



Elżbieta Kobojek

GEOMORFOLOGICZNE UWARUNKOWANIA UŻYTKOWANIA ZIEMI w nizinnej części Polski



**GEOMORFOLOGICZNE
UWARUNKOWANIA
UŻYTKOWANIA ZIEMI
w nizinnej części Polski**



WYDAWNICTWO
UNIWERSYTETU
ŁÓDZKIEGO

Elżbieta Kobojek

GEOMORFOLOGICZNE UWARUNKOWANIA UŻYTKOWANIA ZIEMI w nizinnej części Polski

Elżbieta Kobołek (ORCID: [0000-0002-9004-2241](https://orcid.org/0000-0002-9004-2241)) – Uniwersytet Łódzki
Instytut Zagospodarowania Środowiska i Polityki Przestrzennej
Wydział Nauk Geograficznych, 90-142 Łódź, ul. Kopcińskiego 31

RECENZENCI

Irena Tsermegas, Mariusz Szubert

REDAKTOR INICJUJĄCY

Katarzyna Włodarczyk

REDAKCJA

Anna Surendra, Sebastian Surendra

SKŁAD I ŁAMANIE

AGENT PR

KOREKTA TECHNICZNA

Anna Mateusiak

PROJEKT OKŁADKI

Polkadot Studio Graficzne, Aleksandra Woźniak, Hanna Niemierowicz

Źródło zdjęcia: [Stock.adobe.com/kbarzycki](https://stock.adobe.com/kbarzycki)

© Copyright by Elżbieta Kobołek, Łódź 2025

© Copyright for this edition by Uniwersytet Łódzki, Łódź 2025

Wydane przez Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego

Wydanie I. W.11705.25.0.M

Ark. wyd. 16; ark. druk. 13,25

ISBN 978-83-8331-681-9

e-ISBN 978-83-8331-765-6

Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego

90-237 Łódź, ul. Matejki 34A

www.wydawnictwo.uni.lodz.pl

e-mail: ksiegarnia@uni.lodz.pl

tel. 42 635 55 77

SPIS TREŚCI

1. Wprowadzenie.....	7
2. Metody badań i źródła informacji	11
3. Osady i formy rzeźby polodowcowej oraz sposoby ich użytkowania ..	15
3.1. Charakterystyka osadów lodowcowych i fluwiogłacjalnych.....	15
3.1.1. Gлина lodowcowa – cechy i użyteczność	16
3.1.2. Piaski i żwiry fluwiogłacjalne – cechy i użyteczność.....	20
3.1.3. Iły i mułki zastoiskowe	24
3.1.4. Głazowiska, głazy i eratyki – geneza i wykorzystanie	28
3.2. Formy rzeźby polodowcowej i kierunki ich użytkowania	31
3.2.1. Wysoczyzna morenowa (polodowcowa).....	31
3.2.2. Roślinność kserotermiczna na stokach wysoczyzn	40
3.2.3. Moreny czołowe	41
3.2.4. Moreny martwego lodu	52
3.2.5. Drumliny	53
3.2.6. Misy końcowe	57
3.2.7. Zagłębienia bezodpływowe	58
3.3. Formy rzeźby fluwiogłacjalnej i kierunki ich użytkowania	59
3.3.1. Sandry	60
3.3.2. Wysoczyzny wodnolodowcowe	69
3.3.3. Ozy.....	72
3.3.4. Kemy i terasy kemowe.....	77
4. Doliny rzeczne i ich użytkowanie.....	87
4.1. Terasa zalewowa	92
4.1.1. Środowisko przyrodnicze.....	92
4.1.2. Kierunki i skala ingerencji człowieka w środowisko dna doliny.....	95
4.1.3. Osady równin zalewowych jako złe grunty pod budownictwo	102
4.1.4. Kierunki użytkowania powierzchni terasy zalewowej	103
4.2. Terasy nadzalewowe akumulacyjne	114
4.2.1. Środowisko przyrodnicze	114
4.2.2. Użytkowanie teras nadzalewowych	116
4.3. Delta Wisły.....	120

5. Specyfika i użytkowanie osadów oraz formy pochodzenia eolicznego	125
5.1. Pokrywy eoliczne i wydmy śródlądowe	126
5.1.1. Charakterystyka piasków i form eolicznych	127
5.1.2. Gleby na piaskach eolicznych	130
5.1.3. Leśne i rolnicze wykorzystanie wydmy śródlądowych	132
5.1.4. Piaski eoliczne jako surowiec mineralny	134
5.1.5. Piaski eoliczne jako grunty budowlane i tereny zabudowane	136
5.1.6. Znaczenie wydmy śródlądowych w kształtowaniu zieleni miejskiej i rozwoju turystyki	140
5.2. Wydmy nadmorskie	143
5.2.1. Charakterystyka piasków i wydmy nadmorskich	143
5.2.2. Gleby na wydmach	147
5.2.3. Użytkowanie wydmy nadmorskich	148
6. Torfowiska i torfy oraz ich rola gospodarcza i ekologiczna	153
6.1. Specyfika torfowiska i torfu	153
6.2. Gleby torfowe	157
6.3. Rolnicze wykorzystanie torfowisk	160
6.4. Skutki odwodnienia i osiadanie torfowisk	162
6.5. Torf jako surowiec i jego eksploatacja	165
6.6. Ekologiczne znaczenie torfowisk i ich ochrona	170
7. Wnioski	175
Literatura	185
Spis ilustracji	205
Spis tabel	211

WPROWADZENIE

Budowa geologiczna i rzeźba terenu należą do podstawowych składowych całego systemu przyrodniczego, ponieważ warunkują stosunki wodne, gleby i charakter roślinności. Dlatego mają ogromny wpływ na gospodarkę przestrzenną i należą do ważnych elementów w opracowaniach planistycznych (van Driel 1978, Bel i in. 1987, Legget 1987, White 1989, Brunsden 2003, Latocha 2009, Sanderson 2009, Marschalko i in. 2013, Wałdykowski 2014). Niemal cała działalność człowieka jest związana z litosferą: grunty budowlane, surowce, gleby, grunty rolne itd. W ostatnich latach szczególnie często podejmowane jest planowanie użytkowania gruntów zgodnie z zasadami zrównoważonego rozwoju, czyli z uwzględnieniem ograniczeń środowiskowych (Silberstein i Maser 2013, Kumar i in. 2022). W planowaniu użytkowania należy próbować rozważać różne problemy i wymagania oraz zidentyfikować najlepsze możliwe rozwiązanie. Geologia, geomorfologia, hydrogeologia, gleboznawstwo i pokrewne nauki dostarczają istotnych informacji na temat szans i ograniczeń rozwoju przestrzennego (Brook i Marker 1987, Kaczyński 2017, Zwoliński i in. 2025). Osoby podejmujące decyzje o kierunkach rozwoju i użytkowania terenu najczęściej nie są geomorfologami czy geologami. Także w zespołach przygotowujących dokumenty planistyczne nie ma geomorfologów, dlatego bardzo ważne jest, aby członkowie tych zespołów mieli wiedzę na temat geologicznych i geomorfologicznych uwarunkowań gospodarki przestrzennej (Forster i in. 2004).

Zgodnie z podstawową zasadą gospodarki przestrzennej każdemu miejscu można przyporządkować właściwy sposób użytkowania i zagospodarowania (Biegański 1974, Budner 2004, Silberstein i Maser 2013). Zasada ta jest szczególnie ważna w warunkach idei zrównoważonego rozwoju. Pożądana jest równowaga między środowiskiem przyrodniczym a rozwojem gospodarczym i społecznym (Pearce i Atkinson 1998, Jeżowski 2013, Kołodziejczak 2017). U jej podstaw leży świadome i oszczędne gospodarowanie zasobami przyrody, od których zależy byt człowieka. Wykorzystanie powierzchni i przestrzeni oraz zasobów naturalnych w działalności gospodarczej należy do użytkowania bezpośredniego i dlatego bardzo ważne jest dostosowanie do warunków lokalnych (Kozłowski 2000). W obecnych warunkach zmian klimatu i występowania nagłych zjawisk atmosferycznych, np. nawałnych opadów deszczu, długotrwałych susz, braku pokrywy śnieżnej, ważniejsze stają się lokalne warunki geologiczne i geomorfologiczne.

Coraz częściej uwzględniana jest zgodność użytkowania środowiska z cechami ekosystemów. W opracowaniach planistycznych zaczęto nawiązywać do

zasad: zachowania bioróżnorodności, zgodności między środowiskiem biotycznym i abiotycznym (warunkami siedliskowymi) oraz zachowania i przywracania ciągłości ekosystemów (Konijnendijk 2005, Kowarik 2005, Rink i Emmrich 2005, Nilon i in. 2017). Dodatkowo geomorfologiczna forma terenu postrzegana bywa jako nowa forma dziedzictwa w krajobrazie kulturowym, także w miastach (Reynard 2017, Portal i Kerguillec 2018, Sacchini 2018). Doceniana bywa tożsamość miejsca, dla której ważne są charakterystyczne/specyficzne formy terenu (Łakomy 2010, Moszkowicz i Krzeptowska-Moszkowicz 2010).

W obecnych czasach powszechna dostępność systemów informacji geograficznej i oprogramowania umożliwiają przedstawianie, przetwarzanie i wizualizację danych geologicznych i geomorfologicznych (van Westen i in. 2003; Gustavsson i in. 2006). Jednak same mapy, nawet doskonale zredagowane, wymagają merytorycznej wiedzy, aby zinterpretować wyniki, a wnioski wykorzystać w planowaniu przestrzennym.

W Polsce podstawowym źródłem wiedzy o budowie geologicznej dla potrzeb waloryzacji środowiska, zagospodarowania, planowania przestrzennego są arkusze map wydane w ramach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 wraz z objaśnieniami. Są one wykorzystywane do przygotowania opracowań ekofizjograficznych, studium uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego (obowiązują do 2025 r.), planów ogólnych, strategii rozwoju regionów, planów ochrony parków krajobrazowych itd. W zależności od poziomu planowania przestrzennego brane są pod uwagę inne elementy charakteryzujące budowę geologiczną. Na poziomie lokalnym (gminnym i niższym) ważne są cechy litologiczne osadów i właściwości budowlane gruntów, na poziomie regionalnym (wojewódzkim) analizowane są cechy litogenetyczne, a na poziomie krajowym tylko cechy genetyczne i miąższość utworów czwartorzędowych.

Dostępne są liczne prace ogólne dotyczące budowy geologicznej Polski, genezy form oraz osadów (np. Stupnicka 1997, Mizerski 2002, Mojski 2005), a także przyrodniczych podstaw gospodarki przestrzennej (Kozłowski 1983, Macias i Bródka 2014, Przewoźniak i Czochański 2020). Bogata jest literatura w zakresie geozagrożeń, geoatrakcji i geoturystyki dotycząca obszaru Polski (np. Mizerski 2009, Słomka i Mayer 2010, Lisowska 2015, Migoń 2012, Urban i in. 2021, Górską-Zabielską i in. 2022), jak i innych państw (van Westen i in. 2003, Petley 2010, Di Martire i in. 2012, Vakhshoori i Zare 2016, Reynard i in. 2017, Sacchini i in. 2018). Podkreślana jest przydatność map geomorfologicznych i geologicznych dla planowania przestrzennego, zarządzania obszarami o wyjątkowych walorach (Griffiths i Abraham 2008, Cienciela 2024, de Waard i in. 2024, Zwoliński i in. 2025). Mało jest natomiast opracowań wskazujących na przydatność konkretnych form rzeźby terenu dla różnych sposobów użytkowania, czyli rozważań na tym najniższym poziomie. Znajomość zróżnicowania przestrzennego i zmienności ukształtowania powierzchni oraz czynników i procesów rzeźbotwórczych ma nie tylko znaczenie poznawcze, ale przyczynia się do racjonalnego użytkowania

przestrzeni przyrodniczej, znajdując zastosowanie w szerokim spektrum działań planistyczno-gospodarczych.

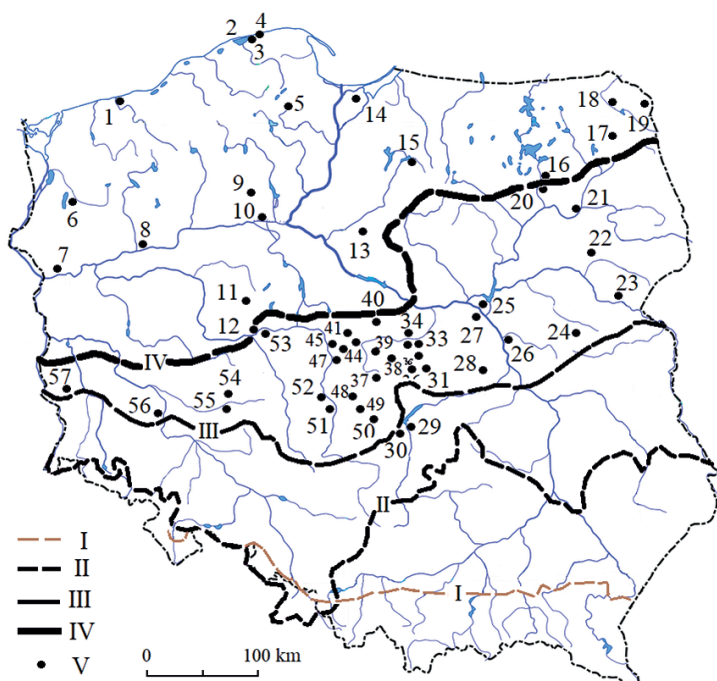
Celem opracowania jest wykazanie zależności między budową geologiczną i formą rzeźby terenu a kierunkami ich użytkowania oraz określenie wzorców użytkowania ziemi. Zakres pracy przygotowany jest z myślą o planistach, a nie geologach czy geomorfologach. Sposób użytkowania ziemi oznacza rodzaj gospodarowania na określonym terenie, np. pola orne, las, łąka, stawy rybne, zabudowa (Chmielewski 2012). Badaniami objęto obszary nizinne, które zajmują ponad 70% powierzchni Polski. Zbudowane są one w przewadze z czwartorzędowych osadów plejstocénskich związanych z akumulacją lądolodów skandynawskich oraz procesów fluwioperyglacjalnych i eolicznych, a w mniejszym stopniu z osadów holocénskich, głównie fluwialnych i torfowych.

Zgodnie z założeniem w pracy przedstawiono formy terenu (rzeźbę i budowę geologiczną) dla głównych środowisk sedymentacyjnych, tzn. glacialnego, fluwioglacialnego, fluwialnego, eolicznego i torfowiskowego, oraz wskazano ich przydatność dla konkretnej formy użytkowania. Scharakteryzowano osady akumulowane w poszczególnych środowiskach (cechy i genezę), typy gleb powstałe na tych osadach i ich przydatność rolniczą, ewentualnie zagrożenie erozją, przydatność gruntów pod zabudowę, znaczenie surowcowe i skalę wykorzystania. Analizowano współczesne procesy geomorfologiczne, które mogą mieć wpływ na użytkowanie terenu. Przedstawiono współczesne użytkowanie poszczególnych form rzeźby terenu. Ponieważ celem planowania przestrzennego jest także wskazywanie obszarów cennych przyrodniczo objętych ochroną, zwracano też uwagę na ten element. Dodatkowo współczesne sposoby użytkowania w obrębie poszczególnych form rzeźby porównano z formami użytkowania 100 lat temu w celu wskazania ewentualnych kierunków zmian.

METODY BADAŃ I ŹRÓDŁA INFORMACJI

Do badań wpływu budowy geologicznej na kierunki użytkowania ziemi wybrano po kilkanaście przykładów każdej z form rzeźby terenu w środkowej i północnej części Polski. Formy są genetycznie związane z różnymi środowiskami: glacialnym, fluwioglacialnym, fluwioperyglacialnym, fluwialnym, eolicznym, torfowym. Łącznie szczegółowe analizy wykonano dla ponad 200 stanowisk, które jednak różniły się powierzchnią. Były wśród nich stanowiska z jedną dominującą formą terenu oraz większe powierzchniowo, obejmujące kilka form. W tym drugim przypadku budowa sąsiadujących form terenu była odmienna, co pozwalało dobrze zaobserwować zmiany użytkowania. Na ryc. 1 zaznaczone są tylko te stanowiska, które opisano szczegółowo w monografii z podaniem nazwy miejscowości. Dla każdego z punktów badawczych wykonano mapę geologiczną w skali 1:10 000 lub w skali 1:25 000 oraz mapę użytkowania terenu. Podstawą do przedstawienia budowy geologicznej była treść odpowiedniego arkusza Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 oraz wyniki badań geomorfologicznych dostępne w literaturze. Wykorzystano także wyniki własnych badań geomorfologicznych wykonanych przez ostatnie 30 lat w obrębie różnych form rzeźby terenu w środkowej Polsce oraz analiz litologicznych osadów budujących te formy. Analizowano powierzchnię budowę geologiczną, ponieważ to ona ma wpływ na typy gleb jako skała macierzysta, stosunki wodne obszaru, występowanie surowców, a także warunki budowlane.

Dla każdej formy terenu wskazano współczesne użytkowanie ziemi. Źródłem informacji o użytkowaniu były mapy topograficzne w skali 1:10 000 i 1:5 000 oraz treści dostępne w serwisie Google Maps. W ponad 50 stanowiskach użytkowanie zostało zweryfikowane podczas badań terenowych. Oznaczano podstawowe formy użytkowania. Do użytków rolnych zaliczano grunty orne, uprawy trwałe (sady i winnice), trwałe użytki zielone (łąki i pastwiska). Jako lasy oznaczano naturalne lub zasadzone zespoły roślinne o zdecydowanej przewadze drzew. W skład użytków wodnych wchodziły rzeki, jeziora i stawy. Analizowano tereny zabudowane i zurbanizowane, w tym zabudowę wiejską i miejską. Zaznaczano miejsca wydobywania surowców oraz skalę przekształcenia formy terenu w wyniku eksploatacji. Analizowano także formy ochrony. Dodatkowo zebrano informacje o wypoczynkowym i turystycznym wykorzystaniu terenów zamieszczone na stronach internetowych miejscowości oraz w przewodnikach turystycznych.



Ryc. 1. Rozmieszczenie stanowisk poddanych szczegółowym badaniom na tle maksymalnych zasięgów zlodowaceń, których osady występują obecnie na powierzchni

- I – zasięg maksymalny zlodowacenia południowopolskiego (zlodowacenia san),
 II – zasięg maksymalny zlodowacenia odry, III – zasięg stadiału warty,
 IV – maksymalny zasięg zlodowacenia wisły¹, V – stanowiska opisane szczegółowo w opracowaniu: 1 – Kołobrzeg, 2 – Mierzeja Łebska, 3 – Łeba, 4 – Mierzeja Sarbska, 5 – Wieżyca, 6 – Stargard Szczeciński, 7 – Witnica, 8 – Lubcz Wielki, 9 – Wysoka Krajeńska, 10 – Skarpy Ślesieńskie, 11 – Września, 12 – Pyzdry, 13 – Zbójno, 14 – Cyganek, 15 – Ostróda, 16 – Turowo, 17 – Augustów, 18 – Suwałki, 19 – Żegary, 20 – Jeże, 21 – Wizna, 22 – Klukowo, 23 – Rogawka, 24 – Stare Okniny, 25 – Legionowo, 26 – Otwock, 27 – Warszawa, 28 – Jarochoy, 29 – Sulejów, 30 – Podlubień, 31 – Byliny, 32 – Polesie, 33 – Łowicz, 34 – Strugienice, 35 – Mystkowice, 36 – Kochanów, 37 – Łódź, 38 – Głowno, 39 – Góra Świętej Małgorzaty, 40 – Kutno, 41 – Sławęcín, 42 – Łęczysca, 43 – Nagórki, 44 – Świnice Warckie, 45 – Gaj, 46 – Kuczki, 47 – Uniejów, 48 – Teodory i Barycz, 49 – Zbyszek, 50 – Bełchatów, 51 – Burzenin, 52 – Sieradz, 53 – Zagórów, 54 – Gogołowice, 55 – Milicz, 56 – Ścinawa, 57 – Olbrachtów

Źródło: zasięgi zlodowaceń na podstawie Marksa (2005) i Mojskiego (2005).

¹ Pisownia małą literą w tym kontekście jest poprawna, zgodna z literaturą przedmiotu. Chodzi bowiem o nazwę zlodowacenia, a nie o nazwę rzeki. W niniejszej książce dotyczy to zlodowacenia wisły, odry i warty.

Współczesne użytkowanie terenu w badanych stanowiskach porównano z użytkowaniem przedstawionym na mapach topograficznych w skali 1:100 000 wydanych przez Wojskowy Instytut Geograficzny w latach 30. XX w., co pozwoliło na wskazanie kierunku zmian w użytkowaniu formy terenu lub potwierdziło jego stabilność. Wykorzystano tutaj metodę przekrojów czasowych (Bogdanowski 1976, Chmielewski 2012).

Wyniki badań szczegółowych uzupełniono badaniami przeglądowymi, które nie zostały przedstawione w postaci oddzielnych map, ale wykorzystano je do sformułowania ogólnych wniosków dotyczących użytkowania. Wykorzystano także materiały opublikowane na stronach Głównego Urzędu Statystycznego dotyczące udziału procentowego upraw pszenicy i powierzchni lasów w granicach gmin.

W podsumowaniu wskazano wzorce użytkowania różnych form terenu oraz dokonano oceny wrażliwości wybranych form rzeźby terenu na działania człowieka.

OSADY I FORMY RZEŻBY POŁODOWCOWEJ ORAZ SPOSOBY ICH UŻYTKOWANIA

W plejstocenie rozległe obszary Polski zajęły kolejne lądolody i dlatego w budowie geologicznej najbardziej rozpowszechnione są osady akumulacji lodowcowej, głównie gliny lodowcowe oraz piaski i żwiry fluwioglacjalne, a miejscami iły i mułki. Procesy związane z rozwojem i zanikiem lądolodów doprowadziły do utworzenia różnych form rzeźby lodowcowej, fluwioglacjalnej i limnoglacjalnej. Starsze zlodowacenia miały największy zasięg, a im młodsze, tym zasięg był mniejszy, dlatego te same genetycznie formy mogą mieć inny charakter w zależności od regionu kraju (ryc. 1). To właśnie osady i formy polodowcowe mają największy wpływ na gospodarczą działalność człowieka i decydują o sposobie użytkowania ziemi.

Największy zasięg miał lądolód zlodowacenia południowopolskiego, który dotarł po Karpaty i Sudety. Dla rzeźby glacialnej środkowej Polski najważniejsze było zlodowacenie odry i warty, a północnej Polski – zlodowacenie wisły (ryc. 1). Najmłodszy krajobraz polodowcowy zawiera w miarę pełny inwentarz form rzeźby lodowcowej i wodnolodowcowej, a jego skład zależy jedynie od lokalnych czy regionalnych warunków depozycji. Obszary objęte starszymi zlodowaceniami zostały już częściowo zdenudowane, dlatego krajobraz jest mniej urozmaicony z fragmentami łagodnych wysoczyzn polodowcowych i smugami dawnych szlaków sandrowych. Dłużej przetrwać mogły wzgórza żwirowe i piaszczysto-żwirowe, ale ostatecznie i one uległy złagodzeniu. Ogólnie osady zlodowaceń pokrywają ok. 4/5 powierzchni Polski, dlatego są ważne w rozważaniach o geomorfologicznych uwarunkowaniach gospodarki przestrzennej i sposobach użytkowania ziemi.

Od budowy litologicznej i rzeźby zależy sposób użytkowania gruntów, dlatego w pierwszej kolejności scharakteryzowano podstawowe grupy osadów lodowcowych i fluwioglacjalnych, warunki rozwoju i żyzności gleb, znaczenie surowcowe, a także ich przydatność jako grunty budowlane. Następnie przedstawiono konkretne formy rzeźby terenu i ich współczesne użytkowanie.

3.1. Charakterystyka osadów lodowcowych i fluwioglacjalnych

Klasyfikacja osadów lodowcowych jest nadal dyskutowana, co wynika ze skomplikowanego powiązania środowiska lodowcowego z innymi środowiskami sedymentacyjnymi. Osady o ściśle lodowcowej genezie powstały w wyniku

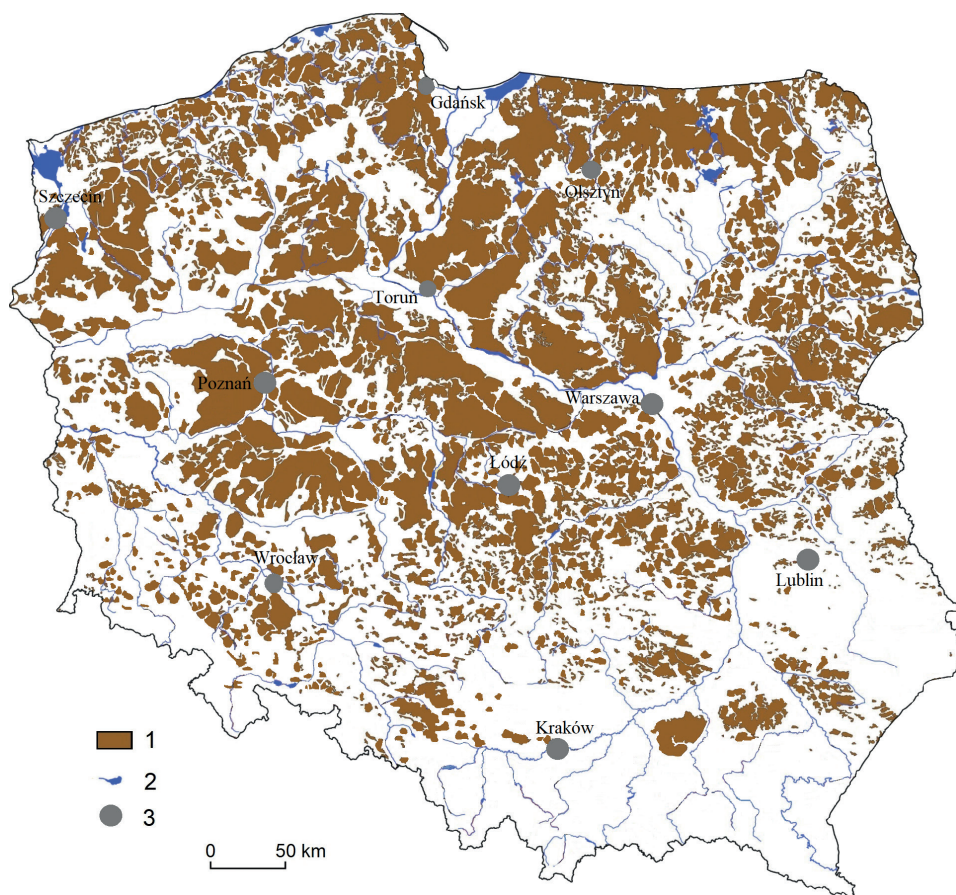
bezpośredniej depozycji z lodu i odziedziczyły jego niektóre cechy z okresu transportu, a należy do nich glina lodowcowa, w wielu opracowaniach nazywana także gliną zwałową. Towarzyszą jej zwykle osady wodnolodowcowe, które pochodzą z topniejącego lodu, ale podlegają redepozycji w środowisku wody płynącej lub stojącej. Granice pomiędzy różnymi typami osadów lodowcowych a osadami wodnolodowcowymi nie są ostre. Można wskazać powierzchnie zdominowane tylko przez gliny zwałowe lub piaski wodnolodowcowe, ale także powierzchnie, gdzie osady te przeplatają się.

3.1.1. Glina lodowcowa – cechy i użyteczność

Najważniejszym osadem zdeponowanym bezpośrednio przez lądolód, a jednocześnie najbardziej zróżnicowanym jest glina lodowcowa. Należy podkreślić, że w polskiej nomenklaturze, np. gleboznawczej, terminem „glina” obejmowane są także utwory innej genezy, dlatego w przypadku osadu pochodzenia lodowcowego używa się określenia „lodowcowa” lub „zwałowa”.

Glina zwałowa jest w zasadzie osadem niewysortowanym o bardzo różnorodnym składzie pod względem wielkości cząstek – obok głazów występują żwiry, piaski, a także znaczne ilości cząstek ilastych. Przeciętna glina zwałowa charakteryzuje się następującym uziarnieniem: do 5% żwiru, ok. 50% piasku, 18% pyłu i 32% części ilastych (Bednarek i Prusinkiewicz 1997). W skrajnych przypadkach 90% osadu mogą stanowić frakcje grube lub drobne (Gradziński i in. 1986). Ziarna piaszczyste i pyłowe złożone są głównie z kwarcu, poza tym występują skałenie, składniki węglanowe, łyszczyki itp. We frakcji ilastej dominuje illit (Ratajczak 1995). Tekstura jest porowata, najczęściej bezładna. Złożoność tekstury gliny lodowcowej jest bardzo duża, ponieważ jest odbiciem wielu procesów występujących w transporcie i sedymentacji lodowcowej (Embleton i Thornes 1985). Po wytopieniu lądolodu pozostaje warstwa składająca się w spąg z bardziej zwartej gliny subglacialnej (zwykle bardziej ilastej i szarej) i stropowej bardziej piaszczystej. Gliny lodowcowe z reguły mają charakter masywny i pozbawione są uławiczenia. Suche gliny są twarde i trudno dają się rozgniatać w palcach. Po nawilgoceniu stają się plastyczne z wyczuwalnymi w palcach ziarnami piasku i żwiru.

Gliny lodowcowe występują powszechnie na obszarze północnej i środkowej Polski, osiągając miejscami duże miąższości (ryc. 2). Tworzą często pokłady rozciągające się na znacznej przestrzeni (na obszarach Nizy stanowią 30–40% powierzchni) oraz występują w formie wkładek, soczewek i przewarstwień w osadach wodnolodowcowych. Budują morenę denną, czołową i spiętrzoną. Gliny poszczególnych zlodowaceń różnią się między sobą. Przykładowo gliny północnej Polski zawierają więcej składników węglanowych niż gliny południowej Polski. Także zawartość węglanów jest mniejsza w glebach wytworzonych z glin zwałowych zlodowacenia środkowopolskiego niż z glin zlodowacenia vistuliańskiego (Kern 1985).



Ryc. 2. Występowanie glin lodowcowych na powierzchni Polski
1 – glina lodowcowa (zwałowa), 2 – rzeki i jeziora, 3 – miasta

Źródło: na podstawie mapy geologicznej w skali 1:500 000 Państwowego Instytutu Geologicznego, uproszczone.

Warstwy i pokłady gliny lodowcowej należą do osadów bardzo słabo przepuszczalnych, dlatego mają duży wpływ na cechy gleb i podłoże budowlane.

Typy gleb na glinach lodowcowych

Przydatność glin lodowcowych jako skały macierzystej dla rozwoju gleb zależy od ich składu granulometrycznego i zawartości minerałów ilastych. Duży udział minerałów ilastych wzmacnia żyzność gleb, ale ciężkie gleby ilaste są trudne do uprawy. Na północy kraju glina zwałowa zawiera dość dużo węgla wapnia, dlatego gleby są lepsze i żyzniejsze niż w innych regionach.

Na glinach lodowcowych w Polsce w warunkach klimatu umiarkowanego ciepłego i dość wilgotnego pod wpływem lasów liściastych i mieszanych wykształciły się gleby brunatnoziemne (Bednarek i Prusinkiewicz 1997). Należą one do gleb żyznych i urodzajnych, a zawartość próchnicy osiąga 1,5–5%. Wykorzystywane są pod uprawy polowe (pszenica, jęczmień, buraki cukrowe, warzywa) i ogrodowe, a lasy (przeważnie bukowe) pozostały tylko na stromych zboczach i wysokich pagórkach.

Na glinach piaszczystych i piaskach gliniastych wykształciły się gleby płowe. Zawartość próchnicy w warstwie akumulacyjnej nie przekracza 2%. Przydatność rolnicza tych gleb jest zbliżona do gorszych odmian gleb brunatnych. W celu podniesienia urodzajności wymagają wapnowania, dosyć intensywnego nawożenia organicznego i mineralnego. Należą do III–V klasy bonitacyjnej.

Do bardzo dobrych gleb należą czarne ziemie powstałe na glinach piaszczystych w warunkach silnego nawodnienia. Mają dużą zawartość próchnicy 3–7%, a barwę ciemnoszarą do czarnej. Powstawały na miejscu dawnych podmokłości i bagien, po osuszeniu naturalnym lub przy udziale człowieka. Występują w małych skupieniach na terenie całej Polski, głównie jednak spotykane są w obrębie moreny dennej, w miejscach o utrudnionym odpływie wody.

Gleby na glinach zawierających frakcję ilastą mają lepszą jakość, ale jednocześnie są podatne na zmiany pod wpływem wilgoci. Gliny, jako osady trudno przepuszczalne, podczas roztopów i wzmożonych opadów długo zatrzymują wodę, co może spowodować wymakanie upraw i straty w rolnictwie. Z kolei podczas suszy woda wyparowuje, a struktura gleby staje się sucha i twarda, co utrudnia wzrost roślin i prace polowe. Specyfika upraw gleb gliniastych polega na zapewnieniu odpowiedniej ilości powietrza.

Glina lodowcowa jako grunt budowlany

Glina zwałowa jest na ogół gruntem o dość dużej nośności, ale ze względu na swoje zróżnicowanie należy do najtrudniejszych i najbardziej zdradliwych gruntów spośród spotykanych w praktyce inżynierskiej (Kowalski 1972, Kaczyński 2017). W jednym miejscu może być piaszczysta i pełna głazów lub kieszeni żwirowych, a w innym, nieodległym, prawie zupełnie ilasta. Przygotowanie wykopów pod fundamenty w glinie zwałowej wiąże się z dużymi trudnościami, ponieważ głazy stanowią nieraz przeszkodę w stosowaniu sprzętu mechanicznego.

Gliny zwałowe mają zróżnicowane parametry, a obniżyć nośność może występowanie w ich obrębie różnej grubości przewarstwień piaszczysto-żwirowych albo piaszczystych, które w wyniku przesiąkającej przez nie wody mogą uplastycznić sąsiadującą z nimi glinę (Piasarczyk 2001). Glina starsza, leżąca głębiej, wykazuje lepsze właściwości od gliny młodszego zlodowacenia.

Glina lodowcowa jako surowiec do ceramiki budowlanej

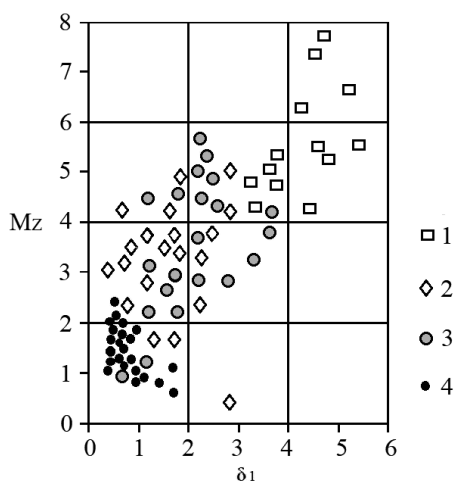
Glina lodowcowa należała do surowców powszechnie wykorzystywanych w celach budowlanych i w przemyśle ceramiki budowlanej odegrała znaczącą rolę. Wykorzystywano ją do produkcji m.in.: cegły pełnej (od czasów średniowiecza), klinkieru drogowego, cegły klinkierowej, cegły drążonej (kratówka, dziurawka itd.), rurek drenarskich, pustaków stropowych, wyrobów dachowych. Produkcja, ze względu na niską jakość surowca, ogranicza się do wyrobów grubościennych.

Niejednorodny granulometrycznie skład ze znacznym udziałem większych okruchów i żwirów powoduje, że nie wszystkie pokłady gliny są jednakowo przydatne. Wykorzystanie ograniczają także węglany wapnia, głównie kalcyt, rozproszone w surowcu w postaci drobnej frakcji, które obniżają plastyczność, wrazliwość na suszenie i spełniają rolę topników. Jeżeli wielkość skupień przekracza 0,5 mm, powodują one uszkodzenia wyrobów ceramiki budowlanej (Kociszewska-Musiał 1988). Dlatego wykorzystywano glinę niezawierającą węglanu wapnia, czyli tę ze starszych zlodowaceń. Także dla glin występujących na powierzchni charakterystyczna jest warstwa zwietrzała o miąższości 1–2 m pozbawiona węglanu wapnia, który został wymyty i wytrącony w niższych partiach w postaci wtórnych konkrecji i nacieków. Złóża gliny mają zwykle duże miąższości. Niższe partie gliny, zawierające otoczaki i głązy, są nieprzydatne do produkcji wyrobów ceramiki budowlanej. Gliny zwalowe stanowią bazę surowcową szczególnie w środkowej Polsce, z powodu braku surowców o wyższej jakości. W północnej Polsce, w zasięgu zlodowacenia wisły, rzadziej wykorzystywano glinę lodowcową, ponieważ występują tam lepsze jakościowo iły. Z badań wynika, że na części ilaste w glinie zwalowej zlodowacenia wisły przypada ok. 39%, a w glinie zlodowacenia środkowopolskiego aż 47% (Karczewski 1963). Starsza glina jest bardziej „tłusta” i lepsza jako surowiec.

Intensywny rozwój miast w XIX i XX w. spowodował ogromne zapotrzebowanie na surowiec budowlany, dlatego eksploatowano glinę lodowcową. Aby zmniejszyć koszty transportu, a tym samym ogólne koszty budownictwa, wiele wyrobisk powstało w najbliższym sąsiedztwie miast. Jednak w wyniku rozwoju przestrzennego miast w drugiej połowie XX w. tereny poeksploatacyjne (zdegradowane) zostały włączone w ich granice. W zależności od rodzaju eksploatowanego surowca, charakteru wyrobiska i czasu, jaki upłynął od zaprzestania wydobywania, tereny te zostały w różny sposób zagospodarowane i obecnie pełnią odmienne funkcje. W wielu miastach w obrębie dawnych terenów eksploatacyjnych powstały sztuczne zbiorniki wodne, np. Jezioro Rusałka w Poznaniu (Lorek 2007) czy stawy w Pruszkowie (Górska-Zabielska i Zabielski 2016), liczne parki, np. na Bydgoskim Przedmieściu w Toruniu i w wielu częściach Łodzi (Kobojek 2021).

3.1.2. Piaski i żwiry fluwioglacjalne – cechy i użyteczność

Wody były nieodłącznym i bardzo ważnym składnikiem formotwórczym w lodowcach plejstocénskich pokrywających obszar Polski. Powstawały one z topnienia lodu lodowcowego, śniegu i opadów atmosferycznych, a płynęły po powierzchni lodowca, w jego wnętrzu, pod nim i na przedpolu. W zależności od systemu krążenia wód miały one różne zasilanie, zmienną dynamikę przepływu i odmienne warunki akumulacji osadów. Serie wodnolodowcowe charakteryzują się dużym zróżnicowaniem granulometrycznym, warstwowaniem i segregacją materiału, co je odróżnia od innych osadów lodowcowych (ryc. 3, 4). Piaski ze żwirem lub piaski stanowią główny składnik zróżnicowanych genetycznie form akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej. Ich cechą jest duża zmienność przestrzenna zależna od środowiska sedymantacji i panujących wówczas warunków hydrodynamicznych. Wartość średniej średnicy ziarn (M_z) wskazuje na energię środowiska transportującego. Im jest ona niższa (w wartościach q_p), tym większa była siła tego środowiska. Z kolei odchylenie standardowe δ_1 będące miarą wysortowania wskazuje na charakter dynamiki transportu w badanym środowisku (Mycielska-Dowgiałło 1995). Osady fluwioglacjalne cechuje występowanie frakcji o większych różnicach wielkości ziarna, nagle zmiany uziarnienia i stosunkowo słabsze obtoczenie okruchów. Wśród struktur sedymantacyjnych przeważa gruba laminacja pozioma i warstwowanie przekątne o dużej skali (ryc. 4).



Ryc. 3. Cechy granulometryczne osadów akumulowanych w różnych środowiskach sedymantacyjnych w okolicach Skierniewic. Diagram przedstawia zależności między średnią średnicą ziaren (M_z) i odchyleniem standardowym (δ_1)

- 1 – glina zwałowa, 2 – osady fluwioglacjalne, 3 – osady fluwioperyglacjalne,
4 – piaski eoliczne w wydmach

Źródło: opracowanie własne.



Ryc. 4. Warstwowe piaszczysto-żwirowe osady fluwioglacjalne

Źródło: fot. E. Kobjek.

Można wskazać brak zależności osadów od ich pozycji stratygraficznej, tzn. osady w kemach ze zlodowacenia odry mogą nie różnić się od utworów akumulowanych w kemach podczas zaniku lądolodu wisły. Analogiczne warunki geologiczne sedimentacji mogły panować w strefach marginalnych różnych zlodowaceń, stadiałów i faz w okresach recesji. Miąższość osadów wodnolodowcowych jest bardzo zróżnicowana i często osiąga 5–20 m.

Gleby na utworach fluwioglacjalnych

Piaski i żwiry fluwioglacjalne należą do utworów przepuszczalnych i stosunkowo ubogich w minerały ilaste, dlatego nie są zbyt bogatą skałą macierzystą. W warunkach klimatu umiarkowanego i dosyć wilgotnego (opady roczne 500–600 mm) rozwinęły się na nich gleby bielicoziemne, ale także gleby rdzawe i płowe. Są to gleby lekkie, z małą zawartością części spławialnych, małą zwięzłością, sypkością i złymi stosunkami wodnymi. Ze względu na dużą zawartość piasków w składzie mechanicznym i wysoki wskaźnik infiltracji szybko wchłaniają wodę, ale jej nie zatrzymują – mają małą zdolność do jej retencjonowania. W okresie wegetacyjnym są za suche, co ma wpływ na właściwości termiczne gleby. Ze względu na małą pojemność wodną szybko ogrzewają się, ale równie szybko ochładzają. Cechują się niską zawartością próchnicy, a także większym odczynem kwaśnym (Bednarek i Prusinkiewicz 1997). Poziom akumulacyjny jest zwykle cienki i mało zasobny w związki próchniczne. Poziom próchniczny w postaci szarej lub ciemnoszarej warstwy o grubości do 15 cm zawiera ok. 2% próchnicy w glebach

uprawnych. Wysoki wskaźnik infiltracji wpływa na wymywanie składników mineralnych z profilu glebowego, a efektem jest mała żyzność tych gleb. Przydatność gleb bielicowych nie jest wysoka, ale urodzajność można podnieść nawożeniem, glinowaniem, iłowaniem, margłowaniem oraz staranną pielęgnacją.

Gleby rdzawe powstają z luźnych lub słabo gliniastych piasków sandrowych bliższego transportu, piasków zwałowych oraz innych utworów piaszczystych słabo przesortowanych i mało przemitych. Ich cechą jest słabe uwilgotnienie, dlatego z rolniczego punktu widzenia nie przedstawiają dużej wartości. Rolnicze użytkowanie tych gleb jest przeważnie bliskie granicy opłacalności. Z punktu widzenia leśnictwa natomiast są to gleby dobre, choć podatne na degradację.

Piaski i żwiry fluwioglacjalne jako podłoże budowlane

Piaski i żwiry fluwioglacjalne mają zwykle dużą miąższość, a wody gruntowe zalegają głęboko, najczęściej poniżej 5 m p.p.t., dlatego należą do dobrych gruntów budowlanych. Osady te zawierają poniżej 2% frakcji ilastej, co zdecydowanie podnosi ich nośność. Piaski składają się głównie z kwarcu – minerału bardzo odpornego na niszczenie.

Tam, gdzie zmienność granulometryczna jest najmniejsza, występują najlepsze warunki budowlane. Dobre (korzystne) warunki występują na powierzchniach zbudowanych z piasków i żwirów wodnolodowcowych o miąższości 1–10 m, na piaskach i żwirach sandrowych. Warstwy gruntów są jednorodne genetycznie i litologicznie, ułożone równolegle do powierzchni terenu, a procesy geodynamiczne nie występują.

Warunki budowlane pogarszają się, gdy wśród osadów fluwioglacjalnych występują warstwy mułkowe. Osady kemów i ozów są często zmienne, a warstwy gruntów niejednorodne, nieciągłe lub zróżnicowane litologicznie. Pierwszy poziom wód gruntowych zalega płycej, ok. 1–2 m p.p.t. Dlatego warunki budowlane określane są jako zmienne, zależne od lokalnych cech. Tereny te można również określić jako korzystne z ograniczeniami. Ogólnie można jednak stwierdzić, że piaski i żwiry fluwioglacjalne mają korzystne warunki budowlane, dlatego wiele miast oraz wsi zostało założone i rozwija się w obrębie tych powierzchni.

Znaczenie surowcowe piasków i żwirów fluwioglacjalnych

Dobrze wysortowane, przemyte piaski i żwiry fluwioglacjalne mają bardzo duże znaczenie jako surowiec do celów budowlanych. Wydobycie bardzo wzrosło na przełomie lat 60. i 70. XX w., gdy w budownictwie mieszkaniowym zaczęto wykorzystywać tzw. wielką płytę, do produkcji której wykorzystywano duże ilości piasku.

Szczególnie intensywnie eksploatowane były piaski i żwiry sandrowe oraz w ozach (tab. 1). Uziarnienie piasków fluwioglacjalnych jest bardzo zróżnicowane i zależy od warunków hydrodynamicznych środowiska sedymentacji oraz genezy osadu.

