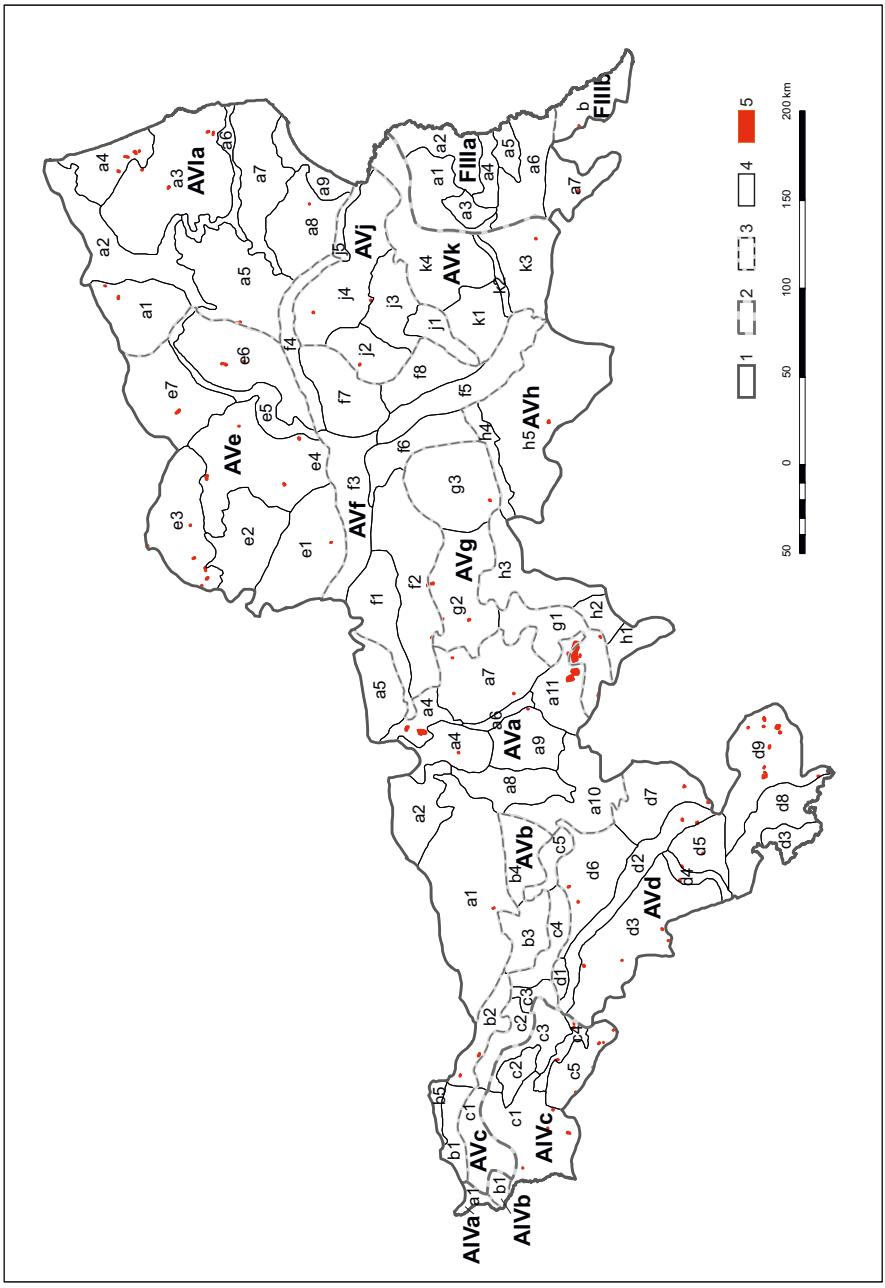

**Ryc. 8.11.** Budowle ziemne w strefie staroglacjalnej; objaśnienia granic regionów (1–4) przy rycinie 8.1, 5 – zasięg budowli ziemnych (głównie w dolinach rzecznych) zgeneralizowany w skali 1:250 000

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).