Tab. 1. Klasyfikacja piaszczysto-żwirowych osadów wodnolodowcowych i ich przydatność gospodarcza

Typ genetyczny osadów	Cechy strukturalno-teksturalne	Forma terenu	Przemycie osadu	Miąszość w m	Częstotliwość występowania	Wielkość i znaczenie złóż	Zastosowanie surowca
Moreny czołowe	piaski ze żwirem i piaski słabo lub dobrze wysortowane, dominuje warstwowanie skośne, sporadycznie poziome	wzgórza, niekiedy ułożone kierunkowo	słabe, czasem dobre	zmienna, na ogół mała, 2–6	duża	małe i średnie, głównie lokalne	lokalne budownictwo drogowe i mieszkaniowe
Ozy	piaski ze żwirem i piaski dość dobrze wysortowane, warstwowanie na przemian skośne i poziome, czasem materiał ułożony beładnie	długie, kręte wały (jeden lub kilka), ukierunkowane	dobre, rzadko słabe	od kilku do kilkunastu	dość rzadko	małe, lokalne	lokalne budownictwo drogowe i mieszkaniowe
Sandry	piaski ze żwirem, sporadycznie centra głazowe, wkładki mulów i ilów, dobrze wysortowane, warstwowanie zmienne	nachylone powierzchnie o nie-wielkim spadku	dobre, rzadko słabe	zróżnicowana, 5–30	duża	średnie i duże	budownictwo drogowe, mieszkaniowe i przemysłowe
Kemy	piaski ze żwirem, piaski, mulki, sporadycznie głazy, warstwowanie, wysortowanie dobre lub słabe	pagórki, wały, stoliwa	zróżnicowane, od dobrego do słabego	od kilku do kilkunastu	dość częste	małe, lokalne	lokalne budownictwo drogowe i mieszkaniowe

Źródło: na podstawie Kociszewskiej-Musiał (1988) i własnych badań.

Zasoby piasków i żwirów są ogromne, ale także skala eksploatacji jest duża. Z powodu pozyskania tego surowca znikają miejscami całe formy terenu.

3.1.3. Iły i mułki zastoiskowe

Miększe warstwy ilów i mułków zastoiskowych charakterystyczne są dla limnoglacialnego środowiska sedymentacji. Akumulacja miała miejsce w zbiornikach wodnych zaporowych, które z jednej strony ograniczone były czołem lądolodu, a z drugiej wysoczyznami morenowymi. Miejscem akumulacji były także zatarasowane przez lądolód doliny rzeczne o spadku na północ, w których tworzyły się zbiorniki. W plejstocenie jeziora takie występowały dość powszechnie (np. Gawlik 1970, Różycki 1972, Miziołek 1988). Iły i mułki warwowe występują w formie pokładów o różnej miąższości i zasięgu w stropie glin lodowcowych, między pokładami glin, a niekiedy tworzą wkładki w glinach lodowcowych.

Typowymi osadami zastoiskowymi są iły warwowe składające się z licznych naprzemianległych warstewek jaśniejszych (głównie piaszczystych) i ciemniejszych (pył i il). Grubość poszczególnych warstewek jest niewielka i waha się w granicach 0,5–1,0 cm. Głównymi składnikami są minerały ilaste (głównie illit i częściowo kaolinit), ponadto występuje krzemionka, węglany, łyszczyki i inne. Iły zastoiskowe charakteryzują się dość znaczną zawartością węglanu wapnia (niekiedy do 20%) – gliny zwałowe średnio 3–5% (Bednarek i Prusinkiewicz 1997). Gdy są suche, nie dają się rozkruszyć w palcach, a po nawilgotnieniu stają się plastyczne. W wyniku procesów glebotwórczych pierwotne warstwowanie ilów uległo zatarciu.

Lokalnie na powierzchni lub na niedużej głębokości, wśród zaburzonych osadów glacialnych, występują także iły i piaski paleogeńskie i neogeńskie, głównie pochodzenia morskiego oraz jeziornego. Zawierają one często domieszki węgla brunatnego, które obniżają wartość takich gruntów. Iły z tego okresu wykazują znaczne skompromowanie. Zawartość frakcji ilastej jest duża i wynosi powyżej 30–40%, przy małym udziale frakcji piaszczystej. Grunty te są nieprzepuszczalne, jednak ze względu na frakcję ilastą chłoną dużą ilość wody, czego wynikiem jest znaczne pęcznienie.

Gleby na ilach

W składzie mineralno-petrograficznym ilów dominują minerały ilowe. Z tego względu powstające z nich gleby (najczęściej czarne ziemie, smolnice oraz gleby pseudoglejowe, a niekiedy brunatne) odznaczają się niekorzystnymi właściwościami fizycznymi, dużą pojemnością wodną, słabą przepuszczalnością, lecz bogatym kompleksem sorpcyjnym. Niekorzystne właściwości fizyczne do pewnego stopnia są rekompensowane przez często spotykaną strukturę orzechową (Bednarek i Prusinkiewicz 1997).

Gleby brunatne wytworzone z ilów, średnie lub ciężkie, na nieprzepuszczalnym podłożu, są zwykle zmeliorowane. Poziom próchniczny o miąższości ok. 25 cm ma dobrą strukturę gruzelkową. Gleby te są zasobne w składniki

pokarmowe dla roślin, ale bardzo trudne do uprawy. W dobrych warunkach mogą dać wysokie plony pszenicy i buraków cukrowych.

Na iłach rozwinęły się także czarne ziemie, które odznaczają się bardzo dobrymi właściwościami uprawowymi i zapewniają wysokie plony. Zawierają one powyżej 30% frakcji łu. Okresowe wysychanie i nawilżanie materiału glebowego powoduje cykliczne zmiany jego objętości. Podczas wysychania tworzą się głębokie szczeliny. W okresie opadów woda deszczowa wpływa do szczelin i powoduje pęcznienie materiału.

Oddzielną grupę gleb o wybitnie czarnym, dość głębokim poziomie próchnicznym tworzą tzw. smolnice. W przeciwieństwie do czarnych ziem ukształtowanych w większości z utworów niezbyt ciężkich skałami macierzystymi smolnic są wyłącznie bogate w węglany, ciężkie, pęczniące ily. Gleby te, zawierające ok. 3–5% próchnicy, zaliczane są do II i III klasy bonitacyjnej (Bednarek i Prusinkiewicz 1997).

Iły jako surowce budowlane

Iły i mułki zastoiskowe należą do cennych surowców budowlanych, cenniejszych niż glina lodowcowa, która zawiera gruby żwir i części wapienne (przy wypalaniu cegły rozsadzają ją). W przypadku występowania dużych pokładów przemysł ceramiki budowlanej wykorzystuje powszechnie ten właśnie surowiec, szczególnie na północy, ale także w centrum Polski. Miąższość złóż może być bardzo zróżnicowana – od 0,5 do 55 m. Szczególna przydatność iłów zastoiskowych do produkcji ceramiki budowlanej wynika z ich plastyczności i zdolności formowania, co jest związane z zawartością minerałów ilastych dochodzącą czasem do 100%. W glinach lodowcowych udział minerałów ilastych wynosi ok. 40–60%.

Na Wysoczyźnie Elbląskiej w kilku miejscach prowadzona była eksploatacja iłów. W Kadynach produkowana była cegła dziurawka i pełna z iłów oraz mułków elbląskich. Miąższość pokładów surowca wahała się od 2 do 29 m (Strzezińska 2009). Obecnie eksploatacja jest zaniechana z powodu konfliktu między wydobywaniem a ochroną krajobrazu i lasu. Wykorzystywane są także ily w województwie mazowieckim, np. przez cegielnie w regionie Zielonki-Marek. Do największych w kraju miejsc eksploatacji łu należy odkrywka Tadeuszów-Rudzienko w powiecie mińskim (Wykaz złóż surowców ilastych ceramiki budowlanej 2023).

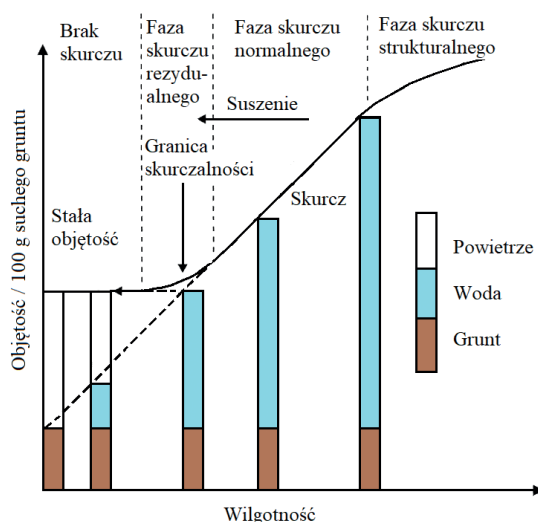
Wśród osadów glacialnych występują kry glacitekoniczne z wkładkami iłów trzecieorzędowych, które także są powszechnie wykorzystywane. Przykładowo w Mszczonowie eksploatowane są ily poznańskie występujące w strefie powierzchniowej wśród osadów zlodowacenia warty. Głównym składnikiem tych iłów jest beidellit, stanowiący 40–60% frakcji iłowej (Izdebska-Mucha 2003).

Iły zastoiskowe występujące na Nizinie Wielkopolsko-Kujawskiej wykorzystywane były do wypalania cegły, np. w okolicach Jarocina. Niemal cały Poznań zbudowano z cegły wyprodukowanej z łu występującego w sąsiedztwie miasta (Krygowski 1958). Zniszczone cegielnie korzystające z łu występują jeszcze w Janikowie, Rudniczu oraz Kotowie, obecnie w granicach Poznania. Eksploatacja prowadzona była od lat 40. XIX w. do 90. XX w.

Iły jako złe grunty budowlane

Iły warwowe są osadami ściśliwymi, bardzo wrażliwymi na działanie wody i na przemarzanie. Powoduje to powstawanie i rozwój negatywnych procesów geodynamicznych (m.in. lokalne uplastycznienie i pęcznienie gruntów, rozwój sufozji, kurzawki, upłynnienie gruntów) i występowanie powierzchniowych ruchów masowych. W związku z tym obszary te były miejscami odwadnianych, aby nie dopuścić do awarii budowlanych.

Grunty okresowo mało wilgotne są w stanie półzwartym lub twardoplastycznym, przy zwiększonym nawilgotnieniu przechodzą w stan plastyczny lub miękoplastyczny. Pod wpływem wahań wilgotności grunty zmieniają swoją objętość. Proces ten może zachodzić w dwóch przeciwnych kierunkach: pęcznienia, gdy następuje wzrost wilgotności, oraz kurczenia na skutek ubytku wody. W wyniku utraty wilgoci następuje skurcz objętościowy masy gruntowej, czemu towarzyszy powstanie spękań i szczelin. Zmiany deformacyjne podłoża stanowią ogromne zagrożenie dla stabilności konstrukcji budowlanych. Inicjalizacja procesu skurczu następuje na skutek ciśnień kapilarnych wywołanych parowaniem wody z gruntu. W miarę ewaporacji promień menisków wody w porach, w których zachodzi kontakt powietrze – woda, zmniejsza się. Meniski cofają się w głąb masy gruntowej, dopóki naprężenia rozciągające nie zostaną zrównoważone wytrzymałością gruntu na rozciąganie na poziomie mikrostruktur. W tym momencie grunt osiąga granicę skurczalności (ryc. 5). Dalszy ubytek wody nie powoduje znaczących zmian w objętości gruntu, a jedynie zmianę jego barwy na jaśniejszą, co spowodowane jest większym udziałem powietrza w porach.

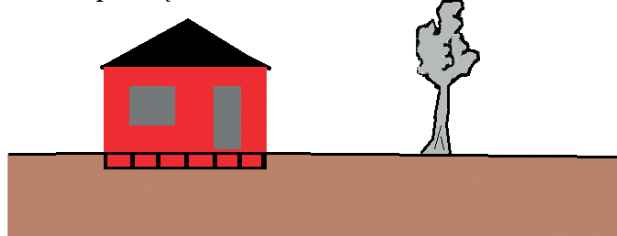


Ryc. 5. Krzywa kurczliwości gruntu zawierającego ły

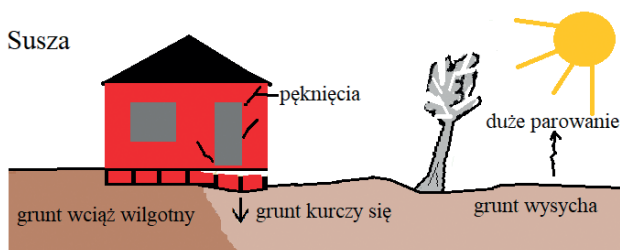
Źródło: na podstawie Izdebskiej-Muchy (2003).

Budynki posadowione na ilastym podłożu ulegają różnym przemieszczeniom w swych częściach na skutek skurczu i pęcznienia ilów. W suchej i gorącej porze roku warstwa gruntu wysycha, a skały ilaste w znacznym stopniu zmniejszają swoją objętość (kurczą się). Z kolei przy nawodnieniu grunt pęcznieje. Fundamenty założone w strefie działania tych procesów ulegają odkształceniu, a to pociąga za sobą uszkodzenie także górnych części budynku (ryc. 6).

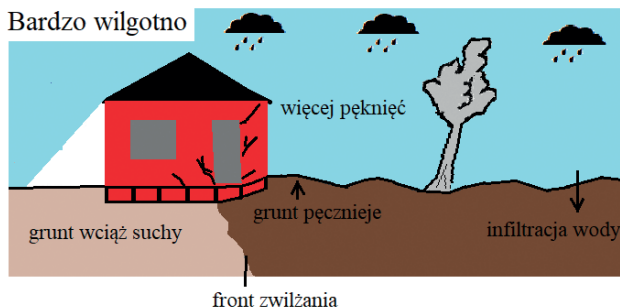
Warunki przeciętne



Susza



Bardzo wilgotno



Ryc. 6. Schemat przedstawiający wpływ naprzemiennego wysychania i nawilżania gruntów ilastych na zabudowę

Źródło: opracowanie własne.

Nie tylko sama woda osłabia nośność skał ilastych, ale także proces wietrzenia mrozowego, który prowadzi do gromadzenia się wilgoci w strefie przemarzania i rozrostu lodowych soczewek – tworzą się wysadziny. Przy topnieniu lodu powstają przestrzenie wypełnione jedynie wodą, co sprawia, że skała traci swoją przednią wytrzymałość. Pod wpływem zamarzania i odmarzania powstają

w gruncie znaczne odkształcenia, co bardzo szkodliwie odbija się na fundamentach i powoduje nierównomierne osiadanie budowli. Proces narastania soczewek lodowych w gruncie jest także przyczyną strat szczególnie w budownictwie drogowym. Narastające soczewki lodowe powodują niszczenie i pękanie nawierzchni źle przygotowanej drogi.

3.1.4. Głazowiska, głazy i eratyki – geneza i wykorzystanie

Wśród osadów polodowcowych występują duże, czasem bardzo duże głazy pochodzące z północy Europy, czyli głazy narzutowe, zwane także eratykami. Są to okruchy skał krystalicznych (magmaowe i metamorficzne) oraz wapienie i piaskowce staropaleozoiczne (Górska 2007, Czubla 2015). Niektóre z nich osiągają kilkanaście metrów obwodu i kilka metrów wysokości. Obecność takich głazów związana jest z działalnością plejstocenijskich lądolodów. Obszary, po których przesunął się lądolód, były przez niego erodowane, a pobrany materiał transportowany przez masy lodowe na znaczne odległości. Występujące na obszarze Polski skały wyerodowane zostały z terenu Półwyspu Skandynawskiego, Finlandii i dna Bałtyku (Czubla 2015).

Duże głazy narzutowe (pojedyncze lub w grupach) często występują w osadach moren czołowych, na powierzchniach zbudowanych z gliny zwałowej, szczególnie moreny dennej, w mniejszej ilości obserwowane są one wśród osadów fluwiogłacialnych. Głazy takie można spotkać we wszystkich zlodowaconych regionach Polski, ale największe ilości związane są ze strefą czołowomorenową fazy pomorskiej zlodowacenia wisły. Na Pojezierzu Pomorskim nagromadzenie głazów związane jest z osadami czołowomorenowymi przebiegającymi łukiem od Wieżycy po Myślibórz na zachodzie. Na wschód od Wisły obserwowane są od okolic Góry Dylewskiej po Pojezierze Wschodniosuwalskie. Występują pojedyncze ogromne głazy (największe o obwodzie do 50 m, zwykle jednak mniej), jak i rozległe pola z tysiącami mniejszych narzutniaków. Obecnie głazów na powierzchni jest mniej niż w minionych wiekach, ponieważ były powszechnie wykorzystywane jako skały budowlane.

W obszarach północnej i środkowej Polski nie ma gruntów litych, skalistych i wychodni twardych skał, dlatego od wieków wykorzystywano głazy i głazowiska eratyczne jako materiał kamienny do budownictwa. W średniowieczu wznoszono z nich mury obronne, zamki i kościoły, a później wykorzystywano do budowy fundamentów budynków mieszkalnych i całych budynków gospodarczych, ogrodzeń itp. W drugiej połowie XIX w. znalazły zastosowanie do budowy dróg oraz mostów i wiaduktów.

Ze skał eratycznych zbieranych z powierzchni morenowych wznoszono budowle sakralne w stylu romańskim, np. rotunda św. Prokopa w Strzelinie, kościół NMP w Inowrocławiu czy archikolegiata NMP i św. Aleksego w Tumie pod Łęczycą (ryc. 7). Są to tylko niektóre przykłady wykorzystania głazów

narzutowych w budownictwie. Wiele miast na Ziemi Lubuskiej ma mury obronne wzniesione w XIV w. z głazów narzutowych (tzw. kamienia polnego), np. Ośno Lubuskie i Sulechów.



Ryc. 7. Mury kolegiaty w Tumie pod Łęczycą zbudowane z ociosanego kamienia polnego, czyli eratyków

Źródło: fot. E. Kobjek.

Mniejsze głazy wykorzystywano jako materiał brukarski – układano tzw. kocie łby lub kształtowano z nich koła młyńskie. W okolicach Olsztyna w czasie I wojny światowej powstały specjalne zakłady przemysłowe do przeróbki głazów narzutowych na potrzeby budownictwa i na tłuczeń. W latach 70. XX w. wzrosło zainteresowanie głazami narzutowymi jako surowcem do produkcji kruszywa łamanego: do betonów, nawierzchni drogowych, fundamentów, podpiwniczeń, ogrodzeń. Nawet podjęto akcję skupowania głazów zbieranych przez rolników z pól (Musiał 1978a).

W niektórych regionach kraju można spotkać ociosane eratyki w ścianach obór otoczone ozdobiennie ceglami, np. w łowickiem (ryc. 8). Także na Mazurach można znaleźć zabudowę wykorzystującą polodowcowe otoczaki i głazy narzutowe, np. w otoczeniu jeziora Śniardwy (Szubert 2020). Po II wojnie światowej duże głazy narzutowe były jedynym źródłem skał dla małych zakładów kamieniarskich, które przecierały je i zamieniały w płyty nagrobkowe.



Ryc. 8. Kamienie eratyczne w konstrukcji ścian budynków na ziemi łowickiej

Źródło: fot. E. Kobojek.

Nadal jeszcze można w Polsce zobaczyć duże głazy narzutowe, tym bardziej że te największe o średnicach przekraczających 4 m w województwach północnych i 2,5 m w południowej części kraju podlegają ochronie. Bardzo wiele głazów narzutowych uzyskało rangę pomnika przyrody. Za jeden z największych eratyków w Polsce jest uznawany Tryglaw. Głaz znajduje się na cmentarzu w Tychowie na południe od Kołobrzegu. Jego obwód wynosi 50 m, długość 13,7 m, szerokość 9,3 m, wysokość 7,8 m, a waga jest szacowana na 2 tys. ton. Raz jest opisywany jako gnejs, a innym razem granit. Jest on pomnikiem przyrody (Centralny Rejestr Form Ochrony Przyrody, głaz narzutowy Tryglaw).

Potężne eratyki, obecnie chronione, można znaleźć na Pojezierzu Olsztyńskim i w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich. W dolinie Czarnej Hańczy fragment łąki o powierzchni prawie 1 ha usłanej głazami (liczba oceniana na ok. 10 tys.) o obwodach od 0,5 do 8 m objęto ochroną rezerwatową „Głazowisko Bachanowo nad Czarną Hańczą” (Suwalski Park Krajobrazowy). Głazy narzutowe zostały odsłonięte w wyniku rozmycia i wypłukania przez wody lodowcowe drobniejszych frakcji.

W 1963 r. utworzono rezerwat przyrody nieożywionej „Głazowisko Fuledzki Róg”. Obejmował on tereny w sąsiedztwie wsi Fuleda, na półwyspie wcinającym się w Jezioro Mamry między Jeziorem Dobskim a Jeziorem Kisajno. Ogólnie w regionie Fuledy występuje ok. 7500 głazów, a zagęszczenie wynosi od średnio 5 do 14 na 1 ar. Największy okaz osiąga 9,3 m obwodu, wysokość 2 m, długość 3,2 m i szerokość 3 m (Radziwonowicz i Szczepkowski 1967, Musiał 1978a). Głazowisko związane jest genetycznie z pagórkami i wzgórzami morenowymi zbudowanymi z piaszczystej gliny zwałowej, wśród których jest dużo głazów. Obecnie teren ten wchodzi w skład innego, rozległego obszaru chronionego – rezerwatu przyrody Jezioro Dobskie (Encyklopedia Warmii i Mazur).

Wiele głazów narzutowych w różnych regionach kraju nosi nazwę „Diabelski kamień”, np.: na terenie Puszczy Darżlubskiej, koło miejscowości Połchówko (wysokość 1,8 m i obwód 12,5 m), niedaleko Sierakowa Śląskiego, w gminie Krotoszyn (18 m obwodu), w Marysinie koło Żagania (o obwodzie 16,6 m). Na południowy zachód od Kozuchowa znajduje się głaz narzutowy „Czarci Kamień”. Jest to granit mikroklinowy o obwodzie 10 m i wysokości 2 m.

Do największych eratyków w Wielkopolsce zaliczany jest Kamień św. Jadwigi w lesie jedleckim koło Gołuchowa. Głaz granitowy ma 22 m obwodu i 5,5 m wysokości (z czego 2 m znajdują się pod ziemią). Chroniony jest od 1888 r. jako pomnik przyrody nieożywionej, owiany został licznymi legendami (Region Wielkopolska).

Na Mazowszu we wsi Zawady koło Mszczonowa występuje głaz tylko częściowo odkopany o obwodzie 40 m. Zalega on w płytkim zagłębieniu i mierzy 12 m długości, 8,5 m szerokości oraz 3 m wysokości (Polska niezwykła.pl). Jest to jasnoszary piaskowiec o lepszemu krzemionkowym. Głaz mszczonowski był w przeszłości jeszcze większy, ale w okresie międzywojennym odlupano spory fragment do celów budowlanych. Aby uchronić przed dalszym zniszczeniem, uznano go za pomnik przyrody. Obecnie wiele głazów narzutowych uznawanych jest nie tylko za pomniki przyrody nieożywionej, ale także za geodziezictwo (Czernicka-Chodkowska 1983, Górka-Zabielska i in. 2022).

3.2. Formy rzeźby polodowcowej i kierunki ich użytkowania

3.2.1. Wysoczyzna morenowa (polodowcowa)

Wysoczyzna moreny dennej jako efekt bezpośredniej akumulacji lądolodu jest najważniejszą formą krajobrazu polodowcowego i zajmuje największą powierzchnię. Powstała wskutek wytopienia materiału morenowego ze stagnujących lub martwych mas lodowych. Zbudowana jest głównie z materiału gliniastego (ilasto-piaszczystego) zawierającego dość liczne bezładnie rozmieszczone głazy. Powierzchniowa warstwa gliny zwałowej może osiągać od kilku do kilkudziesięciu metrów miąższości (Marcinkiewicz 1960, Mojski 2005). W glinach zwałowych moreny dennej często zaznacza się dwudzielność wynikająca z procesów glacialnych. W spągu występuje zwykle glina bazalna (pokład ukształtowany podczas ruchu mas lodowych) charakteryzująca się większym udziałem frakcji drobniejszych i zawartością węglanów. Górna warstwa gliny wykazuje spiaszczenie (mniejsza zawartość części spławialnych, przewaga piasku, duża ilość gładzików, odwapniona) i często reprezentuje morenę ablacyjną akumulowaną podczas topnienia lądolodu. Nierównomierne wytapianie materiału morenowego spowodowało, że jej powierzchnia jest urozmaicona pagórkami i zagłębieniami wytopiskowymi.

Wyróżniana jest morena denna płaska z deniwelacjami do 2 m przy spadkach do 2° oraz urozmaicona pod względem rzeźby morena denna falista z deniwelacjami do 5 m przy nachyleniach od 2 do 7°. Na północy kraju, w zasięgu

fazy pomorskiej, dominuje równina denno falista urozmaicona licznymi zagłębieniami, często wypełnionymi wodą. W miarę przesuwania się w kierunku południowym zaczyna przeważać morena płaska, zwana czasem równiną morenową. Rzeźba jest bardziej monotonna, wyrównana przez późniejsze procesy denudacyjne. Dominują tu rozległe, wygładzone płaszczyny stokowe, opadające ku suchym dolinom. Starsze wysoczyzny zbudowane są z materiału gliniastego, ale ku południowi spada zawartość substancji ilastych, które zostały wypłukane przez wody, natomiast zwiększa się zawartość piasków i materiału grubszego. Takie wysoczyzny morenowe zajmują rozległe powierzchnie w południowej Wielkopolsce, na Mazowszu i na Podlasiu. Jednak nawet w środkowej części kraju można spotkać wysoczyznę morenową falistą, np. na północ od Łodzi (ryc. 9).



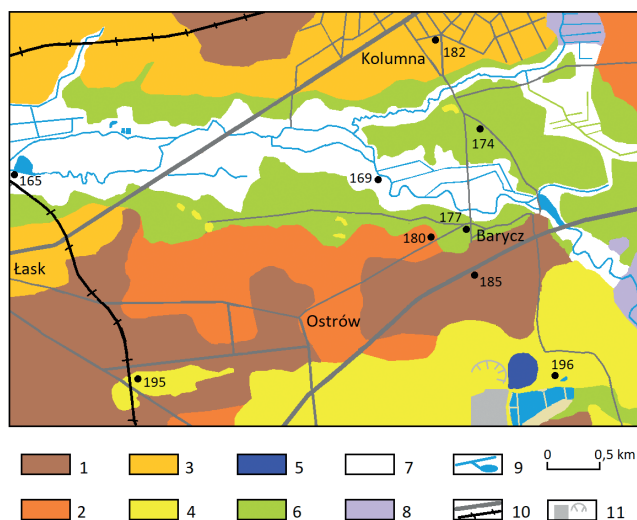
Ryc. 9. Wysoczyzna morenowa falista w okolicach Łodzi

Źródło: fot. E. Kobjek.

Położenie zwierciadła wód gruntowych jest zróżnicowane. Jeżeli od powierzchni występuje glina, to nie ma typowego zwierciadła. Pierwszy horyzont wód gruntowych stanowią wtedy wody w warstwach śródglinowych lub naglinowych. Warstwy te tworzą najczęściej jednak nieciągły poziom i charakteryzują się dużą dynamiką zmian wobec występowania stosunkowo blisko powierzchni terenu i zasilania wodami opadowymi. W obrębie niektórych fragmentów wysoczyzn pierwszy horyzont wód związany jest z miększą serią utworów piaszczysto-żwirowych rozdzielającą dwa poziomy gliny zwałowej (Maksymiuk 1992). To właśnie te wody międzyglinowe (czasem będące pod ciśnieniem) najczęściej wykorzystywane są dla potrzeb rolniczych. To one rozcinane są w niektórych dolinach rzecznych i zasilają podstokowe torfowiska, np. w dolinie Rawki (Kobjek 2009). Należy jednak stwierdzić, że warunki wodne na wysoczyznach morenowych są zróżnicowane i na pewnych powierzchniach mniej korzystne.

W krajobrazie moreny dennej płaskiej wyróżnia się układ gleb sporadycznie plamisty, tzn. dominują gleby strefowe brunatne z nieregularnie występującymi w lokalnych obniżeniach mniejszymi plamami, np. czarnych ziem.

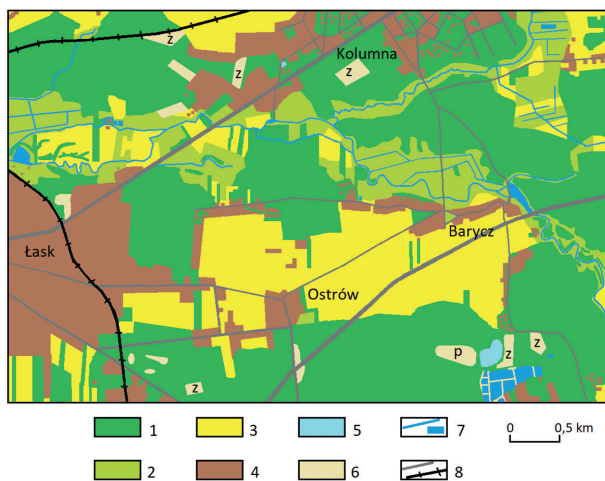
Gлина zwałowa budująca wysoczyzny morenowe w dużym stopniu warunkuje kierunki użytkowania powierzchni terenu. W związku z dobrymi glebami (przeważają klasy IIIb i IVa, a tam, gdzie na powierzchni występują utwory mułowe klasa II i III) tereny te zajęte są głównie przez grunty orne prawie w całej strefie nizinnej. Taki kierunek użytkowania jest szczególnie dobrze widoczny w przypadku, gdy wysoczyzna położona jest w sąsiedztwie doliny rzecznej, zbudowanej z osadów w przewodzie piaszczystych. Przykładem może być Wysoczyzna Łaska, gdzie we wsiach Barycz i Ostrów równina morenowa zbudowana z gliny zlodowacenia warciańskiego (miąższość 12–15 m) w całości zajęta jest przez grunty orne (ryc. 10, 11). Przy drogach polnych można spotkać głązy narzutowe o średnicy do 1 m. Należy wspomnieć, że zabudowa wsi ułożona jest na powierzchniach zbudowanych z piasków wodnolodowcowych lub piasków terasy nadzalewowej. Powierzchnie piaszczyste są lepszym gruntem budowlanym niż gliny zwałowe. Jedynie zabudowa Łasku zajmuje powierzchnię morenową, ponieważ od zachodu występują równiny torfowe i terasy zalewowe, jeszcze mniej korzystne pod zabudowę (ryc. 11).



Ryc. 10. Formy rzeźby terenu i budowa geologiczna okolic Baryczy na Wysoczyźnie Łaskiej

1 – wysoczyzna płaska zbudowana z gliny zwałowej, 2 – równina wodnolodowcowa zbudowana z piasków i żwirów, 3 – sandr dolinny zbudowany z piasków i żwirów, 4 – równiny piasków eolicznych i wydmy, 5 – zagłębienie deflacyjne wypełnione torfem, 6 – terasa nadzalewowa zbudowana z piasków i piasków z mułkami, 7 – terasa zalewowa zbudowana z piasków i namułów, 8 – równina torfowa, 9 – rzeki i zbiorniki wodne, 10 – główne drogi, 11 – duże wyrobiska i miejsca eksploatacji piasków

Źródło: na podstawie Klatkowej (1985).



Ryc. 11. Kierunki użytkowania okolic Baryczy

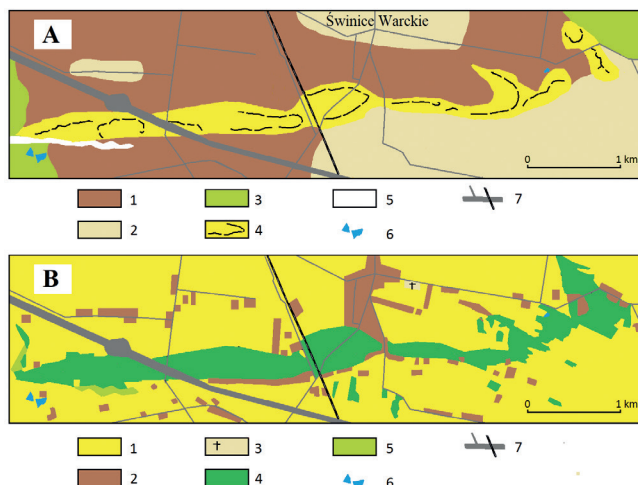
1 – las, 2 – łąki, 3 – grunty orne, 4 – zabudowa, 5 – zarastające torfowisko, 6 – inne formy użytkowania (z – zręby zupełne w lesie, p – piaskownia), 7 – rzeki i zbiorniki wodne, 8 – wybrane drogi i kolej

Źródło: opracowanie własne.

Wpływ równiny morenowej zbudowanej z gliny zwałowej na rolnicze użytkowanie terenu widać jeszcze bardziej, gdy nadbudowana jest ona piaskami eolicznymi w wydmach. Przykładem takiej sytuacji jest stanowisko w Świniach Warckich (ryc. 12). Tereny gliniaste zajęte są przez grunty orne, a piaski wydymowe porasta las sosnowy, dokładnie odwzorowujący kształt wydmy. Warto zauważyć, że największe powierzchnie zwartej zabudowy pokrywają się z eluwiami piaszczysto-mułkowymi na glinie, a nie bezpośrednio z gliną zwałową. Zabudowa rozproszona wykorzystuje piaski eoliczne o małych miąższościach przykrywające gliny zwałowe.

Obszary morenowe pokryte żyznymi glebami od wieków użytkowane rolniczo zwykle pozbawione są lasów. Przykładem mogą być Równiny: Kłódzka, Kutnowska oraz Łowicko-Błońska. Najlepsze gleby koncentrują się w powiatach: kutnowskim, łowickim i łęczyckim, a klasy bonitacyjne I–III stanowią tu 54% gruntów orných. Te dobre gleby stały się podstawą rozwoju intensywnego rolnictwa oraz bogactwa regionu. Ten rolniczy krajobraz wyróżnia się szczególnie silnym wylesieniem (ryc. 13, 14). Średnia wartości lesistości dla tego terenu wynosi zaledwie 5%, jednak w niektórych gminach w ogóle nie ma użytków leśnych, np. Góra Św. Małgorzaty (użytki leśne 0%, a użytki rolne 91%) i Dąbrowice (użytki leśne 0%, a użytki rolne 94%). Równina obejmująca okolice Łowicza, Kutna i Łęczycy jest strefą prawie bezleśnego krajobrazu rolniczego (ryc. 14). Większość lasów wykarczowano już w średniowieczu, a jeszcze do połowy XX w. lasy były rzadkością (Olaczek 2002). Krajobraz ten nieznacznie odmieniła wielka

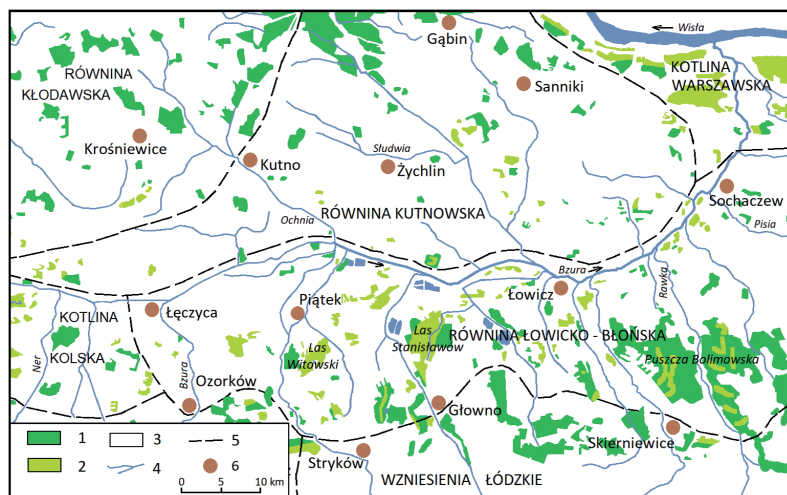
akcja zalesiania w latach 60. XX w., ale lasy sosnowe wciąż pozostają izolowanymi wyspami w rolniczej przestrzeni. Niewielkie kompleksy lasów liściastych na żyznych glebach okolic Kutna i Kłodawy zachowały się jedynie w parkach dworskich.



Ryc. 12. Budowa geologiczna i użytkowanie ziemi w okolicach Świnic Warckich
 A – budowa geologiczna: 1 – glina zwałowa, 2 – eluwia piaszczysto-mułkowe na glinach zwałowych, 3 – piaski teras nadzalewowych, 4 – piaski eoliczne i wydmy z liniami grzbietowymi, 5 – namuły den dolinnych, 6 – zbiorniki wodne, 7 – wybrane drogi i linia kolejowa
 B – użytkowanie ziemi: 1 – grunty orne, 2 – zabudowa, 3 – cmentarz, 4 – lasy, 5 – łąki, 6 – zbiorniki wodne, 7 – wybrane drogi i linia kolejowa

Źródło: budowa geologiczna na podstawie Nowackiego (1996), a użytkowanie na podstawie własnych badań.

Także wiele innych regionów w Polsce zbudowanych z glin zwałowych należy do ważnych obszarów rolniczych, np. Wysoczyzny: Kujawska, Dobrzyńska, Gnieźnieńska, Krajeńska czy Chełmińska. Z powodu dużej na ogół urodzajności gleb brunatnych obszary te są od dawna zagospodarowane rolniczo. Wylesienie na dużą skalę nastąpiło już w XIII w. Zmiana zbiorowiska roślinnego przez wycięcie lasu i wprowadzenie upraw polowych spowodowały pogłębienia poziomu o barwie brunatnej do ok. 30–35 cm (Bednarek i Prusinkiewicz 1997). Duże połacie Wysoczyzny Kujawskiej zajmują czarne ziemie oraz gleby płowe i brunatne. Nazwa historyczna Kujawy Czarne (inowrocławskie, radziejowskie i brzeskie) nawiązywała do tych urodzajnych gleb i była kojarzona z bezleśnymi terenami o intensywnej produkcji rolnej. Ponad 50% wszystkich czarnych ziem w Polsce występuje na Kujawach i na Nizinie Wielkopolskiej. W każdym regionie kraju z dobrymi glebami rozwiniętymi na glinach zwałowych udział lasów jest minimalny ze względu na ich wykorzystanie dla potrzeb rolnictwa.



Ryc. 13. Obszary rolnicze w obrębie Równiny Kutnowskiej i Równiny Łowicko-Błońskiej wykorzystujące dobre gleby, głównie na glinach zwałowych. Małe, rozproszone powierzchnie leśne zajmują wydmy śródlądowe, a większe – tereny torfowiskowe w Puszczy Bolimowskiej i wzgórza morenowe na zachód od Gąbina
 1 – lasy na utworach fluwiogłacialnych, glinach zwałowych i torfowiskach, 2 – lasy sosnowe na wydmach, 3 – obszary rolnicze i zabudowa wsi, 4 – główna sieć rzeczna, 5 – granice jednostek fizycznogeograficznych wg Kondrackiego (1998), 6 – główne miasta

Źródło: opracowanie własne na podstawie badań terenowych, uproszczony zasięg lasów na podstawie Mapy Przeglądowej Polski w skali 1:500 000.

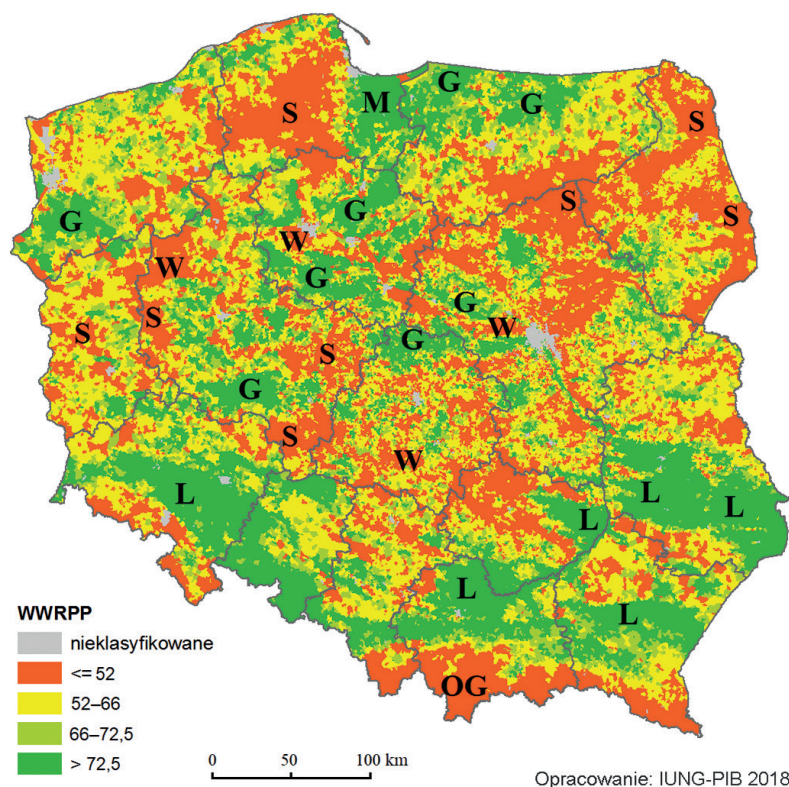


Ryc. 14. Rolniczy krajobraz ziemi łowickiej

Źródło: fot. E. Kobjek.

Duży potencjał rolniczej przestrzeni produkcyjnej wynikający z warunków naturalnych wysoczyzn morenowych potwierdza wskaźnik waloryzacji rolniczej przestrzeni produkcyjnej (ryc. 15). Wskaźnik ten bazuje na ocenie

poszczególnych elementów siedliska lokalnego, takich jak: jakość i przydatność gleb, stosunki wodne, rzeźba terenu oraz agroklimat. Szczególnie duże znaczenie mają warunki glebowe, ponieważ pozwalają one wyjaśnić ok. 80% obserwowanego zróżnicowania plonów. Udział wskaźnika cząstkowego agroklimatu zawiera się w przedziale 1–15 pkt, warunków wodnych w przedziale 0,5–5 pkt, a rzeźby terenu od 0 do 5 pkt. Jakość i przydatność gleb oszacowana została na podstawie klas bonitacyjnych i kompleksów przydatności rolniczej gleb. Wskaźnik ten doskonale wydziela tereny zbudowane z gliny zwałowej jako obszary o dużej wartości rolniczej – wartość wskaźnika powyżej 72,5 pkt. Są to najlepsze tereny rolnicze w środkowej i północnej Polsce. Wyższe wartości osiągają jedynie obszary zbudowane z lessów w południowej części kraju i z mad na Żuławach Wiślanych.



Ryc. 15. Wskaźnik waloryzacji rolniczej przestrzeni produkcyjnej. Średnia wartość wskaźnika dla Polski wynosi 66,6 pkt

Litery oznaczają rodzaj skały macierzystej dla obszarów z najwyższą i najniższą wartością wskaźnika: M – mady, G – gliny polodowcowe, L – obszary lessowe, S – sandry piaszczyste, W – piaski wydmowe, OG – obszary górskie

Źródło: <http://www.onw.iung.pulawy.pl/specyficzne/wwrpp>

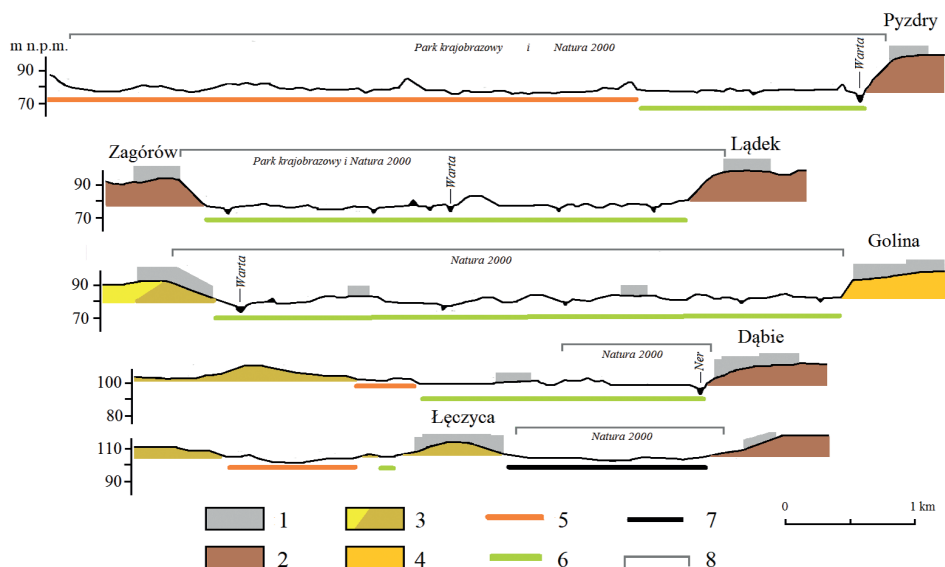
O dużym znaczeniu wysoczyzn polodowcowych zbudowanych z glin zwałowych dla rozwoju rolnictwa świadczy udział pszenicy (roślina wymagającej względem gleb) w ogólnej powierzchni zasiewów. Porównanie rozmieszczenia glin zwałowych i terenów upraw pszenicy bardzo dobrze obrazuje tę zależność. Zasięg glin pokrywa się z największym udziałem zasiewów pszenicy. W niektórych powiatach udział powierzchni pszenicy waha się od 35 do ponad 45%, a w gminach jest nawet wyższy – od 55%. Tereny te należą do bogatszych obszarów rolniczych w Polsce. Większe udziały pszenicy w zasiewach występują jedynie na madach na Żuławach Wiślanych i na lessach w południowej części kraju.

Jak już wcześniej wspomniano, gliny lodowcowe należą do najtrudniejszych gruntów budowlanych ze względu na charakter i zróżnicowanie osadu. Zabudowa wiejska zwykle omija takie osady i preferuje podłoże piaszczyste (ryc. 11, 12). Jednak wiele wsi i niektóre miasta w Polsce zostały ulokowane na wysoczyznach morenowych. Część z nich wykorzystuje krawędziowe położenie względem wilgotnego dna dolin rzecznych (ryc. 16).

Do miast położonych na wysoczyźnie morenowej zbudowanej z gliny zwałowej w sąsiedztwie wilgotnego, rozległego dna doliny należą np. Pyzdry, Zagórów, Dąbie, ale i miejscowość Łądek. Od strony wysoczyzny miasta sąsiadują z płaską powierzchnią zajęta przez pola. Pyzdry wyraźnie górują nad rozległym i szerokim dnem doliny Warty. Wysoczyzna opada stromym 20-metrowym stokiem ku rzece. Dąbie nad Nerem ulokowane jest na stoku o wysokości względnej 6 m, także zbudowanym z gliny zwałowej.

Łęczycza rozwinęła się w miejscu dogodnego przejścia przez zabagniony, wschodni odcinek pradoliny warszawsko-berlińskiej o szerokości zaledwie 1,2 km. Miasto powstało w obrębie ostańca erozyjnego o niewielkiej powierzchni zbudowanego z gliny zwałowej. Wznosi się on zaledwie 8–10 m ponad dna otaczających go z trzech stron zatorfionych obniżen. Zabudowa miasta rozwijała się równoległe do osi pradoliny, czyli na linii wschód – zachód. Pomimo położenia przy ważnym szlaku komunikacyjnym z południa na północ Łęczycza nie przekroczyła bariery, jaką jest wąskie, ale zatorfione dno pradoliny. Mięzsze warstwy torfu (2–5 m) są dużą przeszkodą dla rozwoju przestrzennego miasta (Krzemiński 1987). W przypadku możliwości wyboru pod zabudowę gruntów torfowych i gliniastych wybrano te lepsze.

W zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego na mapach geomorfologicznych zaznaczone są czasem równiny denudacyjne. Są to formy zbudowane zwykle z gliny zwałowej, ale w okresie zlodowacenia wisły poddane były procesom denudacji i erozji – obecnie są to płaskie powierzchnie, które właściwie nie różnią się od wysoczyzn morenowych (ryc. 16). Przykładem lokalizacji na takiej powierzchni denudacyjnej jest najstarsza część Łowicza (ryc. 17).



Ryc. 16. Przykłady lokalizacji zabudowy miast i wsi na wysoczyźnie morenowej sąsiadującej z dnem doliny

1 – zabudowa, 2 – wysoczyzna morenowa płaska zbudowana z gliny zwałowej, 3 – równina denudacyjna zbudowana z gliny zwałowej i piasków wodnolodowcowych, 4 – równina sandrowa i wodnolodowcowa, 5 – poziom pradoliny zbudowany z osadów wodnolodowcowych miejscami nadbudowany wydmi, 6 – dno doliny rzecznej z terasami zalewowymi i akumulacyjnymi nadzalewowymi, 7 – torfowisko, 8 – zasięg form ochrony

Źródło: opracowanie własne.



Ryc. 17. Starsza część Łowicza zlokalizowana na ostańcu denudacyjnym zbudowanym z gliny zwałowej. Na pierwszym planie park założony w obrębie dawnej równiny zalewowej Bzury, obecnie chronionej przez wały przeciwpowodziowe, a w głębi katedra łowicka i fragment miasta na ostańcu

Źródło: fot. E. Kobjek.

Łowicz rozwinął się, podobnie jak Łęczyca, przy przeprawie przez równoleżnikowe, zabagnione dno doliny Bzury. Najstarsza część miasta wraz ze Starym Rynkiem i z łowicką katedrą usytuowana jest w sąsiedztwie tej przeprawy, na ostańcu erozyjnym zbudowanym z gliny zwałowej, którego powierzchnia w tym miejscu wznosi się na wysokość 89,5–91,9 m n.p.m. – jest to najwyżej położony fragment miasta. Zasięg Starego Miasta od północy ograniczały tereny zalewowe Bzury, a od południa tereny torfowiskowe. Miasto rozwinęło się na linii wschód – zachód w obrębie ostańca erozyjnego o długości 1 km i szerokości 0,5 km.

3.2.2. Roślinność kserotermiczna na stokach wysoczyzn

Roślinność kserotermiczna występuje dość powszechnie na nasłonecznionych stokach na suchym podłożu wapiennym w południowej Polsce (Olaczek 1969, Szafer i Zarzycki 1972). Można ją jednak spotkać również w specyficznych sytuacjach w północnej Polsce w dolinach dolnej Wisły (ryc. 18), dolnej Odry i Noteci (Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka), a także innych dolin. Wysoczyzna polodowcowa opada dosyć wysokim i stromym stokiem w kierunku dna doliny. Stoki, podobnie jak wysoczyzna, zbudowane są z gliny lodowcowej. Gliny najmłodszego zlodowacenia wisły zawierają stosunkowo dużo węgla wapnia, a gleby na zboczach o wystawie zachodniej lub południowej należą do ciepłych i porastają je ciepłolubne murawy stepowe, będące osobliwością z punktu widzenia biogeografii i historii szaty roślinnej (Olaczek 2008). W umiarkowanym klimacie Polski tego typu zbiorowiska są wyjątkowo rzadkie.



Ryc. 18. Stok doliny Wisły w Białej Górze pokryty roślinnością kserotermiczną

Źródło: fot. E. Koboжек.

Szczególnie uprzywilejowane są fragmenty zboczy o ekspozycji południowej w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej. Rzeźba krawędziowa zajmuje pas o szerokości od 0,5 do 1 km. Są tu strome krawędzie o wysokości 30–70 m, w jednym

miejscu zupełnie zwarte, a w innym porożcinane przez mniejsze lub większe dolinki niezwykle urozmaicające rzeźbę, np. na odcinku Drezdenko–Gorzów–Witnica. Dobre gliniaste gleby i słoneczna ekspozycja sprawiły, że cała strefa została przekształcona w wielki ogród-sad. Krawędzie występujące w innych pradolinach nie są tak eksponowane jak w Pradolinie Toruńsko-Eberswadzkiej.

Niektóre płaty roślinności kserotermicznej występujące na zboczach pradolin zostały objęte różnymi formami ochrony. Najbardziej znany jest rezerwat przyrody Bielinek o powierzchni 76,21 ha położony na zboczach doliny Odry w gminie Cedynia (Bielinek rezerwat przyrody). Obszar obejmuje odcinek wysokiego i stromego stoku doliny o długości 5 km o wystawie południowo-zachodniej. Ciepły mikroklimat, odpowiednie podłoże i mała ilość opadów (480 mm w roku) tworzą środowisko sprzyjające stepowym roślinom i zwierzętom. Występuje tu skupienie roślinności z udziałem gatunków śródziemnomorskich i pontyjsko-pannońskich (pochodzących ze stepów nadczarnomorskich i z puszczy węgierskiej). Do najcenniejszych roślin należą: dąb omszony, gatunek śródziemnomorski, który ma tutaj jedyne miejsce występowania w Polsce, nawrot czerwono-błękitny, storczyk purpurowy, ostnica powabna i włosowata, wężymord stepowy, oman niemiecki i inne (Olaczek 2008).

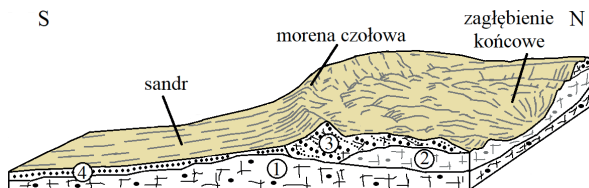
Dla zachowania kolejnego stanowiska reliktywnej flory kserotermicznej utworzono rezerwat stepowy Skarpy Ślesińskie (13,8 ha), który obejmuje pocięty wąwozami wysoki stok doliny Noteci koło Nakła (Skarpy Ślesińskie rezerwat przyrody). Tutaj także dominują gleby gliniaste o dużej zawartości węglanu wapnia. Występują tu murawy stepowe i ciepłolubne zarośla z licznymi gatunkami roślin chronionych: miłek wiosenny, sasanka łąkowa, wężymord stepowy, ostnica Jana.

Inny fragment zbocza, tym razem doliny Wisły (toruńskie), objęty jest ochroną rezerwatową „Zbocza Płutowskie”. Chroni on najbogatsze nad dolną Wisłą skupisko roślinności kserotermicznej, głównie dwa zespoły murawowe: zespół pięciornika piaskowego i ostnicy włosowatej; zespół miłka wiosennego i kłosownicy pierzastej, który swym wyglądem przypomina barwne stepy o charakterze łąkowym (Zbocza Płutowskie rezerwat przyrody).

3.2.3. Moreny czołowe

Moreny czołowe, jako formy rzeźby terenu, są to wzniesienia lub ciągi wzniesień powstałych wzdłuż czoła lądolodu podczas jego stagnacji. Niektóre formy wyznaczają maksymalny zasięg czoła lądolodu podczas zlodowacenia, a inne linie postojów podczas deglacjacji (Galon 1972b, Mojski 2005). W Polsce wały i wzgórza czołowomorenowe osiągają 20–50–100 m wysokości względnej oraz od kilkuset metrów do kilkudziesięciu kilometrów długości. Są to formy asymetryczne ze stokami o zmiennych, czasem dużych spadkach (ryc. 19). Zwykle bardziej stromy jest stok północny, który był podparty przez krawędź lodową podczas powstawania moreny, ponieważ lądolody przesuwały się od północy. Stok

południowy pozbawiony tego podparcia jest łagodniejszy (Klimaszewski 1981). Wzgórza moren czołowych najczęściej górują ponad monotonną powierzchnią pól sandrowych na południu i równią moreny dennej na północy.



Ryc. 19. Morena czołowa na tle form sąsiadujących i schemat budowy litologicznej
1 – glina zwałowa starsza, 2 – glina zwałowa młodsza, 3 – piaski, żwiry i gliny
akumulacji czołowomorenowej, 4 – piaski i żwiry sandrowe

Źródło: opracowanie własne.

Rzeźba w pasie moren czołowych w zasięgu młodszego zlodowacenia wiśły i starszych zlodowaceń środkowopolskich jest odmienna. Morena czołowa ze zlodowacenia wiśły składa się z pagórków i wałów rozdzielonych mnóstwem bezodpływowych zagłębień i kotlinek, ułożonych chaotycznie. Pas wyraźnych moren czołowych fazy pomorskiej na Pomorzu ciągnie się od Cedyni poprzez Myślibórz, Szczecinek, Bytów po Kartusy. Na Pojezierzu Mazurskim trudniej jest wskazać wyraźny pas moren czołowych z powodu zbliżania się, a nawet zagęszczenia zasięgów wszystkich faz zlodowacenia wiśły. Strefa zbudowana jest tutaj ze wzniesień morenowych, kemowych i ozowych poprzedzielanych obniżeniami bezodpływowymi wypełnionymi przez jeziora lub torfowiska. Deniwelacje wśród wzniesień wynoszą 30–60 m.

Morena czołowa może mieć zmienną szerokość. Na Ziemi Lubuskiej strefa czołowomorenowa osiąga 40 km, ale zwęża się do kilkudziesięciu metrów na odcinku Poznań–Pniewy. Pagórki czołowomorenowe zwane Wzniesieniami Bukowiec na Ziemi Lubuskiej osiągają aż 50–120 m wysokości, a moreny Moraska pod Poznaniem wznoszą się ok. 30–60 m nad powierzchnię dennomorenową.

W obszarach starszych zlodowaceń wzniesienia moreny czołowej są bardzo urozmaicone. Występują zarówno w postaci odosobnionych pagórków, jak i w większych zespołach. Często są to pagórki ledwie zaznaczające się na równinie dennomorenowej, jak np. w okolicach Wrześni, Kutna czy Siedlec, gdzie wysokości względne osiągają 3–15 m. W innych miejscach są zdecydowanie większe i tworzą wyraźne ciągi wzniesień, np. Wzgórza Ostrzeszowskie, Trzebnickie, Dalkowskie, które mają od 20 do 100 m deniwelacji.

Wzniesienia moren czołowych ukształtowane przez kolejne lądolody zbudowane są z materiału lodowcowego i wodnolodowcowego deponowanego przed krawędzią lądolodu. Jest to zwykle źle wysortowany materiał gliniasty i piaszczysty z domieszką frakcji kamienistej i głazów narzutowych. Zróznicowanie

poszczególnych pakietów jest bardzo duże zarówno w poziomie, jak i w pionie formy. Piaski i żwiry często wykazują brak segregacji i wyraźnego warstwowania, lecz mogą występować także nieciągłe partie warstwowane. Gлина występuje w formie przeławień, gniazd, lamin, toczeńców, spoiwa otoczków i żwirów. W podłożu osadów czołowomorenowych występuje zwykle glina zwałowa (ryc. 19).

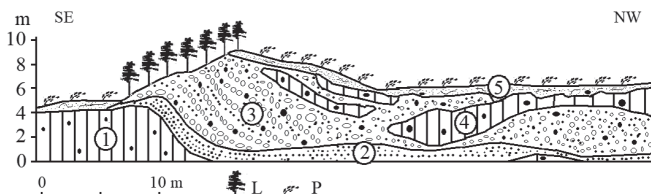
Grunty sypkie są zagęszczone lub średnio zagęszczone i w wyższych częściach terenu mają małą wilgotność, w niższych mogą być wilgotne, a nawet mokre. Grunty spoiste zazwyczaj są w stanie półzwałowym lub twaroplastycznym. Ze względu na skomplikowany układ warstw w podłożu występować mogą soczewki wody zawieszonej powodującej okresowe, zmienne w czasie zwiększenie wilgotności gruntu (Racinowski i Coufal 1999).

Warunki wodne w morenach czołowych wykazują bardzo duże zróżnicowanie. Pierwszy horyzont tworzą wody pochodzące z różnych poziomów, również głębokość zwierciadła tych wód jest różna. W obrębie większości moren woda występuje na głębokości większej niż 3 m. W miejscach, gdzie gliny zwałowe zalegają płytko pod osadami piaszczysto-żwirowymi, także poziom wód zalega płytko. Ogólnie głębokość zwierciadła wody zależy od wysokości moren oraz od głębokości zalegania w podłożu osadów nieprzepuszczalnych. Czasem pagóry morenowe zbudowane z piasków i żwirów są obszarem źródłowym dla małych cieków. Gleby są także zróżnicowane, ale przeważają bielcowe o różnej wartości użytkowej, głównie klasy III i IVb. Warunki gruntowo-budowlane są generalnie niekorzystne, tylko w obrębie zrównanych powierzchni podstokowych mogą być lepsze.

Zróżnicowanie litologiczne w poszczególnych formach zależy od ich genezy i dominujących procesów akumulacyjnych, ale wskazać można dwa główne typy moren: akumulacyjne i spiętrzone.

Moreny czołowe akumulacyjne powstały przy stagnującym czole lodowca, kiedy tempo ruchu było równe jego ablacji. Zbudowane są z różnorodnych osadów wytapianych z moreny wewnętrznej i powierzchniowej, osadzanych przed czołem lądolodu. W budowie przeważają niewarstwowane utwory piaszczysto-żwirowe. W strefie kontaktu z czołem lodowca często występują wkładki i pakiety spływowej gliny lodowcowej oraz gruby materiał żwirowy. Dalej od lodowca materiał morenowy składa się głównie z piasków i żwirów fluwiogłacjalnych, na ogół o wyraźnym warstwowaniu skośnym.

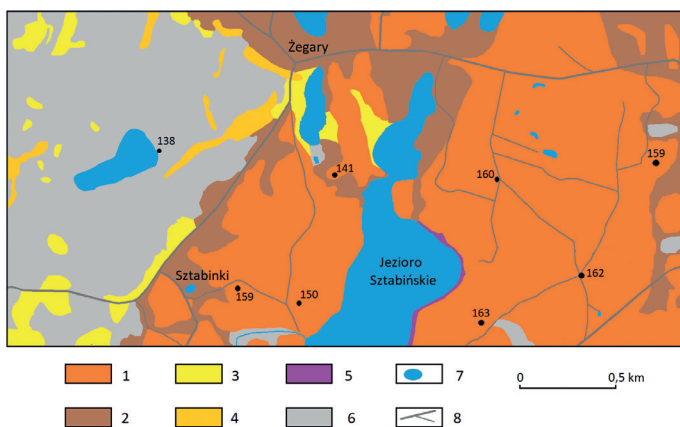
Moreny czołowe akumulacyjne zlodowacenia warty są zniszczone i mają złaogodzone stoki, dlatego delikatnie zaznaczają się w krajobrazie. Występują zwykle w postaci odosobnionych pagórów w przewadze zbudowanych z piasków i gładów, np. na Równinie Kutnowskiej (ryc. 20). Gлина ablacyjna występująca blisko powierzchni gruntu zatrzymuje wody opadowe, zaspokajając potrzeby roślin uprawnych. Łagodniejsze, gliniaste stoki są zajęte przez pola uprawne, a fragmenty zbudowane z serii gruboziarnistych i kamienistych porastają małe powierzchnie lasy.



Ryc. 20. Schemat budowy moreny czołowej zlodowacenia warty na Równinie Kutnowskiej w okolicach Sławęcina oraz współczesne użytkowanie
 1 – glina zwałowa, 2 – piaski i żwiry, 3 – żwiry i głazy z wkładkami gliny, 4 – glina ablacyjna z głazami, 5 – piaski pylaste z mułkami i rzadkimi głazami, L – mała powierzchnia leśna, P – pola

Źródło: budowa geologiczna na podstawie Domosławskiej-Baranieckiej (1961), Kucharskiej i Krawczyk (2022), uproszczone.

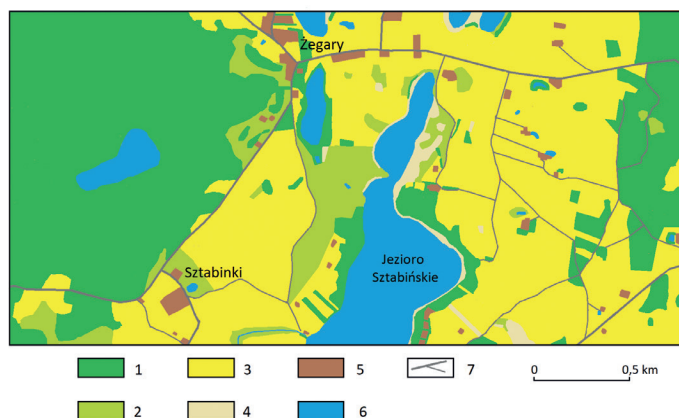
Moreny czołowe ze zlodowacenia wisły są rozleglejsze i wyższe. Przykładem jest forma w okolicach Żegary (powiat sejneński). Zbudowana jest z piasków, żwirów, głazów i gliny zwałowej (ryc. 21). Także w tym przypadku morena czołowa użytkowana jest w przewadze jako tereny rolnicze, w znacznej części grunty orne (ryc. 22). Tylko najwyższe fragmenty z większym udziałem głazów narzutowych są zalesione, np. na zachód od Jeziora Sztabinki (Lisicki 1994).



Ryc. 21. Rzeźba terenu i budowa geologiczna terenu w okolicach Żegary na Pojezierzu Suwalskim

1 – pagórki moreny czołowej zbudowane z piasków, żwirów, głazów i gliny zwałowej,
 2 – morena dennej pagórkowatej zbudowana z gliny zwałowej, 3 – morena dennej pagórkowatej zbudowana z osadów wodnolodowcowych, 4 – oz zbudowany z piasków i żwirów wodnolodowcowych, 5 – stoki zbudowane z piasków i żwirów deluwialnych, 6 – równina wytopiskowa wypełniona torfem, 7 – zbiorniki wodne, 8 – główne drogi

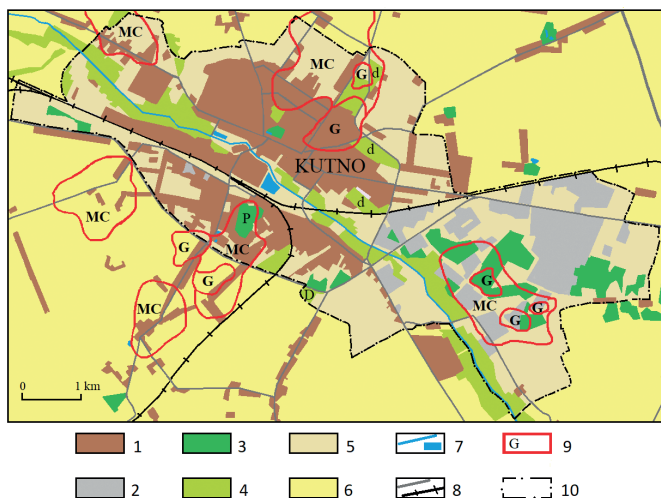
Źródło: na podstawie Olędzkiego (1988) i Lisickiego (1996).



Ryc. 22. Kierunki użytkowania terenu w okolicach Żegary na Pojezierzu Suwalskim
1 – las i obszary zadrzewione, 2 – użytki zielone (łąki i pastwiska), 3 – użytki rolne bez trwałych użytków zielonych, 4 – nieużytki, 5 – tereny zabudowane, 6 – grunty pod wodami, 7 – wybrane drogi

Źródło: opracowanie własne.

Niskie wzniesienia moren czołowych akumulacyjnych o wysokości do 5 m położone są czasem w obrębie miast, a wyższe, do 15 m, w ich sąsiedztwie. W granicach Kutna występują moreny czołowe akumulacyjne niskie. W północnej części miasta zajęte są przez szkołę, obiekty sportowe, pole golfowe, ogrody działkowe, zabudowę mieszkaniową jednorodzinną i pola (ryc. 23). Jeszcze w pierwszej połowie XX w. najwyższa część moreny czołowej z głązowiskiem zajęta była przez pola. W części południowej dominuje park miejski, ogródki działkowe i tereny zabudowy jednorodzinnej. Park dworski założony został na stoku wzniesienia moreny czołowej o wysokości względnej 8 m. Część krajobrazowa parku przypomina naturalny las (grab, dąb, jesion) z bogatym runem. Wszystkie głązowiska w morenach były eksploatowane. Największe i najdłużej czynne żwirownie zlokalizowane były w południowo-wschodniej części miasta – obecnie obszar ten jest zajęty przez zabudowę podstrefy Kutno Łódzkiej Specjalnej Strefy Ekonomicznej. W tej strefie znajduje się także teren leśny obejmujący głównie dawne wyrobiska. Niskie formy nie utrudniały rozwoju przestrzennego miasta.



Ryc. 23. Zasięg moren czołowych w Kutnie i kierunki ich użytkowania
 1 – tereny zabudowane o różnej zwartości, 2 – tereny zabudowane podstrefy Kutno Łódzkiej Specjalnej Strefy Ekonomicznej, 3 – lasy i parki miejskie (P – Park Wiosny Ludów), 4 – tereny zieleni niskiej w mieście, w tym łąki, ogrody działkowe (d) i pole golfowe, 5 – inne formy użytkowania w mieście, w tym pola, nieużytki i in., 6 – pola i inne formy użytkowania w obszarach wiejskich, 7 – rzeka i zbiornik wodny, 8 – główne drogi i linia kolejowa, 9 – zasięg moren czołowych akumulacyjnych MC oraz głązowisk w obrębie tych moren (G), 10 – granice miasta

Źródło: zasięg moren czołowych na podstawie Szalamachy (1996).

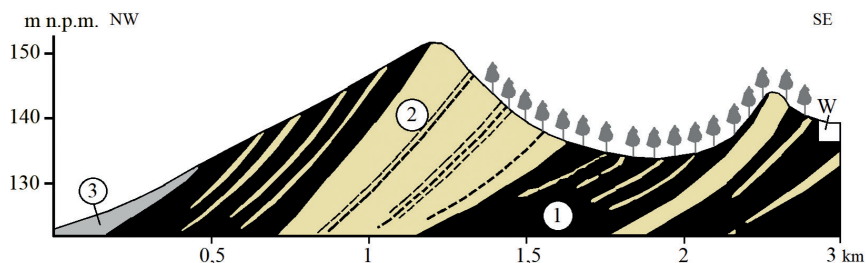
Wyższe moreny akumulacyjne (średnie 5–10 m i wysokie 10–15 m) można spotkać w sąsiedztwie innych miast, np. Żyrardowa, Pruszkowa i Siedlec.

Moreny czołowe spiętrzone mają bardziej złożoną budowę niż akumulacyjne. Wśród glin lodowcowych występują nie tylko serie osadów fluwiogłacjalnych, ale także osady starszego podłoża, np. iły trzeciorzędowe, czasem z węglem brunatnym. Taka budowa jest efektem zaburzeń głacitektonicznych. Będące w ruchu masy lodu lodowcowego oddziaływały na starsze podłoże i doprowadziły do mechanicznego oderwania oraz przemieszczenia jego fragmentów (na ogół na nieduże odległości), a następnie depozycji w obrębie innych osadów lodowcowych (Marks 1992b). Zerodowane starsze utwory występują w morenach w postaci kier, struktur sfaldowanych lub złuskowanych. Miąższość osadów zaburzonych głacitektonicznie w Polsce sięga nawet 150–200 m. Deformacje występują strefowo i zwykle na ograniczonym obszarze, chociaż dość powszechnie. Przykładem moren spiętrzonych mogą być Wzgórza Bukowe (147 m n.p.m.) o długości 14 km przy szerokości 5–6 km, położone na wschód od Szczecina, porośnięte Puszcza Bukową. Jest to teren pagórkowaty, pocięty głębokimi wąwozami. Po między wzgórzami występują jeziora wytopiskowe, a z licznych wysięków i źródeł

wypływa woda. Zbudowane są z glin zwałowych, pofałdowanych i złuskowanych osadów glacyfluwialnych oraz ilów oligoceńskich. Na takim podłożu rozwinęły się żyzne gleby brunatne, a łagodny morski klimat sprzyja rozwojowi lasów bukowych. Puszcza zachowała swoje duże wartości przyrodnicze, ponieważ już w XIX w. prowadzono oszczędną i ochronną gospodarkę, traktując ją jako lasy wypoczynkowe dla mieszkańców Szczecina i Berlina (Olaczek 2008).

W budowie wzgórz czołomorenowych na wyspie Wolin znaczący udział mają kry kredowe. Kreda była wydobywana w kamieniołomach do 1954 r. na potrzeby pobliskiej cementowni. Z czasem wyrobisko wypełniło się wodami podskórnymi i opadowymi, co doprowadziło do powstania zbiornika zwanego Jeziołem Turkusowym.

Moreny spiętrzone charakterystyczne są także dla obszarów objętych przez starsze zlodowacenia. Przykładem jest wał w sąsiedztwie wsi Gogołowice położonej na południe od Krotoszyna. Powstał on podczas zlodowacenia środkowopolskiego, a zbudowany jest z glaciektonicznie spiętrzonych ilów, mułków i piasków neogeńskich oraz czwartorzędowych glin zwałowych i piasków (ryc. 24). Glaciektoniczne struktury zapadają w kierunku północno-zachodnim. Wysokości względne wału sięgają ok. 20–30 m, a zbocza są złagodzone i wydłużone. Część zachodnia moreny zajęta jest obecnie przez pola, a w części wschodniej dominuje powierzchnia leśna. Iły trzeciorzędowe były eksploatowane w wyrobisku o długości ok. 1 km, na potrzeby lokalnej cegielni. Obecnie w obrębie terenów poeksploatacyjnych występują liczne glinianki wypełnione wodą i otoczone lasem.



Ryc. 24. Przekrój litologiczno-strukturalny i współczesne użytkowanie spiętrzonej moreny czołowej na wschód od Gogołowic na Wysoczyźnie Kaliskiej

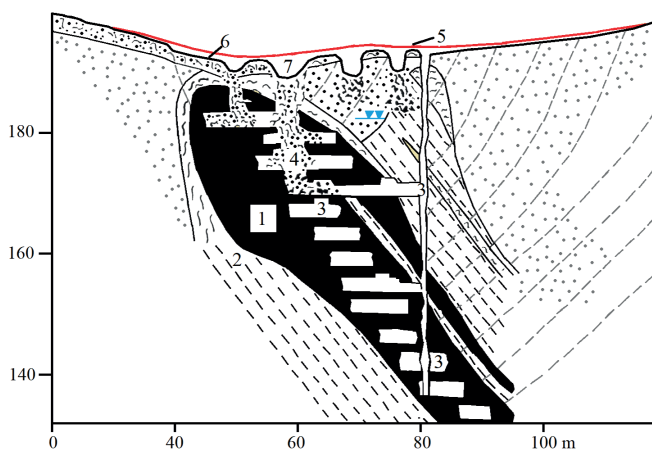
1 – iły i gliny trzeciorzędowe oraz czwartorzędowe, 2 – piaski i żwiry trzeciorzędowe i czwartorzędowe, 3 – osady deluwialne (piaski, piaski gliniaste, miejscami mułki, W – wyrobisko, dawniej eksploatacja ilów i cegielnia, symbol drzewa oznacza powierzchnie leśne

Źródło: przekrój litologiczno-strukturalny na podstawie Rotnickiego (1988).

Wał Trzebnicki o przebiegu równoleżnikowym jest pasem wzniesień o długości ok. 200 km, szerokości kilkunastu km i wysokości względnej 20–40 m. Ciągnie się od okolic Żar na zachodzie do Ostrzeszowa na wschodzie. Jest to

potężny wał moren czołowych spiętrzonych wyznaczający położenie czoła lodowca w okresie zlodowacenia warty (Kondracki 1998). Wzniesienia zbudowane są z utworów morenowych (głazów, żwirów, gliny) oraz utworów starszego podłoża (miocénskich iłów i piasków z węglem brunatnym), przy czym cały ten materiał jest silnie pomieszany, sfaldowany i zaburzony (Cincio 2001a, b).

W obrębie wału, najbardziej na zachodzie, występują Wzgórza Żarskie (do 227 m n.p.m.). Moreny czołowe spiętrzone wyróżniają się bardzo złożoną budową. Gliny zwałowe, piaski i żwiry wodnolodowcowe starszych zlodowaceń zostały przełałdowane glacitektonicznie z osadami trzeciorzędowymi i zaburzone do tego stopnia, że ich rozdzielenie jest niemożliwe (Dyjur 1969). W okolicach Olbrachtowa i Kunic, wśród zdeformowanych osadów glacialnych występują mułki, piaski, iły oraz węgiel brunatny z miocenu środkowego, tzw. seria Mużakowa. Stosunkowo płytkie zaleganie łusek lub fałdów z węglem brunatnym spowodowało jego eksploatację metodą górnictwa wglębnego (ryc. 25). Między Żarami i Olbrachtowem w pierwszej połowie XX w. (do 1944 r.) działały podziemne kopalnie, w tym szyb Albrecht w Olbrachtowie (Gontaszewska 2015).

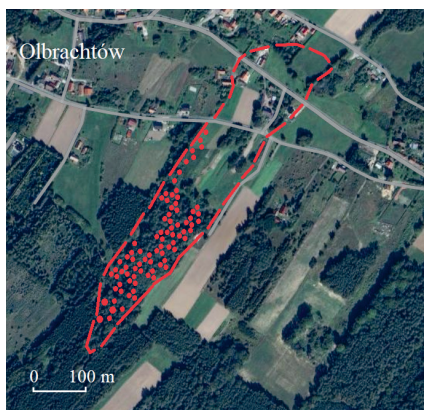


Ryc. 25. Szkic budowy geologicznej fragmentu moreny czołowej z zaburzeniami glacitektonicznymi w okolicach Olbrachtowa i zasięg eksploatacji węgla brunatnego
1 – węgiel brunatny z miocenu, 2 – inne osady miocénskie wśród utworów glacialnych,
3 – szyby i korytarze kopalniane, 4 – zasypane korytarze, 5 – powierzchnia terenu przed eksploatacją węgla brunatnego, 6 – powierzchnia po zakończeniu eksploatacji,
7 – leje zapadliskowe

Źródło: na podstawie Kozackiego (1988).

Drażnienie szybów, korytarzy oraz sztolni bez późniejszego wypełniania podziemnych wyrobisk spowodowało osiadanie terenu oraz tworzenie zapadlisk (ryc. 26). W okolicach Olbrachtowa już w latach 80. XX w. powstała dosyć

rozległa niecka osiadania, wewnątrz której znajdują się liczne leje zapadliskowe o różnej głębokości. Leje miały do 10 m głębokości (średnio 4–5 m). Także obecnie na południe od Żar, tam, gdzie był w przeszłości eksploatowany węgiel, zdarzają się nadal zawały w obrębie zalesionej powierzchni, zwanej Zielonym Lasem (Jakie tajemnice kryje Zielony Las w Żarach?).



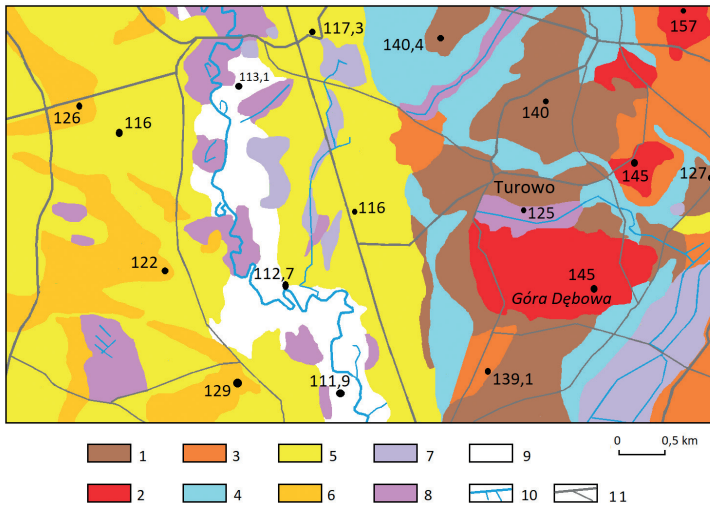
Ryc. 26. Zasięg niecki z osiadania w Olbrachtowie i rozmieszczenie lejów zapadliskowych

Źródło: na podstawie Kozackiego (1988).

Częścią Wału Trzebnickiego są Wzgórza Trzebnickie o wysokości 200–250 m n.p.m. zaznaczające się wyraźnie w krajobrazie regionu, otoczone obszarami nizinnymi – od południa pradoliną Odry i od północy pradoliną Baryczy. Są one jednak nieco inaczej użytkowane. Na krajobraz składają się tu pola uprawne, sady (na stokach w okolicach Trzebnicy), częściowo lasy (zajmują wyższe i bardziej strome części). Od średniowiecza Wzgórza Trzebnickie są znane także z uprawy winorośli na południowych stokach.

Moreny spiętrzone występują też w północno-zachodniej części Łodzi. Jest to teren o najbardziej urozmaiconej rzeźbie w mieście, z młakami i źródłami małych rzek, porośnięty lasem. Las Łagiewnicki jest największym kompleksem leśnym w mieście o dużym znaczeniu rekreacyjnym. W drzewostanie dominują dęby (42%) i sosny (27%).

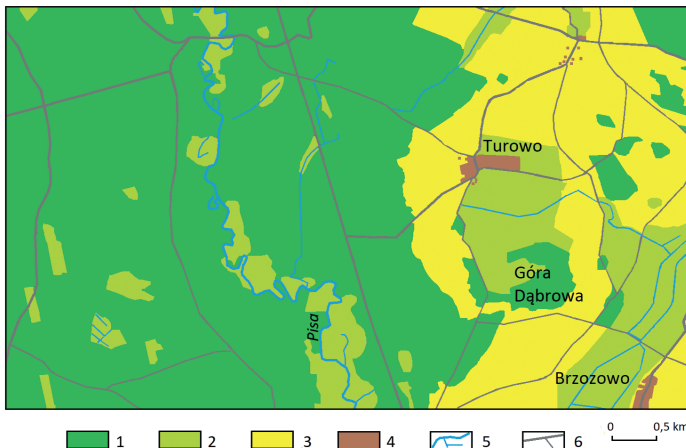
W podobny sposób użytkowane są spiętrzone moreny czołowe w okolicach Turowa na południowy wschód od Pisz w Równinie Mazurskiej. W zdecydowanej przewadze moreny porasta las (Góra Dąbrowa), tylko miejscami występują łąki (ryc. 27, 28). Grunty orne zajmują powierzchnie zbudowane z glin zwałowych i piasków pyłowatych zastoiskowych. Zabudowa wiejska omija wzniesienia spiętrzonych moren, a ulokowała się na piaskach wodnolodowcowych lub glinach zwałowych moreny dennej.



Ryc. 27. Zasięg i budowa geologiczna fragmentu sandru Pisy i obszarów sąsiednich w okolicy miejscowości Turowo na Równinie Mazurskiej

1 – glina zwałowa moreny dennej, 2 – piaski i mułki moren spiętrzonych, 3 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 4 – piaski pyłowe z przewarstwieniami mułków, zastoiskowe, 5 – piaski wodnolodowcowe w sandrach, 6 – piaski eoliczne w polach eolicznych i wydmach, 7 – torfy, 8 – namuły torfiaste, 9 – piaski rzeczne teras zalewowych, 10 – rzeki i rowy melioracyjne, 11 – wybrane drogi

Źródło: na podstawie Kozłowskiej i Kozłowskiego (1995).



Ryc. 28. Kierunki użytkowania gruntów w okolicach Turowa

1 – lasy, 2 – łąki, 3 – grunty orne, 4 – tereny zabudowane, 5 – rzeka i rowy melioracyjne, 6 – wybrane drogi

Źródło: opracowanie własne.

Wiele moren czołowych spiętrzonych i akumulacyjnych występuje w północnej Polsce w zasięgu najmłodszego zlodowacenia. Rzeźba tych młodszych form jest niezwykle urozmaicona, a zbocza są nieregularne, z mnóstwem drobniejszych pagórków, oczek i kotlinek. Piaszczysto-kamienisty grunt i stromość zboczy moren sprzyja powierzchniom leśnym. Zwykle porastają je lasy mieszane lub liściaste, wśród których występują płaty pól uprawnych. Moreny czołowe o dużych wysokościach względnych pokryte lasem stanowią zaplecze rekreacyjne dla pobliskich miast.

Obszar na Pojezierzu Kaszubskim leżący pomiędzy Kartuzami a Kościerzyną wyróżnia się bogactwem form rzeźby i nazywany bywa „Szwajcarią Kaszubską”. W sąsiedztwie wysokich wzgórz moren czołowych występują głęboko wcięte rynny polodowcowe wypełnione wodami jezior oraz doliny rzeczne. Wzniesienia pokryte są pięknymi lasami liściastymi i mieszanymi. Szczyt Wieżycy (328,6 m n.p.m.) w paśmie moren czołowych Wzgórz Szymbarskich jest najwyższym wzniesieniem nie tylko na Kaszubach, ale i całym Nizinie Europejskiej. Duże różnice wysokości i długo zalegająca pokrywa śnieżna umożliwiają uprawianie turystyki narciarskiej. Teren ten jest bogato wyposażony w infrastrukturę turystyczną, działają także wyciągi narciarskie, dlatego cieszy się popularnością. U podnóża Wieżycy wybudowano całoroczny ośrodek Centrum Aktywnego Wypoczynku Koszałkowo-Wieżycy (ryc. 29).



Ryc. 29. Centrum aktywnego wypoczynku u podnóża moreny czołowej z najwyższym szczytem Wieżycy

Źródło: Centrum Aktywnego Wypoczynku Koszałkowo-Wieżycy.

W 1962 r. utworzono rezerwat krajobrazowy „Szczyt Wieżycy”, który obejmuje stoki i wierzchołek moreny. Ochroną objęty jest dobrze zachowany fragment lasu bukowego z drzewostanem w wieku 120–160 lat (Szwajcaria Kaszubska. Rezerwat „Szczyt Wieżycy”).

Także inne wzniesienia czołowomorenowe na północy kraju warunkują rozwój rekreacji i wypoczynku, a także sportów zimowych (nowoczesne wyciągi narciarskie), np. Dylewska Góra, Wzgórza Szeskie itd. Mazurskie szlaki chętnie przemierzają osoby uprawiające narciarstwo biegowe.

Ogólnie można stwierdzić, że powierzchnia moren czołowych zajęta jest przez pola uprawne (powierzchnie łagodniejsze) i lasy (stoki o większym nachyleniu i z dużym udziałem głazów). Często występuje mozaikowość użytkowania zależna od nachylenia stoku i budowy litologicznej. Widoczna jest też pewna różnica w kierunkach użytkowania moren akumulacyjnych i spiętrzonych. Moreny akumulacyjne częściej zajęte są przez pola, a spiętrzone przez lasy. Dodatkowo w obrębie moren spiętrzonych z płytko zalegającymi łożami trzeciorzędowymi prowadzona była na dużą skalę eksploatacja tego surowca.

Urozmaicona rzeźba moren czołowych i stosunkowo duże spadki stoków, a także duża różnorodność litologiczna, możliwość wystąpienia procesów geodynamicznych (szczególnie w strefie krawędzi) oraz uplastycznienia gruntów spoistych powoduje, że nie są one dobrym podłożem budowlanym. Obecność w podłożu dużych głazów narzutowych powoduje poważne utrudnienia przy wykonywaniu prac ziemnych. Wody podziemne występujące w soczewkach o zróżnicowanym ciśnieniu, wody sączeniowe w poważnym stopniu mogą powodować lokalne uplastycznienia gruntów zaburzonych gładitektonicznie i inicjować procesy osuwiskowe (Gawriuczenkow 2003). W związku z tym wysokie moreny czołowe nie były zajęte pod zwartą zabudowę, a wsie występują zwykle na obrzeżach tych form, np. wsie kaszubskie na obszarach płaskich o lepszych warunkach budowlanych. Niskie moreny czołowe są miejscem lokalizacji zabudowy wsi. Niektóre obszary moren czołowych w północnej i zachodniej Polsce z uwagi na atrakcyjny krajobraz i zagospodarowanie turystyczne stały się obszarami chętnie odwiedzanymi przez turystów. Dotyczy to m.in. Szwajcarii Kaszubskiej, Połczyńskiej, Suwalskiego Parku Krajobrazowego, a także Ziemi Lubuskiej.

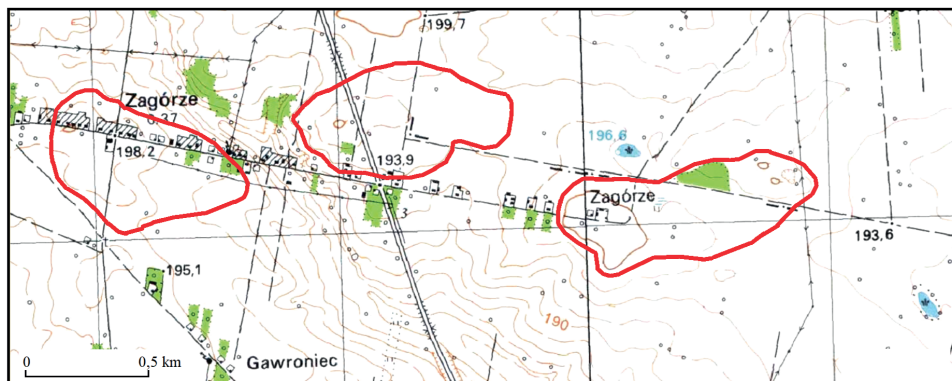
3.2.4. Moreny martwego lodu

W objaśnieniach do arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 w wielu miejscach można odnaleźć formy nazwane morenami martwego lodu (np. Nowacki 1993a, Maksia 1999). Zgodnie z literaturą geomorfologiczną ich morfologia oraz mechanizm powstania przypominają moreny czołowe, ale są od nich mniejsze (Marks 1992b). Zwykle mają wysokość do kilku metrów, a łagodne stoki przechodzą w powierzchnię wysoczyzny. Zbudowane są z piasków, żwirów, glin i głazów w różnych proporcjach. Powstały w sąsiedztwie topniejących krawędzi pól martwego lodu, czyli przy braku już zasilania żywego lodowca. Moreny martwego lodu występują zwykle zespołowo, tworząc ciągi pagórków, niekiedy o charakterystycznym półkolistym przebiegu, wokół obniżenia po wytopionej bryle martwego lodu. Podkreślane jest, że nie mają wyraźnej

orientacji przestrzennej względem kierunku ruchu lodowca, ponieważ ich powstanie wiąże się z deglacją arealną (Migoń 2006). Moreny martwego lodu w wielu przypadkach nie różnią się także od kemów, czyli form fluwiogłacialnych.

Na jednych arkuszach map formy zaznaczane są sporadycznie, a na innych dość powszechnie, co jest zależne od charakteru deglacji. W zależności od proporcji glin i piasków użytkowane są jako pola lub lasy. Jeżeli formy są większe, to występuje mozaika lasów, pól i łąk. Dostyc powszechne są ślady po eksploatacji piasku metodami gospodarczymi.