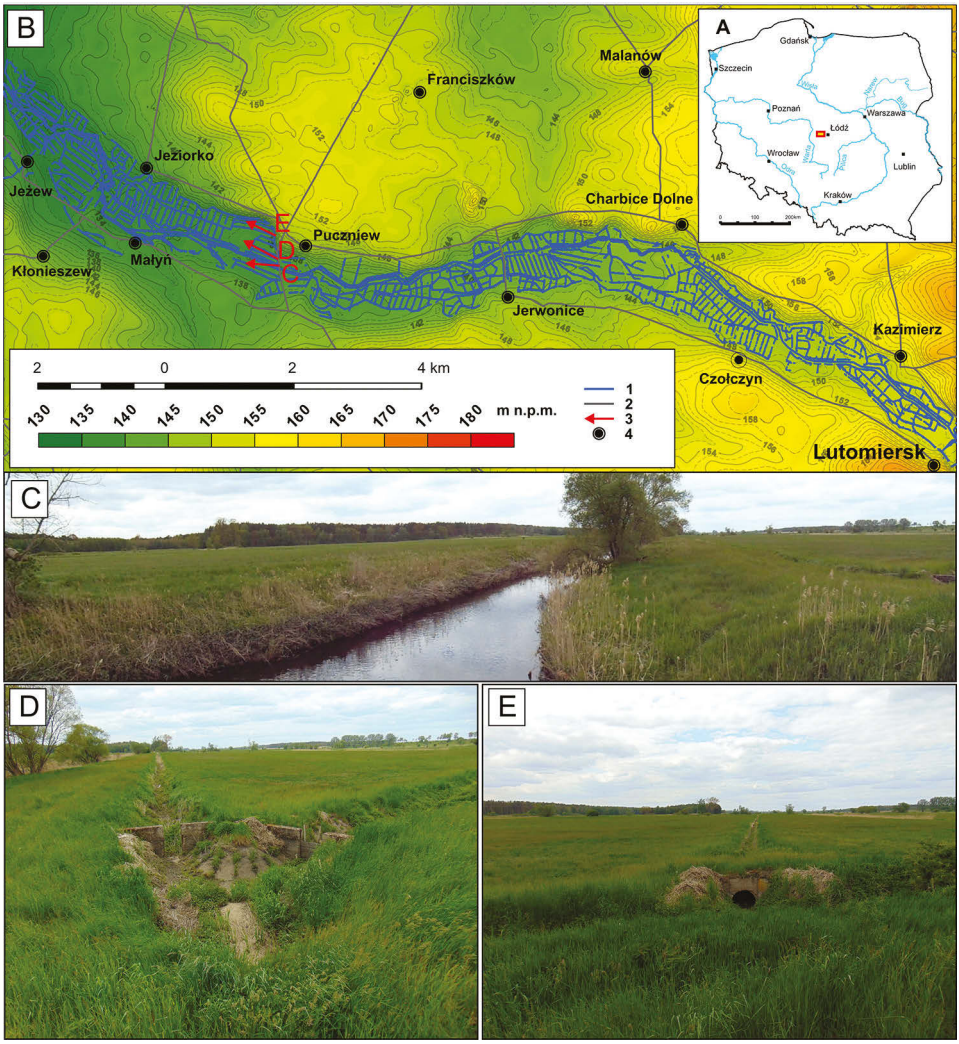
Część nasypów spełniających rolę wałów przeciwpowodziowych, grobli stawów rybnych czy zapór zbiornikowych wybudowana jest z gruntów organicznych. Taka sytuacja w połączeniu z wiekiem nasypów (lata 70. i 80. XX w.) przyczynia się do powstawania licznych szczelin i wyrw na koronie i skarpach oraz do obniżenia 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.

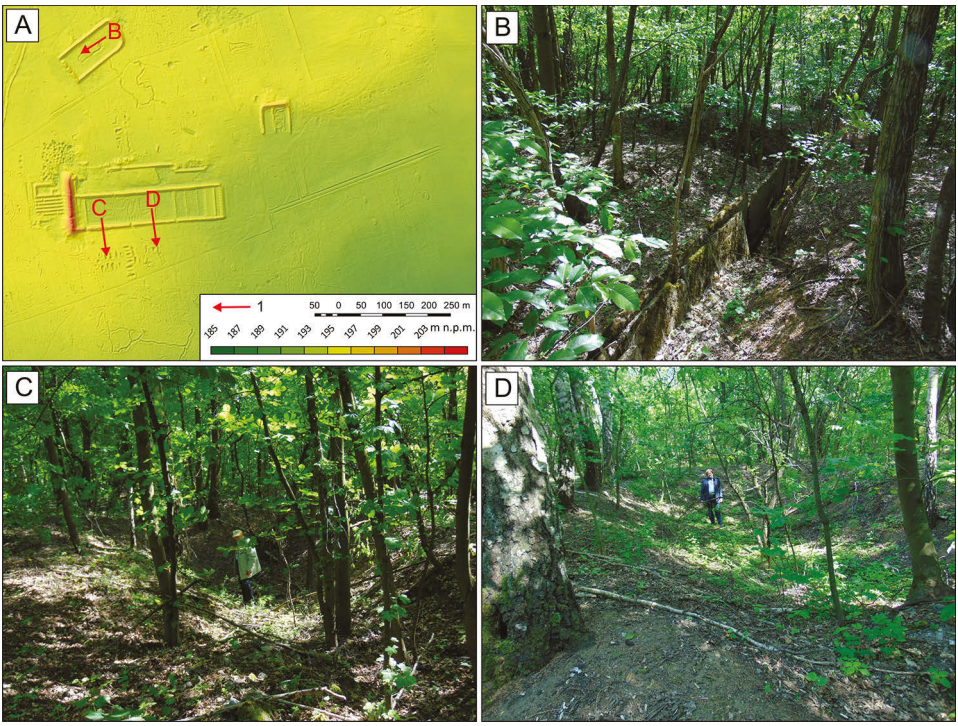



Ryc. 8.12. Wyrobiska i zwałowiska w strefie staroglacjalnej; objaśnienia granic regionów (1–4) przy rycinie 8.1, 5 – zasięg obiektów zestawiony w skali 1:250 000