Przykładem takich niewielkich form są wzniesienia w Zagórze (ryc. 30). Osiągają one 7 m wysokości względnej od strony wysoczyzny i nieco więcej od dna suchej doliny towarzyszącej im od południa. Zbudowane są z piasków i żwirów zwałowych, bez warstwowania, o miąższości do kilku metrów (Nowacki 1993a). Nadbudowują one równinę wodnolodowcową.



Ryc. 30. Zasięg i użytkowanie form martwego lodu w Zagórze na Równinie Łowicko-Błońskiej. Kolorem czerwonym zaznaczono zasięg moren martwego lodu zbudowanych z piasków, żwirów i gliny lodowcowej.

Źródło: fragment mapy topograficznej w skali 1:10 000, zasięg form martwego lodu na podstawie Nowackiego (1993b).

Moreny martwego lodu w Zagórze użytkowane są jako grunty orne, a na kulminacji jednej z form została zlokalizowana zabudowa zagrodowa. Moreny są niskie z łagodnymi stokami, co nie utrudnia uprawy.

3.2.5. Drumliny

Drumliny są wydłużonymi i asymetrycznymi pagórkami o długości zwykle od kilkudziesięciu metrów do 1,5–2 km. Ich wysokość waha się od kilku do 30 m. Stoki proksymalne są najczęściej szersze i bardziej strome niż dystalne,

co nadaje formom charakterystyczny opływowy kształt. Czasem poszczególne formy mogą być oddzielone obniżeniami zajętych przez jeziora lub torfowiska. Drumliny zbudowane są tylko z gliny zwałowej albo stanowi ona warstwę powierzchniową, okrywającą utwory piaszczysto-żwirowe znajdujące się wewnątrz formy. Wskazywana bywa także trójdzielna budowa, która obejmuje dolną glinę zwałową, rdzeń glacyfluwialny i górną glinę zwałową (Jewtucho-wicz 1956, Wysota 1993, Wysota i in. 2001, Głębicki i Marks 2009). Występują w dużych skupieniach, tworząc pola drumlinowe na wysoczyznach morenowych pagórkowatych w pobliżu strefy czołowomorenowej, dlatego są ważnym elementem całego krajobrazu (ryc. 31).



Ryc. 31. Pola drumlinów w dolinie Welu na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim

Źródło: fot. Z. Rdzany.

Pomimo długoletnich badań i licznych opublikowanych prac naukowych problem genezy tych form nie jest do końca rozwiązany (Lamparski 1972, Karczowski 1976, Przybylski 2008, Hermanowski i in. 2019). Wiadomo, że są to formy pochodzenia lodowcowego, ale sposób ich powstania jest różnie interpretowany. W literaturze zdefiniowano wiele warunków powstania tych form, które można przydzielić do dwóch grup: akumulacyjnej i erozyjnej (Marks 1992b). Drumliny akumulacyjne powstały podczas ruchu lodowca w strefie bliskiej jego czoła, gdzie panowały odpowiednie warunki do akumulacji materiału gliniastego. Masa lodowa nie miała już zbyt dużej miąższości, a przepływając, modelowała odspojony materiał morenowy, nadając charakterystyczny, opływowy kształt

(Easterbrook 1993). Powstanie drumlinów jako form erozyjnych łączone jest z erozyjną siłą przesuwających się mas lodu, które usuwają z podłoża mniej odporne partie osadów, a bardziej odporne zostają wygładzone i przemodelowane do kształtu owalnych form drumlinowych. Ostatnio wydaje się dominować teoria erozyjnego ukształtowania krajobrazu drumlinowego (np. Karczewski 1995, Hermanowski i in. 2019). Ważna jest erozyjna rola subglacialnych wód roztopowych. Dodatkowo rozszerzono nazewnictwo form i do subglacialnych formy strumieniowych obejmujących drumliny dodano także pokrewne wielkoskalowe lineacje glacialne.

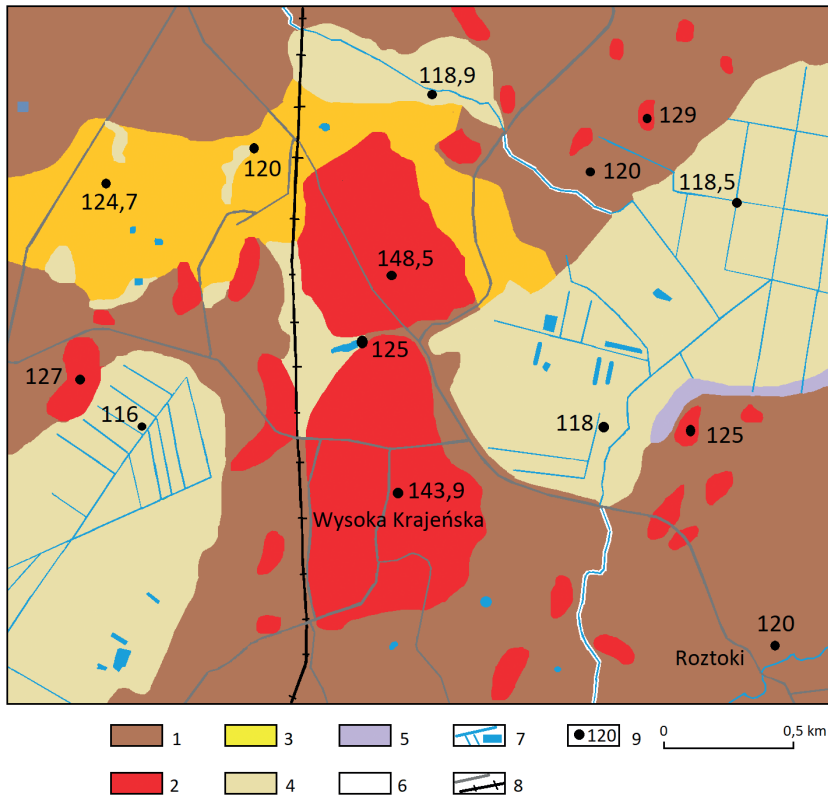
W Polsce drumliny występują głównie w obszarach objętych najmłodszym zlodowaceniem wisły, np. między Stargardem Szczecińskim i Nowogardem oraz na Pojezierzu Dobrzyńskim, z najbardziej znanymi formami w okolicach Zbójna.

Stargardzkie pola drumlinowe zajmują obszar ok. 5 tys. km², a ich łączna liczba szacowana jest na 3,5 tysiąca. Poszczególne formy mają długość od 0,35 do 4,2 km, szerokość 75–600 m i wysokość najczęściej 5–15 m, chociaż niektóre osiągają 30 m (Karczewski 1995, Hermanowski i in. 2019). Formy są ważnym elementem krajobrazu, a obserwację ułatwia wyznaczona trasa rowerowa „Po drumlinach Ziemi Stargardzkiej”.

Pole drumlinów w okolicach Zbójna zajmuje ok. 7 tys. ha na zapleczu strefy marginalnej subfazy kujawsko-dobrzyńskiej. Długość form wynosi od 70 do 1250 m, ale najczęściej spotykane mają od 150 do 300 m. Szerokość waha się od 36 do 300 m. Wysokość form jest różna, od 1 do 15 m, a dominują wartości od 3 do 6 m. Formy te tworzą wyjątkowo malowniczy krajobraz (kompleks wydłużonych grzbietów, kociołkowatych obniżień i długich rynien) i objęte są ochroną jako Obszar Chronionego Krajobrazu Drumliny Zbójeńskie, gdzie na powierzchni 32,5 km² występuje ponad 500 drumlinów. Wytyczono także trasę rowerową o długości ponad 120 km, która prowadzi przez całe pole drumlinowe (Ziemia Dobrzyńska. Zwiedzanie Drumlinów Zbójeńskich).

Krajobrazy drumlinowe z wniesieniami i obniżeniami cechują się przestrzenną zmiennością gleb. Na gliniastych grzbietach i zboczach form przeważają gleby brunatne charakteryzujące się wysokimi klasami bonitacyjnymi, a u podnóża częste są gleby utworzone z osadów deluwialnych z mniej lub bardziej wyrazistymi cechami oglejenia. W obniżeniach pomiędzy drumlinami rozwinęły się, w zależności od głębokości zalegania wód gruntowych, gleby brunatnoziemne, czarne ziemie lub gleby hydrogeniczne. Dobre gleby powodują, że są to tereny zajęte pod uprawy rolnicze, a lasy zajmują minimalne powierzchnie. Przykładowo w okolicach Zbójna jedynie 1,6% powierzchni obszaru drumlinowego jest zalesiona, a resztę stanowią grunty orne.

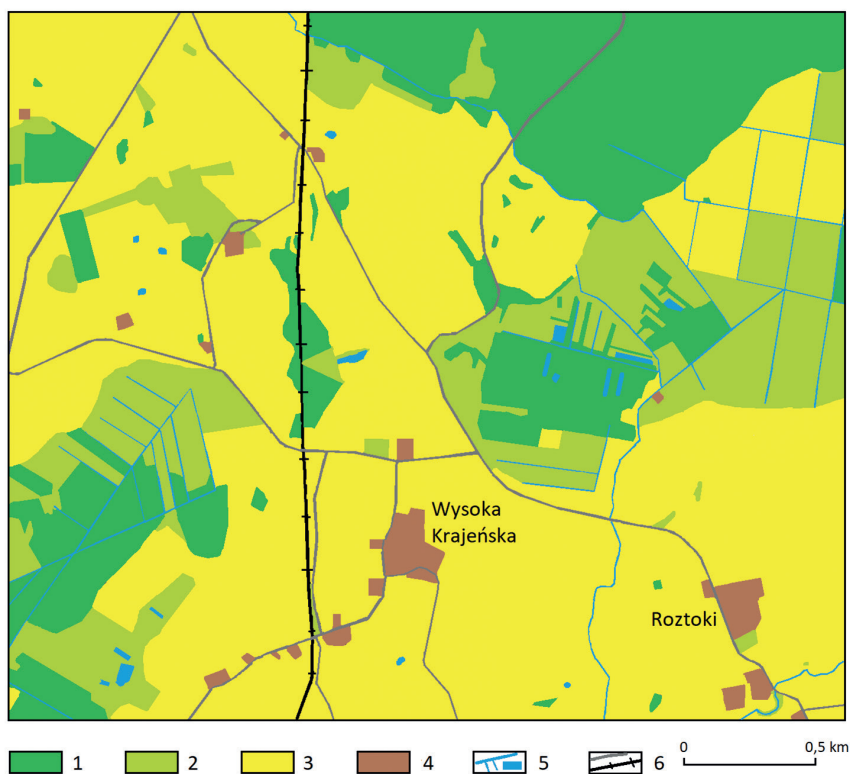
Także inne, mniej znane pola drumlinowe są wykorzystywane głównie rolniczo. Przykładem mogą być drumliny w Wysokiej Krajeńskiej zbudowane z gliny, a nadbudowujące płaską wysoczyznę morenową (ryc. 32, 33).



Ryc. 32. Drumliny na tle budowy geologicznej w rejonie Wysokiej Krajeńskiej na Pojezierzu Krajeńskim

1 – glina zwałowa budująca wysoczyznę morenową płaską zlodowacenia wisły,
 2 – glina zwałowa w drumlinach, 3 – piaski, żwiry, głązy wodnolodowcowe i mułki
 na glinach zwałowych budujące wysoczyznę morenową falistą, 4 – torfy budujące
 w przewadze równiny torfowe, holocenne, 5 – namuły torfiaste na obrzeżu równin
 torfowych, holocen, 6 – namuły na glinie zwałowej holocenne, 7 – rzeki, sztuczne
 zbiorniki wodne i rowy melioracyjne, 8 – wybrane drogi i linia kolejowa,
 9 – orientacyjne punkty wysokościowe

Źródło: na podstawie Pasierbskiego i Niewiarowskiego (2003).



Ryc. 33. Użytkowanie drumlinów i innych form rzeźby terenu w okolicach Wysokiej Krajeńskiej na Pojezierzu Krajeńskim

1 – lasy, 2 – łąki, 3 – grunty orne, 4 – zabudowa, 5 – rzeki, zbiorniki wodne i rowy melioracyjne, 6 – drogi i linia kolejowa

Źródło: opracowanie własne.

Największa forma o długości ok. 1,8 km, szerokości 600 m i wysokości 15 m w grzbietowej, płaskiej części została wykorzystana do lokalizacji wsi Wysoka Krajeńska. U podnóża form przebiega linia kolejowa. Wszystkie inne powierzchnie dużych i małych drumlinów są zajęte przez grunty orne. Jedynie drobne formy w obrębie obszaru podmokłego porasta las.

3.2.6. Misy końcowe

Misy końcowe lub zagłębienia końcowe są to zwykle dość rozległe, ale niezbyt głębokie obniżenia występujące na zapleczu moren czołowych (ryc. 19). Są one przeważnie efektem długotrwałego zalegania płata martwego lodu. Obecność lodu zakonserwowała obniżenie i zapobiegła jego zasypaniu przez osady wodnolodowcowe. Dawniej były one bezodpływowe, a dziś włączone są w odpływ

naturalnymi ciekami lub rowami melioracyjnymi. Dna mis są wyścielone glinami lodowcowymi i dość często zajęte przez jeziora polodowcowe lub torfowiska. Osady deluwialne, bagienne i torfowe osiągają miejscami znaczne miąższości, zwykle 1–3 m, ale i większe. Pierwszy horyzont wód gruntowych o zwierciadle swobodnym znajduje się zazwyczaj blisko powierzchni terenu. Sprawia to, że warunki gruntowo-budowlane są złej jakości.

Duże i podmokłe zagłębienia końcowe wypełnione są obecnie torfami, np. na zapleczu moren czołowych w okolicach Żegar (ryc. 21). Z kolei mniejsze wypełniają namuły torfiaste użytkowane jako zmeliorowane łąki (ryc. 28).

3.2.7. Zagłębienia bezodpływowe

Młoda rzeźba polodowcowa charakteryzuje się występowaniem licznych zagłębień bezodpływowych różnej wielkości, często zajętych przez jeziora lub podmokłości. Powstanie tych obniżen jest związane z różnymi procesami podczas deglacjacji. Zwykle jest to efekt wytapiania brył martwego lodu zagrzebanych pod materiałem morenowym i osiadania materiału (zagłębienia wytopiskowe) lub nierównomiernej akumulacji materiału morenowego wytapianego z lodowca. Niektóre, ukształtowane w glinach polodowcowych, powstały w wyniku eworsji. Zagłębienia bezodpływowe występują w obrębie moreny dennej oraz w proksymalnych partiach moren czołowych i sandrów. Na terenach północnej Polski przypada niekiedy kilkanaście zagłębień na 1 km². Występowanie zagłębień jest chaotyczne, bez jakiegokolwiek orientacji.

Powszechnie w dnach wytopisk występują okresowe jeziora nazywane wytopiskowymi lub oczkami polodowcowymi, jeżeli mają kolisty zarys (Klimaszewski 1981). Posiadają one zwykle średnicę do kilkudziesięciu metrów i głębokość kilku do kilkunastu metrów. Czasem są to jeziora ze zmiennym poziomem wody wśród pól (ryc. 34). Jeszcze w XX w. śródpolne oczka traktowano jako nieprzydatny element krajobrazu rolniczego, dlatego zmniejszano ich powierzchnię – zwykle zasypywano. Melioracja terenów w sąsiedztwie oczek spowodowała ich wysychanie, a intensywne nawożenie pól uprawnych nawozami fosforowymi powodowało eutrofizację wody, rozwój roślinności i z czasem zarastanie oraz zanikanie zbiorników. Najbardziej zagrożone były małe zbiorniki wodne o powierzchni do 1 ha położone wśród obszarów rolniczych. Obecnie przy zmianach klimatu i coraz powszechniejszych suszach rola małych śródpolnych zbiorników jest bardziej doceniana. Te małe zbiorniki wodne nie tylko zwiększają retencję powierzchniową, ale wspomagają też zasilanie wód gruntowych w terenie sąsiadującym, co zwiększa wilgotność gleb. Występujące w dużej liczbie mają dobry wpływ na nawodnienie obszarów podczas okresów suchszych. W rolniczym krajobrazie są ważnymi wyspami środowiskowymi (ekologicznymi), które charakteryzują się znacznie większą różnorodnością biologiczną niż otaczające je pola lub intensywnie użytkowane łąki. Są ostojami roślin i zwierząt, dlatego decydują o bogactwie agroekosystemów.



Ryc. 34. Zagłębienie wytopiskowe położone wśród pól na Pojezierzu Dobrzyńskim

Źródło: fot. Z. Rdzany.

Zagłębienia bezodpływowe, nawet te bez jezior, są wilgotniejsze niż sąsiednie tereny, dlatego mają wpływ na charakter gleb. Niektóre z nich wypełnione są torfem, pod którym zalegają piaski z częściami organicznymi, a głębiej glina zwałowa. Miąższość torfu jest różna, czasem do 2,5 m (Karczewski 1963). W lokalnych obniżeniach terenu, zwłaszcza w północnych regionach kraju o lepiej zachowanej rzeźbie młodoglacjalnej, częste są większe i mniejsze plamy intrazonalnych gleb semihydrogenicznych (gleby glejowe, czarne ziemie, gleby murszowe) oraz gleb hydrogenicznych (gleby torfowe, gytiove i in.). Z kolei w zagłębieniach utworzonych w materiale piaszczystym powstały gleby murszaste. Także tutaj ważny jest wysoko położony poziom wód gruntowych. Występuje jednak ubóstwo ilu koloidalnego, dlatego próchnica nie tworzy połączeń z częścią mineralną i są to gleby uboższe (Bednarek i in. 2007).

Za względu na duży udział gruntów organicznych i płytki poziom wód gruntowych w zagłębieniach bezodpływowych panują niekorzystne warunki gruntowo-budowlane.

3.3. Formy rzeźby fluwioglacjalnej i kierunki ich użytkowania

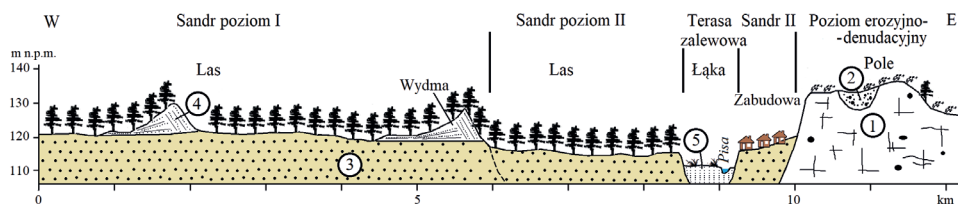
Formy fluwioglacjalne powstały w wyniku akumulacji materiału transportowanego przez wody płynące wewnątrz lądolodu, między bryłami rozpadającego się lądolodu lub wypływającymi na zewnątrz lądolodu. Czasem wody

subglacialne były pod ciśnieniem i miały ogromne zdolności transportowe oraz akumulacyjne. W niektórych miejscach pomiędzy bryłami martwego lodu lub w zastoiskach wody stagnowały. Dlatego w wodnym środowisku ze zmiennym przepływem akumulowane były różnorodne utwory: żwirowe, piaszczysto-żwirowe, piaszczyste, a czasem mułkowe. Także zróżnicowanie form wodnolodowcowych jest duże.

3.3.1. Sandry

Charakterystycznym elementem w krajobrazie polodowcowym w Polsce są sandry i równiny sandrowe. Są to rozległe, słabo urozmaicone powierzchnie o niewielkim nachyleniu (zaledwie 4–6°). Występują one na przedpolu moren czołowych, a ich powstanie związane jest z odpływem wód z topniejącego lądolodu (ryc. 19). Zbudowane są głównie z warstwowanych piasków średnioziarnistych i drobnoziarnistych z domieszką żwirów o zróżnicowanej miąższości, od 5 do 30–40 m. W formie niewielkich soczewek zalegać mogą osady mułkowe. Miąższość osadów sandrowych jest największa przy morenach czołowych, a spada w kierunku odpływu.

Działalność wód fluwioglacialnych na przedpolu lądolodu miała duże znaczenie akumulacyjne. Wynikało to z nagłej zmiany warunków hydrodynamicznych w miejscach, gdzie rzeki podlodowcowe wydostawały się na powierzchnię. Zmniejszenie ciśnienia i spadku podłużnego oraz nagłe zwiększenie szerokości traktów rzecznych wymuszały depozycję materiału wyniesionego z lądolodu, czyli mas żwiru i piasku (Bogacki 1976, Migoń 2006). Wody, rozprzyskające się wachlarzowato na przedpolu wzgórz morenowych, osadziły niesiony materiał w postaci piaszczystych, rozległych, prawie płaskich stożków. Przy bramie lodowcowej są one zbudowane z gruboziarnistych żwirów i piasków, a w większej odległości od dawnego czoła lądolodu dominują piaski, gruboławicowe o poziomym lub przekątnym warstwowaniu (Zieliński 1993). W kierunku dystalnym stożki sandrowe łączą się i tworzą rozległe równiny sandrowe. Powierzchnia nachylona jest w kierunku spływu wód proglacialnych, czyli generalnie na południe. Często w obrębie sandrów występują terasy, które rozwinęły się na szlakach sandrowych, wzdłuż których wody proglacialne kolejnych stadiów czy faz recesyjnych mogły formować powierzchnie erozyjno-akumulacyjne. Obszary terasowe nie różnią się w swojej budowie geologicznej od obszarów sandrowych (ryc. 35). Rozciągają się one wzdłuż dolin współczesnych cieków i rzek, świadcząc o wielkości przepływów i procesach sedymentacyjnych w dolinach rzek preglacialnych. Dodatkowo na polach sandrowych w późnym glacie rozwinęły się wydmy paraboliczne (ryc. 27, 35). Wydmy są młodsze, ale zostały utworzone z drobnego piasku budującego sandry.

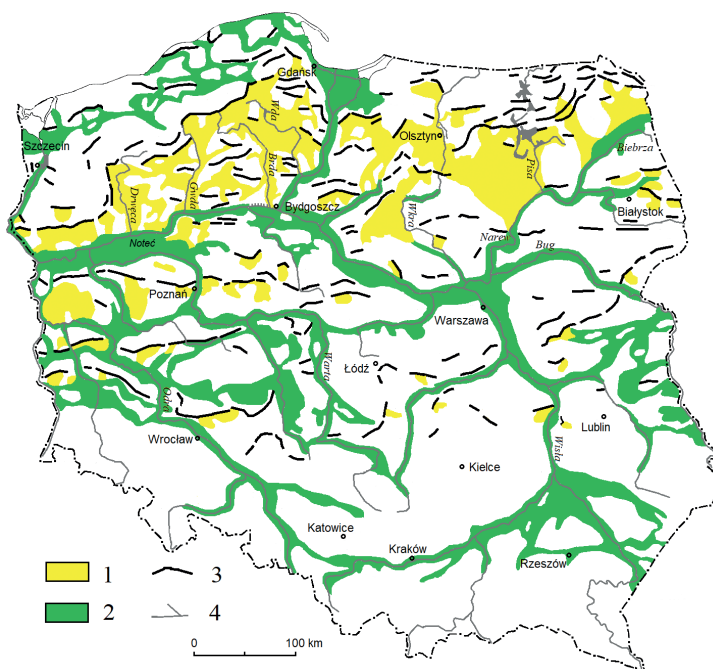


Ryc. 35. Przekrój przez sandr Pisy

Poziom erozyjno-denudacyjny, stadiał wkry: 1 – glina zwałowa, 2 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; poziomy sandrowe, faza leszczyńska, 3 – piaski wodnolodowcowe poziomu I i poziomu II, 4 – piaski eoliczne w wydmach, vistulian; dno doliny, holocen, 5 – piaski i żwiry terasy zalewowej

Źródło: opracowanie własne, budowa geologiczna na podstawie Maksia (2000).

Największe i najlepiej wykształcone sandry występują na przedpolu ciągów moren czołowych najmłodszego zlodowacenia wisły w północnej i zachodniej Polsce, gdzie tworzą szeroki, prawie równoleżnikowy pas (ryc. 36).



Ryc. 36. Zasięg głównych pól sandrowych w Polsce

1 – większe równiny sandrowe, 2 – dna pradolin i dużych dolin rzecznych, 3 – ważniejsze ciągi moren czołowych, 4 – główne rzeki

Źródło: na podstawie Galona (1972a), uzupełnione.

Sandry związane ze starszym zlodowaceniem środkowopolskim występują obecnie na powierzchni terenu fragmentarycznie i często nazywane bywają wysoczyzną wodnolodowcową, a w objaśnieniach niektórych arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 opisywane są jako „równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności”.

Na Pojezierzu Pomorskim sandry występują głównie na przedpolu moren fazy pomorskiej i rozbudowane są wzdłuż rzek: Drawy, Gwdy, Brdy i Wdy. Powierzchnie pól sandrowych nachylone są z północy na południe, np. sandr Drawy opada kilkoma stopniami od wysokości 130–150 m n.p.m. do 50–60 m n.p.m. Wielki sandr Wdy (sandr tucholski), występujący w górnej i środkowej części dorzecza (Równina Tucholska), rozwinął się na przedpolu najwyższej strefy moren Pojezierza Kaszubskiego. W części proksymalnej jest on zbudowany głównie ze żwirów i z piasków gruboziarnistych z przewarstwieniami piasków średnioziarnistych o łącznej miąższości dochodzącej do 40 m. W części dystalnej wysokiego poziomu sandrowego frakcja utworów jest już zdecydowanie drobniejsza – głównie piaski drobnoziarniste i średnioziarniste o miąższości 5–8 m (Błaszkiwicz 2005a, b). W południowej części obszaru spod piasków i żwirów ukazuje się wysoczyzna morenowa.

Także na wschód od Wisły występują pola sandrowe, a rozpoczynają je smugi ciągnące się od form marginalnych stadiału pomorskiego do doliny Drwęcy: sandr iławski i sandr ostródzki. Powierzchnia sandrowa Równiny Mazurskiej łączy się od południa z sandrami na Równinie Kurpiowskiej i wspólnie tworzą rozległą równinę odwadnianą obecnie przez górny Orzyc, Omulew i Pisę oraz wiele mniejszych rzek uchodzących do Narwi (ryc. 36). Zasypywanie rozpoczęło się już w fazie leszczyńskiej, a kontynuowane było podczas następnych faz z frontu lądolodu o szerokości ok. 100 km. Był to także szlak spływu ogromnych mas wód z fazy pomorskiej wynoszących bardzo duże ilości piasku (Różycki 1972, Bogacki 1976). Piaski budujące sandr osiągają 30 m miąższości (Kondracki 1972). Na Pojezierzach Suwalskich wody topniejącego lądolodu spływały na południe, wykorzystując istniejące obniżenia i akumulując piaski różnoziarniste oraz żwiry na Równinie Augustowskiej. Miąższość osadów w sandrze augustowskim dochodzi do 10 m (Ber 2007, Włodek i in. 2007).

Także w pasie wielkich dolin na przedpolu moren czołowych często zalegają płaskie i rozległe pola piaszczystych sandrów, np. w okolicach nadodrzańskiego Krosna, pod Nowym Tomyślem, przed wałem spiętrzonej moreny Wzgórz Ostrzeszowskich oraz na południowym przedpolu Wzniesień Łódzkich.

Użytkowanie gruntów

Kierunek użytkowania gruntów w największym stopniu zależy od charakteru środowiska i żyzności gleb. W przypadku sandrów gleby są bardzo słabe i mało urodzajne. W wielu miejscach na powierzchniach sandrowych rozwinęły się pokrywy eoliczne i wydmy śródlądowe, które dodatkowo świadczą o suchości i jałowości gleb.

Piaski sandrowe o dużej miąższości i przepuszczalności zawierają niewiele minerałów ilowych. Notuje się mniejsze ilości węglanów w porównaniu np. z gliną zwałową – ok. 2–3% i to głównie w głębszych partiach sandru, 4–5 m od powierzchni (Bednarek i Prusinkiewicz 1997). Dlatego piaski sandrowe są skałami macierzystymi gleb bielicoziemnych, a zwłaszcza rdzawych i bielcowych. Są to słabo urodzajne gleby, z małą zawartością próchnicy, wrażliwe na erozję wietrzną i wodną. W większości stanowią one grunty klasy bonitacyjnej V i VI. Gleby rdzawe, których barwa pochodzi od związków żelaza, są rozpowszechnione na równinach sandrowych (np. Bory Tucholskie, Puszcza Piska, Puszcza Augustowska). Ich cechą jest słabe uwilgotnienie, dlatego z rolniczego punktu widzenia nie przedstawiają dużej wartości. W obniżeniach w obrębie sandrów o płytkim zwierciadle wód gruntowych spotyka się gleby murszaste i inne hydrogeniczne.

Mały potencjał rolniczej przestrzeni produkcyjnej wynikający z warunków naturalnych sandrów potwierdza niska wartość wskaźnika waloryzacji rolniczej przestrzeni produkcyjnej. Tereny sandrowe uzyskały wartość poniżej 52 pkt, przy średniej krajowej 66,6 pkt (ryc. 15). Podobnie niskie wartości wyliczone zostały dla obszarów górskich i wydmych na innym podłożu.

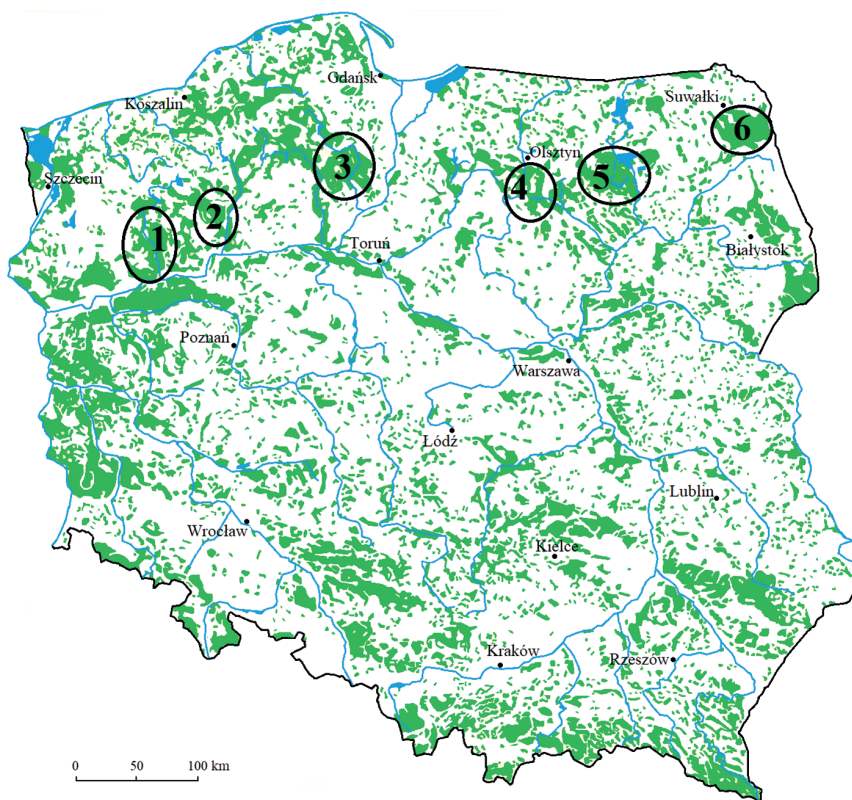
Pomimo słabych gleb bielicoziemnych na piaskach sandrowych część z nich znajduje się w uprawie polnej, np. na Pojezierzu Mazurskim, zwłaszcza w okolicach Pisz i Nidzicy. Piaszczyste gleby w tym regionie są nieco bardziej urodzajne niż analogiczne gleby Mazowsza lub innych regionów. Jest to związane z większą na Pojezierzu zawartością glinokrzemianów, które wietrzejąc, wzbogacają glebę w składniki pokarmowe.

Na krańcach sandrów, gdzie pokrywa piaszczysta jest cienka, a pod nią występują gliny zwałowe albo spod piasków wyłaniają się rozmyte kępy morenowe, występuje uprawa roli i zabudowa wsi. Przykładem może być Wdecki Park Krajobrazowy z wsiami: Osie, Tleń, Sierosław, Śliwice.

Ciekawym przykładem jest także sandr kurpiowski (Równina Kurpiowska). Pomimo ubogich gleb są tu tereny rolnicze. Miąższość piasków sięga od kilku do kilkunastu metrów i cechuje się dużą zmiennością (Bałuk 1993). W zależności od usytuowania formy sandrowej w stosunku do lokalnej sieci dolinnej zwierciadło wody gruntowej znajduje się na różnych głębokościach. W miejscach wyższych zwierciadło jest zazwyczaj położone głębiej, 2–5 m p.p.t., a w pobliżu rzek płyciej niż 2 m p.p.t. Pola uprawne występują głównie tam, gdzie miąższość piasków jest mniejsza, a w ich podłożu występuje glina lodowcowa. Niestety, woda z tego pierwszego poziomu wodonośnego (na glinie zwałowej) o zwierciadle swobodnym jest bardzo podatna na zanieczyszczenia, co może prowadzić do znacznego pogorszenia jakości wody wykorzystywanej w obszarach wiejskich.

Piaszczyste, suche obszary sandrowe są mało przydatne dla rolnictwa, ale stanowią doskonałe siedlisko dla lasów iglastych. Dlatego sandry w zdecydowanej przewadze zajęte są obecnie przez lasy i to zarówno w skali lokalnej, jak i ogólnie całej Polski (ryc. 28, 35, 37). Korelacja pól sandrowych i zasięgu największych powierzchni leśnych w kraju poza obszarami góorskimi jest bardzo duża (ryc. 36, 37).

Przykładowo sandr Pisy w okolicach Turowa zbudowany z piasków i żwirów, nadbudowany wydrami, zajęty jest w całości przez lasy, jedynie drobne zagłębienia wypełnione torfem są wykorzystywane jako łąki (ryc. 28). Wyraźnie z taką budową i użytkowaniem kontrastuje część wschodnia terenu, zbudowana z różnorodnych osadów, ale w przewadze z glin zwałowych i piasków ilastych zastoiskowych, zajęta przez grunty orne.



Ryc. 37. Rozmieszczenie lasów w Polsce

Główne powierzchnie leśne na równinach sandrowych: 1 – Puszcza Drawska, 2 – Bory Krajeńskie, 3 – Bory Tucholskie, 4 – Puszcza Nidzicka, 5 – Puszcza Piska, 6 – Puszcza Augustowska

Źródło: opracowano na podstawie Zięby (1981), uzupełnione.

Rozmieszczenie lasów w Polsce jest nierównomierne i nawiązuje do obszarów o mniejszej przydatności rolniczej gruntów. Na sandrach przetrwały największe na Pojezierzu Pomorskim lasy: Puszcza Drawska, Bory Krajeńskie i Bory Tucholskie. Część Puszczy Drawskiej obejmuje sandry, gdzie dominują siedliska borowe z panującą sosną. Bory Krajeńskie porastają sandr wzdłuż Gwdy

i jej dopływów. Na sandrze są prawie bezludne tereny leśne. W przeszłości prowadzono tutaj prace związane z przemysłem drzewnym, a Gwda była ważnym szlakiem spławu drewna i produktów leśnych. Bory Tucholskie obejmują jedno z największych w Polsce pól sandrowych, a udział sosny wynosi 89% (Olaczek 2008). Wśród lasów sosnowych występują także lasy liściaste dębowo-grabowe lub roślinność torfowiskowa, a zajmują tereny zbudowane z innych niż piaszczyste utworów. Bory Tucholskie są wyróżniającym się regionem przyrodniczym, o którego krajobrazie, gospodarce i historii przesądziły rozległe lasy, trwające nieprzerwanie od 11 tys. lat. Na piaskach sandrowych panują lasy, a osiedla pojawiały się i zanikały. Nadal jest tu rzadka sieć osadnicza. Przez kolejne wieki działalność człowieka polegająca na wypalaniu lasów i porzucaniu wyjałowionych pól, wypasie zwierząt w lesie, eksploatacji drewna i rozwoju warsztatów związanych z przemysłami leśnymi (węglarni, smolarni, potażowni, tartaków) sprzyjała utrwaleniu lasów sosnowych i uniemożliwiała rozwój lasów liściastych nawet w żyzniejszych miejscach. W XVIII w. intensywnym zrębom towarzyszyło odnawianie lasu monokulturami sosnowymi, a porzucane grunty porolne zalesiano także sosną (Olaczek 2008). Na obszarze Borów Tucholskich nie było zamków, klasztorów, dworów, dlatego nie ma budowli starszych niż XVIII-wieczne. Te nieurodzajne ziemie pozostawiono wolnym kolonistom. We wsiach puszczańskich znajdują się jedynie zabytki drewnianego budownictwa z XVIII–XIX w. Grody obronne, w tym zamki, kasztelanie, dwory i folwarki powstawały na obrzeżu puszczy, na granicy borów i rolniczej Krajny od zachodu i Kociewia od wschodu.

Piaszczysty teren sandru z licznymi wydhami śródlądowymi do 15 m wysokości i jeziorami objęto ochroną w ramach Parku Narodowego Bory Tucholskie. Aż 83% powierzchni Parku pokryte jest lasem, a 11% wodą. Prawie 5% powierzchni porastają ponad 120-letnie drzewostany sosnowe, a ok. 30% stanowią drzewostany mające 80–120 lat. Pochodzenie części drzewostanu ze sztucznego odnowienia ma tutaj drugorzędne znaczenie wobec pełnej zgodności drzewostanów z siedliskiem (Olaczek 2008). Park jest ważnym miejscem na mapie turystycznej Polski. Jego udostępnianiu służą szlaki turystyki pieszej, szlaki rowerowe, konne i ścieżki spacerowe.

Naturalne występowanie drzewostanów sosnowych na Mazurach związane jest z glebami na słabo przemitych jeszcze piaskach sandrowych, dlatego dominująca sosna mazurska różni się od sosny środkowej Polski (Zaręba 1981, Olaczek 2008). Ze wspaniałych drzewostanów sosnowych pokrywających sandr słyną Lasy Taborskie (Puszcza Ostródzka) występujące pomiędzy Ostródą i Łuką. Rosnąca w nich sosna zwyczajna odmiany mazurskiej dzięki swym właściwościom genetycznym (krótkie, cienkie gałęzie, szybki wzrost i wczesne oczyszczanie się pnia z boczny gałęzi) wytwarza drewno znakomitej jakości: bezsęczne, drobnosłoiste, proste. W przeszłości sosna taborska była bardzo znana i ceniona w Europie jako surowiec na maszty okrętowe. Także obecnie drewno sosnowe najwyższej jakości jest szczególnie poszukiwane przez zagranicznych kupców.

Na cechy sosen wpływ ma lokalne środowisko. Charakterystyczne są: niski poziom wód gruntowych zasilany wodą z opadów atmosferycznych, wysoka wilgotność powietrza i duża skłonność do tworzenia się mgieł. Wpływa to korzystnie na warunki wegetacji. W 1958 r. utworzono rezerwat „Sosny Taborskie” o powierzchni 95,32 ha w celu ochrony lokalnego ekotypu sosny zwyczajnej (Sosny Taborskie, rezerwat przyrody).

Na południe od ciągu moren fazy poznańskiej i pomorskiej na sandrach zachowały się Puszcza Nidzicka i Puszcza Piska. Północne części Puszczy zajmują żyzniejsze obszary morenowe, a południowe tereny sandrowe. W południowej części Puszczy Piskiej siedliska są mało zróżnicowane: na płaskiej powierzchni sandrowej przeważają siedliska borów i borów mieszanych świeżych i wilgotnych, w obniżeniach torfowiska niskie porosłe bagiennymi lasami olszowymi. Drzew liściastych rośnie jednak niewiele. Pomimo rabunkowej gospodarki leśnej do drugiej połowy XVIII w. i wycinania drzew zachował się potężny kompleks leśny. W puszczy uprawiano bartnictwo, wypasano zwierzynę, wypalano węgiel drzewny i potaż, pędzono smołę i dziegieć, darto lyko, chaotycznie wycinano drzewa (Olaczek 2008). Nie zniszczono jednak puszczy. Na przełomie XVIII i XIX w. nastąpiło znaczne rozprzestrzenienie się drzewostanu sosnowego i świerkowego. Obecnie 92% powierzchni stanowią siedliska borów sosnowych. Na terenie Puszczy wydzielono kilka rezerwatów, w tym rezerwat leśny Królewska Sosna, na siedlisku boru mieszanego świeżego rosną potężne zabytkowe sosny rasy zwanej krutyńską.

Puszcza Augustowska należy do największych kompleksów leśnych w Polsce, o ogromnej wartości przyrodniczej i gospodarczej. Zajmuje ona równinę sandrową pomiędzy Suwałkami, Augustowem, Kotliną Biebrzańską i wschodnią granicą państwa. W XVI w. zaczęto użytkować drewno, wypalać smołę, dziegieć, potaż, węgiel drzewny. Szczególnie intensywnie handlowano drewnem w XVIII w. (Zaręba 1981). W XIX w. zaniechano działalności przemysłowej, stopniowo urządzano gospodarkę leśną w lasach rządowych (wcześniej były to dobra królewskie). Powstało kilka wsi i wybudowano kanał żeglowny. Obecnie Puszcza jest królestwem borów sosnowych i świerkowych o charakterze północnym. Znaczną część powierzchni porastają prawie puszczańskie drzewostany naturalnego pochodzenia mające ponad 150 lat (Olaczek 2008). Stopień zalesienia w strefie sandrowej jest bardzo wysoki i na przykład w powiecie augustowskim sięga 48% (gmina Płaska 82%, Giby 76%, Nowinka 61%), sejneńskim 40%, a w powiecie suwalskim kilku procent.

Puszcza Kurpiowska (zwana też Myszyniecką lub Zieloną) także zajmuje teren wielkiego sandru, a spod piasków tylko z rzadka wyłaniają się połacie starszych utworów morenowych. Dominują bory świeże i suche, a niepodzielnie panującym gatunkiem jest sosna. Piaszczysto-żwirowe utwory sandru leżą na nieprzepuszczającej wody glinie zwałowej, łatwo nasiakają wodą i łatwo ją tracą. Ten czynnik jest przyczyną ukształtowania osobliwych warunków środowiskowych. Płytkie

doliny rzeczne i inne zagłębienia są mokre lub zabagnione, a niewysokie wododziały pomiędzy nimi suche. Teren jest równinny, a opada od 120–130 m n.p.m. w części północnej do 90–100 m n.p.m. w części południowej. Jedyne wzniesienia to wydmy do 20 m i nieliczne kępy morenowe zlodowacenia warciańskiego przebijające się ponad pokrywę sandrową. Na tych kępach wykształciły się lepsze gleby i w ich sąsiedztwie ulokowane jest osadnictwo wiejskie. Puszcza Kurpiowska, jako dobra królewska w średniowieczu, była miejscem ucieczki chłopów pańszczyźnianych z Mazowsza. Powstał nowy typ ludności wiejskich, tzw. puszczaczy. Zajęcia tej ludności pozostawały w ścisłym związku z lasem i jego płodami, np. bartnictwo, smolarstwo, węglarstwo. Dopiero w pierwszym ćwierćwieczu XIX w. zakazano działania barci w lesie i myślistwa. Kurpie przystąpili wówczas na szeroką skalę do uprawy roli (Zaręba 1981). Pierwotnie puszcza zajmowała ok. 180 tys. ha, a obecnie lasy pokrywają 60 tys. ha i są rozdrobnione na setki mniejszych i większych kompleksów. Współczesne sosnowe drzewostany pochodzą głównie z uprawy, nieliczne naturalnego pochodzenia są chronione. W drugiej połowie XX w. ponownie zaczęto zalesiać najsłabsze grunty rolnicze. Puszcza Kurpiowska jest obecnie w większym stopniu zjawiskiem kulturowym niż przyrodniczym (Olaczek 2008). Rezerwat Czarnia (od 1964) położony na południowy zachód od Myszyńca chroni stare drzewostany świerkowo-sosnowe na borowych siedliskach (z 200-letnim drzewostanem) z zachowanymi sporadycznie sosnami bartnymi.

W zachodniej części Polski przetrwały rozległe lasy zwane Puszczą Lubuską. Zajmują one mało urodzajne gleby w obrębie moren czołowych na północy i pół sandrowych na południu. Las pozostał na najuboższych siedliskach nienadających się pod uprawę rolną, o czym świadczy aż 27% udziału boru suchego (Zaręba 1981).

Piaski i żwiry sandrowe są powszechnie eksploatowane w północnej Polsce, a mają szerokie zastosowanie w budownictwie drogowym, mieszkaniowym i przemysłowym (tab. 2). Większość piasku składa się z kwarcu, czyli minerału bardzo odpornego na niszczenie. Osady te są stosowane jako wszelkiego rodzaju podsypki, materiał do zapraw murarskich, kruszyw do wyrobu cegieł wapienno-piaskowych i betonów komórkowych. Największa koncentracja złóż występuje w powiatach olsztyńskim, piskim, ostródzkim, oleckim i elckim (Galos i in. 2013). Rozległe powierzchniowo żwirownie korzystające z zasobów sandrowych funkcjonowały w regionie Suwałk, np. w Sobolewie czy w Brodzie Małym. Po zakończeniu eksploatacji powstały sztuczne zbiorniki wodne. W Sobolewie, obecnie w granicach administracyjnych Suwałk, dawne wyrobisko po kopalni żwiru zostało wypełnione wodą i utworzono sztuczny zbiornik o powierzchni 50 ha. Także w innych regionach kraju powszechnie eksploatowane są piaski wodnolodowcowe z sandrów, przykładowo w okolicach Strykowa (ryc. 38).