**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

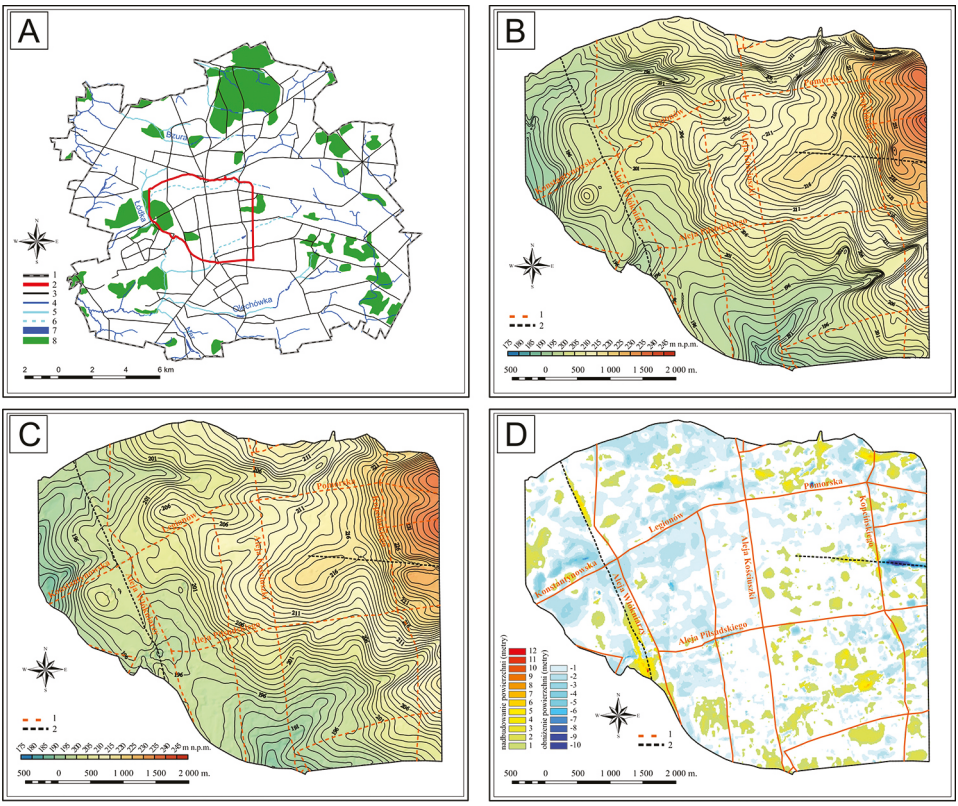
terenie Łodzi przez A. Szmidta i M. Jaskulskiego (2016). Autorzy ci na podstawie analizy wielkoskalowych map topograficznych przeprowadzili analizę przemodelowania rzeźby w wyniku działalności antropogenicznej, prowadzonej w różnych celach w centrum miasta od początku XX w. do drugiej dekady obecnego 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 $m^3$.

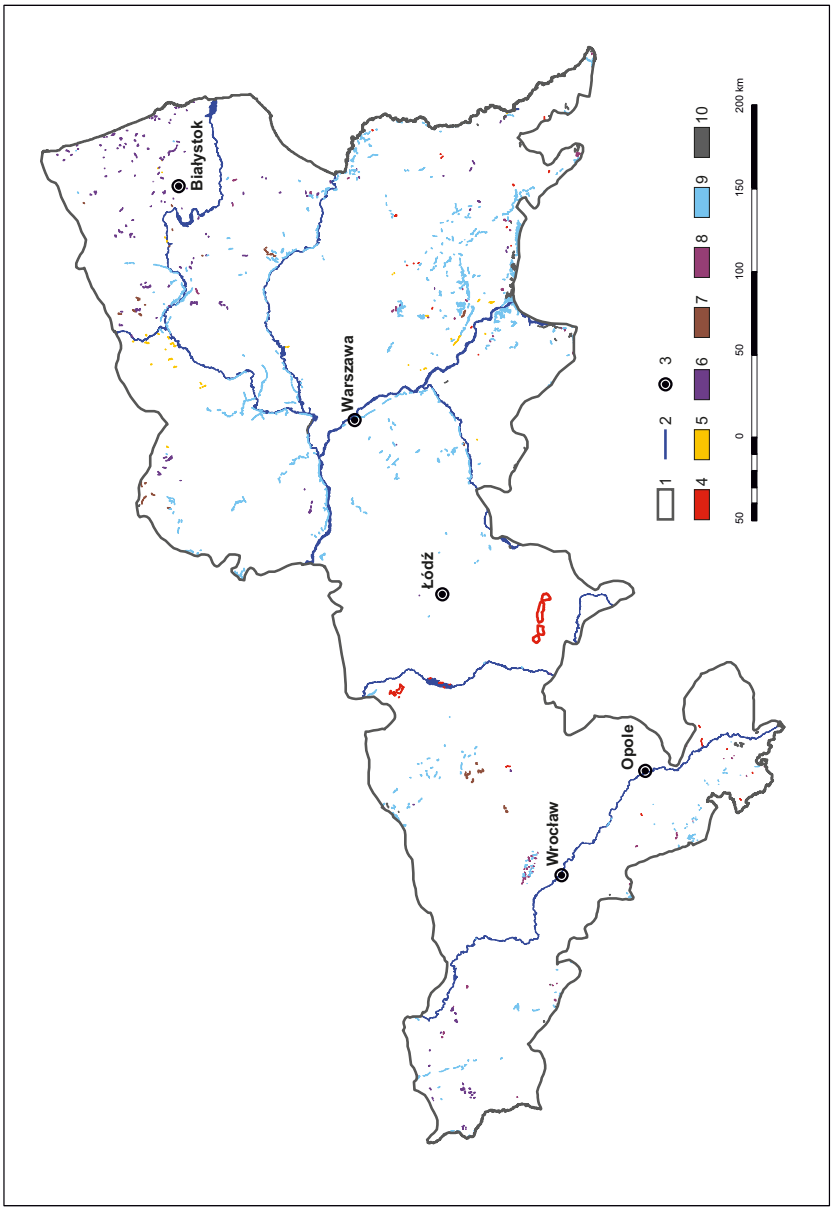
Jedno z takich dużych osuwisk o objętości 1 mln $m^3$ i powierzchni 224 tys. $m^2$, oznaczone jako 22S, które powstało i rozwijało się etapowo w latach 2004–2005 w najgłębszej części kopalni Bełchatów, zbadali szczegółowo L. Czarnecki i J. Goździk (2007, 2008). Formę tę zaliczyli do typu odprężeniowo-strukturalnego. 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).

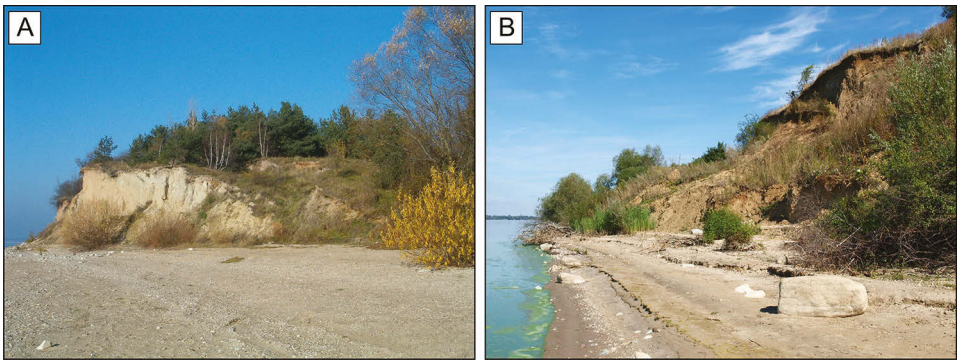
Procesy osuwiskowe spowodowane przyczynami naturalnymi stwarzają w strefie staroglacjalnej z reguły niewielkie zagrożenia i występują głównie w obrębie stromych zboczy większych dolin, zwłaszcza Wisły, Warty i Pilicy. Dotyczy to przede wszystkim zwężonych odcinków tych dolin. Przykładem jest osuwisko 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.