Ryc. 38. Eksploatacja piasków i żwirów sandrowych spod lustra wody przy pomocy pogłębiarki w okolicach Strykowa

Źródło: fot. E. Koboжек.

Na rozległych powierzchniach sandrowych występują dobre warunki budowlane, gdyż jest to podłoże o wysokich parametrach wytrzymałościowych, dużej nośności, małej odkształcalności i dużej przepuszczalności dla wód. Są to obszary równinne, zbudowane głównie z piasków i żwirów o dużej miąższości i małym zróżnicowaniu przestrzennym. Zwierciadło wody gruntowej występuje dosyć głęboko i znajduje się poniżej fundamentów większości budowli. W związku z tym warunki inżyniersko-geologiczne w takich regionach określane są jako łatwe (Kowalski 1972). Pomimo dobrych warunków przyrodniczych zabudowy jest niewiele. Słabe gleby nie przyczyniły się do rozwoju rolnictwa, a dominowała zabudowa związana z funkcjonowaniem tartaków i przemysłu leśnego.

Z kolei pod budowę miast-ogrodów na początku XX w. wybierano tereny piaszczyste, sandrowe oraz częściowo płaską wysoczyznę. Przykładem jest Kolumna, obecnie dzielnica Łasku w środkowej Polsce (ryc. 10, 11). Miejscowość została założona w okresie międzywojennym na początku XX w. zgodnie z ideą miasta-ogrodu na sandrze dolinnym. Jest to spłaszczenie towarzyszące dolinie, wyższe od terasy vistuliańskiej, zbudowane z piasków i żwirów, a głębokość zwierciadła wody gruntowej wynosi poniżej 5 m (Klatkova 1988). Jeszcze na początku XX w. był to obszar tylko częściowo zalesiony, a w przewadze zajęty przez grunty orne o słabej wartości. Obecnie są tu działki zabudowane z dużym udziałem terenów biologicznie czynnych – dominują sosny.

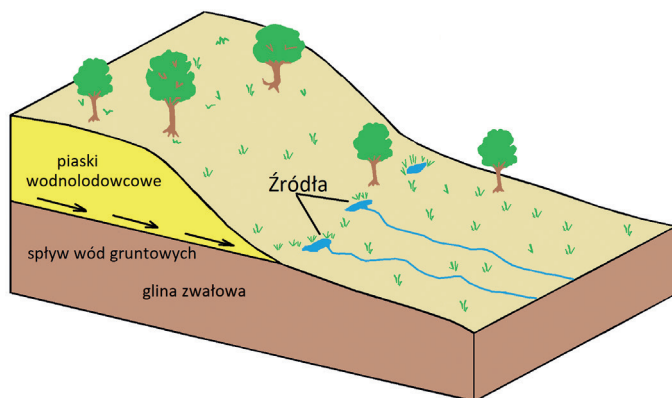
Sandry nie przyciągają turystów swym krajobrazem tak jak inne elementy pojezierzy, stanowią jednak charakterystyczne formy ściśle związane swą genezą z działaniem lodowców. Zajęte są przez jedne z większych powierzchni leśnych

w kraju. Znaczna część lasów objęta jest różnymi formami ochrony, od parków krajobrazowych, poprzez rezerваты, po parki narodowe. Czasem wartość przyrodniczą podnoszą zbiorniki wodne występujące w obrębie sandrów, np. Zboriski Park Krajobrazowy z licznymi jeziorami wraz z Parkiem Narodowym Bory Tucholskie tworzą ostoję ptaków – występuje tu 107 gatunków. Obszar został objęty ochroną o nazwie Obszar Specjalnej Ochrony Ptaków Natura 2000 Wielki Sandr Brdy (PLB 220001). Obejmuje typowy obszar młodoglacjalny, zajmujący w większości jałowe piaszki, z silnie rozwiniętą siecią wodną i licznymi jeziorami.

3.3.2. Wysoczyzny wodnolodowcowe

Wysoczyzny wodnolodowcowe to zwykle rozległe obszary zbudowane w strefie przypowierzchniowej z piaszków i żwirów. Najczęściej górują nad sąsiadującymi z nimi dolinnymi lub łagodnie łączą się z moreną denną (ryc. 10). Osady wodnolodowcowe mają zmienną miąższość i dość duże zróżnicowanie granulometryczne. Powstały podczas deglacjacji przy dużym udziale wód ablacyjnych i nie są przykryte gliną lodowcową. Na obszarach starszych zlodowaceń mogą to być zdenudowane pola sandrowe i to one wydają się dominować. W jednym miejscu tworzą rozległe powierzchnie, a w innym mniejsze, położone wśród gliny zwałowej.

Na różnej głębokości występuje zwykle glina zwałowa – im głębiej zalega, tym głębiej występuje zwierciadło wód gruntowych. Warstwa gliny w podłożu serii piaszczysto-żwirowych pełni funkcję warstwy nieprzepuszczalnej, dlatego w podnóży zboczy dolin rozcinających wysoczyzny wodnolodowcowe występują źródła (ryc. 39). Jeżeli miąższość piaszków i żwirów jest większa, to wydajność źródeł jest znaczna i dają one początek rzekom (ryc. 40). Źródła tego typu występują przykładowo wzdłuż północnych krawędzi Wzniesień Łódzkich.



Ryc. 39. Uwarunkowania występowania źródeł u podnóża stoków zbudowanych z piaszków wodnolodowcowych

Źródło: opracowanie własne.



Ryc. 40. Źródło u podnóża stoku wysoczyzny wodnolodowcowej w Dobieszkowie koło Łodzi

Źródło: fot. E. Kobojek.

Na osadach wodnolodowcowych (piaski i żwiry z różnymi domieszkami osadów drobniejszych) rozwinęły się gleby bielcowe zaliczane do klas IV, V i VI, które w przewadze zajęte są pod uprawy rolne, głównie żytnio-ziemniaczane. Często podczas zimy na polach „wymarzają” kamienie, które zbierają rolnicy, dlatego można spotkać całe pryzmy na ich skraju (ryc. 41). Procesowi temu sprzyjają różnoziarniste utwory wodnolodowcowe zawierające także większe głaziki. Na obszarach najsuchszych i z większym udziałem głazów rosną lasy.



Ryc. 41. Pryzmy kamieni uzbieranych z pól na glebach rozwiniętych na różnoziarnistych osadach wodnolodowcowych na północny wschód od Łodzi

Źródło: fot. E. Kobojek.

W województwie łódzkim wysoczyzny wodnolodowcowe zajmują znaczne powierzchnie, szczególnie jego centralną i południową część. Wskaźnik waloryzacji rolniczej przestrzeni produkcyjnej jest poniżej średniej krajowej i waha się od 52 do 66 (ryc. 15). Z powodu słabszych gleb dominuje tu uprawa żyta. Także w innych częściach kraju na słabszych glebach uprawiane są mniej wymagające rośliny.

Piaski i żwiry wysoczyzn wodnolodowcowych, z dość głęboko położonym poziomem wód gruntowych, są dobrym gruntem budowlanym. Warstwy są jednorodne genetycznie i litologicznie, ułożone równolegle do powierzchni terenu, a procesy geodynamiczne nie występują, dlatego wiele wsi zostało ulokowanych na wysoczyźnie wodnolodowcowej. Także fragmenty miast powstają na powierzchniach wodnolodowcowych.

Piaski wodnolodowcowe na wysoczyznach, podobnie jak w sandrach, były i są powszechnie wykorzystywanym surowcem do celów budowlanych i innych. W terenie można obserwować bardzo dużo zagłębień poeksploatacyjnych o mniejszych rozmiarach związanych z eksploatacją gospodarczą, jak i rozległych terenów eksploatacyjnych. Mniejsze wyrobiska bywają zasypywane popiołami lub gruzem i w zależności od położenia względem terenów zabudowanych, zalesiane lub zajęte pod uprawę rolniczą. Największe wyrobiska wypełnione wodą (szczególnie z podwodną eksploatacją) stwarzają duży problem dla rekultywacji. Wyrobiska, które podlegały eksploatacji w latach 70.–80. XX w., a obecnie znajdują się w granicach miasta, zostały przekształcone w tereny zieleni urządzonej, zabudowy usługowej lub przemysłowej, np. w Łodzi (Kobojek 2021). Niektóre parki w centrum miasta wykorzystują urozmaiconą rzeźbę wyrobiska (ryc. 42).



Ryc. 42. Park w obrębie dawnej żwirowni w Łodzi. Widoczny na pierwszym planie stok jest złagodzoną formą zbocza żwirowni

Źródło: fot. E. Kobojek.

Żwirownie i piaskownie położone na obrzeżach miasta zostały zrehabilitowane w kierunku leśnym, czasem zajęte są przez pola albo nie zostały jeszcze zagospodarowane.

3.3.3. Ozy

Ozami są wydłużone, wąskie i często kręte wały lub ciągi pagórków o wysokości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Mają strome stoki i falistą linię grzbietową. Długość form wynosi od kilkunastu do nawet kilkudziesięciu kilometrów, a szerokość od kilku do kilkuset metrów. Niekiedy są to odrębne wały połączone niskimi grzbietami lub chaotycznie rozrzucone pagórki tworzące tzw. oзовisko. Ogólny kierunek przebiegu ozów jest zgodny z kierunkiem ruchu lodowca, czyli zwykle prostopadły do dawnego czoła lądolodu.

Ozy zbudowane są głównie z warstwowych piasków i żwirów fluwioglacjalnych, często okryte gliną zwałową. Powstały w marginalnej strefie lądolodu w wyniku akumulacji materiału transportowanego przez wody subglacjalne, inglacjalne lub supraglacjalne. W zależności od warunków sedymentacji uziarnienie jest zróżnicowane od gruboziarnistych żwirów do piasków włącznie. Materiał jest doskonale przemyty, pozbawiony wkładek i tocznic materiału ilastego. Zawartość ilów wynosi zaledwie 3–4%. Charakterystyczną cechą jest zmienność uziarnienia w obrębie różnych serii sedymentacyjnych, a więc w profilu pionowym mogą występować na przemian serie zbudowane z bardzo grubego materiału lub bardzo drobnoziarnistego z ostro zaznaczonymi granicami serii. Duża zmienność uziarnienia i tekstury wynika z gwałtownych zmian warunków hydrodynamicznych w czasie sedymentacji.

Wyróżniane są zwykle ozy subglacjalne, inglacjalne i supraglacjalne (Klimaszewski 1981, Krupa i Hojan 2015). Najbardziej typowe są ozy powstałe w tunelach subglacjalnych. W pierwszym etapie została wycięta rynna, która później została wypełniona osadami przyniesionymi przez wody fluwioglacjalne. Kolejne fragmenty ozu powstawały w oddzielnych fazach sedymentacji rozdzielonych krótkimi przerwami. W profilu podłużnym ozu serie te występują jedna za drugą w postaci kolejnych dobudowanych pagórków. Wytapianie, a następnie zawalenie się stropu tunelu, w którym powstawał oz, spowodowało przykrycie osadów fluwioglacjalnych materiałem gliniastym spływowym. Osady z tych ozów są powszechnie eksploatowane i czasem znikają całe formy.

Ozy inglacjalne powstały w tunelach lodowych, a wraz z wytopieniem lodu w podłożu osady osiadały na morenie, czemu towarzyszyło zaburzenie wewnętrznych struktur sedymentacyjnych. Ozy supraglacjalne powstały w rynnach wyciętych na powierzchni lodowca. Depozycja osadów zachodziła w otwartym ku górze kanale i bez udziału ciśnienia hydrostatycznego. W tym przypadku profil podłużny osadów jest bardziej wyrównany, a powierzchnia grzbietowa jednolita.

Ozy tego typu nie mają zwykle pokrycia gliniastego. Zgodnie z niektórymi poglądami tego typu formy powinny być zaliczone do kemów.

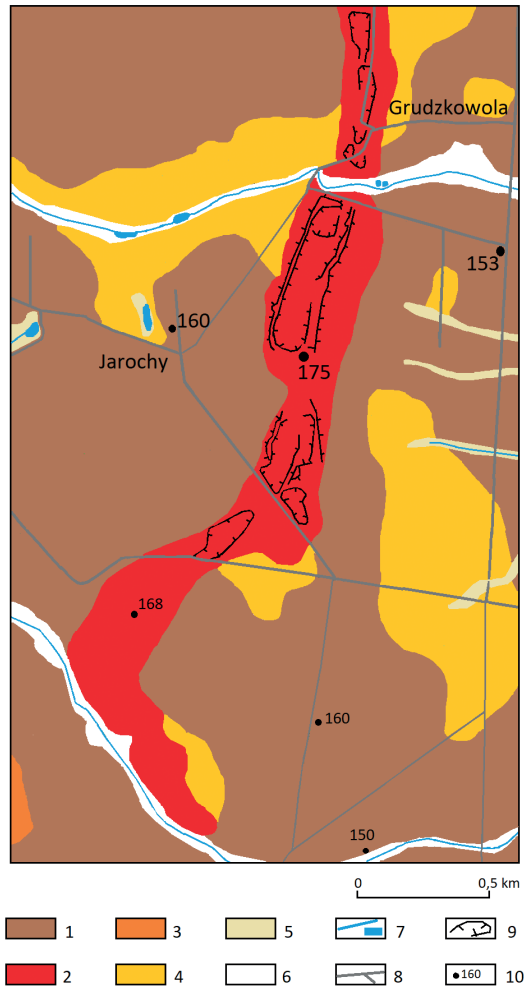
Formy ozowe występują w wielu regionach kraju objętych zlodowaceniem, w obrębie wysoczyzn lub obok rynien subglacialnych. Przeanalizowano ponad 100 ozów położonych w pasie pomiędzy zasięgiem zlodowacenia warty i wisły. Dominowały formy o długości od 1 do 2 km, które stanowiły 36%, na drugim miejscu były ozy do 1 km (30%), następnie o długości od 2,1 do 5 km (26%), a najmniejszy udział mają formy długie od 5 do 10 km, zaledwie 8%. Bez względu na położenie ozy były lub są miejscem eksploatacji surowców. Prawie jedna czwarta form jest wyeksploatowana od 50 do 90%, a całkowicie zniknęło w wyniku wydobywania 5% ozów. Nie znaleziono śladów eksploatacji w przypadku 28% przebadanych ozów.

Przykładem ozu w znacznej części zniszczonego w wyniku eksploatacji jest forma w miejscowości Jarochoy na południowy zachód od Grójca, zwana też „ozem grójeckim” (ryc. 43). W obrębie równiny morenowej występuje oz o przebiegu południkowym o długości ok. 8 km, a szerokości 200–400 m. Składał się z trzech części – środkowa była najwyższa, do 175 m n.p.m., a na północy i południu wały są niższe, do 168 m n.p.m. Wysokości względne wynoszą ok. 6–15 m. Oz zbudowany był z czterech serii: w spągu żwiru z domieszką piasków, osady piaszczyste do 10 m miąższości, piaski gruboziarniste ze żwirami, a w stropie żwiru z domieszką piasków (Baraniecka 1980). Osady mogły osiągać do 45 m miąższości, najczęściej były to wartości w granicach 25–35 m (Michalska 1971).

Piaski ozu były eksploatowane bardzo intensywnie w drugiej połowie XX w., szczególnie w latach 90. Miąższość serii złożowej wynosiła od kilku do kilkunastu metrów, a miejscami przekraczała 20 m. Najgłębsze wyrobiska zlokalizowane były w części środkowej ozu, a ich skarpy sięgały 10–14 m. W 2003 r. zakończono eksploatację w większym wyrobisku (Kapera 2010). Forma jako element geomorfologiczny jest zachowana fragmentarycznie. Obecnie w osiowej części dawnego ozu jest sztuczny zbiornik wodny otoczony lasem (ryc. 44). W obniżeniu między południowym i środkowym wzniesieniem dawne wyrobisko zostało splantowane i posadzono sady.

W obrębie ozu bez okrywy gliniastej gleby są słabe, bielicowe lub pseudo-bielicowe, dlatego zalesione. W otoczeniu ozu na gruntach zbudowanych z gliny i piasków gliniastych rozwinęły się gleby brunatne wylugowane i kwaśne, użytkowane jako sady lub grunty orne.

W wyniku eksploatacji z krajobrazu zniknęły także inne ozy. Przykładowo na południe od Wrześni rozciągał się oz Zieliniec-Krzywa Góra o długości ok. 5 km i 4–7 m wysokości względnej. W obrębie najwyższej i jednocześnie najszerszej części założono dwór i park w Zielińcu. W osi pozostałej części formy wydobywano żwir i piasek, a pozostałością są wyrobiska w znacznej części wypełnione wodą.



Ryc. 43. Zasięg i budowa geologiczna ozu w okolicach Jarochy na Wysoczyźnie Mszczonowskiej

1 – glina zwałowa i piaski gliniaste zlodowacenia warty budujące wysoczyznę polodowcową, 2 – piaski i żwiry budujące oz, 3 – piaski i mułki budujące kem, 4 – piaski wodnolodowcowe budujące wysoczyznę, 5 – piaski i mułki deluwialne w suchych dolinach, 6 – piaski i mułki teras zalewowych, 7 – rzeki i zbiorniki wodne, 8 – wybrane drogi, 9 – wyrobiska, 10 – punkty wysokościowe w m n.p.m.

Źródło: opracowano na podstawie Baranieckiej (1980), Stoińskiego i Wieczorek (2012), Mycke-Dominko (1988).



Ryc. 44. Kierunki użytkowania powierzchni ozu i terenów sąsiednich w okolicach Jarochy na Wysoczyźnie Mszczonowskiej
 1 – lasy, 2 – łąki, 3 – grunty orne, 4 – sady, 5 – zabudowa, 6 – nieużytki, 7 – rzeki i zbiorniki wodne, 8 – drogi i kolej

Źródło: opracowanie własne.

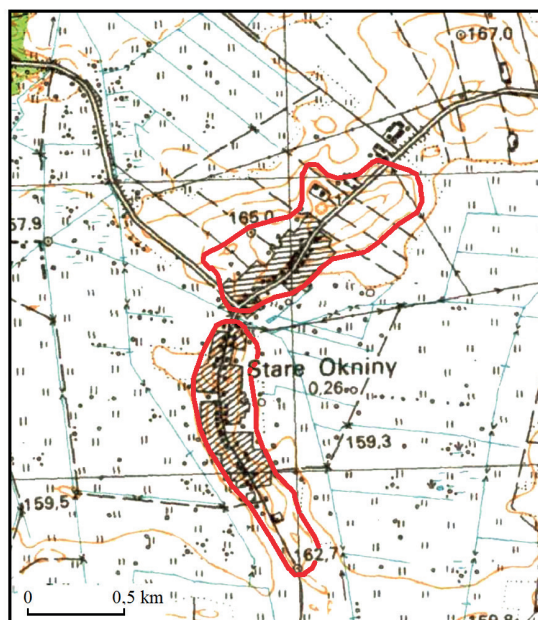
Z przebadanych ozów wynika, że prawie połowa ich powierzchni jest współcześnie pokryta lasem (tab. 2). Od 24 do 36% powierzchni zajmują pola, ale głównie na formach z okrywą gliniastą. Jak już wcześniej wspomniano, ponad 70% ozów nosi ślady eksploatacji, ale znaczna ich część jest zalesiona lub wypełniona wodą. Obecnie eksploatacja jest prowadzona na powierzchni 17–32% powierzchni ozów. Długie, ale wąskie wały o stromych stokach urozmaicają monotonną, płaską rzeźbę równin morenowych, ale nie sprzyjają lokalizacji zabudowy. Zabudowa występuje sporadycznie i zwykle wtedy, gdy większy oz występuje wśród rozległych terenów torfowych lub podmokłych. Suche, piaszczyste podłoże ozu jest bardziej predysponowane pod zabudowę niż wilgotne.

Tab. 2. Współczesna forma użytkowania ozów

Długość ozu	Współczesna forma użytkowania w %			
	las	pole	tereny eksploatacji, w tym spod wody	zabudowa
do 1 km	46	36	17	1
1,1–2 km	41	35	16	8
2,1–5 km	31	34	26	9
5,1–10 km	42	24	32	2

Źródło: opracowanie własne.

Dobrym przykładem jest wykorzystanie ozu do lokalizacji wsi Stare Okniny (ryc. 45). Na południowy wschód od Siedlec przez środkową część zagłębienia wytopiskowego przebiega dobrze widoczny w krajobrazie oz o długości 4,5 km składający się z kilku wąskich (ok. 250 m), wydłużonych wałów o krętym przebiegu, stromych zboczach i falistej linii grzbietowej. Wysokości względne wynoszą 7–10 m. Oz ten, podobnie jak inne formy, zajęty jest przez pola i miejsca eksploatacji surowca. Dwa środkowe wzniesienia o łącznej długości 2,5 km zostały wykorzystane pod zabudowę wsi Stare Okniny. Wieś ma układ ulicówki, a droga dokładnie powiela kształt ozu. Zabudowa wykorzystuje suche, piaszczyste podłoże wznoszące się ponad płaską zatorfioną i podmokłą równinę.



Ryc. 45. Lokalizacja wsi Stare Okniny w obrębie ozu na Wysoczyźnie Siedleckiej. Czerwona pogrubiona linia wyznacza zasięg ozu

Źródło: mapa topograficzna w skali 1:10 000, zasięg ozu na podstawie Małek (2004).

Podobną lokalizację ma jeszcze kilka wsi w środkowej Polsce, ale zabudowa jest bardziej rozproszona, np. wieś Zatocze na południe od ujściowego odcinka Pilicy. Z kolei na Wysoczyźnie Drohiczyńskiej we wsi Rogawka na kulminacji ozu o długości 1,2 km wzniesiono cerkiew. W granicach miast ozy występują rzadko, np. w Mławie. Większe formy były eksploatowane, a splantowane wyrobiska zajęte są przez las i zabudowę jednorodziną.

3.3.4. Kemy i terasy kemowe

Kemy są to pagórki, wzgórza i wały o różnej powierzchni, kształcie i wysokości (zwykle od kilku do kilkudziesięciu metrów). Powstały w obrębie martwego lodu lodowcowego w szczelinach, zagłębieniach lub przetainach, w warunkach różnego reżimu hydrologicznego. Depozycja materiału w warunkach wód płynących spowodowała utworzenie kemów fluwioglacjalnych, a w zbiornikach z wodą stojącą powstały kemy limnoglacialne. Z kolei w szczelinach ukształtowały się wały kemowe, w zagłębieniach w lodzie pagórki, a w przetainach stoliwa lub plateau kemowe o powierzchni nawet kilku kilometrów kwadratowych (ryc. 46, 47). Terasy kemowe wykształciły się na kontakcie lodu z moreną czołową lub stoikiem doliny, czyli są to listwy akumulacyjne utworzone przez wody roztopowe.



Ryc. 46. Podstawowe typy form kemowych i ich budowa litologiczna

Źródło: opracowanie własne.

Zróżnicowanie warunków hydrodynamicznych podczas akumulacji kemów dało w efekcie osady o dużej rozpiętości frakcji – od głazów po mulki i ily, również wkładki glin ablacyjnych. W niewielkiej odległości mogą występować formy o odmiennej budowie litologicznej. Kemy fluwiogłacialne zbudowane są zwykle z warstwowanych utworów piaszczysto-żwirowych. Czasem grubość ziarna zmienia się stopniowo od spągu ku stropowi. Innym razem w masie drobnych piasków występuje rynna wypełniona materiałem żwirowo-kamienistym (ryc. 48). Kemy limnoglacialne zbudowane są z poziomo warstwowanych mulków i piasków drobnoziarnistych, ale czasem może występować także materiał gruboziarnisty. Na zboczach kemów często występują osady ablacyjne, gliniaste, które są efektem wytopienia ścian lodowych podpierających wcześniej akumulowane osady (Klajnert 1978, Rdzany 1997, Koboжек 2000, Jaks 2006). Kemy występują przeważnie grupowo na wysoczyźnie polodowcowej, w misach końcowych i wytopiskach.



Ryc. 47. Kem w Jezowie na Wzniesieniach Łódzkich. W centrum formy widoczne ślady wyrobiska

Źródło: fot. E. Koboжек.



Ryc. 48. Budowa wewnętrzna kemu w Wałowicach na Wysoczyźnie Rawskiej. Miększa seria piasków drobnoziarnistych przykryta osadami żwirowo-piaszczystymi z mulkiem

Źródło: fot. E. Koboжек.

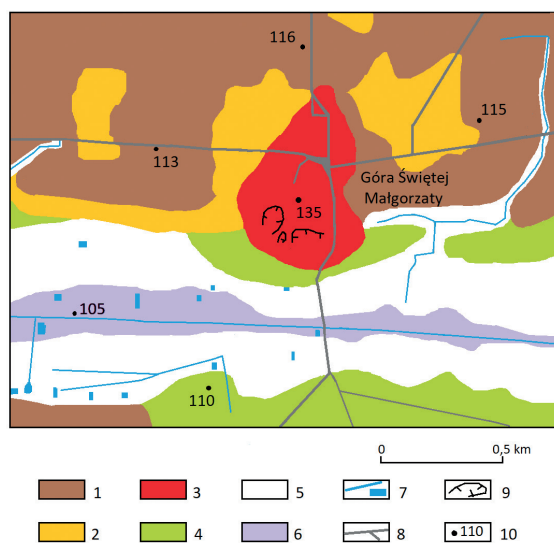
Kemy zwykle są bezwodne, a pierwszy horyzont wód gruntowych zalega dopiero na utworach nieprzepuszczalnych – najczęściej glinach zwałowych.

Użytkowanie kemów jest bardzo różnorodne i zależy od ich wielkości, nachylenia stoków, powierzchniowej budowy litologicznej, a także położenia w obszarach wiejskich lub miejskich. Na piaskach i żwirach kemowych wytworzyły się gleby bielcowe o bardzo niskiej wartości produkcyjnej. Jeżeli jednak powierzchnia przykryta jest osadami gliniastymi, to gleby są nieco lepsze i tereny wykorzystywane są jako grunty orne. Fragmenty zbudowane w przewodzie ze żwirów i głazów (często tworzące lokalne wyniesienia) zajmują grupy drzew lub niewielkie powierzchniowo lasy. Czasem jeden fragment kemu jest użytkowany rolniczo, a drugi bardziej żwirowy lub stromy pozostaje zalesiony.

Warunki gruntowe pod zabudowę są zróżnicowane w zależności od dominujących osadów. Przeważa dobra nośność podłoża na piaskach, chociaż miejscami mogą występować grunty ilaste o niższych dopuszczalnych obciążeniach.

Wzniesienia kemów górujące ponad równinnymi, wilgotnymi terenami, były doceniane od dawna pod zabudowę. Dobrym przykładem jest kem w Górze Świętej Małgorzaty górujący samotnie nad płaską równiną morenową w obrębie zachodniej części Równiny Łowicko-Błońskiej (ryc. 49, 50). Wzniesienie o wymiarach 450 na 750 m osiąga 30 m wysokości względnej. Zbocze wschodnie jest strome, a zachodnie łagodniejsze. Kem zbudowany jest z piasków i żwirów warstwowych ze zlodowacenia warciańskiego. W otoczeniu występują powierzchnie zbudowane głównie z gliny zwałowej i miejscami z piasków wodnolodowcowych. Na południe od wzniesienia rozciąga się zagłębienie dolinne częściowo zatorfione.

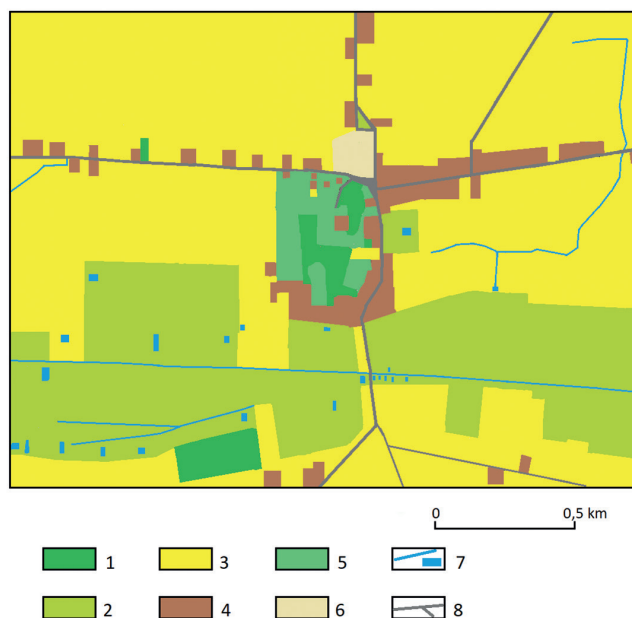
W przeszłości to górujące nad otoczeniem wzniesienie miało znaczenie obrzędowe. W XII w. wzniesiono kapliczkę chrześcijańską, a w połowie XIII w. kościół (Olszewski 1999). Także obecnie na kulminacji kemu dominuje zabudowa kościoła i plebanii. Strome wschodnie zbocze jest zalesione. Zachodni stok był miejscem eksploatacji piasku, dlatego obecnie jest łagodniejszy i porośnięty trawą oraz zaroślami (ryc. 50). U podnóża kemu ulokowana została zabudowa wsi Góra Świętej Małgorzaty.



Ryc. 49. Zasięg i budowa geologiczna kemu w Górze Świętej Małgorzaty na Równinie Łowicko-Błońskiej

1 – glina zwałowa i piaski gliniaste zlodowacenia warty budujące wysoczyznę połodowcową, 2 – piaski wodnolodowcowe budujące wysoczyznę, 3 – piaski i żwiry budujące kem, 4 – piaski rzeczne budujące terasę nadzalewową vistuliańską, 5 – piaski i namuły den dolinnych, zalewowych, holocenijskie, 6 – torfy na piaskach teras zalewowych, 7 – rzeki i zbiorniki wodne, 8 – wybrane drogi, 9 – wyrobiska, 10 – punkty wysokościowe w m n.p.m.

Źródło: na podstawie Jeziorki (2014).

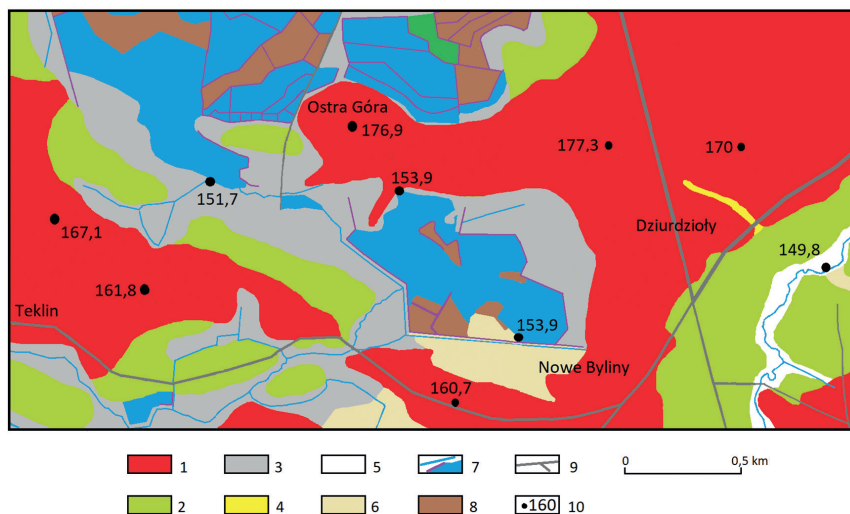


Ryc. 50. Kierunki użytkowania kemu i terenów sąsiednich w Górze Świętej Małgorzaty na Równinie Łowicko-Błońskiej

1 – lasy, 2 – łąki, 3 – grunty orne, 4 – sady, 5 – zabudowa, 6 – nieużytki,
7 – rzeki i zbiorniki wodne, 8 – drogi

Źródło: opracowanie własne.

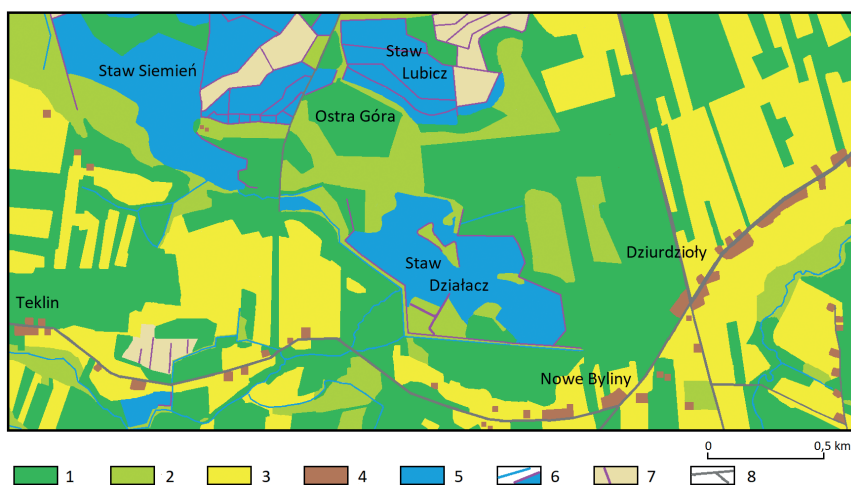
Zupełnie inaczej użytkowane są kemy w górnym odcinku doliny Rawki w Bylinach. Są one „schowane” w obrębie szerokiej i głęboko wciętej doliny, a zbudowane w przewodzie z drobnych osadów piaszczystych i mułkowych (ryc. 51, 52). Domieszki żwirów występują jedynie w kulminacjach. Fragmenty powierzchni z większym udziałem mułków zajęte są przez grunty orne, a z przewagą piasków i żwirów przez lasy. Także najwyższą część kemu zwaną Ostrą Górą, o wysokości względnej 24 m i stosunkowo stromych zboczach, porasta las. Jeszcze na początku XX w. więcej powierzchni kulminacyjnych użytkowano jako pola. Zabudowa wiejska zajmuje najniższe płaskie powierzchnie kemowe, dodatkowo zwykle na pograniczu z terasą nadzalewową. W górnym odcinku Rawki kemy są dominującym elementem, dlatego zabudowa wsi dość powszechnie ulokowana jest u ich podnóża. Między kemami występują rozległe wytopiska zawilgocone i od dawna wykorzystane przez stawy rybne. Jest tu największy kompleks stawów w górnym odcinku doliny Rawki.



Ryc. 51. Budowa kemów w Nowych Bylinach w górnym odcinku doliny Rawki

1 – piaski i mulki kemów oraz plateau kemowych, 2 – piaski i mulki teras nadzalewowych, 3 – namuły i piaski den dolinnych i zagłębień bezodpływowych, 4 – piaski i mulki deluwialne, 5 – piaski i mulki, miejscami żwiry, teras zalewowych, 6 – torfy, 7 – rzeki i stawy rybne, 8 – dna osuszonych stawów, 9 – wybrane drogi, 10 – punkty wysokościowe w m.n.p.m.

Źródło: na podstawie Balińskiej-Wuttke (1967) i Rdzanego (1997).



Ryc. 52. Kierunki użytkowania kemów i terenów sąsiednich w okolicach Nowych Bylin
1 – lasy, 2 – łąki, 3 – grunty orne, 4 – zabudowa, 5 – powierzchnie wodne, stawy rybne, 6 – rzeki i groble na brzegach stawów, 7 – dna suchych stawów z groblami, 8 – drogi

Źródło: opracowanie własne.

Piaszczysto-żwirowe utwory kemów fluwioglacjalnych były i są nadal powszechnie eksploatowane (ryc. 53). Pozyskanie materiału z kemów położonych przy budowanych drogach szybkiego ruchu było tak duże, że plantowane były całe formy. Właściwie trudno jest znaleźć kem bez śladów eksploatacji.

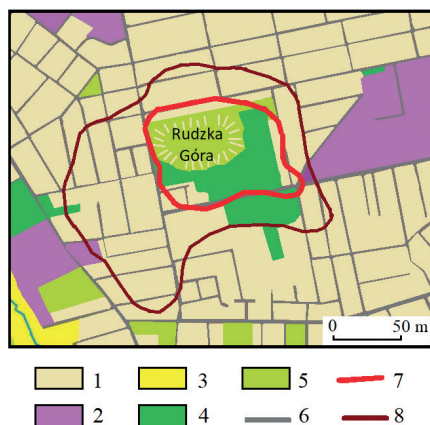


Ryc. 53. Eksploatacja piasków kemowych w okolicach Domaniewic na Równinie Łowicko-Błońskiej

Źródło: fot. E. Koboжек.

Szczególnie mocno zostały przekształcone kemy położone w granicach obecnych miast. Duże ilości piasku eksploatowano do produkcji tzw. wielkiej płyty, którą w budownictwie mieszkaniowym zaczęto wykorzystywać na przełomie lat 60. i 70. XX w. Dobrym przykładem może być Łódź, ponieważ w mieście oraz w jego najbliższym otoczeniu było wiele kemów (Klatkova 1972). Wszystkie one noszą większe lub mniejsze ślady eksploatacji. Niektóre niższe formy całkowicie zniknęły z krajobrazu w wyniku eksploatacji, a inne zagłębienia zostały wypełnione śmieciami i zrehabilitowane.

Ciekawym przykładem są losy kemu Rudzka Góra w Łodzi położonego w obrębie południowej części miasta. Wzniesienie było miejscem wieloletniej eksploatacji kruszywa. Po zakończeniu wydobywania wyrobisko o głębokości ponad 17 m zostało w latach 60. XX w. wypełnione odpadami komunalnymi i przysypane ziemią. W wyniku rekultywacji zostało odtworzone wzniesienie, które obecnie jest nawet wyższe niż naturalne. Współcześnie jest to teren zieleni z zagospodarowaniem rekreacyjnym (ryc. 54). Wybudowano skocznię narciarską, tor saneczkowy, trasy rowerowe, a także restaurację i bar. Sztuczne wzniesienie sięgające 230 m n.p.m. wyraźnie dominuje w lokalnej skali, a funkcje rekreacyjne mają znaczenie ponadlokalne.

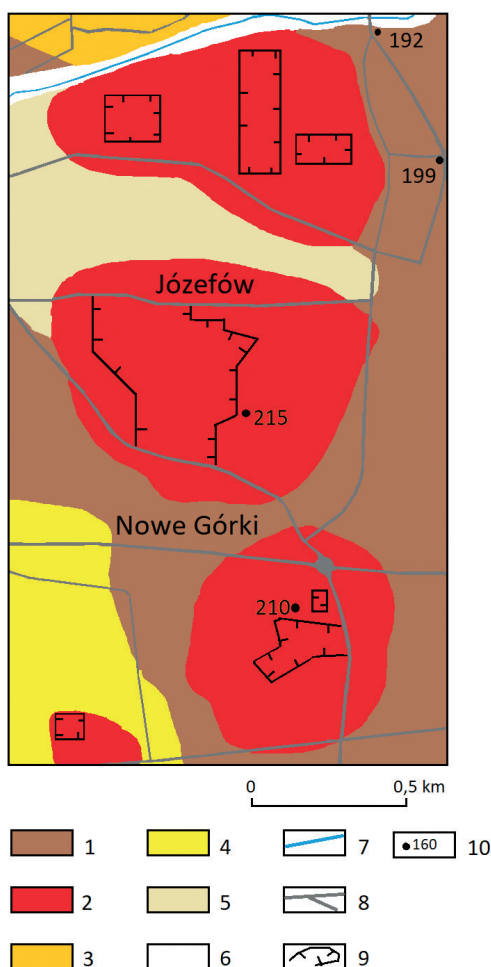


Ryc. 54. Współczesne użytkowanie terenu dawnego wzniesienia kemowego Rudzka Góra położonego w Łodzi

1 – zabudowa, 2 – tereny przemysłowe, 3 – łąki w dnie doliny, 4 – tereny zieleni wysokiej, las, 5 – tereny zieleni niskiej, 6 – drogi, 7 – zasięg wzniesienia kemowego, 8 – zasięg piasków i żwirów wodnolodowcowych budujących otoczenie kemu

Źródło: opracowanie własne.

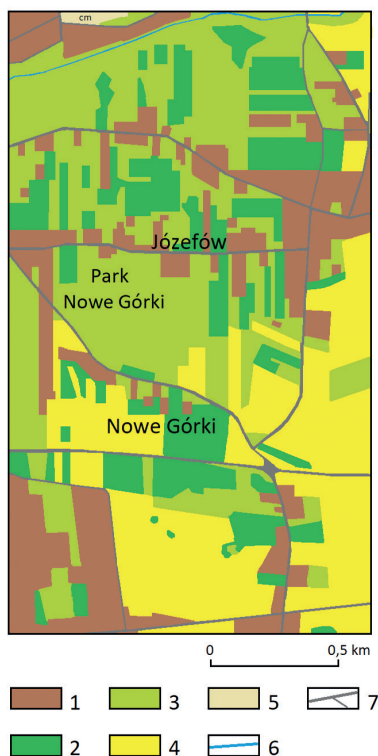
W południowo-wschodniej części obszaru Łodzi w rzeźbie terenu dominowały cztery pagórki kemowe o wysokości względnej od 10 do 30 m (ryc. 55). Teren ten przez długi czas pozostawał na uboczu rozwijającego się miasta, ale piasek i żwiry były powszechnie eksploatowane. Wyróbiska obejmowały najczęściej szczytowe partie kemów. Największe pole eksploatacyjne (ponad 10 ha) objęło kem Józefów (ryc. 55). Piasek wydobywano w latach 1963–1984 do głębokości 4,5–8 m. Jeszcze podczas eksploatacji zaczęto w wyróbku składować odpady komunalne (w latach 1975–1985), następnie teren zrekultywowano w kierunku rolnym i leśnym. Po włączeniu obszaru w granice miasta teren zaczęła porastać niska zielen, większe grupy drzew, roślinność spontaniczna naturalna i nasadzenia. Dopiero na początku 2024 r. utworzono rekreacyjno-sportowy Park Nowe Górkki o powierzchni 20 ha (ryc. 56). Teren porasta młody drzewostan, w skład którego wchodzi wiele rodzimych gatunków drzew.



Ryc. 55. Zasięg i budowa geologiczna kemów w Łodzi – Józefów

1 – glina zwałowa budująca równinę moreny dennej, zlodowacenie warty, 2 – piaski i żwiry, miejscami mulki kemów, zlodowacenie warty, 3 – piaski wodnolodowcowe budujące równinę morenową, 4 – piaski i mulki eluwialno-eoliczne na osadach wodnolodowcowych, 5 – piaski i mulki eluwialno-eoliczne na glinie zwałowej, 6 – namuły den dolinnych, 7 – rzeka, 8 – wybrane drogi, 9 – schematyczny zasięg terenów eksploatacji piasków i żwirów, 10 – punkty wysokościowe w m n.p.m.

Źródło: na podstawie Trzmiela i Nowackiego (1985).



Ryc. 56. Użytkowanie ziemi na kemach w Łodzi

- 1 – tereny zabudowane, 2 – lasy i większe skupiska drzew, 3 – tereny zieleni niskiej, mniejsze skupiska drzew oraz nowe nasadzenia, 4 – grunty orne, 5 – cmentarz, 6 – rzeka, 7 – wybrane drogi

Źródło: opracowanie własne.

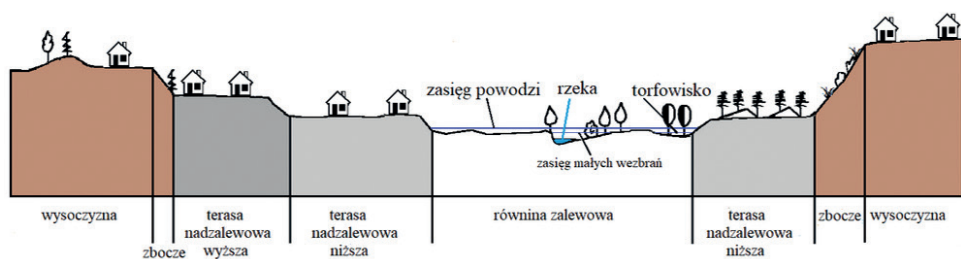
Także w innych częściach Łodzi źródłem piasku i żwiru były pagórki kemo-
we o wysokości względnej od 6 do 20 m, które zupełnie zniknęły z krajobrazu
w wyniku intensywnej eksploatacji kruszywa i niwelacji terenu (Kobojeck 2021).
Wyrobyiska położone bliżej centrum miasta zostały przekształcone w parki, a te na
obrzeżach miasta zrekultywowano najczęściej w kierunku leśnym.

Z badań przeprowadzonych na 50 kemach wynika, że 45% powierzchni po-
kryte jest roślinnością wysoką, w tym lasem w obszarach wiejskich lub terenami
zieleni w mieście. Duża część, bo aż 41% powierzchni, wykorzystywana jest rolni-
czo. Zabudowa zajmuje 2% powierzchni kemów, ale często występuje u podnóża
wzniesień. Tereny poeksploatacyjne stanowią 12% powierzchni. Wydaje się jed-
nak, że eksploatacja dotyczyła większej powierzchni, ale w obszarach rolniczych
splantowane wyrobiska zostały zajęte przez pola.