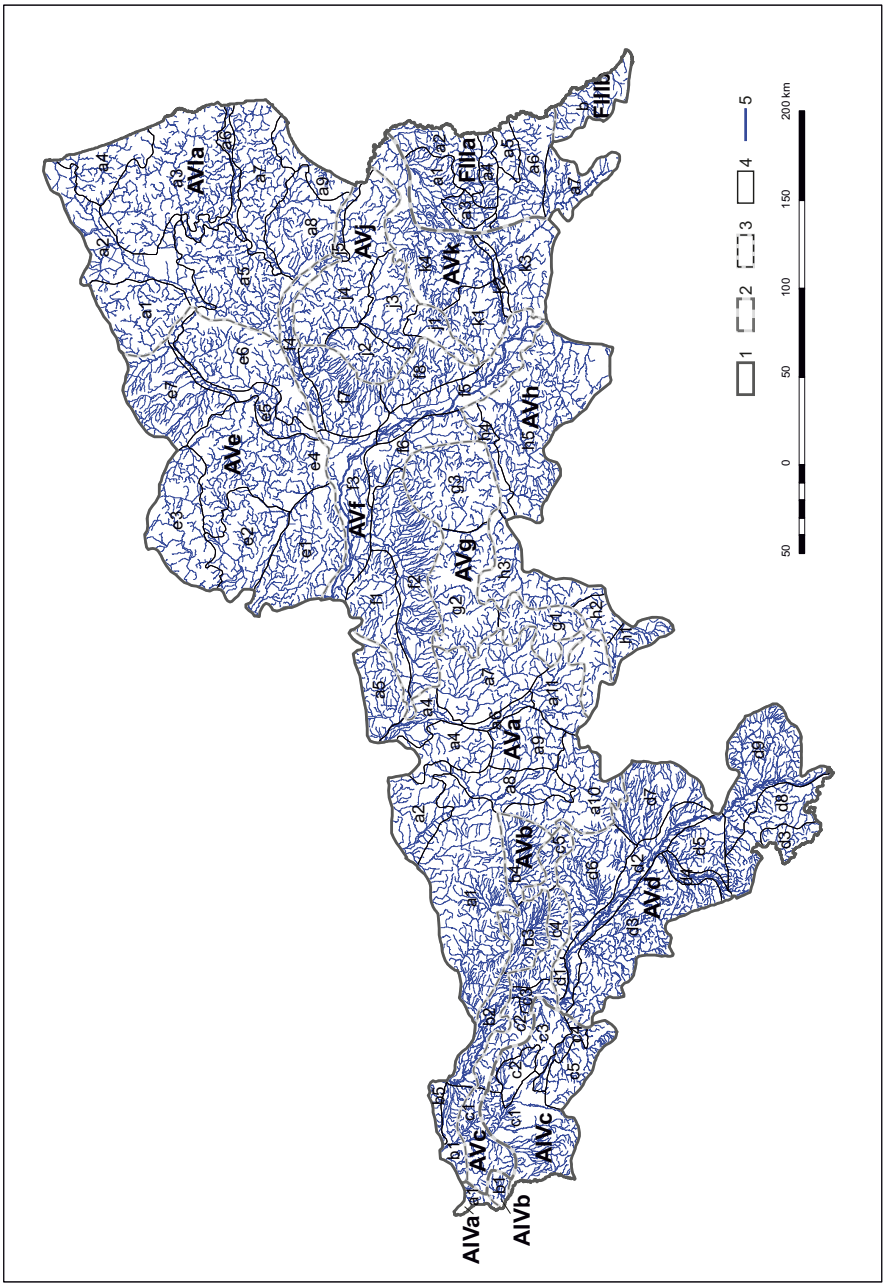
### 8.2.3. Procesy fluwialne i ich skutki

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.

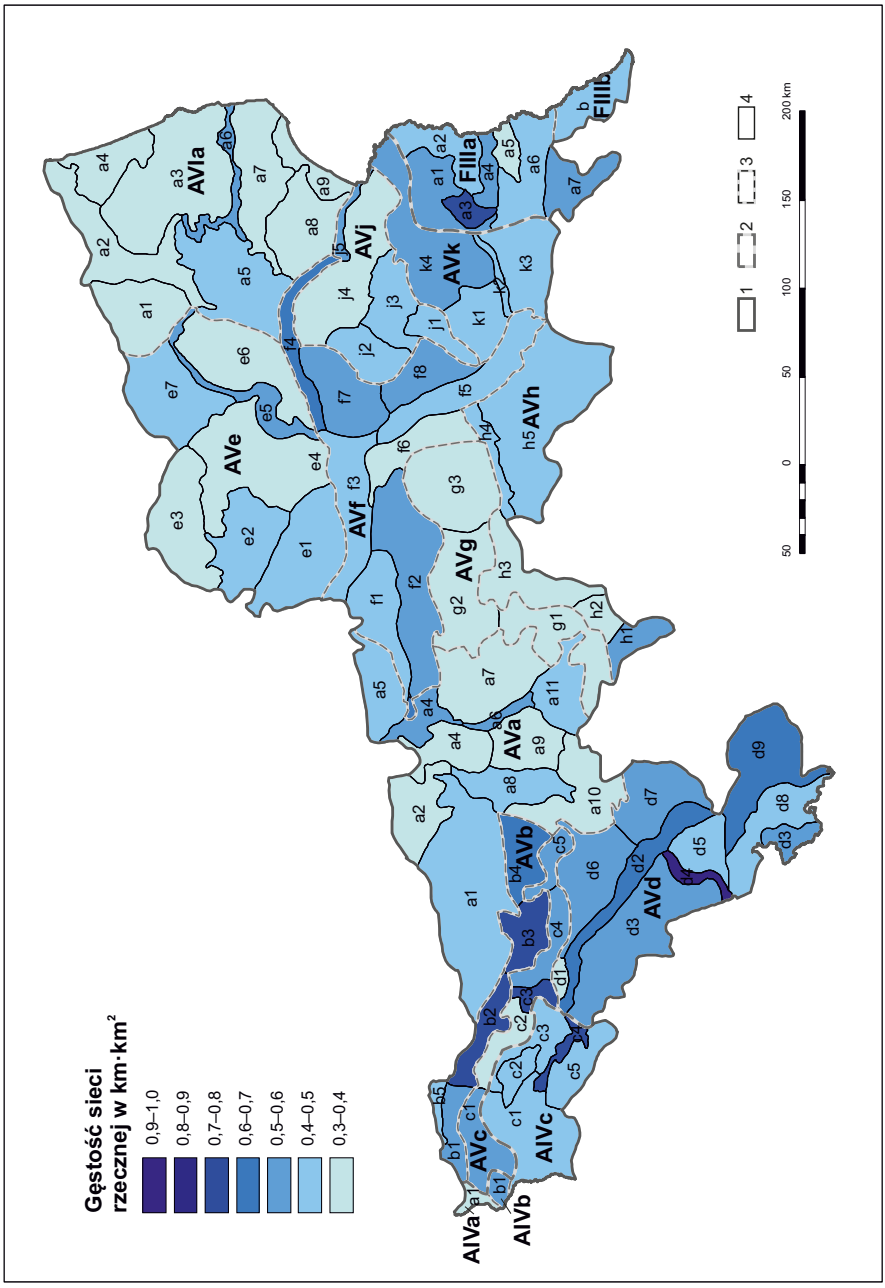
Te systemy rzeczne mają długą i skomplikowaną historię. L. Starkel (2008) podkreśla, że o skali i typie zmian w nizinnych systemach rzecznych decydują nie tylko długookresowe wahania bilansu wodnego i zróżnicowana częstotliwość zdarzeń ekstremalnych, ale także tempo dopasowywania się poszczególnych dolin 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).

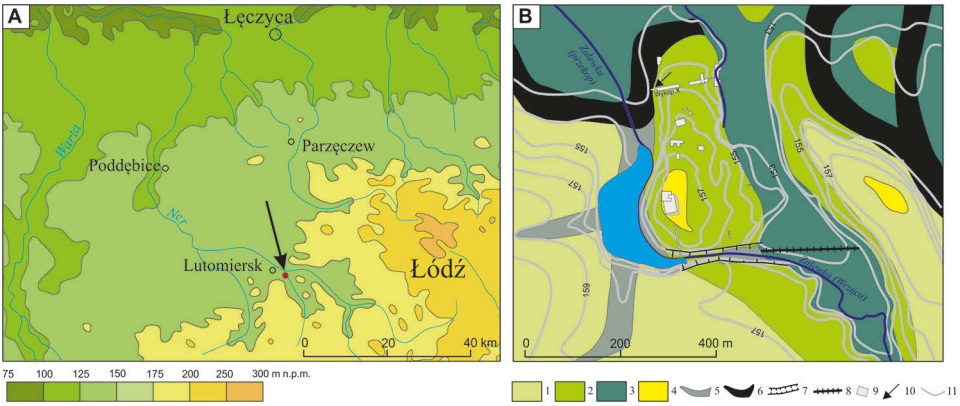
W wielu dolinach opisywanej części Polski udokumentowano oddziaływanie człowieka na procesy fluwialne. Według badań E. Kobojek (2009) w zlewni Bzury największy wpływ antropopresji dotyczy małych rzek o przewadze zasilania powierzchniowego. Natomiast najbardziej złożone skutki występują w rzekach wielokorytowych, 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