DOLINY RZECZNE I ICH UŻYTKOWANIE

Dolina rzeczna jest powszechną formą terenu w Polsce, a jednocześnie kłopotliwą dla gospodarki przestrzennej. Problem rozpoczyna się już w momencie jej definiowania. Z analizy publikacji dotyczących zagospodarowania dolin rzecznych przygotowanych przez autorów z różnych dziedzin nauki wynika, że każdy z nich inaczej rozumie zasięg przestrzenny doliny rzecznej i istotę procesów ją kształtujących, a także możliwość użytkowania. W niektórych pracach dolina to tylko obszar zalewowy położony pomiędzy wałami przeciwpowodziowymi. Takie podejście zdecydowanie zawęża przyrodniczy zasięg formy dolinnej i nie oddaje jej specyfiki, a jednocześnie jest przyczyną poważnych strat w gospodarce, tak często obserwowanych w ostatnich latach. Innym razem jest odwrotnie – w obręb doliny rzecznej włączany jest rozległy obszar sięgający wielu kilometrów na wysoczyznę, czyli formę bezpośrednio sąsiadującą. Takie podejście powoduje z kolei kształtowanie poglądu, że dolina rzeczna jest formą bardzo rozległą i dlatego nie należy zbyt szczegółowo analizować jej środowiska, aby podejmować decyzje planistyczne. Błędne wyznaczenie zasięgu doliny jest przyczyną nieracjonalnego jej zagospodarowania i coraz częściej dużych strat w czasie powodzi.

W geomorfologii dolina rzeczna jest dokładnie zdefiniowana (np. Klimaszewski 1981, Migoń 2006). Stanowi ona podłużne obniżenie terenu o spadku w jednym kierunku, które powstało przede wszystkim wskutek erozyjnej działalności rzeki. W obrębie doliny może występować szereg płaskich stopni zwanych terasami rzecznyymi, są to formy akumulacyjno-erozyjne oddzielone od siebie krawędziami. Wyróżniane jest wiele typów dolin rzecznych, ale większość z nich odnosi się do obszarów górskich (Klimaszewski 1981, Migoń 2006). W dalszej części przedstawione zostaną jedynie doliny charakterystyczne dla nizinnej części Polski, czyli doliny płaskodenne. Doliny takie cechują się szerokim dnem, w obrębie którego występuje aktywne koryto. Najniżej położona jest terasa zalewowa, a wyżej występują terasy nadzalewowe (ryc. 57). Szczególnie ważny jest stok oddzielający teren zalewowy od nadzalewowego (ryc. 58). Powyżej teras wznoszą się zbocza dolinne, które w zależności od odcinka doliny są krótkie i strome albo długie i łagodne, łączące się z powierzchnią wysoczyznową. Na obszarach nizinnych zbocza budują głównie utwory związane z akumulacją w środowisku lodowcowym: zwykle gliny zwałowe lub osady fluwioglacjalne.



Ryc. 57. Elementy doliny rzecznej i zasięg powodzi

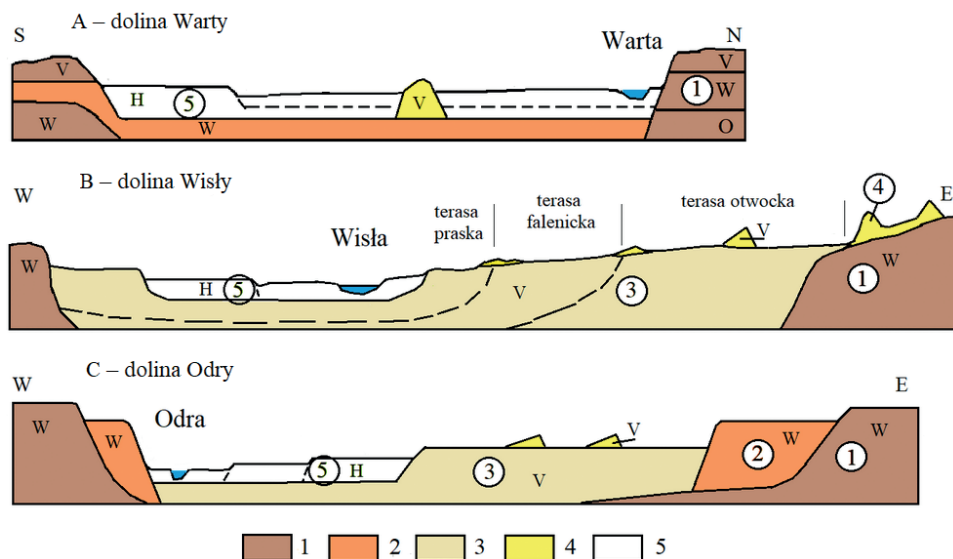
Źródło: opracowanie własne.



Ryc. 58. Stok oddzielający terasę zalewową Bzury (użytkowana jako łąka) i terasę nadzalewową (użytkowana jako pola, las i tereny zabudowane)

Źródło: fot. E. Kobjek.

W zależności od historii geomorfologicznej regionu Polski doliny mają nieco inny profil i charakter. Największa różnica występuje między dolinami północnej Polski, które zaczęły kształtować się wraz z wytapianiem lądolodu zlodowacenia wisły i pozostałej części nizinnej. W dolinie Odry w Kotlinie Ścinawskiej występuje poziomy zasypania warciańskiego, rozległa terasa vistuliańska nadbudowana wydymami i trzy poziomy holoceny, w tym najwęższy współczesny (ryc. 59).



Ryc. 59. Schemat układu i budowy teras w dolinach środkowej Polski
 A – dolina Warty w okolicach Zagórowa, teren objęty po raz ostatni zlodowaceniem wisły, B – dolina Wisły w okolicach Otwocka, teren objęty po raz ostatni zlodowaceniem warty, C – dolina Odry w okolicach Ścinawy, teren objęty po raz ostatni zlodowaceniem warty

1 – glina zwałowa (O ze zlodowacenia odry, W ze zlodowacenia warty, V ze zlodowacenia wisły), 2 – osady fluwiogłacjalne zlodowacenia warty (W), 3 – osady fluwioperyglacjalne, zlodowacenie wisły (V), 4 – piaski eoliczne, późny glacial (V), 5 – osady fluwialne, holocen (H)

Źródło: opracowano na podstawie Szczepankiewicza (1972), Baranieckiej i Koneckiej-Betley (1987) oraz Machowiaka (2005).

Dolina Warty w górnym odcinku objętym po raz ostatni przez zlodowacenie warciańskie ma wykształcony tzw. wysoki poziom zasypania warciańskiego, jedną terasę plenivistuliańską z wydmyami, jedną nieciągłą terasę z późnego glacialu (zlodowacenie wisły) i dwa poziomy holoceny (Krzemiński 1974, Forysiak 2005). Z kolei dolina Warty w odcinku pradoliny warszawsko-berlińskiej w zasięgu zlodowacenia wisły ma wykształcone tylko dwa poziomy holoceny (ryc. 59). Tereny bezpośrednio sąsiadujące z tymi terasami zbudowane z gliny zwałowej nazywane są poziomami erozyjnymi pradolinnymi.

Dolina Wisły w środkowym biegu w odcinku otwockim ma wykształcone pięć poziomów, w tym trzy ze zlodowacenia wisły (otwocki, falencki i praski) oraz dwa holoceny (ryc. 59). Zupełnie inaczej wygląda układ poziomów w odcinku doliny Wisły w Kotlinie Toruńskiej zajętej przez łądogłód wisły. Stwierdzono tu obecność od jedenastu (dwie sandrowe, dziewięć pradolinnych i dolinnych) do

dziewięciu poziomów, przy czym nie są one ciągle (Galon 1953, Tomczak 1989, Wiśniewski 1990, Weckwerth 2010, Molewski i Weckwerth 2018).

W małych dolinach w środkowej Polsce zwykle występuje jedna terasa nadzalewowa vistuliańska i jedna terasa zalewowa, holocenińska. Z kolei na północy kraju występuje tylko jedna terasa fluwialna – holocenińska, ale czasem ponad nią wznoszą się poziomy erozyjne związane z powierzchniami sandrowymi.

Na obszarach północnej Polski pozostających w zasięgu lądolodu wisły doliny zaczęły kształtować się podczas recesji tego lądolodu. Wraz z wytapianiem tego lądolodu organizował się odpływ, który rozcinał pola sandrowe i kształtował terasy erozyjne (ryc. 36). Wiele rzek połączyło w formę dolinną zagłębienia o różnej genezie, np. zagłębienia polodowcowe, wytopiskowe, rynny podlodowcowe i in. Nie było wystarczająco długiego czasu na pełne wykształcenie form dolinnych, a przebieg współczesnych procesów fluwialnych w większości przypadków nadal jest warunkowany pierwotną morfogenezą obniżen włączonych przez rzekę w system fluwialny. Na niektórych odcinkach koryta mają zmienne spadki, przypominające cechy rzek górskich (10‰), na innych nabierają charakteru leniwych rzek nizinnych (poniżej 0,6–0,4‰). Jedynie dna dolin kształtowane w holocenie pod wpływem stałego przepływu wody w korycie nabrały coraz więcej cech rzeźby fluwialnej (Florek 1991).

W strefie klimatu umiarkowanego rzeki są stałe i zasilane wodami gruntowymi oraz opadami atmosferycznymi. Rozkład opadów w ciągu roku jest nierównomierny, dlatego stany wody w rzece także się wahają, od niskich, poprzez średnie, po wysokie. Podczas większych opadów lub roztopów śniegu wody w rzece jest tak dużo, że występuje ona z koryta i zalewa niżej położone obszary w dnie doliny. Zmienność opadów jest zjawiskiem naturalnym, dlatego wezbrania i powodzie także należy rozpatrywać w kategorii naturalnych zjawisk przyrodniczych, chociaż wyrządzających szkody gospodarcze i społeczne (Kostrzewski 2002).

Wezbranie, w sensie hydrologicznym, charakteryzuje znaczny wzrost przepływu rzeki, połączony z podniesieniem poziomu wody (Bajkiewicz-Grabowska i Mikulski 2013). Z kolei powódź definiowana jest jako wezbranie rzeki, przynoszące poważne straty gospodarcze i społeczne (Ciepielowski 1992). Ponieważ obecnie większość dolin jest użytkowana i zagospodarowana, to najczęściej mówi się o powodzi.

Powódzie wiosenne, roztopowe, dotychczas były częstsze i występowały głównie w środkowej i północnej części kraju. Po zimie z silnymi opadami śniegu, gdy wystąpi nagle ocieplenie i rozpocznie się szybkie jego topnienie wzmocnione często przez ciepłe i obfite deszcze, następują wylewy (ryc. 60). W przeszłości wezbrania roztopowe zdecydowanie dominowały i wały przeciwpowodziowe wybudowane w XIX i XX w. należą do wałów przeciwpowodziowych zimowych (Makowski 1997a, b).



Ryc. 60. Terasa zalewowa Bzury podczas wiosennego topnienia śniegu w 2011 r.

Źródło: fot. E. Kobjek.

Powodzie opadowe spowodowane są intensywnymi opadami deszczu. Nie każdy jednak deszcz wywołuje powódź. Deszcze obejmujące rozległe obszary, ale umiarkowane powodują stosunkowo wolne podnoszenie poziomu wody w rzece. Wezbrania na skutek deszczu nawałnego są gwałtowne, ale ograniczają się do niewielkich obszarów. Przyczyną najgroźniejszych maksimów bywają ulewę o nadzwyczajnej intensywności, zasięgu i czasie trwania albo też następujące jedna po drugiej. Największe wezbrania strumieni i małych rzek są spowodowane przez lokalne nawałnice. Przepływ w dolinach małych rzek po nawałnym deszczu może wzrosnąć wielokrotnie (nawet 50 razy), wtedy leniwie płynąca rzeczka zmienia się w głęboki, rwący strumień.

W minionych latach w obrębie nizinnej części Polski wiosną występowały powodzie zatorowe, ale obecnie jest ich zdecydowanie mniej. Spowodowane są spiętrzeniem wody w korycie przez barierę z kry lodowej lub ze sryżu. Ze względu na swoje lokalne pochodzenie wezbrania zatorowe atakują intensywnie zazwyczaj tylko krótkie odcinki dolin. Nasilenie zjawisk lodowych ściśle uzależnione jest od zjawisk klimatycznych i ulega przemianom okresowym. W ostatnich latach trwa wyraźna tendencja do ocieplania klimatu, bez mroźnych zim i bez pokrywy lodowej na rzekach.

Wezbrania są bardzo cenne dla funkcjonowania doliny rzecznej i jej ekosystemu. Wylewy zimowe osadzają żyzne namuły, a prędkość przepływu w terenie zalewowym nie jest duża. W przypadku gdy wody płyną zbyt szybko, rozmywają

żyzną pokrywą glebową albo pokrywą glebową albo pokrywają ją nieurodzajnymi żwirami. Powodzie letnie, nawet krótkotrwałe, niszczą rośliny uprawiane na terenach zalewowych. Na terenach rolniczych, zajętych przez łąki, powodzie wyrządzają niewielkie szkody. Inaczej jest w obszarach zurbanizowanych, gdzie tereny zalewowe zostały zabudowane (domy, zakłady przemysłowe), co doprowadziło do konfliktów między zjawiskami przyrodniczymi a oczekiwaniami gospodarczymi człowieka. Energia płynących wód powodziowych często powoduje ogromne szkody w stworzonej przez człowieka infrastrukturze.

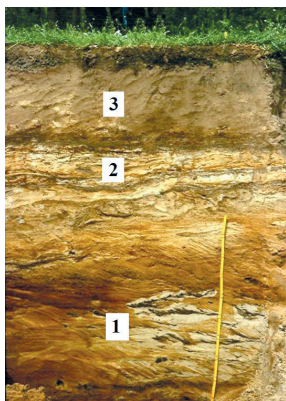
Zgodnie z zasadą/ideą zrównoważonego rozwoju należy tak gospodarować, aby zachować równowagę oraz trwałość procesów przyrodniczych. Doliny rzeczne w warunkach klimatu umiarkowanego są doskonałymi formami do przestrzegania tej zasady. Wyróżniają się złożonym środowiskiem i są kształtowane przez zmienne w czasie procesy fluwialne, czyli występuje trwałość procesów przyrodniczych. Dlatego działania gospodarcze i planistyczne w dolinach należy podejmować z poszanowaniem odrębności środowiska obszarów zalewowych i nadzalewowych. Doliny rzeczne są powszechnymi formami terenu na obszarach nizinnych, dlatego są zagospodarowane w różny sposób, często z dużą intensywnością. Jest to szczególnie ważne w warunkach obecnych zmian klimatycznych i nasilenia się procesów ekstremalnych.

4.1. Terasa zalewowa

4.1.1. Środowisko przyrodnicze

Najbardziej charakterystycznym i położonym najniżej elementem doliny rzecznej jest terasa zalewowa, zwana także równiną zalewową, a w niektórych opracowaniach powodziową lub dawną łąkową. W objaśnieniach do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 obszar ten jest opisywany jako dno dolinne. Jest to względnie płaska powierzchnia, w obrębie której położone jest koryto rzeczne, podlegające zalewom w czasie powodzi. Dlatego forma ta kształtowana jest przez procesy erozyjne i akumulacyjne zachodzące w korycie, jak i poza nim podczas powodzi. W obszarach nizinnych równiny zalewowe należą do najbardziej rozpowszechnionych form fluwialnych, towarzyszących większości dużych rzek i ich dopływów. W obrębie równiny zalewowej występują zwykle dwie części: niższa zalewana podczas corocznych wezbrań i wyższa będąca pod wodą tylko podczas większych i największych wezbrań.

Terasa zalewowa zbudowana jest najczęściej z dwóch typów osadów akumulowanych w środowisku fluwialnym: osadów facji korytowej i pozakorytowej. Do osadów korytowych należą warstwowane piaski, czasem ze żwirami i częściami organicznymi, akumulowane w korycie (ryc. 61, seria 1) oraz na odsypach meandrowych (ryc. 61, seria 2).



Ryc. 61. Budowa terasy zalewowej na przykładzie doliny Rawki
1 – osady piaszczysto-żwirowe akumulowane w korycie rzeczonym (osady korytowe),
2 – piaszczysto-mułkowe osady akumulowane na odsypie meandrowym i osady
powodziowe, 3 – osady piaszczysto-mułkowe powodziowe przekształcone
przez procesy glebowe

Źródło: fot. E. Kobojek.

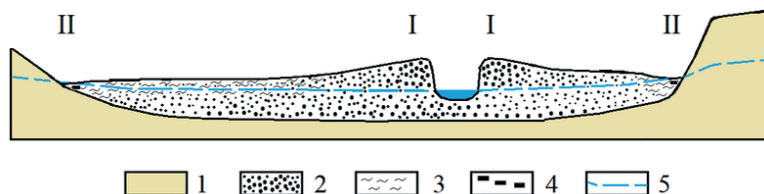
Do osadów facji pozakorytovej należą piaski, mulki i namuły akumulowane w obrębie dna doliny podczas powodzi. Miejscem ich depozycji są przede wszystkim płaskie tereny równiny zalewowej i wały przykorytowe. W czasie narastania powodzi akumulowany jest piasek, a w czasie opadania wód warstwa mulkowa, dlatego każda powódź zapisana jest przez serię piaszczysto-mułkową (ryc. 62). Przyrost tych osadów zachodzi generalnie w kierunku pionowym.



Ryc. 62. Osady powodziowe pozakorytowe złożone z naprzemiennie ułożonych warstw piaszczystych i mulkowych zawierające detrytus roślinny w środkowym odcinku doliny Bzury

Źródło: fot. E. Kobojek.

W profilu poprzecznym dna doliny charakterystyczna jest nieco wyżej wzniesiona powierzchnia tuż przy korycie rzeczonym, która opada w miarę oddalania się od niego (ryc. 63). W zewnętrznej części terasy, u podnóża stoku, występuje zagłębienie, zwykle bardzo podmokłe, torfowisko lub starorzecze w różnym stadium zarastania (od wypełnionych wodą po wypełnione torfem). Terasa zalewowa występuje w Polsce w prawie każdej dolinie, a najlepiej rozwinięta jest w dolinach o małym spadku.



Ryc. 63. Przekrój poprzeczny przez terasę zalewową

I – wał przykorytowy, II – strefa przystokowa, często zatorfiona, 1 – osady starsze od utworów terasy zalewowej holocenińskiej, 2 – piaski różnoziarniste, 3 – namuły aluwialne, 4 – torfy, 5 – poziom wód aluwialnych

Źródło: opracowanie własne.

Podczas wylewu powodziowego na obszarze oddalonym od koryta rzeki – na zewnętrznej równinie zalewowej – panują warunki słabych przepływów oraz stagnacji wód, dlatego mułki i łył deponowane z zawiesiny są dominującym osadem tego subsródowniska fluwialnego. Tempo akumulacji osadów przykorytowych jest większe niż jej zewnętrznych części, z tego powodu obszary oddalone od koryta stanowią obniżenia – miejsca tworzenia się basenów popowodziowych (ryc. 63). Na ich dnie oprócz mułków deponowany jest detrytus organiczny.

Cechą wyróżniającą osady holocenu spośród innych osadów wypełniających dolinę jest duża zawartość części organicznych – od dużych pni, kłód, poprzez drobne gałęzie, po liście, szyszki i siewkę roślinną. Części organiczne występują na różnych głębokościach i cechują się różnym stopniem rozkładu. Duży udział w budowie dna doliny mają także torfy, które wypełniają starorzecza, występują także w zewnętrznej części dna doliny u podnóża stromych stoków, jednak ten wątek zostanie szczegółowo omówiony w rozdziale szóstym.

W dolinach rzecznych występują różne typy gleb, zwykle nawiązujące do subsródowniska. Typową glebą den dolinnych są mady rzeczne, które powstają z namułów osadzonych przez wody powodziowe. Wahania poziomów wód gruntowych są tutaj znaczne – od ich występowania na powierzchni po obniżenie się nawet do 2 m. Powoduje to zmienne warunki tlenowe, pozwalające w dość długich korzystnych okresach na rozkład materii organicznej. Struktura mad wykazuje charakterystyczne warstwowanie: na przemian występują tu laminy

piaszczyste i mulkowe z częściami organicznymi. W okresach między powodziąmi na równinie rosną trawy, które w czasie kolejnych wylewów są zasypywane. Stała okresowa akumulacja substancji organicznych i mineralnych powoduje dużą żyzność tych gleb. Najbardziej zasobne mady w azot i węglan wapnia występują przy korycie w strefie corocznych wylewów. Na wyższych obszarach dna, gdzie woda sięga tylko wyjątkowo w czasie wielkich powodzi, występują mady suchsze, tzw. stare, które mogą przejść w dalszym rozwoju w gleby brunatne (Szafer i Zarzycki 1972). Tam, gdzie przerwy między kolejnymi zalewami trwają dłużej, rozwijają się, w zależności od średniej głębokości wód gruntowych, mady glejowe lub próchniczne z wyraźnie zaznaczonym poziomem próchnicznym. W dolinach, w których przeważa tendencja erozyjna i od dziesiętek lat nie było powodzi, warstwowa struktura mad uległa zatarciu wskutek rozwoju procesów glebowych (ryc. 61).

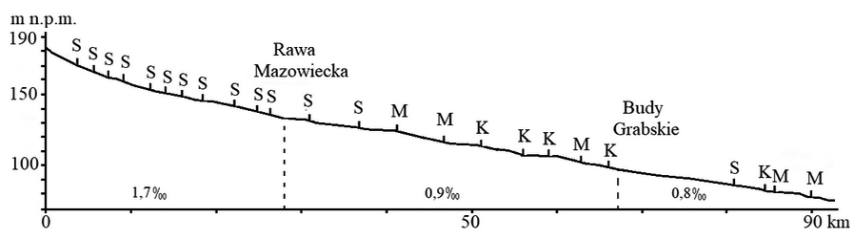
W warunkach trwałego lub okresowego nadmiaru wody wykształciły się gleby hydromorficzne: gleby torfowe i murszowe, mulowe i mulowo-glejowe, czarne ziemie. Warunki wodne decydują o fizycznych, chemicznych i biologicznych właściwościach tych gleb. Na powierzchniach den doliny zbudowanych z piasków fluwialnych rozwinęły się gleby bielicoziemne, a w miejscach o nadmiernym uwilgotnieniu gleby gruntowo-glejowe.

4.1.2. Kierunki i skala ingerencji człowieka w środowisko dna doliny

Ogromna bioróżnorodność i wysoka produktywność dolin były szczególnie doceniane przez człowieka, dlatego należą do najwcześniej użytkowanych i przekształcanych fragmentów przyrody (np. Knapp 1986, Florek i in. 1987, Kundzewicz 2002, Łajczak 2003, Majewicz 2006, Ciszewski i Dubicki 2008, Ciupa 2009, Kobołek 2009, Więzik 2010, Solski 2016, Smolska i in. 2017). Wpływ ten narastał w miarę doskonalenia narzędzi pracy i struktur społecznych, a od XIX w. doprowadził do bezpośredniej ingerencji w środowisko. Ta ingerencja związana była z pracami dokonywanymi na rzece i w dnie doliny: regulacja i kanalizowanie koryt rzecznych, obudowa brzegów, budowa wałów przeciwpowodziowych, zapór, zbiorników retencyjnych i wznoszenie innych budowli hydrotechnicznych, sztuczne łączenie rzek przez działy wodne, wpuszczanie do rzek ścieków, wód zasolonych z kopalni lub podgrzanych z elektrowni, pobieranie z koryta otoczków, piasku, czerpanie wód dla potrzeb miast i nawodnień rolniczych itd. Ze względu na charakter opracowania przedstawione będą tylko wybrane aspekty tego oddziaływania.

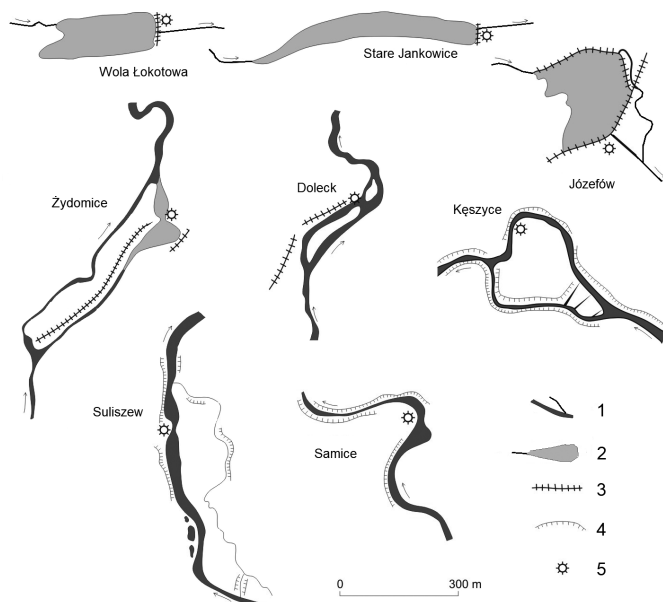
Najwcześniej na lokalny przepływ wody rzecznej, akumulację i erozję miały wpływ młyny wodne, które funkcjonowały od średniowiecza, a najwięcej zainwestowano na początku XX w. (Bender 1974, Krzemiński 1995, Kaniecki 1999, Brykała 2003, Podgórski 2004, Kobołek 2009). Na niektórych rzekach działały młyny ułożone kaskadowo co 1–1,5 km (ryc. 64). Przy większości młynów

tworzono zbiornik wodny (staw młyński), w którym piętrono wodę (ryc. 65). W stawach dominowała akumulacja transportowanego materiału, a poniżej piętrzenia na małą skalę zachodziła erozja denną. Generalnie funkcjonowanie młynów wodnych z piętrzeniami spowodowało większe zawodnienie, czasem zabażnienie, dna doliny, niż wynikało ono z warunków klimatycznych i uwarunkowań geomorfologicznych.



Ryc. 64. Lokalizacja młynów wodnych na Rawce w środkowej Polsce, stan na początku XX w. S – młyn ze stawem młyńskim, M – młyn na młynówce, czyli sztucznie ukształtowanym kanale zasilanym wodą z rzeki, K – młyn na podpiętrżonym korycie, 1,7‰ – spadek rzeki

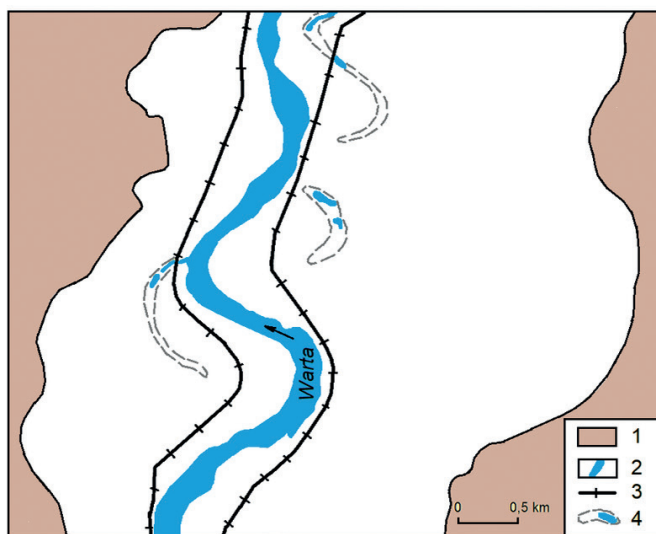
Źródło: opracowanie własne.



Ryc. 65. Przykłady lokalizacji młynów wodnych i przekształcenia cieków, na przykładzie Rawki 1 – rzeka, 2 – staw młyński, 3 – groble, 4 – strome brzozy koryta lub przekopu, 5 – młyn wodny

Źródło: opracowanie własne.

Powszechną ochroną przed wodami powodziowymi są wały przeciwpowodziowe, które ograniczają zasięg powodzi jedynie do wąskiego pasa pomiędzy wałami (ryc. 66). Są one skuteczne przy niskich i średnich przepływach. Niestety rozstaw wałów w szerokich dnach dolin jest za mały i podczas większych przepływów wały są przerwane i woda z większą siłą i w krótszym czasie (niż w warunkach naturalnych) zalewa wcześniej chronione obszary (Makowski 1997a, Plit i Warowna 2008). Silne zwężenie koryta podczas regulacji i ukształtowanie zbyt wąskiej strefy między wałami przeciwpowodziowymi skutkuje powtarzającymi się przerwaniami wałów w tym odcinku. Przykładowo rozstaw wałów przeciwpowodziowych w dolinie Wisły w Kotlinie Sandomierskiej wynosi od 600 do 800 m, ale są miejsca z 450 m – przy szerokości równiny zalewowej 3–10 km. Na Nizinie Mazowieckiej szerokość międzywała wynosi 1000–1700 m, a w Warszawie 400–600 m (Jacewicz i Kuźniar 2000). Jeżeli w obrębie dna doliny poza wałami są obszary zabudowane, to zostają zalane przez wody przepływające z jeszcze większą siłą.



Ryc. 66. Lokalizacja wałów przeciwpowodziowych w dnie doliny rzecznej Warty w okolicach Burzenina

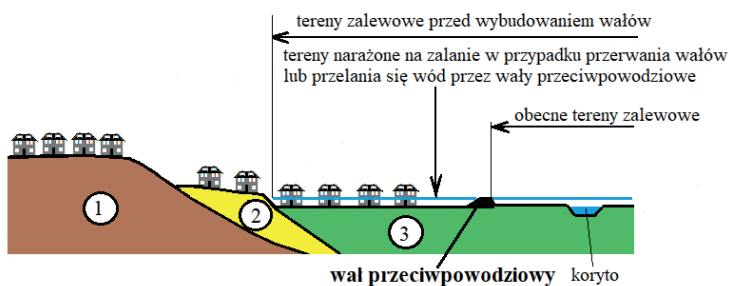
1 – terasa nadzalewowa, 2 – zasięg dna doliny rzecznej, czyli dawnej terasy zalewowej,
3 – wały przeciwpowodziowe, 4 – starorzecz

Źródło: opracowanie własne.

Ograniczenie zasięgu wód powodziowych do międzywała spowodowało wzrost jej siły transportowej i zmieniło charakter depozycji powodziowej. Woda może transportować w zawiesinie znacznie grubsze ziarno niż w warunkach naturalnych. W niektórych przypadkach ograniczono obszar sedymentacji

powodziowej do 25–40% pierwotnej powierzchni, co warunkuje szybki przyrost pionowy osadów w międzywał. Dodatkowo najmłodsze osady śródwala są wyraźnie grubsze od tych poza wałami, akumulowanymi w warunkach naturalnych.

W gospodarce przestrzennej, po wybudowaniu wałów przeciwpowodziowych, nie jest stosowana przyrodnicza nazwa terasa zalewowa, ale używane jest określenie „obszar zalewowy”, przy czym ma on zdecydowanie mniejszą szerokość niż naturalna równina zalewowa. Obszar zawala bywa powszechnie już zabudowywany jako niepodlegający zalewom w myśl dokumentów planistycznych (ryc. 67). Obecnie w warunkach gwałtownych zmian klimatycznych i częstszych zjawisk ekstremalnych ta wąska strefa zalewowa okazuje się zbyt mała, a przerwanie wałów przeciwpowodziowych potęguje wielokrotnie straty ekonomiczne i społeczne.

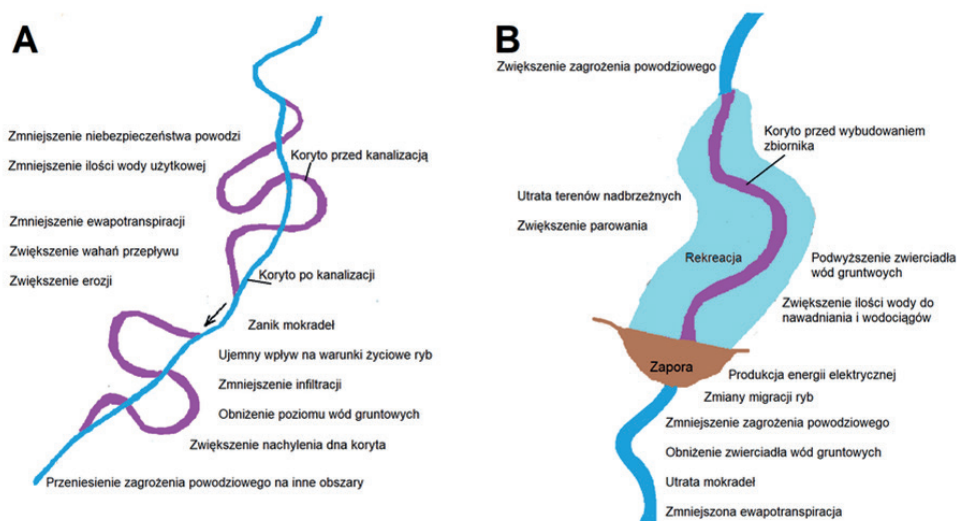


Ryc. 67. Zabudowa dna doliny położonego poza wałami przeciwpowodziowymi 1 – obszary wysoczyznowe pozostające poza zasięgiem fal powodziowych, 2 – terasa nadzalewowa poza zasięgiem wód powodziowych, 3 – dno doliny zalewane podczas powodzi przed wybudowaniem wałów przeciwpowodziowych

Źródło: opracowanie własne.

Na wielu rzekach przeprowadzono prace regulacyjne, na które składa się kanalizowanie koryta i budowa zbiorników retencyjnych. Kanalizowanie polegało generalnie na przekształceniu krętego albo meandrującego koryta w prosty, węższy, krótszy i zwykle głębszy kanał (ryc. 68). Prace regulacyjne na Odrze od XVIII w. polegające na prostowaniu biegu rzeki spowodowały skrócenie jej długości o 16% (Born 1948). W niektórych przypadkach szerokość koryta po kanalizacji była 2,5 razy mniejsza (Ciszewski i Dubicki 2008). Skrócenie biegu i zwiększenie spadku rzeki spowodowało wzrost prędkości odpływu wody i silniejszą erozję wgłębną w korycie. Woda szybciej odpływa z uregulowanego odcinka doliny i maleje niebezpieczeństwo powodzi, ale zagrożenie powodziowe zostało przeniesione na tereny położone poniżej tego fragmentu. Częstym zjawiskiem wtórnym regulacji jest obniżenie poziomu wód gruntowych i osuszenie nadrzecznych mokradeł (Dynowska 1974). Jednak ten skutek różnie jest oceniany. Z przyrodniczego punktu jest to

ogromna strata dla środowiska dolinnego, ale podnosi wartość gruntów w mieście, które mogą być wykorzystane pod różne formy zainwestowania. Ten ekonomiczny wątek zdaje się obecnie przeważać w wielu miastach.



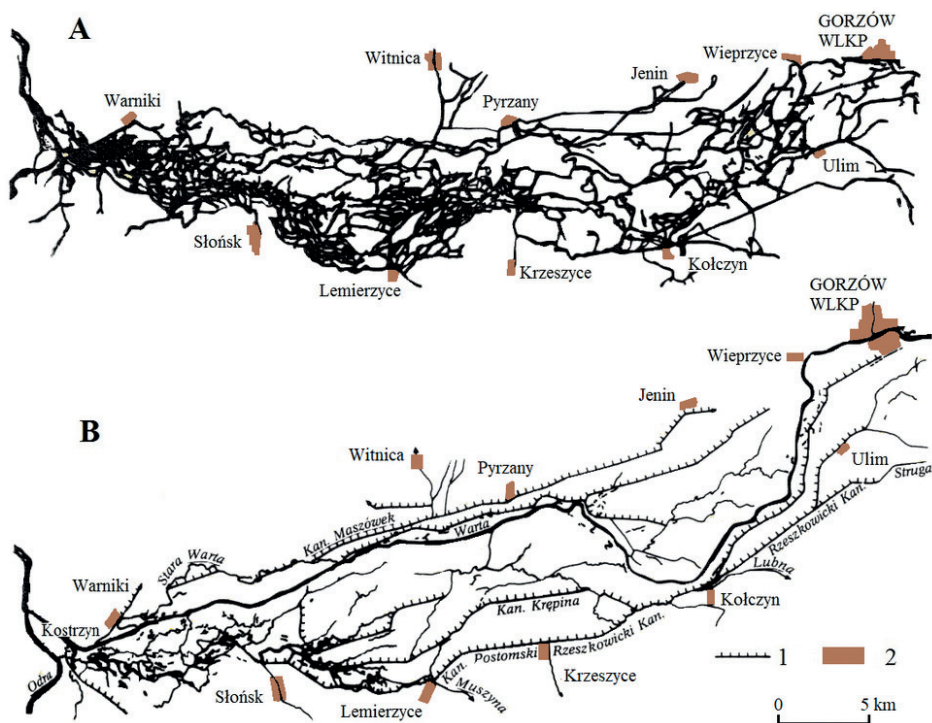
Ryc. 68. Wpływ kanalizacji koryta (A) i budowy zbiornika retencyjnego (B) na procesy i środowisko przyrodnicze dna doliny

Źródło: opracowanie własne.

Podczas prac regulacyjnych szczególnie mocno ucierpiały rzeki wielokorytowe tak bardzo charakterystyczne dla szerokich, płaskich den dolinnych środkowej Polski. Są to systemy rzeczne tworzone przez kilka stabilnych koryt, które wielokrotnie łączą się i rozgałęziają. Taki układ zapewniał najefektywniejszy transport wody i osadów na płaskich obszarach (Peters i Forsyński 2004). Wielokorytowy system zapisany jest na mapach z XVIII, XIX i początku XX w. w wielu odcinkach pradolinnych rzek, np.: Warty (od Sieradza do Uniejowa), Bzury (od Łęczycy do Łowicza). Niestety w wyniku regulacji rzek i melioracji den dolinnych układ ten został zniszczony lub przekształcony (Banaszuk 1996, Peters i Forsyński 2004, Kobjek 2004, 2015). Zamieniono system wielokorytowy w jednokorytowy – zamiast kilku małych, płytkich koryt ukształtowano jedno, proste i głębokie. Przeprowadzone prace umożliwiły rolnicze wykorzystanie tych terenów, ale spowodowały bardzo mocne przekształcenie środowiska przyrodniczego i uruchomiły szereg negatywnych zjawisk.

Pomimo przeprowadzonych prac regulacyjnych w niektórych odcinkach dolin pozostało jeszcze cenne środowisko, np. w ujściowym odcinku doliny Warty (Piasecka 1974, Goraj 2015), Narwi (Banaszuk 1996) czy Biebrzy (ryc. 69).

Fragmety z zachowanym nawet częściowo systemem wielokorytowym zostały objęte ochroną w ramach parków krajobrazowych lub parków narodowych, np. Biebrzański PN, Narwiański PN, PN „Ujście Warty”.



Ryc. 69. Zmiany sieci hydrograficznej w odcinku ujściowym Warty
A – sieć na mapie z 1773 r., B – sieć wodna w latach 70. XX w., 1 – kanały,
2 – zabudowa miejscowości

Źródło: na podstawie Piaseckiej (1974).

Park Narodowy „Ujście Warty” obejmuje rozlewiska Warty w jej ujściowym odcinku. Występują tu starorzecza, kanały, małe stawy, torfowiska i okresowo zalwane łąki. Jest to miejsce lęgowe wielu gatunków ptaków wodnych i błotnych, których skład gatunkowy i liczebność zależą od poziomu wody. Na żerowiska i odpoczynek zatrzymują się tu błotne ptaki wędrowne, np. żurawie, łyski, łabędzie, brodzie (Park Narodowy „Ujście Warty”).

Uregulowane zostały także rzeki przepływające przez miasta. Prace te na większą skalę rozpoczęto pod koniec XVIII i kontynuowano w XIX w. Dominowało techniczne podejście, które polegało na utworzeniu geometrycznych wymiarów przekroju poprzecznego i trasy regulacji oraz wybetonowaniu brzegów

koryta. Rzeka miała pełnić przede wszystkim funkcję sprawnego odbiornika wód, zapewnić przepływ dużej ilości wody i chronić obszary przed zalewami powodziowymi.

W dolinach o nadmiernym uwilgotnieniu przeprowadzono prace melioracyjne, odwadniające. W obrębie równiny zalewowej wykopano rowy melioracyjne otwarte. Prace prowadzono głównie w XX w., z największym nasileniem w latach 60. i 70. (Łajczak 2003, Kobojek 2004). Wykonanie melioracji pociągnęło za sobą pewne zmiany krajobrazowe: pojawiła się sieć głębokich, otwartych rowów melioracyjnych, co spowodowało zwiększenie gęstości sieci wodnej. Zbieranie wód w rowach spowodowało obniżenie zwierciadła wód gruntowych, przesuszenie równiny zalewowej oraz zmniejszenie powierzchni obszarów podmokłych i zabagnionych. Osuszenie równiny zalewowej miało na celu wykorzystanie jej jako pastwiska i łąki, co skutecznie hamowało ekspansję drzew i krzewów. Do wtórnych skutków osuszenia doliny należą zmiany w glebach, siedliskach i szacie roślinnej: gleby obniżyły swoją jakość (przemiana gleb organicznych w mineralne), siedliska grądowieją (przekształcanie w siedliska o mniejszym uwilgotnieniu), a łąki i pastwiska zostały przekształcone w pola uprawne. Prace regulacyjne i melioracyjne w dolinie Bzury przeprowadzone w drugiej połowie XIX w. spowodowały tak duże osuszenie łąk, że już w 1880 r. oceniano, że potrzebne jest ich nawadnianie w odcinku od Soboty do Łowicza (Sulmierski i in. 1880).

Duża ingerencja w środowisko dna doliny związana jest z budową zbiorników retencyjnych na rzekach. Mają one różne zadania, w tym zmniejszenie fali powodziowej i zwiększenie przepływów niżówkowych. Zbiornik, szczególnie duży, ma odmienny wpływ na środowisko dolinne powyżej i poniżej zapory. Obszary położone w dolinie poniżej zapory są chronione przed występowaniem powodzi, ale obniżył się także poziom wód gruntowych i zanikły mokradła z zasięgu oddziaływania zbiornika (ryc. 68). Z kolei powyżej zapory następuje podwyższenie poziomu wód gruntowych, które nawiązują do poziomu wody w zbiorniku oraz wzrasta zagrożenie powodziowe. Przykładowo po wybudowaniu Zbiornika Sulejowskiego na Pilicy wzrosło zagrożenie powodziowe w Sulejowie (położonym powyżej zbiornika) i należało podwyższyć stare i wybudować nowe wały przeciwpowodziowe. Z kolei w Tomaszowie Mazowieckim położonym poniżej zbiornika zmniejszyło się zagrożenie powodziowe i na dawnej równinie zalewowej rozwija się zabudowa, w tym mieszkaniowa jednorodzinna.

W XX w. prowadzono także proces „rekultywacji dolin”, co wiązało się z technicznymi wymaganiami stosowanych w rolnictwie maszyn. Oznaczało to ujednolicenie morfologii powierzchni dolin, polegające na zasypywaniu zagłębień, plantowaniu wzniesień i ujednolicaniu ekosystemów dolinnych. Działania te spowodowały ograniczenie zróżnicowania mikroform rzeźby i bioróżnorodności.

Wszystkie prace regulacyjne spowodowały dużą ingerencję w koryto rzeczne i w obrębie samego dna doliny. Uregulowane i zbyt ciasno obwałowane rzeki zamiast meandrować na rozległych błoniach, zmuszone były do przepływu w ciasnym,

uregulowanym łożysku. Dziś już wiadomo, że zadanie to zostało w większości przypadków przeprowadzone w zbyt radykalny sposób, co potęguje straty przy przzerwaniu wałów przeciwpowodziowych. Z doświadczenia wynika, że wały przeciwpowodziowe należy budować w przypadku zagrożenia zabudowy, a nie w obszarach użytkowanych rolniczo. Z kolei melioracja przyczyniła się do osuszenia den dolinnych, wysychania traw i zmniejszania się plonów użytków zielonych, zamierania lasów łęgowych, wysychania źródeł i starorzeczy, a to spowodowało wkraczanie pól uprawnych i osadnictwa na uprzednio podmokłe tereny nadbrzeżne. W obecnych warunkach zmian klimatu niestety zjawiska suszy będą częściej się powtarzały i należy wprowadzić możliwość ponownego okresowego nawadniania wcześniej osuszonych łąk.

4.1.3. Osady równin zalewowych jako złe grunty pod budownictwo

Osady budujące terasę zalewową są przeważnie słabym podłożem budowlanym. Wiąże się to z ich małą konsolidacją, znaczną wilgotnością naturalną, wysokim poziomem wód gruntowych oraz okresowym zalewaniem wodami powodziowymi. Przypowierzchniowa warstwa teras zalewowych zbudowana jest z gruntów holocenских lub pochodzących z przełomu holocenu i plejstocenu, czyli z piasków średnich, drobnych i pylastych oraz mułów, rzadziej grubszych osadów. Namuły holocenские należą do gruntów średnio lub mało spoistych, które pod wpływem nawet nieznacznych obciążeń wykazują duże odkształcenia. Dodatkowym czynnikiem obniżającym jakość gruntów teras zalewowych jest występowanie przewarstwień gruntów organicznych, np. różnej grubości namułów organicznych i torfów powstałych z nagromadzenia obumarłych szczątków roślinnych. Jest to podłoże bardzo porowate i nawodnione. Pod wpływem obciążenia grunt ulega silnemu odkształceniu oraz wypieraniu na boki. Podczas osuszania podłoża torfowe ulegają spopieleniu lub podlegają samozapłonowi. Grunty te są nienośne i zmieniają w czasie swoje właściwości fizyczne.

Nawodnione podłoże stanowi środowisko agresywne dla konstrukcji metalowych i betonowych. Poza słabonośnymi gruntami zabudowie nie sprzyja okresowe zalewanie powierzchni wodami powodziowymi.