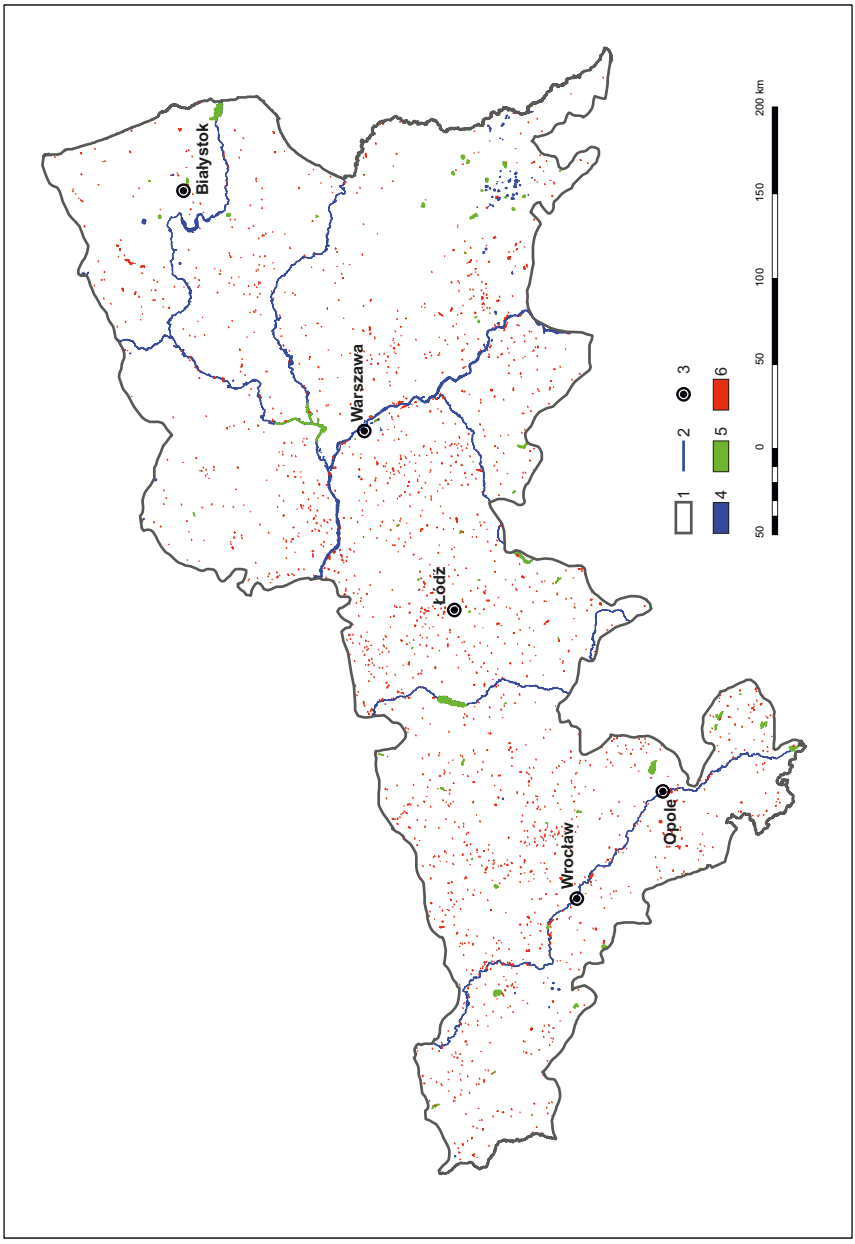
1 – terasa najwyższa (schyłek zlodowacenia warty), 2 – terasa wysoka (plenivistulian), 3 – dno doliny (późny vistulian – holocen), 4 – wydmy i pola piasków eolicznych (późny vistulian – wczesny holocen), 5 – doliny denudacyjne, 6 – wielkie paleomeandry (późny vistulian), 7 – rozcięcie antropogeniczne – 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

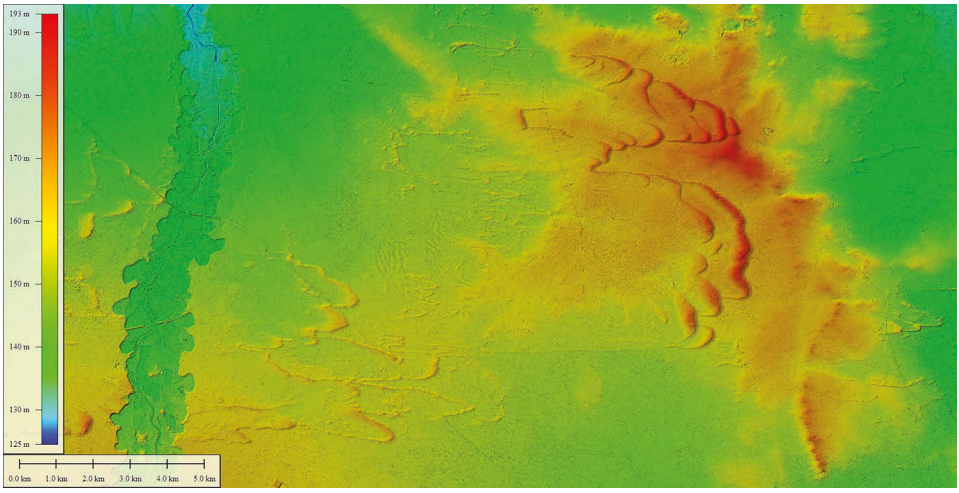
**Ryc. 8.24.** Zbiornik odpadów poflotacyjnych „Żelazny Most" przy miejscowości Rudna na wschód od Polkowic (fot. M. Kasprzak, 2018)

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

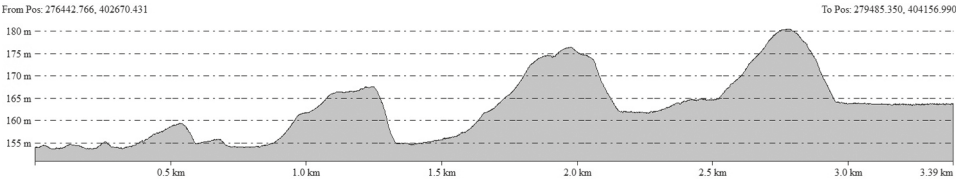
Obszar staroglacjalny jest elementem tzw. Europejskiego Pasa Piaszczystego (Koster 1988), który charakteryzuje się licznymi zespołami wydm i pokryw eolicznych, uformowanych w późnym vistulianie. Zajmują one głównie tereny dolin rzecznych i niżej położone wysoczyzny (m.in. Manikowska 1985). W sposób naturalny, 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).

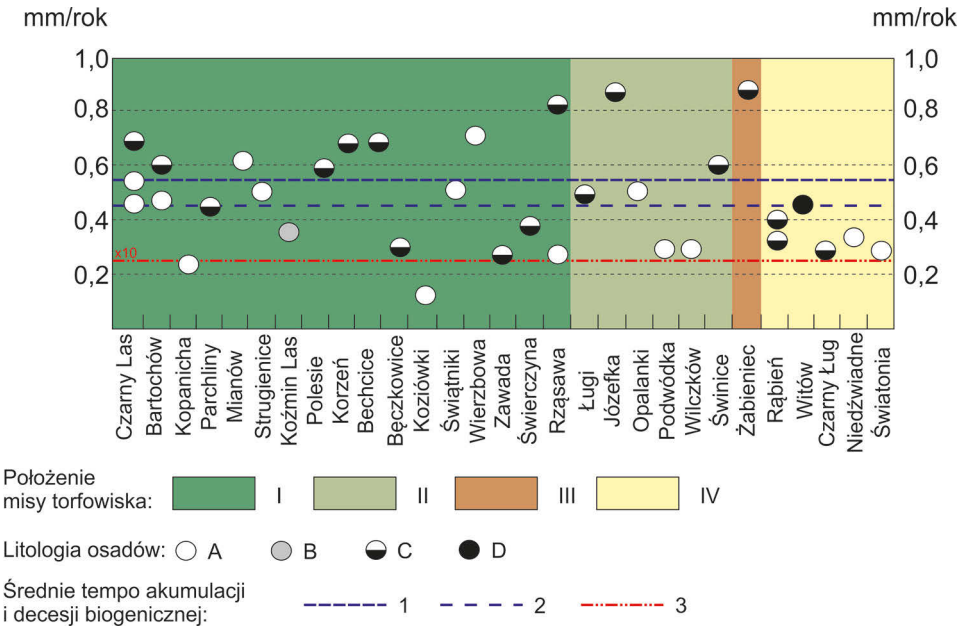
Współcześnie najbardziej intensywne procesy eoliczne zachodzą głównie w wyrobiskach piasku, na terenach poeksploatacyjnych i wykopaliskowych, na zwałowiskach i hałdach kopalnianych, na obszarach budowlanych o dużej rozległości oraz na wynurzonych partiach piaszczystego dna sztucznych zbiorników wodnych. 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).

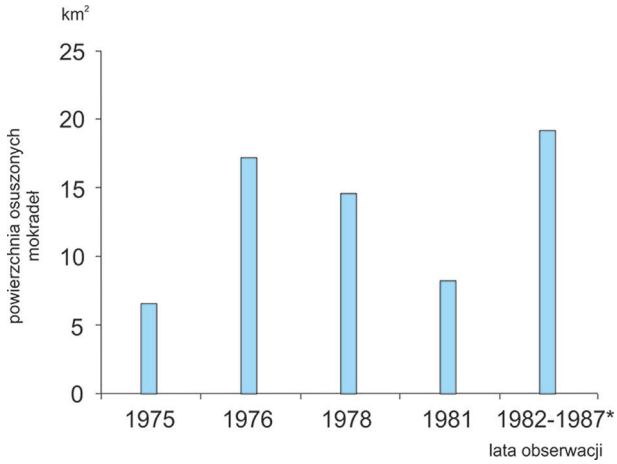
Obszarem, gdzie liczba złóż torfu na 100 km$^2$ powierzchni jest wysoka i dochodzi do 16, jest także dorzecze środkowej Widawki wraz ze zlewniami mniejszych cieków (np. Pilsi) w granicach Kotliny Szczercowskiej (Okupny i in. 2014). To właśnie w tym rejonie występują największe pod względem powierzchni 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 $km \cdot km^{-2}$, 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 $dm^3 \cdot s^{-1}$, zaś tempo dynamiki decesji złóż torfowych w wybranych regionach strefy staroglacjalnej może osiągać wartości od 20 do 30 $mm \cdot a^{-1}$, 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 $cm \cdot a^{-1}$ (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 Sypraśl 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 eksplotacji 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.