Pomimo tych niekorzystnych cech podłoża w wielu miejscach można spotkać zabudowę poza wałami przeciwpowodziowymi. Czasem obszar zalewowy jest nadsypywany do rzędnej powodziowej i dopiero wtedy wznoszone są zabudowania. Pod osadami holocenскими na różnej głębokości występują z reguły warstwowane i dobrze wysortowane grunty piaszczyste lub piaszczysto-żwirowe, nawodnione, średnio zagęszczone, które są traktowane jako grunty nośne. Można w nie wprowadzić pale lub studnie w przypadku budownictwa na fundamentach pośrednich (głębokich). Sporadycznie można spotkać także domy na palach przystosowane do okresowego zalewania dna doliny.

4.1.4. Kierunki użytkowania powierzchni terasy zalewowej

Dno doliny, tak bardzo różnorodne i zmienne, było w przeszłości i jest nadal wszechstronnie użytkowane. Wykorzystywana jest woda płynąca w korycie oraz specyficzne środowisko z bogactwem ekologicznym. Przez kolejne wieki typowym, dostosowanym do specyficznych warunków środowiska przyrodniczego sposobem użytkowania terasy zalewowej były łąki (ryc. 70). Zastąpiły one głównie obszary dawniej zajęte przez lasy łęgowe. Łąki są utrzymywane dzięki corocznemu wykaszaniu. Po usunięciu roślinności drzewiastej powstało wielogatunkowe zbiorowisko roślinne z przewagą traw, zapewniające dużą produkcję biomasy, będącej doskonałą paszą dla zwierząt. Ta zmiana krajobrazu doliny tak głęboko utrwaliła się w powszechnej świadomości, że dno doliny nawet obecnie jednoznacznie kojarzone jest z łąką, nie zaś z lasem łęgowym. Nazwa „łąka” pochodzi od „łęku”, czyli skreśtu; pierwotnie łęka oznaczała nizinę nad zakolem rzecznym, pokrytą już runią łąkową, a nie lasem (Olaczek 2000). Nadal terasy zalewowe mniejszych i średnich den dolinnych zajęte są przez łąki (ryc. 11, 22, 50, 52). W dnach dolin przeważają wielokośne łąki ostrożeńowe lub wilgotne sitowo-trzęślicowe. Łąki wilgotne koszone tylko raz w roku zawierają w swoim składzie piękne kwitnące byliny, np. goździk pyszny, kosaciec syberyjski, goryczka wąskolistna.

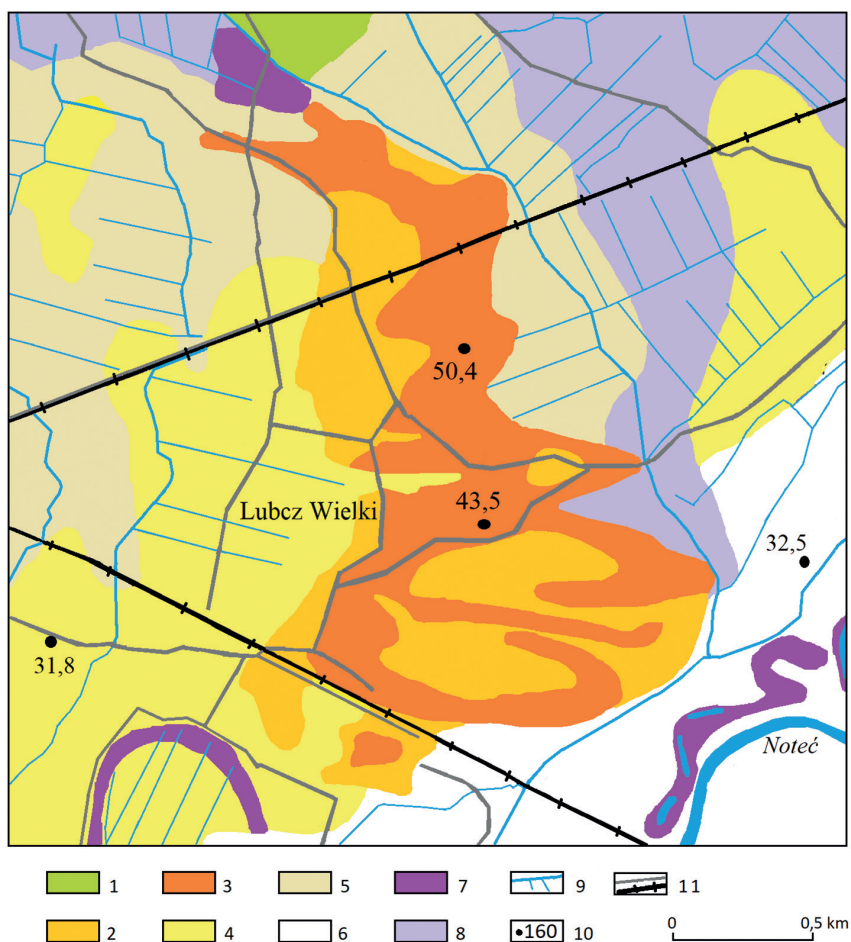


Ryc. 70. Łąka w dnie doliny, a w głębi drzewa na brzegu koryta Bzury

Źródło: fot. E. Kobjek.

W obrębie szerokich den dolinnych (np. w dolinie Noteci w okolicach Lubcza Wielkiego; ryc. 71, 72) łąki występują na niższych terenach zalewowych zbudowanych z piasków i namulów rzecznych, a także pomiędzy wałami przeciwpowodziowymi. Łąki zalewowe zajmują obszary corocznie zalewane przez rzekę, która w ten sposób użyźnia glebę. Dlatego na obszarach tych roślinność wykazuje

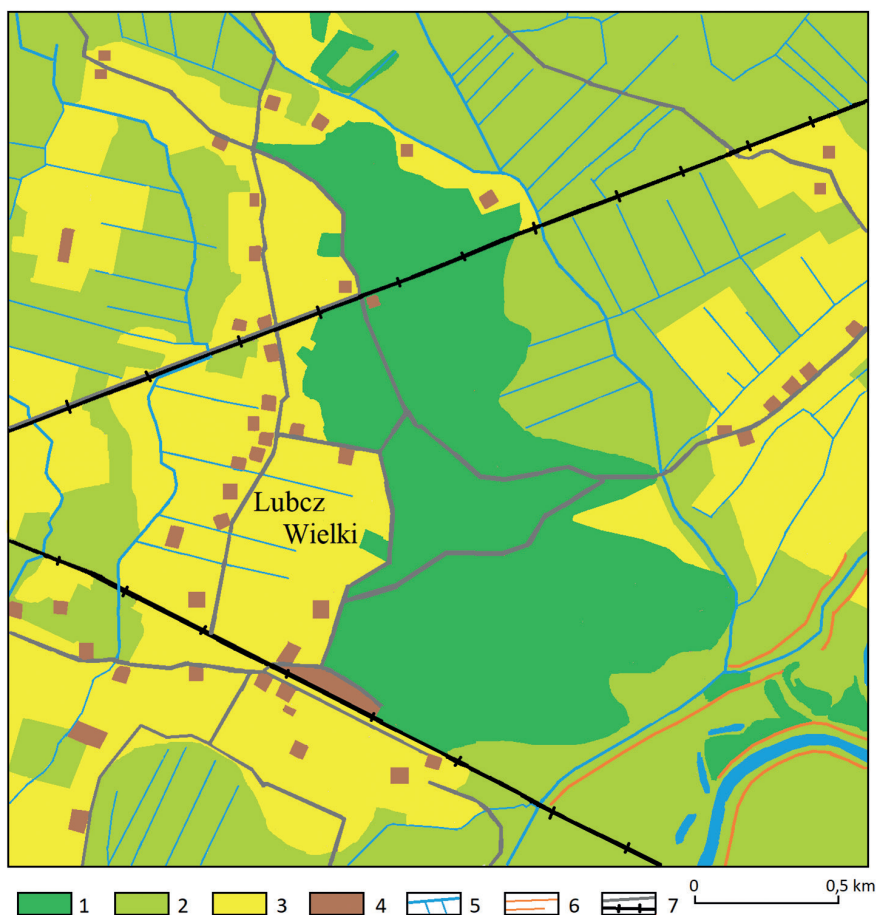
jeszcze większe bogactwo gatunkowe i duże przyrosty. Na wyższej terasie zalewowej występują pola, ale powierzchnia jest intensywnie meliorowana systemem rowów odkrytych i dodatkowo wałem przeciwpowodziowym. Zabudowa wiejska jest rozproszona, a zajmuje suchsze obszary wyższej terasy zalewowej, często nadbudowane przez wydmy (ryc. 72).



Ryc. 71. Budowa geologiczna dna doliny Noteci w okolicach Lubcza Wielkiego

1 – piaski i żwiry terasy nadzalewowej, 2 – piaski eoliczne, 3 – piaski eoliczne w wydmach, 4 – piaski i żwiry terasy zalewowej 2–4 m n.p. rzeki, 5 – piaski humusowe na piaskach i namulach rzecznych terasy zalewowej 2–4 m n.p. rzeki, 6 – piaski i żwiry terasy zalewowej 1–2 m n.p. rzeki, 7 – torfy i namuły torfiaste, 8 – torfy na piaskach, 9 – rzeki i rowy melioracyjne, 10 – punkty wysokościowe w m n.p.m., 11 – wybrane drogi i linie kolejowe

Źródło: na podstawie Stoińskiego i Wągrowskiego (2005).



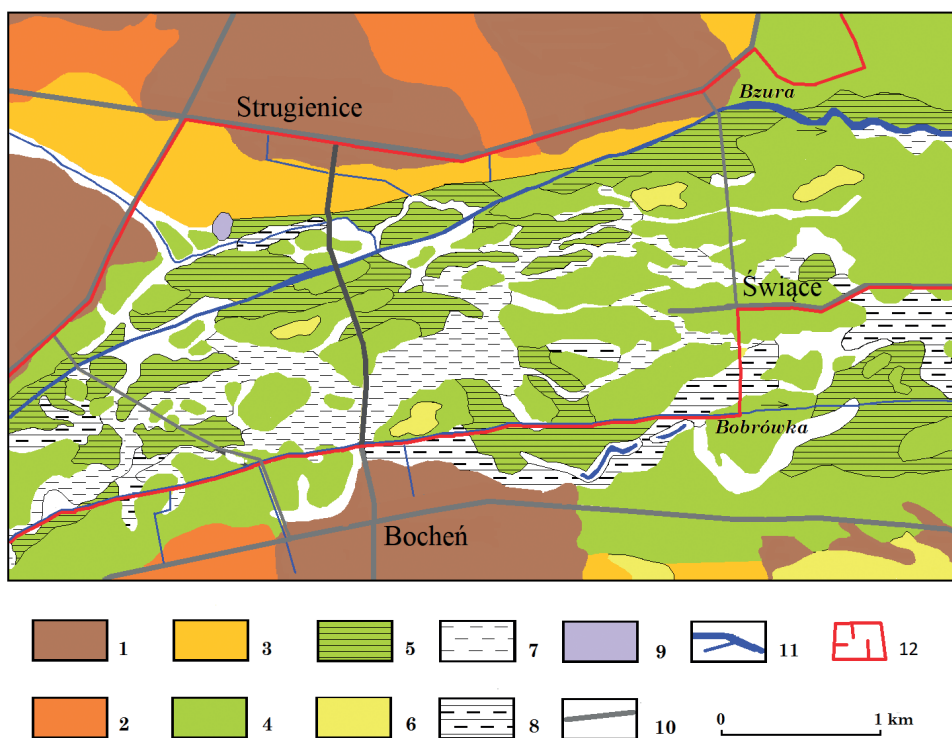
Ryc. 72. Użytkowanie ziemi w obrębie dna doliny Noteci w okolicach
Lubcza Wielkiego

1 – lasy, 2 – łąki, 3 – grunty orne, 4 – zabudowa, 5 – rzeki i rowy melioracyjne,
6 – wały przeciwpowodziowe, 7 – wybrane drogi i linie kolejowe

Źródło: opracowanie własne.

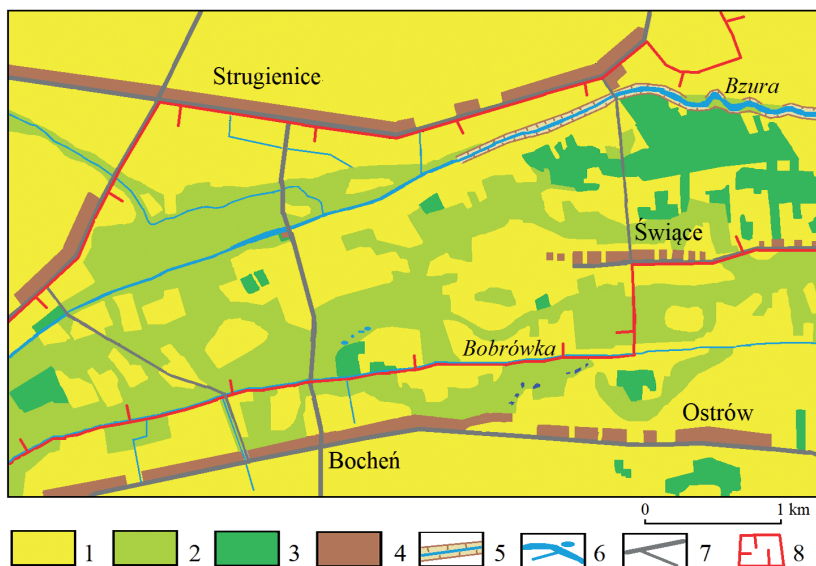
Zasięg łąk w ostatnich latach bardzo się zmniejsza. W wyniku powszechnie przeprowadzonej melioracji i osuszenia dna doliny część łąk została zaorana i przekształcona w pola uprawne. Proces ten dotyczy szczególnie odcinków dolin, gdzie budowa geologiczna jest bardziej zróżnicowana, np. doliny Bzury w okolicach Strugienic (ryc. 73). Wąska strefa zbudowana z namulów torfiastych i torfów holocenijskich użytkowana jest jako łąki, a sąsiaduje z ostańcami zbudowanymi z piasków, które już zajęte są przez pola (ryc. 74). Na mapie z lat 30. XX w. dno doliny zajmowały jeszcze tylko łąki. Ich zasięg był zdecydowanie większy

jeszcze pod koniec XX w., a obecnie zastąpiły je głównie uprawy kukurydzy i roślin pastewnych. Urozmaicona rzeźba dna doliny jest dobrze widoczna podczas orki (ryc. 75). W dnach szerokich dolin rzecznych występuje zwykle mozaika łąk i pól, przy czym łąki zajmują obszary wilgotniejsze, a pola suchsze. Obszar dna doliny Bzury, pomimo tak dużych ingerencji człowieka, cechuje duża różnorodność biologiczna w rolniczym krajobrazie, dlatego został objęty ochroną w ramach Natura 2000. Odcinek od Łęczycy do Łowicza włączony został w obszar specjalnej ochrony ptaków Pradolina Warszawsko-Berlińska PLB100001 oraz specjalny obszar ochrony siedlisk Pradolina Bzury-Neru PLH100006 (Centralny Rejestr Form Ochrony Przyrody, Janiszewski i in. 2013). Teren przedstawiony na ryc. 73 i 74 położony jest przy wschodniej granicy obszaru Natura 2000.



Ryc. 73. Budowa geologiczna dna doliny Bzury w okolicach Strugienic
 1 – glina zwałowa, 2 – piaski wodnolodowcowe, 3 – piaski terasy nadzalewowej I, 4–6 m n.p. Bzury, 4 – piaski terasy nadzalewowej II, 2–4 m n.p. Bzury, 5 – piaski i mułki terasy nadzalewowej II, 6 – piaski eoliczne w wydmach, 7 – namuły zagłębień bezodpływowych, 8 – namuły torfiaste, 9 – torfy, 10 – rzeki i rowy melioracyjne, 11 – wybrane drogi, 12 – zasięg obszaru Natura 2000

Źródło: opracowanie własne.



Ryc. 74. Użytkowanie terenu w dnie doliny Bzury w okolicach Strugienic
 1 – grunty orne, 2 – łąki, 3 – lasy, 4 – zabudowa, 5 – wcięcie erozyjne rzeki i roślinność nadwodna, 6 – rzeka i starorzecza, 7 – wybrane drogi, 8 – zasięg obszaru Natura 2000

Źródło: opracowanie własne.



Ryc. 75. Grunty orne na przemian z łąkami w obrębie dna doliny Bzury o zróżnicowanej budowie geologicznej. Obniżenia wypełnione są przez namuły i namuły torfiaste, a nieznaczne wzniesienia zbudowane z piasków fluwialnych. Rzeźba została złagodzona w wyniku orki

Źródło: fot. E. Kobjek.

Lasy zajmują obecnie tylko najwilgotniejsze fragmenty den dolinnych, np. na torfowiskach, zarastających starorzeczach (ryc. 11, 73). Nad brzegami rzek rosną fragmenty lasów łęgowych wierzbowo-topolowych z pnączami (chmiel, kielisznik). Częściej występują jednak zarośla wierzbowe lub szpalery drzew tylko wzdłuż koryta, głównie wierzy, olchy i topole, które nadają nadrzecznym krajobrazom niepowtarzalną fizjonomię. Liczne gatunki wierzb tworzą w dolinach rzecznych względnie trwałe, zwarte zbiorowiska leśne i zaroślowe, jak i luźne skupiska (Faliński 2002). Większe powierzchnie leśne zaznaczone na ryc. 73 i 74 obejmują tereny najsuchsze w dolinach, czyli wydmy śródlądowe, które miejscami nadbudowują wyższe tereny.

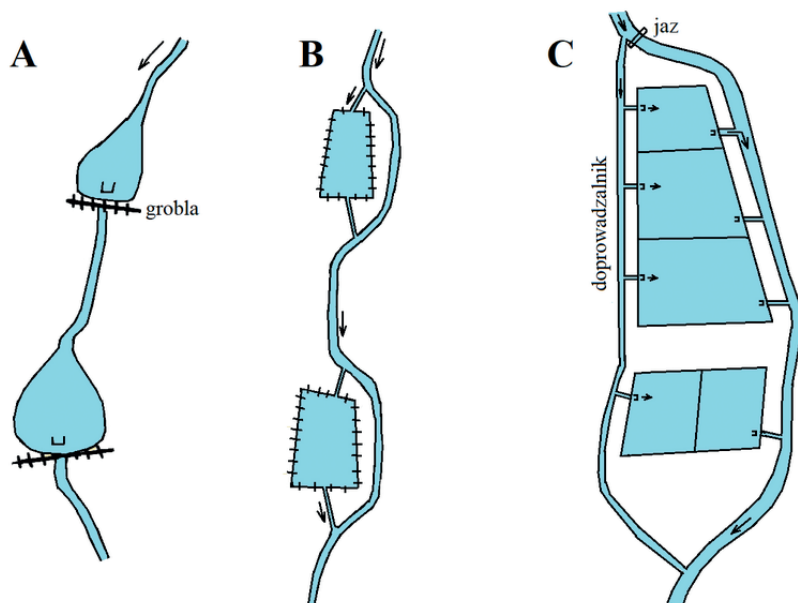
Lasów przybywa w dnach dolin rzecznych jedynie w sąsiedztwie miast w zasięgu tzw. procesu urbanizacji wsi. W podmiejskiej wsi ubywa zabudowy zagrodowej, coraz mniej powierzchni pozostaje pod uprawą rolną, a wzrasta powierzchnia zajęta przez zabudowę jednorodzinną. Następuje zmiana charakteru użytkowania gruntów z rolniczego na mieszkaniowy. Przy braku hodowli zwierząt łąki w dnach dolin nie są koszone i zachodzi sukcesja wtórna – miejsce łąk ponownie zajmują lasy łęgowe.

Dosyć powszechnym sposobem użytkowania den dolinnych są stawy rybne, ponieważ woda jest podstawowym czynnikiem ich funkcjonowania. Zasilane bywają wodą opadową, źródłaną, drenażową oraz z rzek i strumieni. Lokalizacja stawów dawniej i obecnie zależy od sposobu zasilania. W górnych odcinkach rzek stawy zakładano bezpośrednio na korycie, przez przegrodzenie cieku jazem i poprzeczną groblą. Często na jednej rzece stawy występowały jeden za drugim, czyli był to układ paciorkowy (ryc. 76A). Były to stawy przepływowe. W szerszych dnach dolin stawy ulokowano w pewnej odległości od koryta, a zasilane są wodą doprowadzaną za pośrednictwem rowów (ryc. 76B i C). Są to stawy nieprzepływowe i ten rodzaj dominuje. W niektórych obszarach konieczność zasilania stawów świeżą wodą spowodowała dużą ingerencję w system małym rzek, gdyż zmieniono ich przebieg.

Kompleksy największych stawów (stawy milickie, oświęcimskie, łowickie) zakładano w rozległych dolinach, w których płynęły leniwie rzeki nieproporcjonalnie małe w stosunku do bardzo szerokich den dolinnych. Gospodarka stawowa spowodowała powstanie sztucznych zbiorników wodnych z gęstą siecią rowów doprowadzających i odprowadzających wodę.

Wielki zespół stawów rybnych został ukształtowany od średniowiecza w kotlinowatych rozszerzeniach doliny Baryczy, w okolicach Milicza i Żmigrodu. Część z akwenów wykorzystuje dawne niecki pozostałe po wydobywaniu rud darniowej (Bartkowski 1970). Liczba stawów różnej wielkości wynosi ponad 300, a ich łączna powierzchnia liczy ok. 6 tys. ha. Założone przez cystersów w XIII w. milickie stawy rybne są największym w Europie ośrodkiem hodowli karpia. Można mówić w tym przypadku o istnieniu sztucznego krajobrazu pojezierza. Stawy te dostarczają nie tylko ryb, ale są także ostoją licznych gatunków ptactwa błotnego i wodnego. Na stawach bytuje ponad 200 gatunków ptaków, z czego trzy

czwarte gniazdujących. Są także jednym z cenniejszych ośrodków ornitologicznych w Europie. W 1963 r. na ich obszarze utworzono rezerwat przyrody Stawy Milickie. Objęte zostały także ochroną w ramach konwencji ramsarskiej i wpisane są na prestiżową listę Living Lakes (Nadleśnictwo Milicz).



Ryc. 76. Sposoby lokalizacji i zasilania stawów rybnych

A – układ paciorkowy, stawy założone bezpośrednio na korycie, usypana grobla czołowa, B – stawy otoczone groblami zalewane i odwadniane niezależnie od siebie, założone w sąsiedztwie małych cieków, których przebieg jest przekształcony, C – stawy zalewane i odwadniane niezależnie od siebie, zakładane w sąsiedztwie większych rzek, koryto rzeki ma naturalny lub uregulowany przebieg, a wykopane są doprowadzalniki

Źródło: opracowanie własne.

W centralnej części kraju w okolicach Łowicza utworzono wiele pojedynczych stawów rybnych oraz cztery większe zespoły na licznych rzekach (Bzura, Mroga, Bobrówka, Skierniewka, Rawka). Historia niektórych z nich sięga XVI w., a inne utworzone zostały w połowie XX w. Największe zespoły stawów utworzono w dolinie środkowej Bobrówki (Okręt 200 ha i Rydwan 80 ha). Dla zapewnienia stałej dostawy świeżej wody zmieniono całkowicie lokalny układ małych cieków (Kobojek 2009).

Współcześnie stawy rybne mają znaczenie nie tylko gospodarcze, ale także ekologiczne. Zbiorniki charakteryzujące się najwyższymi walorami przyrodniczymi zostały objęte różnymi formami ochrony, najczęściej ochroną rezerwatową,

jako obszary Natura 2000 czy użytki ekologiczne. Duże powierzchnie wodne stały się ostoją dla ptactwa wodnego i dlatego zostały włączone w obszary Natura 2000. Przykładowo stawy milickie stanowią centrum obszaru specjalnej ochrony ptaków Dolina Baryczy (PLB020001), a stawy na południowy zachód od Łowicza (Okręt i Rydwan) są bardzo ważną częścią obszaru specjalnej ochrony ptaków Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (PLB100001). Do stawów rybnych o międzynarodowym znaczeniu przyrodniczym zaliczane są stawy milickie i w dolinie górnej Wisły w Zatorze, a o znaczeniu regionalnym stawy w okolicach Łowicza. Pozostałe stawy mają znaczenie lokalne.

W dnach dolin lokalizowane są także duże zbiorniki retencyjne, np. Zbiornik Jeziorsko na Warcie, Zbiornik Sulejowski na Pilicy, Zbiornik Włocławski na Wiśle i wiele innych. Pełnią one różnorodne funkcje. W ostatnich latach szczególnie dużo zbiorników retencyjnych o charakterze rekreacyjnym utworzono na małych rzekach w średnich i małych miastach. Przykładowo w Głownie Zalew Mrożyczka został utworzony w kotlinowatym rozszerzeniu dna doliny (ryc. 77). Wcześniej część tego rozległego dna zajmowały staw młyński i torfowisko.

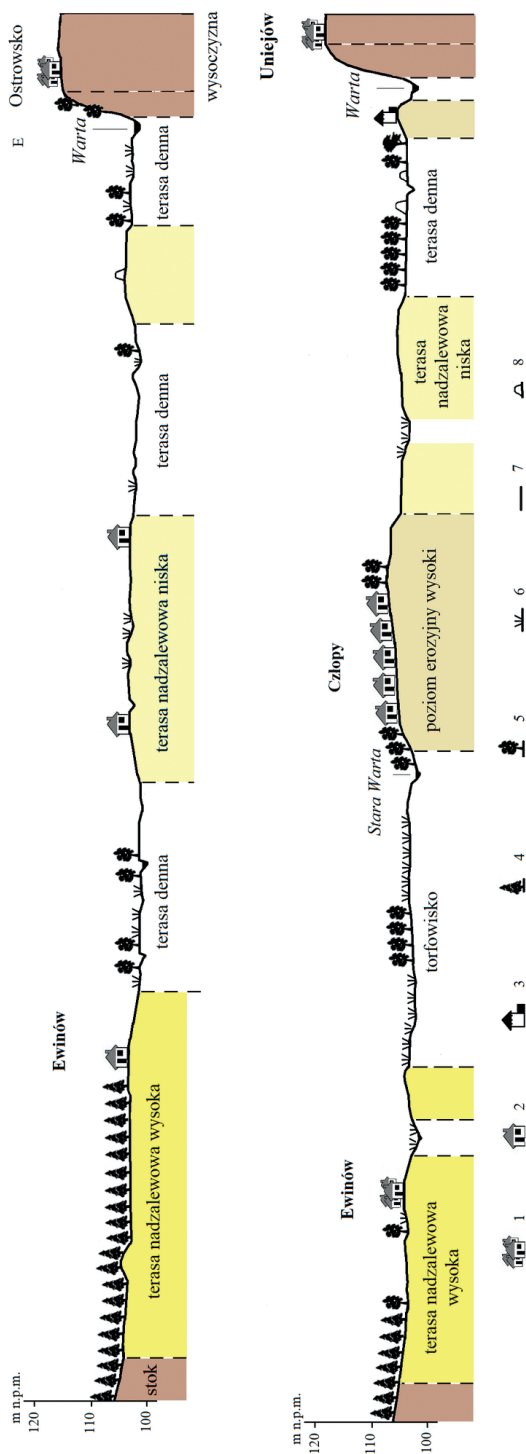


Ryc. 77. Zbiornik retencyjny Zalew Mrożyczka o dużym znaczeniu rekreacyjnym utworzony w obrębie szerokiego dna doliny Mrogi w Głownie

Źródło: fot. E. Kobjek.

Osadnictwo w dnach dolinnych ma bardzo długą tradycję, ale nieco inne elementy tego środowiska były doceniane w poszczególnych wiekach. We wczesnym średniowieczu powstało bardzo wiele grodów obronnych w dnach dolin rzecznych. Obronności sprzyjała obecność niewielkich, suchych wzniesień w obrębie rozległych podmokłości (Poklewski-Koziół 1992, Olszewski 1999). Miasta lokowano już wyżej na obszarach wysoczyznowych lub terasach nadzalewowych.

Przykładem odmiennej roli dna doliny w rozwoju osadnictwa może być Uniejów i jego okolice (Kobojek 2013). W obrębie szerokiej doliny Warty (3–7 km) występują cztery poziomy: poziom erozyjny zbudowany z piasków wodnolodowcowych warciańskich, fragmenty dwóch poziomów nadzalewowych (wyższy ukształtowany w plenivistulianie i niższy z późnego vistulianu) oraz równina zalewowa ukształtowana w holocenie (Klatkova i Załoba 1992, Petera 2002, Forysiak 2005). Od wschodu dolinę ogranicza wysoki na 10 m stok zbudowany w przewodzie z gliny zwałowej. W przeszłości dno doliny było mocno zawodnione, zabagnione, a jako suche obszary występowały ostańce poziomów erozyjnych i teras nadzalewowych. Właśnie te najmniejsze ostańce w osi zabagnionej doliny wykorzystano do lokalizacji trzech grodów, w Człopach Wielkich, Spycimierzu i Wilamowie, strzegących przeprawy przez Wartę (Dylik 1971, Rosin 1972). Zamek arcybiskupów gnieźnieńskich w Uniejowie także został wzniesiony w miejscu obronnym – na suchym ostańcu otoczonym przez wody Warty dzielącej się jeszcze w średniowieczu na liczne koryta. Miasto lokacyjne zajęło już wysoczyznę, czyli teren położony poza zasięgiem wszelkich powodzi (ryc. 78). Na początku XXI w. rozwój miasta jako uzdrowiska spowodował powrót na dno doliny. Część zabudowy uzdrowiskowej wzniesiono na nadsypanym sztucznie terenie do wysokości rzędnej powodzi, a zdecydowaną większość w obrębie dna doliny tuż za wałami przeciwpowodziowymi. Obecnie najniżej położona równina zalewowa z licznymi starorzeczami zajęta jest najczęściej przez łąki lub lasy.



Ryc. 78. Użytkowanie doliny Warty w okolicach Uniejowa

1 – zabudowa zwarta, 2 – zabudowa rozproszona, 3 – zamek, 4 – drzewa iglaste, 5 – drzewa liściaste, 6 – łąki, 7 – pola, 8 – wał przeciwpowodziowy

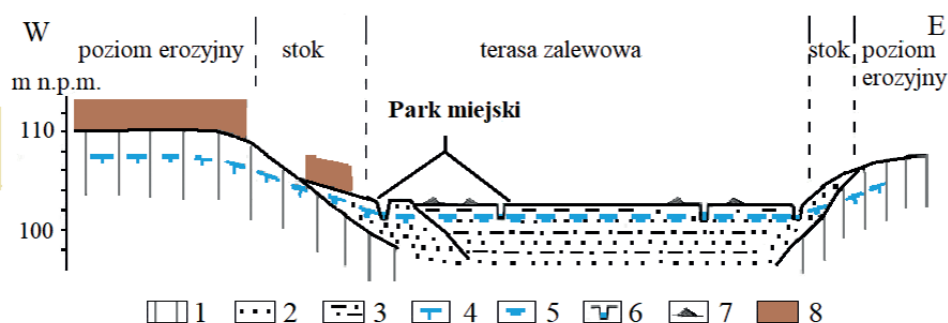
Źródło: opracowanie własne.

Jeszcze w XIX i XX w. na terasach zalewowych w większości małych i dużych miast powszechnie zakładano parki. Niektóre z nich chronione są od bezpośredniego zalewu wałami przeciwpowodziowymi (ryc. 79), a w obrębie innych główne aleje usytuowano na wałach przeciwpowodziowych (ryc. 80).



Ryc. 79. Park na Błoniach w Łowiczu założony na fragmencie terasy zalewowej oddzielonej obecnie od rzeki wałem przeciwpowodziowym

Źródło: fot. E. Kobjek.



Ryc. 80. Położenie Łęczycy w obrębie doliny Bzury. Zamek i zabudowa miejska na poziomie erozyjnym zbudowanym z gliny, a park miejski na terasie zalewowej
1 – glina morenowa, 2 – piaski terasy nadzalewowej i stokowe, 3 – piaski i mulki terasy zalewowej, 4 – poziom wód gruntowych, śródglinowych, 5 – wody aluwialne, 6 – rzeka i rowy odwadniające, 7 – wały przeciwpowodziowe, 8 – zabudowa miejska

Źródło: budowa geologiczna na podstawie Krzemińskiego (1987).

Należy podkreślić, że lokalizacja parku w obrębie równiny zalewowej w mieście jest najlepszym wykorzystaniem tej powierzchni okresowo zalewanej lub podtapianej przez wznoszący się poziom wód gruntowych. Niestety, od lat 80. XX w., szczególnie po serii suchszych lat, w obrębie terasy zalewowej wznoszona jest zabudowa, nie tylko jednorodzinna. Często tereny zalewowe nadsypywane są do rzędnej obszarów położonych poza zasięgiem fali wezbraniowej i tam wznoszone są nowe obiekty. Także tereny położone tuż za wałami przeciwpowodziowymi w miastach są dosyć powszechnie zabudowywane (ryc. 67). Wiele ogrodów działkowych, terenów sportowych, a nawet oczyszczalnie ścieków, jest położonych na obszarach zalewowych. Ogromne straty powodziowe w ostatnich 30 latach spowodowane były m.in. zabudową dawnych terenów polderowych. Dlatego rozpatrując współczesne problemy związane z położeniem miasta w dolinie rzecznej, należy analizować nie tylko naturalne uwarunkowania, ale także zakres i skalę antropogenicznych przekształceń.

4.2. Terasy nadzalewowe akumulacyjne

4.2.1. Środowisko przyrodnicze

Ważnym elementem doliny rzecznej jest terasa nadzalewowa o zupełnie innym charakterze niż terasa zalewowa (ryc. 57). Terasy nadzalewowe mogą występować na jednym poziomie lub tworzyć kilka poziomów, wznoszących się jedno nad drugimi. Towarzyszą zboczom doliny, ale występują także w obrębie szerokich den dolinnych jako erozyjne spłaszczenia i równiny, oddzielone stokiem od terenów zalewowych (ryc. 58, 59). Powierzchnia terasy położona jest poza zasięgiem fal powodziowych. Dodatkowo bywa nadbudowana pagórkami wydmyowymi. Szerokość równin terasowych jest zróżnicowana. W dnach dolin dużych rzek nizinnych mogą one osiągać nawet kilkaset metrów. Wysokość stoku rozdzielającego terasę od dna doliny jest różna i wynosi najczęściej od 1–2 m do 5–7 m. W małych dolinach może nie być w ogóle terasy nadzalewowej.

Budowa geologiczna terasy nadzalewowej zależy od jej położenia i wieku. W środkowej Polsce terasy nadzalewowe zostały wykształcone w zimnych warunkach plenivistulianu, w środowisku rzeki roztokowej, w warunkach obecności wieloletniej zmarzliny. Duży udział w osadach fluwialnych mają także ziarna eoliczne. Forma ma więc charakter fluwialno-peryglacjalny. Budowa terasy jest zazwyczaj dwudzielna. W spągu występuje seria mułkowa lub mułkowo-piaszczysta, często rytmicznie warstwowana. Przy czym zmienia się nieco udział piasków w zależności od położenia bliżej stoku czy centrum doliny. W strefie przystokowej przeważają mułki, które mogły być dostarczone w wyniku splukiwania i spełzywania (Goździk i Zieliński 1996). Część drobnoziarnistego materiału mogła dostać się do dolin w wyniku intensywnej akumulacji pyłu przez procesy eoliczne

w środowisku tundrowym (Goździk 1995). W stropie terasy nadzalewowej występują osady grubsze, najczęściej piaszczysto-żwirowe, warstwowane przekątnie rynnowo, pozbawione domieszek organicznych, akumulowane w środowisku rzeki roztokowej (Krzemiński 1974, Kobjek 2000). Osady piaszczysto-żwirowe cechuje wysoki udział ziaren o cechach obróbki eolicznej. Ziarna okrągłe mato-we RM stanowią często powyżej 50%. Miąższość osadów plenivistuliańskich jest różna, np. w dolinie Warty osiąga 20 m, Pilicy 10 m, Mrogi i Rawki od 5 do 15 m. W składzie osadów dominuje kwarc, z tego też względu należą one do skał macierzystych ubogich w składniki pokarmowe. W osadach terasy nadzalewowej nie ma części organicznych (ryc. 81), tak bardzo powszechnych w utworach terasy zalewowej (ryc. 61).



Ryc. 81. Budowa geologiczna terasy nadzalewowej, przykład doliny Rawki w Kamionie

Źródło: fot. E. Kobjek.

Głębokość zwierciadła pierwszego poziomu wód gruntowych na terasie nadzalewowej wynosi średnio od 2 do 5 m. Zmiany położenia lustra wody zależne są od intensywności infiltracji wody opadowej. Gdy terasa zbudowana jest z jednorodnych piasków i żwirów, zwierciadło zalega głębiej, przy udziale mułków występuje płycej. Szczególnie głęboko poziom wód gruntowych występuje na terasach nadbudowanych przez piaski eoliczne (Maksymiuk 1970).

W budowie geologicznej teras nadzalewowych przeważają piaski z różnym udziałem mułków, dlatego występują tu gleby bielicoziemne (rdzawe, bielcowe) i płowe. O typie gleb i sposobie zagospodarowania teras decyduje często nawet

niewielki udział mulków. Na powierzchniach z większym ich udziałem przeważają gleby bielicoziemne wykorzystywane rolniczo, dlatego powierzchnie te zwane są terasami polnymi.

4.2.2. Użytkowanie teras nadzalewowych

Ze względu na jednorodną budowę geologiczną, położenie poza zasięgiem fal powodziowych i dość głębokie zwierciadło wód gruntowych powierzchnie teras nadzalewowych są miejscem lokalizacji zabudowy wsi, miasteczek i miast. Jednak lokalnie mogą występować pewne problemy ze względu na zmienną budowę litologiczną. Jeżeli w gruncie występują utwory plastyczne (mulki, pyły piaszczyste), to osłabiają one nośność. W obrębie podłoża teras nadzalewowych na zmiennej głębokości występuje woda gruntowa. Wahania jej poziomu mogą przyczynić się do obniżenia zagęszczenia gruntów, jak również do nierównomiernego osiadania obiektów budowlanych. W przypadku budowy obiektów o głębszym fundamentowaniu wymagane jest odwadnianie podłoża. Z kolei lokalizacja obiektów budowlanych na liniach spływu wód podziemnych w obrębie terasy nadzalewowej może wywołać zjawisko sztucznego spiętrzenia wód gruntowych i powodować podtapianie i zalewanie piwnic (Racinowski 1987).

Zabudowa wiejska zwykle doskonale wykorzystuje elementy dolinne i dlatego zajmuje ona terasy nadzalewowe lub inne ostańce erozyjne. Często można spotkać wsie o typie rzędówek z drogami na terasie nadzalewowej tuż przy stoku do równiny zalewowej przebiegające równolegle do osi doliny (ryc. 74, 82). Zabudowa, najczęściej luźna, występuje po jednej stronie drogi. Pola mają układ łanowy i każde gospodarstwo posiada grunty orne na terasie nadzalewowej i łąki na terasie zalewowej.



Ryc. 82. Lokalizacja zabudowy wiejskiej w górnym odcinku doliny Rawy

Źródło: fragment mapy topograficznej w skali 1:100 000, arkusz Skierniewice, wydanej przez Wojskowy Instytut Geograficzny w 1937 r.

Obserwując czasem położenie zabudowy względem rzeki, można mieć wątpliwości, czy jest ona bezpieczna i nie zagrozi jej woda powodziowa – np. w sytuacji przedstawionej na ryc. 83. Jednak dokładniejsza analiza pozwala stwierdzić, że rzeka podcina poziom terasy nadzalewowej i nawet większe wezbrania nie zaleją tej powierzchni. Tempo erozji jest nieznaczne, dlatego zabudowa zlokalizowana ok. 1 km od koryta jest bezpieczna. Czasami na niewielkich powierzchniowo ostańcach erozyjnych pośród podmokłych obszarów powstawały małe wsie o topograficznych nazwach, np. w dnie doliny Bzury wieś Ostrów (ryc. 74).



Ryc. 83. Terasa nadzalewowa podcinana przez Bzurę. Zabudowa widoczna w głębi jest położona poza zasięgiem fali powodziowej

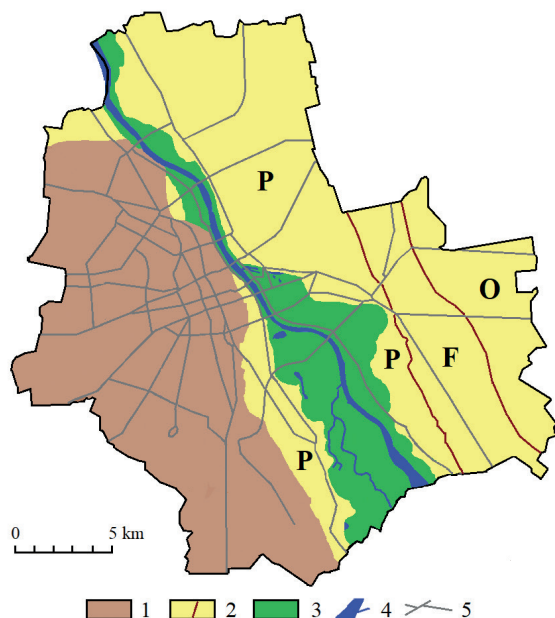
Źródło: fot. E. Kobjek.

Piaszczyste środowisko terasy nadzalewowej jest dobrą powierzchnią pod zabudowę nie tylko wsi, ale także miast. Wiele z nich powstało nad rzekami, w obrębie dolin o różnej morfologii. Wskazać można kilka sytuacji topograficznych ulokowania najstarszych miast nadrzecznych. Położenie wysp (lokalizacja na wyspie powstałej pomiędzy ramionami rzeki) miało duże walory obronne, ale nie zapewniało bezpieczeństwa przed powodzią. Miasto ulokowane w szerokiej dolinie (położenie dolinnodenne), najczęściej na terasie nadzalewowej, miało mniejsze walory obronne, ale nie było zalewane w czasie wezbrań. Usytuowanie miasta na wysokim brzegu rzeki, będącym jednocześnie stokiem doliny (położenie krawędziowe), najlepiej zabezpieczało je przed powodzią (ryc. 78). Jednak szybki rozwój przestrzenny miast w XIX i XX w. spowodował zejście z zabudową na tereny zalewowe, co stało się powodem wielu problemów.

Przykładem dużego miasta, które początkowo powstało przy krawędzi doliny, a następnie rozwinęło się na terasach nadzalewowych, jest Warszawa położona nad Wisłą (ryc. 84). W granicach miasta są wszystkie elementy dolinne,

przy czym na zachód od rzeki dominuje wysoczyzna z wyraźną krawędzią, a na wschód rozkładają się terasy nadzalewowe. Najstarsza część miasta została ulokowana na wysoczyźnie zbudowanej z glin zwałowych i z piasków wodnolodowcowych. Wyraźna skarpa o wysokości do 20 m (porozcinana miejscami dolinami i wąwozami) oddziela wysoczyznę od terasy nadzalewowej lub miejscami bezpośrednio zalewowej. Na wschód od rzeki dominują trzy poziome terasowe. Najwyżej położona jest terasa otwocka, która wznosi się 15–17 m n.p. rzeki. Zbudowana jest z osadów piaszczysto-żwirowych vistuliańskich, a jej powierzchnia jest nadbudowana licznymi wydmy o wysokości do 20 m. Ze względu na wydmy terasa otwocka nazywana jest też terasą wydmową.

Niżej położona jest terasa falenicka, a jej powierzchnia wznosi się 7–14 m n.p. rzeki (Sarnacka 1980a, b). W jej obrębie występuje mniej wydm, ale za to są wychodnie ilów zastoiskowych. W nowszych opracowaniach terasy otwocka i falenicka są łączone w jedną rozległą poziomą terasę nadzalewową wyższej (Wasiluk i Rychel 2023). Powierzchnia kolejnej terasy nadzalewowej praskiej wznosi się 5,0–7,5 m n.p. rzeki, a osiąga 87,0–90,0 m n.p.m. Na powierzchni terasy występują systemy starych koryt rzecznych i licznych starorzeczy.



Ryc. 84. Elementy dolinne w granicach Warszawy

1 – wysoczyzna, 2 – terasy nadzalewowe akumulacyjne (O – otwocka, F – falenicka, P – praska), 3 – terasy zalewowe, połączona powierzchnia zalewowa niższa i wyższa, 4 – rzeki, 5 – ważniejsze drogi

Źródło: na podstawie Sarnackiej (1976, 1980a, b) oraz Wasiluka i Rychel (2023).

W obrębie terasy zalewowej holocenińskiej wydzielane są dwa poziomy, wyższy i niższy. Poziom wyższy położony jest na wysokości 0,0–4,0 m n.p. rzeki i występuje na całym odcinku doliny w Warszawie. W jego zewnętrznej części dominują starorzecza i tereny zatorfione. Terasa zalewowa niższa sięgająca do 1,5 m n.p. rzeki ma mniejszy zasięg i występuje bezpośrednio przy korycie. Jest to teren współcześnie zalewany podczas średnich wezbrań. Wzdłuż koryta rzeki po obu stronach ciągną się wały przeciwpowodziowe. Obecnie zabudowane są wyższe części terasy zalewowej poza wałami przeciwpowodziowymi.

Terasy nadzalewowe, poza zabudową, zajęte są pod uprawę rolniczą lub porośnięte lasem. Powierzchnie zbudowane z piasków i mułków, będące podstawą rozwoju nieco lepszych gleb, są od wieków intensywnie użytkowane rolniczo i nie zachowały się tu lasy. Przykładem może być użytkowana rolniczo terasa nadzalewowa w dolinie Bzury (ryc. 85). Jest to klasyczny przykład użytkowania terenu w dnie doliny rzecznej: terasa zalewowa zajęta jest przez łąki, a nadzalewowa przez pola oraz zabudowę wiejską. Jedynie terasy zbudowane z przepuszczalnych żwirów i piasków, dodatkowo pokryte wydmy, porośnięte są lasami. Są to głównie fragmenty teras nadzalewowych w dolinie Warty, Pilicy, w międzyrzeczu Warty i Widawki. Ubogie gleby piaszczyste nie sprzyjają uprawie rolnej. Ponadto wycięcie drzew ożywiło procesy eoliczne, dlatego duże kompleksy leśne w dolinach najczęściej związane są z obszarami teras przykrytych przez wydmy. Obszary te porastają najczęściej bory sosnowe.



Ryc. 85. Terasa nadzalewowa w dolinie Bzury zajęta przez pole opadające zboczem na terasę zalewową porośniętą przez łąkę. W głębi za drzewami znajduje się zabudowa wsi Strugienice

Źródło: fot. E. Koboжек.

Terasy nadzalewowe charakteryzują się na ogół większą miąższością osadów i gruboziarnistością aluwów w stosunku do teras zalewowych, dlatego należą do utworów korzystnych w budownictwie i podlegających eksploatacji (tab. 2). Wśród aluwów dominują warstwowane osady piaszczyste i piaszczysto-żwirowe, bardzo dobrze przebyte, o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Znaczenie złóż jest duże i bardzo duże. Mają zastosowanie w budownictwie drogowym, mieszkaniowym i przemysłowym. W wielu regionach kraju na dużą skalę eksploatowane były i są nadal osady piaszczyste i żwirowe.

4.3. Delta Wisły

Rzeki, przy ujściu do morza, w sprzyjających warunkach deponują drobny transportowany materiał, tworząc delty. Akumulacja osadów przebiega szybko wskutek zmniejszenia prędkości rzeki i często lokalnej subsydencji, a także oddziaływania fal morskich. Akumulowane drobne osady stanowią przeszkodę dla płynięcia rzeki, wskutek czego rozdziela się ona na liczne ramiona. W warunkach naturalnych równina deltowa porozcinana jest przez palczasto ułożone koryta rozprawdzające o różnej wielkości, ograniczone wałami brzegowymi, pomiędzy którymi występują bagna, mokradła, torfowiska, płytkie jeziora oraz glify krewasowe (Gradziński i in. 1986). Obszar delty systematycznie jest zalewany wodami powodziowymi. Podobnie przebiegające procesy ukształtowały w przeszłości deltę Wisły.

Żuławy Wiślane są regionem różniącym się w sposób zasadniczy od wszystkich innych krain geograficznych. Mają w przybliżeniu kształt trójkąta, o podstawie ok. 40 km, a wysokość 50 km. Zbudowane są z aluwów, których miąższość osiąga 50 m. Są to głównie namuły organiczne, piaski i mułki, torfy oraz margle łukowe. W wierzchniej warstwie aluwów występuje miejscami kilka poziomów torfów kopalnych.

Zróznicowanie rzeźby Żuław jest nieznaczne. Wysokości bezwzględne wahają się od 14,6 m n.p.m. na wschód od Pruszcza Gdańskiego do -1,8 m p.p.m. w depresjach. Prawie jedna trzecia powierzchni Żuław jest depresją. Dominują powierzchnie położone na wysokości 0–5 m n.p.m. Głównymi genetycznymi formami rzeźby terenu są równiny aluwialne, równiny torfowe i niewielkie wzniesienia zwane „wyspami” plejstocénskimi, czyli pozostałości wysp w dawnej zatoce morskiej.

Krajobraz Żuław łączy specyficzne środowisko deltowe i wielowiekową działalność człowieka. Drobne osady akumulowane podczas powodzi są podstawą rozwoju bardzo żyznych gleb nazywanych tak samo jak osady, czyli mady. Dlatego delta jest bogatym terenem rolniczym, ale wymagającym dużych nakładów na prace osuszające. Obecny krajobraz Żuław to elementy przyrodnicze i antropogeniczne, bardzo mocno ze sobą powiązane.

Rozwój gleby przebiega przy okresowym (wiosennym lub letnim) zalewaniu powierzchni przez wodę powodziową. Poziom próchniczny ma miąższość

powyżej 18 cm. W obrębie delty mady rozwijają się na drobnych osadach frakcji ilastej, zawierają dużo próchnicy i są bardzo urodzajne – zaliczane do I–III klasy bonitacyjnej. Są to gleby bardzo żyzne, które jednak wymagają melioracji.

Gleby delty Wisły reprezentują największy kompleks mad w Polsce. W początkowym stadium rozwoju mad żuławskich ogromną rolę odegrał proces aluwialny. Zmiany w natężeniu procesu, prowadzące do powstania osadów o różnych właściwościach, były przyczyną pierwotnego zróżnicowania pokrywy glebowej Żuław. W wyniku naturalnego procesu zamulania powstała tylko południowa część Żuław, tzw. Żuławy Wysokie (położone powyżej 2,5 m n.p.m.). Pozostały obszar delty, tzw. Żuławy Niskie (poniżej 2,5 m n.p.m.), powstał już przy znacznym współudziale człowieka.

Największy obszar Żuław zajmują gleby aluwialne darniowo-brunatne (ok. 46%), które ukształtowały się pod wpływem roślinności łąkowo-leśnej i wykazują brunatne zabarwienie profilu. Zawierają 2–3% próchnicy i zaliczane są do I i II klasy bonitacyjnej.

Gleby darniowe i mady czarnoziemne zajmują po ok. 17% powierzchni Żuław. Gleby darniowe mają dobrze wykształcony poziom próchniczny, a dolne części profilu są oglejone. Charakteryzują się stosunkowo dużą zawartością próchnicy 3–5%. Należą do II i III klasy bonitacyjnej gruntów ornych. Mady czarnoziemne (czarne ziemie madowe) powstają głównie w wyniku osuszenia zabagnionych osadów aluwialnych. Są to gleby bardzo zwarte, słabo przepuszczalne dla wody i mało przewiewne. Zawierają bardzo dużo próchnicy (4,7–8,5%) i dlatego zaliczane są do grupy najżyźniejszych gleb na Żuławach, z II i IIIa klasy bonitacyjnej (Bednarek i Prusinkiewicz 1997).

Gleby pobagienne i murszowe stanowią ok. 9,2%. Ich geneza łączy się z działalnością człowieka, a więc osuszaniem delty oraz wprowadzeniem gospodarki płuźnej. Zdecydowanie mniejsze powierzchnie zajmują mady glejowe (1,4%), a użytkowane są wyłącznie jako łąki lub pastwiska.

Mady stanowią 90% gleb żuławskich, a nazywane są glebami „minutkowymi” lub „chwilowymi”. To znaczy, że bardzo krótko utrzymuje się w nich optymalna wilgotność, umożliwiającą najlepszą jakość wykonania zabiegów uprawowych. Przy braku wody gleby kurczą się i pękają, co prowadzi do uszkodzenia korzeni roślin. Przy nadmiarze wody pęcznieją, a ich wzrastająca lepkość uniemożliwia uprawę. Urodzajność gleb żuławskich zależy zatem od uregulowania stosunków wodno-powietrznych oraz właściwej agrotechniki.

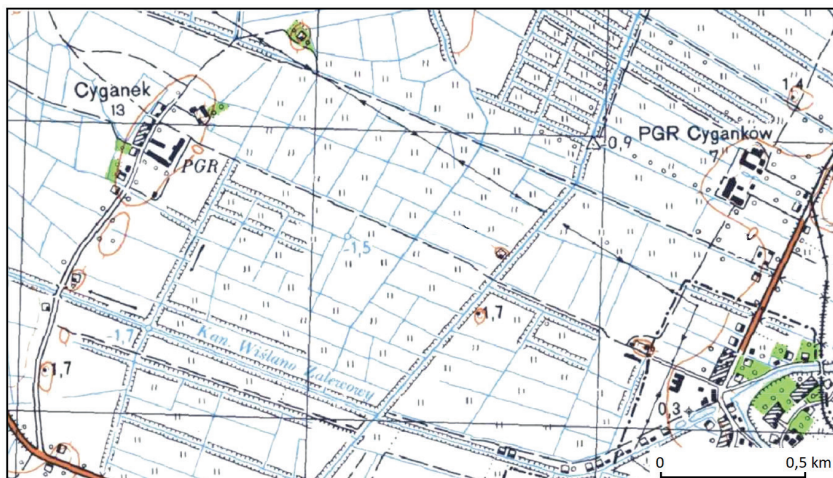
Regulacja stosunków wodnych w obrębie delty Wisły i budowanie systemu melioracyjnego zapoczątkowano już w XIV w., np. wznoszono wały przeciwpowodziowe, sypano groble, zakładano poldery i rozwijało się osadnictwo. W kolejnych wiekach prace miały coraz większy zasięg i intensywność, a przerwane były okresami wojennymi. Dużą rolę w kształtowaniu rolniczego krajobrazu odegrali koloniści holenderscy (olędrzy) wyznania mennonickiego, przybyli w XVI w., którzy zmodernizowali istniejące urządzenia odwadniające, a także osuszyli nowe

teren na Żuławach Wysokich i Niskich (Kizik 1994, Makowski 1997b, Woźniczko i Jędrysiak 2013).

Jeszcze na początku XIX w. Wisła uchodziła do morza trzema odnogami, przy czym większość wód odprowadzał Nogat, mniej Szkarpa, a najmniej Wisła Gdańska (Majewski 1969). Już pod koniec XVIII w., dla zażegnania częstego zagrożenia powodziowego całych Żuław, zaproponowano zamknięcie bezpośredniego połączenia Wisły i Nogatu oraz wyprowadzenie w prostej linii do morza dotychczas podzielonych wód Wisły. W latach 1852–1879 wybudowano w Białej Górze, w południowej części delty, zespół śluz rozdzielających Wisłę (dawną Leniwkę) i Nogat. Od tego czasu większość wód odpływa Wisłą, a nie Nogatem. W ten sposób osuszono i ukształtowano Żuawy Elbląskie. Ograniczono dziesięciokrotnie przepływ w Nogacie (Makowski 1997b). W latach 1885–1891 zbudowano przekop Wisły o długości ok. 7 km, otwarty 31.03.1895 r.

Po I wojnie światowej zaczęto polderyzować zachodnią część Zalewu Wiślanego i osuszono Żuawy Gdańskie i Żuawy Wielkie. W czasie II wojny światowej prace kontynuowano, wykorzystując niewolniczą pracę więźniów. Jednak w marcu 1945 r. wojska niemieckie zniszczyły infrastrukturę polderową i zatopiona została ziemia położona p.p.m. Osuszanie trwało od sierpnia 1945 do końca 1949 r. Po wojnie zrekonstruowano system wodno-melioracyjny, osuszono zatopiony teren i rozpoczęto uprawę ziemi.

Obszar Żuław przecina szereg dawnych ramion Wisły (Leniwka, Nogat i in.). Zatraciły one jednak w większości przypadków swoje naturalne cechy w wyniku długotrwałej ingerencji człowieka. Są ujęte w wały i w znacznej części skanalizowane, a poziom wody jest sztucznie regulowany (ryc. 86).



Ryc. 86. Rowy odwadniające i domy na wzniesionych terenach na Żuławach Wiślanych

Źródło: mapa topograficzna w skali 1:10 000.

O możliwości rolniczego wykorzystania Żuław decyduje sprawny system melioracyjny obejmujący: rowy odwadniające (20 tys. km), kanały (ponad 3,7 tys.), wały (560 km), groble, jazy, śluzy i stacje pomp (ponad 120) obsługujące poldery o powierzchni od 100 do 10 tys. ha (Cebulak 2013). W efekcie sieć hydrograficzna jest bardzo gęsta, ponieważ na 1 km² powierzchni przypada 1 km cieków w miarę naturalnych oraz 10 km kanałów i rowów melioracyjnych. Od północy przed zalaniem wodami morskimi broni Żuławy pas wydmowy na Mierzei Wiślanej.

Można powiedzieć, że jest to system przyrodniczo-techniczny i funkcjonalno-przestrzenny. Procesy przyrodnicze nie przebiegają w sposób naturalny. Obwałowanie zarówno rzeki, jak i większych kanałów spowodowało ograniczenie akumulacji namulów (dawniej użyźniających całą deltę) do obszaru międzywała i stożków ujściowych, dlatego koryto Wisły położone jest wyżej niż otaczające równiny.

Żuławy są obszarem wyjątkowym, zarówno pod względem przyrodniczym i agroekologicznym, jak i kulturowym, społecznym oraz gospodarczym. O specyfice i odrębności rolnictwa żuławskiego przesądzają: wysoka jakość i przydatność gleb, rzeźba terenu, agroklimat i warunki wodne. Stopień zagrożenia powodziowego jest tu największy w Polsce.

Doskonałe gleby i umiejętna, chociaż trudna ze względu na stosunki wodne uprawa, pozwalają na osiąganie wysokich plonów zbóż, głównie pszenicy, buraków cukrowych i siana. Żyzne łąki i pastwiska umożliwiły rozwijanie hodowli wysokowartościowego bydła. Średnia wartość wskaźnika waloryzacji rolniczej przestrzeni produkcyjnej na Żuławach wynosi 91,6, przy maksymalnej 100, a średniej dla kraju 66,6 (ryc. 15).

Funkcjonowanie rolnicze tych obszarów jest bardzo drogie w związku z koniecznością osuszania i pompowania wody. Gospodarkę rolną na Żuławach charakteryzują następujące cechy: użytki rolne w gminach żuławskich zajmują ok. 80% powierzchni, warunki glebowe 40% powierzchni predysponują teren do wykorzystania jako użytki zielone, zbyt duża powierzchnia użytków zielonych została zamieniona po II wojnie światowej na pola (Cebulak 2013).

Duża atrakcyjność rolnicza Żuław spowodowała, że lasy zajmują niewielkie powierzchnie i są objęte ochroną, np. w widłach Leniwiki i Nogatu w leśnictwie Mątawy. Do osobliwości należy Jezioro Drużno, które jest pozostałością wcinającego się niegdyś głęboko w łąd Zalewu Wiślanego, a powstało zaledwie 1000 lat temu. To płytkie jezioro oraz trzęsawiska porośnięte trzciną objęte są ochroną rezerwatową i stanowią jedną z najbogatszych ostoi ptactwa słodkowodnego w Polsce (Rezerwat przyrody, Jezioro Drużno).

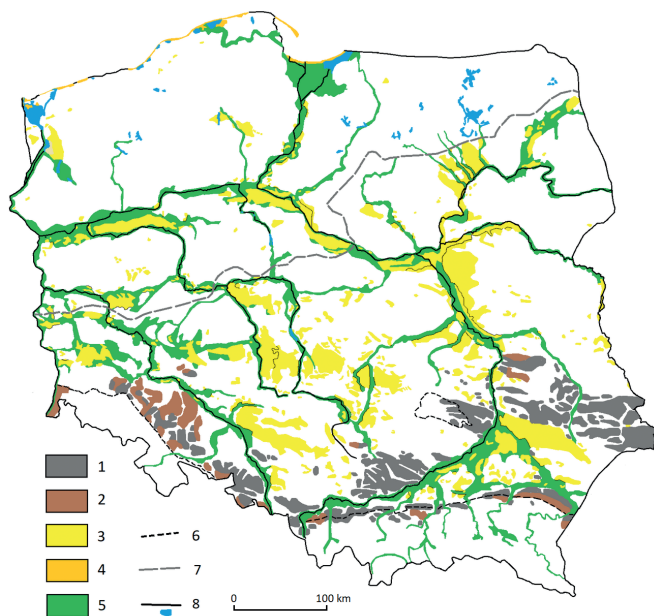
Charakterystycznym elementem jest rozproszone osadnictwo, a zabudowa ulokowana na miejscach wyższych i suchszych. Były to naturalne wzniesienia lub nadsypane w formie terpów. Na ryc. 86 wyraźnie widać lokalizację pojedynczych gospodarstw na naturalnych wzniesieniach o wysokości 1,4–1,7 m n.p.m. oraz

tereny depresyjne w otoczeniu (-1,5 m p.p.m.). Wszystkie ważniejsze drogi są poprowadzone na nasypach i groblach, aby były przejezdne podczas wysokich stanów wód i powodzi.

Na terenie Żuław Wiślanych występują liczne obiekty i obszary o unikatowych wartościach kulturowych: tereny średniowiecznego osadnictwa lokacyjnego (w regionie Steblewa i Malborka), tereny osadnictwa olęderskiego (XVI–XVII w.), głównie w regionie Malborka, Nowego Dworu Gdańskiego, Stegny i Elbląga oraz wokół jeziora Drużno (Woźniczko i Jędrysiak 2013). Unikatowym przykładem wsi olęderskiej są Tropy Elbląskie – z zachowanym układem ulicówki wodnej typu holenderskiego. Żuławy Wiślane są wybitnym obszarem rolniczym, bezleśnym, silnie zgeometryzowanym, o czytelnych w krajobrazie formach zagospodarowania kulturowego.

SPECYFIKA I UŻYTKOWANIE OSADÓW ORAZ FORMY POCHODZENIA EOLICZNEGO

W obrębie powierzchni Polski występują osady i formy eoliczne: pokrywy lessowe, pokrywy eoliczne z wydrami śródlądowymi i wydmy nadmorskie (ryc. 87). Lessy zalegają głównie w południowej (wyżynnej), a piaski eoliczne w środkowej (nizinnej) i południowej części kraju. Z kolei w strefie wybrzeża Bałtyku rozwijają się wydmy nadmorskie.



Ryc. 87. Występowanie pokryw lessowych i eolicznych piasków pokrywowych oraz wydmy śródlądowych

- 1 – pokrywy właściwego (eolicznego) lessu o miąższości od 2–3 m, cechującego się specyficzną rzeźbą, 2 – pokrywy mulkowych i ilastych osadów peryglacjalnych z lokalnym występowaniem płatów lessu eolicznego, niewyróżniające się w rzeźbie, 3 – wydmy śródlądowe i obszary pokryw piasków eolicznych, 4 – wydmy nadbrzeżne, 5 – dna dużych doliny rzecznych, 6 – granice obszarów górskich, 7 – maksymalny zasięg lądolodu wisły (faza leszczyńska), 8 – główne rzeki i jeziora

Źródło: rozmieszczenie lessów na podstawie Maruszczaka (1986), a pokryw wydmy Galona (1958).

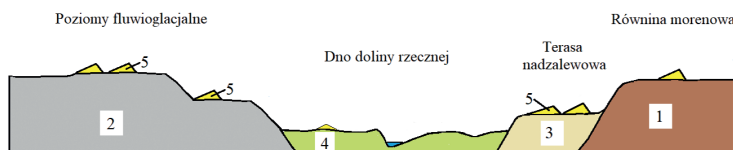
Chociaż te dwa typy osadów, lessowe i piaszczyste, powstanie zawdzięczają działalności eolicznej, to bardzo się między sobą różnią pod względem litologicznym, cech środowiska, przydatności dla rolnictwa, osadnictwa i sposobu użytkowania. Obszary lessowe zbudowane są z pyłów, czyli składają się w przewadze z ziaren kwarcu o średnicy w granicach 0,02–0,05 mm (Jersak 1973, Łanczont 1993). Na lessach rozwinęły się żyzne gleby, czarnoziemne (właściwe, zdegradowane), brunatne i płowe, dlatego są intensywnie wykorzystywane rolniczo (Smreczak i in. 2019). Bardzo duży potencjał produkcyjny obszarów lessowych wynikający z warunków naturalnych potwierdza wskaźnik waloryzacji rolniczej przestrzeni produkcyjnej powyżej 72,5 (ryc. 15). Wartość tego wskaźnika dla województwa lubelskiego wynosi 74,1 pkt, przy średniej dla Polski 66,6. Dobre właściwości fizyczne i chemiczne gleb umożliwiają uprawę nawet najbardziej wymagających roślin zbożowych, okopowych, warzywniczych i sadowniczych. Ze względu na zasięg przestrzenny opracowania, który ograniczony jest do obszarów nizinnych kraju, nie będzie analizowane użytkowanie pokryw lessowych, chociaż występują one także w postaci cienkich płatów na Nizinie Śląskiej.

W budowie wydym i pokryw eolicznych dominują jałowe piaski średnioziarniste i drobnoziarniste będące podstawą rozwoju ubogich gleb, nieprzydatnych dla rolnictwa i dodatkowo bardzo wrażliwych na erozję. Wydmy nadmorskie kształtowane współcześnie, szczególnie na mierzejach, mają bardzo duże znaczenie przyrodnicze, ale także turystyczne.

5.1. Pokrywy eoliczne i wydmy śródlądowe

Eoliczne piaski pokrywowe i wydmy śródlądowe występujące w nizinnej części Polski należą do tzw. europejskiego pasa piaszczystego (Zeeberg 1998). Pas ten rozciąga się od Europy Zachodniej po Europę Wschodnią. Północna granica tego pasa eolicznego pokrywa się mniej więcej z linią zasięgu zlodowacenia wisły, podczas gdy południowa nawiązuje do maksymalnego zasięgu lądolodu plejstocńskiego. Główna masa piasków eolicznych była akumulowana podczas ostatniego zlodowacenia (vistulian). Z zachodu ku wschodowi Niziny Środkowoeuropejskiej zmienia się proporcja pokryw eolicznych do wydym. Na zachodzie dominują pokrywy eoliczne, podczas gdy duże pola wydymowe przeważają we wschodniej części tej strefy. Polska położona jest w strefie przejściowej, czyli występują tu zarówno pokrywy eoliczne, jak i wydmy śródlądowe sięgające 30 m wysokości względnych.

Formy wydymowe nadbudowują terasy nadzalewowe w pradolinach i dużych dolinach rzecznych, sandry, poziomy wodnolodowcowe, a nawet wysoczyzny zbudowane z gliny zwalowej (ryc. 88). Występują pojedynczo, jak i zespołowo, tworząc zwarte pola wydymowe.



Ryc. 88. Najczęstsze miejsca występowania wydm śródlądowych
1 – glina zwałowa, 2 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 3 – piaski i mułki fluwioperyglacjalne, 4 – piaski i namuły den dolinnych, 5 – piaski eoliczne w wydmach

Źródło: opracowanie własne.

Do największych obszarów wydmowych należą: Międzyrzecze Warciańsko-Noteckie (pole osiąga 140 km długości i do 15 km szerokości), Kotlina Toruńsko-Bydgoska, tereny u zbiegu Warty i Prosny, Kotlina Warszawska (Puszcza Kampinoska), Puszcza Kurpiowska, Puszcza Sandomierska (Galon 1958, Pilarczyk 1958, Kobendza 1966, Gawlik 1969, Manikowska 1985, Nowaczyk 2009).

Początek akumulacji piasków wydmowych w środkowej Polsce datowany jest na ok. 14 500 lat BP (Manikowska 1985), a działalność procesów eolicznych w starszym i młodszym dryasie (11 000–10 250 lat BP) wpłynęła zasadniczo na kształt i rozmiary ogromnej większości współczesnych form w pasie Nizin Środkowopolskich. W schyłku późnego glacjału wydmy osiągały już wysokości względne 10–30 m (Krajewski 1977).

5.1.1. Charakterystyka piasków i form eolicznych

Wydmy śródlądowe i pokrywy eoliczne zbudowane są prawie wyłącznie z piasków średnioziarnistych i drobnoziarnistych (frakcji 0,5–0,1 mm), dobrze wysortowanych (ryc. 3, 89). Czasem w spągu serii udział pyłu jest nieco większy, a zawartość cząstek o średnicy <0,062 mm osiąga 35% (Krajewski 1977, Manikowska 1985, Kozarski i Nowaczyk 1992). Wysoki stopień jednorodności materiału na dużych przestrzeniach wynika z selekcji materiału przez wiatr.



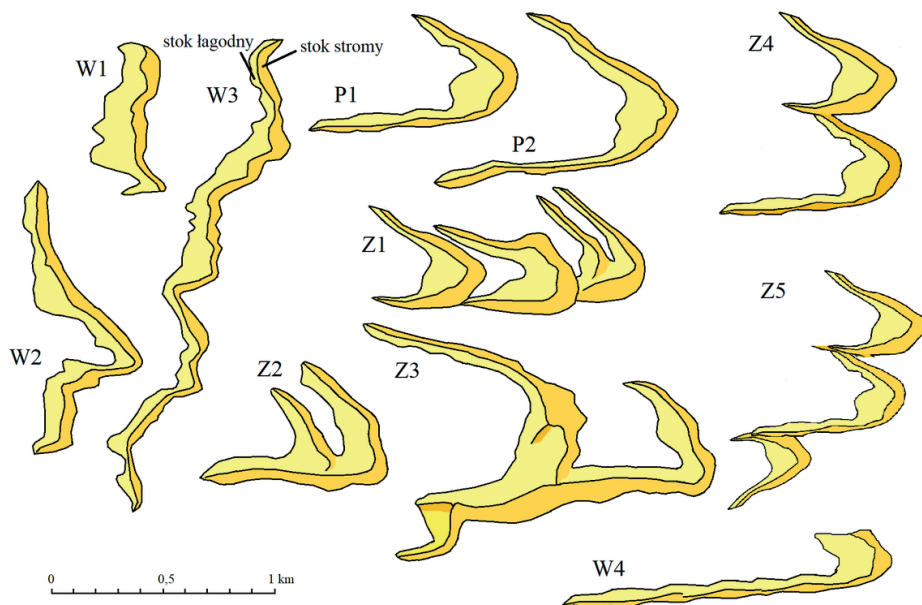
Ryc. 89. Wydma zbudowana z drobnoziarnistych i średnioziarnistych piasków, przykład eksploatacji w Teodorach

Źródło: fot. E. Kobjek.

Skład mineralogiczny osadów wydmych jest jednorodny, ponieważ zdecydowanie dominują ziarna kwarcu. W wydmach na obszarze Polski zawartość kwarcu stanowi 85–95% w ziarnach frakcji 1,0–0,1 mm (Kobendza 1966, Manikowska 1985). Drugie miejsce zajmują skalenie 5–15% (Manikowska 1985). W piaskach wydmych notuje się skrajnie niskie zawartości wapnia, magnezu, potasu i innych jonów zasadowych. Cechą charakterystyczną ziaren kwarcu frakcji piaszczystej budującej wydmy jest okrągły kształt i matowa powierzchnia. Ziarna okrągłe matowe (RM) stanowią 55–70%. Ziarna nieobrobione są prawie nieobecne (Goździk 1991, Goździk i Kobojek 2016). Wysoki stopień eolizacji jest cechą wszystkich osadów wydmych środkowej Polski (Goździk 1991). Procesy transportu eolicznego powodowały silne zmatowienie i porysowanie powierzchni cząstek kwarcowych oraz wpłynęły na stępienie i zaokrąglenie ostrych krawędzi ziaren.

Najbardziej charakterystycznymi formami eolicznymi są wydmy śródlądowe, pojedyncze lub tworzące pola. Morfologia wydmy utrwalonej jest bardzo zróżnicowana, chociaż można wyróżnić dwa zasadnicze typy: wały i łuki (parabole), z całą gamą form pośrednich. Najbardziej powszechnym typem jest wydma paraboliczna, czasem nieco przekształcona. W rzucie poziomym charakteryzuje ją mniej lub bardziej widoczny kształt łukowaty, zbliżony do półkola lub paraboli, skierowanej wypukłością ku wschodowi (ryc. 90). Ramiona wydmy rozwarte w kierunku zachodnim mają zwykle różne długości, ale najczęściej ramię południowe jest dłuższe. Wysokość wydmy jest najczęściej największa pośrodku łuku (czoło wydmy) i maleje w miarę oddalania się wzdłuż ramion. Najwyższe wydmy osiągają 30 m wysokości względnej, a średnio mają 10–20 m. Stoki form są zazwyczaj asymetryczne, przy czym stoki dowietrzne (proksymalne), o ekspozycji zachodniej, są długie i łagodniejsze, pochylone na ogół pod kątem 6–11°. Z kolei stok zawietrzny, skierowany na wschód, jest krótki, ale za to stromy, nachylony pod kątem 14–29°. Znaczne nachylenie stoków należy do jednych z ważniejszych urozmaień rzeźby terenu w nizinnej Polsce.

Nawet jeżeli pierwotnie wydmy miały charakterystyczny układ parabol, to przez rozwiewanie w holocenie ich kształt uległ modyfikacji. Często tworzą one całe systemy o przebiegu południkowym lub równoleżnikowym. Do prostszych form należą krótkie wały wydmych z asymetrycznymi stokami i jedną kulminacją w obrębie czoła (ryc. 90, W1). Czasem występują długie, południkowo wyciągnięte wały z wieloma kulminacjami o różnych wysokościach (ryc. 90, W3). Wały o przebiegu południkowym powstały najczęściej w wyniku połączenia się czołowych części wydmy, a ramiona są mniej wyraźne – często rozwiane. Z kolei wały o układzie równoleżnikowym powstały z połączenia „doganiających się” wydmy. Zwykle połączone są ich południowe ramiona, a czoła tworzą oddzielne wzniesienia (ryc. 90, Z1, 2, 3). Jednak bez względu na kształt formy wydmy zawsze górują nad okolicznymi płaskimi obszarami.



Ryc. 90. Przykładowe kształty wydym śródlądowych
Kształty wydym śródlądowych: W – wały, P – parabole, Z – zespoły wydym

Źródło: opracowanie własne.

Zwykle wydmom śródlądowym towarzyszą niecki deflacyjne (misy deflacyjne, niecki wywiania), czyli obniżenia, z których wywiewany był materiał piaszczysty. Występują one po zachodniej stronie wydym, a otoczone są przez jej ramiona. W przypadku, gdy dno niecki osiągnęło poziom wody gruntowej, była ona okresowo wypełniona wodą, a z czasem rozwinęło się torfowisko.

Akumulacyjna działalność eoliczna, poza wydrami, ukształtowała także pola piasków przewianych lub pokrywy eoliczne. Piaski pokrywowe nie tworzą form, a jedynie przykrywają starsze formy innej genezy. Są to rozległe pokrywy zwykle o nieregularnym zarysie w rzucie poziomym, zbudowane z piasków od bardzo drobnych do grubych niemal wyłącznie warstwowych horyzontalnie. Jeżeli powierzchnia podłoża jest gładka, to materiał piaszczysty tworzy w przekroju płaską soczewkę miąższości kilkudziesięciu centymetrów, nie wykazując zróżnicowanego nachylenia partii dowietrznej i zawietrznej (Dylikowa 1967). W przypadku, gdy powierzchnia terenu jest urozmaicona, powstają formy wymuszonej depozycji eolicznej, a pola piasków uzyskują urozmaiconą powierzchnię. Eoliczne piaski pokrywowe zajmują wielokrotnie większe powierzchnie niż wydmy (Goździk 2007). Na dużych polach eolicznych mogły wykształcić się wydmy śródlądowe.

5.1.2. Gleby na piaskach eolicznych

Gleby mają trudne warunki rozwoju na wydmach, ponieważ piaski eoliczne są niezwykle ubogą skałą macierzystą. Osad wyróżnia się monofrakcyjnością materiału, a 85–90% masy zajmują piaski drobno- i średnioziarniste. Udział frakcji pyłu i części spławialnych jest znikomy. Wśród wszystkich osadów plejstocénskich nizinnej części Polski są one utworem o najmniejszej zawartości minerałów mających znaczenie jako źródło składników pokarmowych roślin. Ogromna przewaga kwarcu (85–95%), minimalny udział glinokrzemianów oraz brak minerałów węglanowych w ich składzie sprawiają, że w procesie glebotwórczym łatwo następuje silne zakwaszenie środowiska. Bardzo mała zawartość części ilastych jest przyczyną minimalnej pojemności sorpcyjnej i dużej przepuszczalności tych utworów. Osad ma małe zdolności buforowe, minimalną zwięźłość, bardzo małą higroskopijność i połowę pojemność wodną oraz dużą przepuszczalność wodną. Wszystko to sprawia, że piaski eoliczne są wybitnie podatne na proces bielicowania. W związku z tym stanowią substrat, z którego powstają ubogie gleby bielicoziemne przy udziale borealnej roślinności leśnej (lasów iglastych). Także umiarkowanie ciepły i wilgotny klimat oraz zwarty las iglasty bardzo sprzyjały bielicowaniu, które przy długotrwałym oddziaływaniu doprowadziło do powstania silnie rozwiniętej bielicy próchniczo-żelazistej (Manikowska 1985).

Na formach wypukłych i w zagłębieniach międzywymowych niemających kontaktu z wodami gruntowymi dominują strefowe gleby bielicoziemne: rdzawe, bielicowe, a niekiedy bielice (Prusinkiewicz i Bednarek 1997, Konecka-Betley 2003). Bielice z reguły nie mają poziomu próchnicznego, a bezpośrednio pod poziomem próchnicy nadkładowej (organicznym) o znacznej miąższości, dochodzącej do 25 cm, występuje wybielony poziom albic. Są wyłącznie glebami leśnymi, a zajmują ok. 2% obszaru Polski (Bednarek i Prusinkiewicz 1997). Występują w Borach Tucholskich, Puszczy Sandomierskiej i Solskiej. W środkowej Polsce są znacznie rzadsze, a spotkać je można w Puszczy Kampinoskiej i w okolicach Bełchatowa.

Obszary występowania gleb wytworzonych z piasków eolicznych zaliczane są do obszarów wrażliwych. Szczególnie narażone na procesy niszczące są stoki i wierzchołki wydmy. Gleby w tych miejscach są biologicznie płytkie z wyraźnymi cechami skały macierzystej i zaznaczającym się prymitywizmem poziomów genetycznych lub stosunkowo wyraźnymi poziomami wymywania (w procesach biologicznych). Większość gleb znajduje się w delikatnej równowadze przyrodniczej. Każde naruszenie ich stanu może spowodować znaczące negatywne skutki.

Działalność człowieka w młodszym holocenie polegająca na usunięciu lasów, wypasie czy zaoraniu części powierzchni wymowych zawsze doprowadzała do przekształcania wydmy, jak i zniszczenia pokrywy glebowej. Ta ingerencja

powodowała także ożywienie procesów eolicznych na wylesionych wydmach, szczególnie wydajnych w okresie średniowiecza, w XIX i do połowy XX w. (Krajewski 1977, Nowaczyk 1986a, b, Koster 1988, Schirmer 1999, Twardy 2008). W wyniku ożywienia procesów eolicznych cienka warstwa gleby na wydmie była niszczona, a gleba u podnóża była zasypywana piaskiem (ryc. 91). Stanowisko w Polesiu jest przykładem wpływu rolniczej działalności na ożywienie procesów eolicznych i niszczenie gleb (Twardy 2008).



Ryc. 91. Gleba kopalna rozdzielająca starszą i młodszą warstwę eoliczną w Polesiu

Źródło: fot. E. Kobjek.

Aktywne procesy eoliczne w wyniku odlesienia i zniszczenia pokrywy glebowej, o lokalnie dużym natężeniu, występowały jeszcze w połowie XX w. w całej niżowej Polsce (Małkowski 1917, Lencewicz 1922, Kobendza 1966, Dylikowa 1967, Bogacki 1969, Klimko 1973). Głód ziemi ornej wśród ludności rolniczej w ustroju gospodarki kapitalistycznej w drugiej połowie XIX i na początku XX w. stał się jedną z głównych przyczyn wylesień wydm. Po usunięciu lasu powierzchnie piaszczyste były często użytkowane jako pastwiska, a nawet brane pod uprawę rolną, co stawało się początkiem procesów rozwiewania, a nawet wędrówki wydm (ryc. 92). Deflacja i efekty akumulacji w postaci zasypywania pól uprawnych, łąk, lasów i zabudowy wsi szczegółowo zostały opisane dla dużych pól wydmowych, np. w Puszczy Kampinoskiej (Kobendza 1966), Kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej (Mrózek 1958), Pradolinie Głogowsko-Baruckiej (Nowaczyk 2009), a także w regionie łódzkim (Kosmman 1930, Krygowski 1958, Krajewski 1977).



Ryc. 92. Wędrująca wydma na terasie środkowej w dolinie Warty pod Sieradzem w latach 50. XX w.

Źródło: Krygowski (1958).

Las powrócił na tereny najpóźniej wylesione w latach 70. XX w. w wyniku planowych nasadzeń.

5.1.3. Leśne i rolnicze wykorzystanie wydm śródlądowych

Skład mineralogiczny piasków wydmych (85–99% kwarcu) przesądza o kierunku użytkowania gleb, dla których są skalą macierzystą. Nie nadają się one pod uprawę rolną, a uprawy leśne dobrze rosną jedynie na wydmach pokrytych warstwą gleby i dostatecznie zaopatrzonych w wodę.

Jeszcze na przełomie XIX i XX w., a miejscami do lat 60. XX w., niektóre niższe wydmy były zajęte przez pola uprawne. Jednak gleby na piaskach eolicznych, ze względu na niekorzystne warunki przyrodnicze, mają niską produktywność, szybko ulegają erozji eolicznej, a ich uprawa jest nieekonomiczna, dlatego obecnie pola uprawne rzadko są spotykane na wydmach. Większość wcześniej zaoranych wydm została zalesiona w okresie międzywojennym i w latach 60. XX w. Można jeszcze spotkać pola obsiane żytem na niższych częściach długich ramion wydm. Zwykle niskie wydmy otoczone są ze wszystkich stron polami, a las rośnie na ich wyższych stokach i grzbiecie (ryc. 93).

Cechy środowiska przyrodniczego powodują, że najbardziej powszechną i najlepszą formą użytkowania obszarów wydmych jest ich zalesienie. Dlatego obecnie lasy sosnowe są dominującą formą użytkowania pól wydmych. Porastają one zarówno większe, jak i małe wydmy. Duże powierzchniowo lasy obejmują najczęściej odmienne genetycznie tereny, np. równiny fluwioglacjalne, terasy nadzalewowe, obszary podmokłe i torfowe, zbocza dolin rzecznych, a na niektórych z nich występują z różną intensywnością formy wydmy. Przykładowo w Puszczy Noteckiej (ok. 100 km długości i 20 km szerokości) dominują lasy na wydmach, ale zajmują także tereny wilgotniejsze na ich obrzeżach, niegdyś bagna, ale zmeliorowane (Zaręba 1981). W dwudziestoleciu międzywojennym w XX w. znaczne powierzchnie zostały odlesione z powodu trzyletniej

gradacji sówki chojnówki (obecnie zwana strzygonią chojnówką, gradacja w latach 1922–1924). Z tego powodu w Puszczy Noteckiej wycięto ok. 70 tys. ha lasów sosnowych. Usunięcie lasów spowodowało wędrówkę wydm. W latach 1925–1939 trwały sadzenia i siew nowych drzew.



Ryc. 93. Las na małej wydmy otoczony przez pola uprawne i łąki w obrębie Równiny Łowicko-Błońskiej w okolicach Bochenia

Źródło: fot. E. Kobjek.

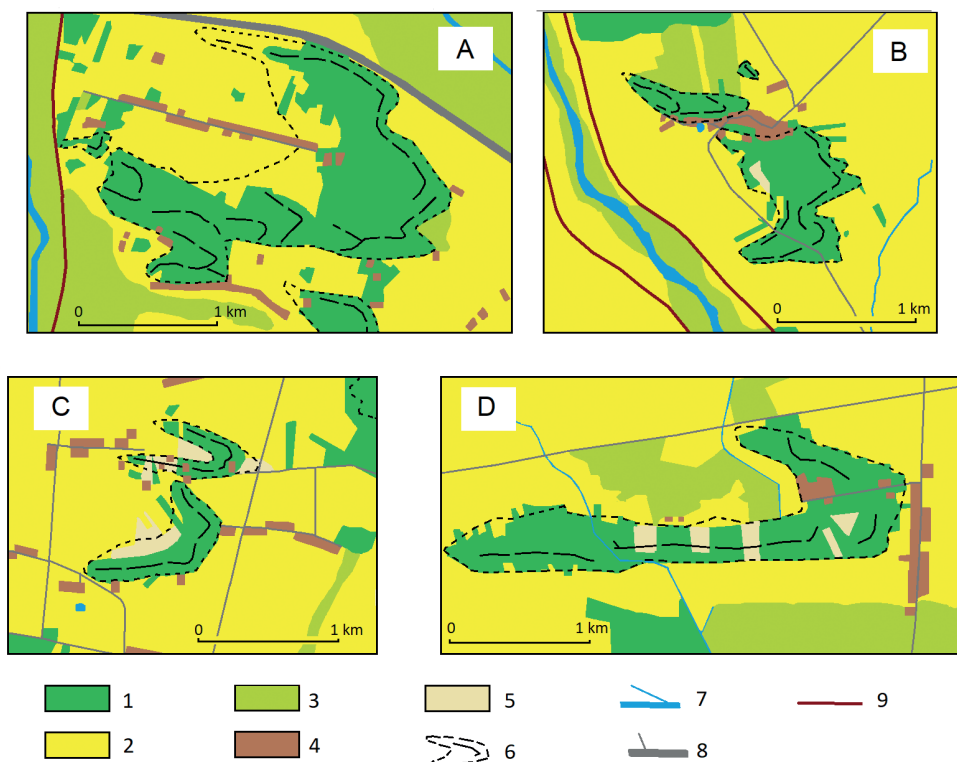
Puszcza Bydgoska (65 km długości i 12–20 km szerokości) porasta głównie wydmy, środowiska fluwioglacjalne i torfowe. Lasy Puszczy Kampinoskiej w centralnej Polsce zajmują dwa skrajnie różne środowiska: pasy wydym i torfowisk. Podobna sytuacja występuje w obrębie wielu rozległych lasów w Polsce.

Najczęstszym przykładem w rolniczym terenie jest jednak zalesiona pojedyncza wydma występująca wśród pól lub łąk (ryc. 72, 93). W skrajnych przypadkach drzewa porastają tylko czoło wydmy, a jej niższe części są zabudowane lub zaorane. Dobrym przykładem są zalesione wydmy w okolicach np. Świnic Warckich, Mystkowic i Nagórek w środkowej Polsce otoczone polami (ryc. 94).

W obszarach intensywnie użytkowanych rolniczo zwykle nie ma większych powierzchni leśnych. Jednak wśród pól można spotkać las, którego zasięg wyraźnie pokrywa się z powierzchnią wydmy. W zależności od wielkości wydmy zmienia się zasięg lasu. Z tego powodu charakterystyczne są małe i rozproszone kompleksy leśne, np. na Równinie Kutnowskiej i Równinie Łowicko-Błońskiej (ryc. 13). Niejednokrotnie mają one charakter śródpolnych „wysp” o bardzo skomplikowanych kształtach, dlatego w różnych opracowaniach regionalnych obszar ten nazywany bywa „krajną wyspą leśnych”.

Lasy sosnowe na wydmach (zwykle nasadzone przez człowieka w różnych okresach w XX w.) są w dużym stopniu wykorzystywane gospodarczo. Ze względu na dobre parametry techniczne drewna, szybki wzrost i niewielkie wymagania glebowe sosny stanowią istotne źródło drewna, żywicy, olejków eterycznych,

a także jadalnych nasion. Dostarczają drewna łatwego w przetwarzaniu, a jednocześnie dobrej jakości i o wszechstronnym zastosowaniu w przemyśle drzewnym, budownictwie i meblarstwie. W związku z tym na rozległych obszarach prowadzone są wycinki, zwykle metodą zrębów zupełnych. Wycinka jest prowadzona nawet w lasach pozostałych na pojedynczych małych wydmach (ryc. 94).



Ryc. 94. Formy użytkowania wydmy śródlądowych

Nazwy stanowisk: A – Gaj, B – Kuczki, C – Nagórki, D – Mystkowiec; 1 – las, 2 – pole, 3 – łąka, 4 – zabudowa, 5 – zrębny las lub młode odrosty, 6 – zasięg wydmy i przebieg grzbietu, 7 – sieć rzeczna, 8 – główne drogi, 9 – wał przeciwpowodziowy

Źródło: opracowanie własne.

5.1.4. Piaski eoliczne jako surowiec mineralny

Piaski eoliczne są cennym surowcem ze względu na swoje bardzo dobre wysortowanie i dominację kwarcu w budowie mineralnej oraz zmatowionej powierzchni. Dużym atutem złóż jest ich występowanie w wypukłych formach wydmych z jednorodną budową wewnętrzną, co znacznie ułatwia eksploatację, której sprzyja duża miąższość surowca i brak osadów nadkładu, dodatkowo nie ma

problemów z występowaniem wód gruntowych w odkrywkach (brak konieczności odwadniania) oraz innych utworów jako odpadów. Po zakończeniu wydobywania powstaje płaski teren, zwykle rekultywowany poprzez obsadzenie sosną.

W budownictwie mogą być wykorzystywane piaski wszystkich typów genetycznych, ale piaski wydmy są pod tym względem uprzywilejowane. Ze względu na swoje właściwości mają zastosowanie jako wszelkiego rodzaju podsypki, materiał do zapraw murarskich, kruszyw do wyrobu cegieł wapienno-piaskowych (silikatowych) i betonów komórkowych (Kozłowski 1986).

W Polsce było i jest nadal czynnych wiele piaszowni w wydmach. Złoże eksploatowane jest sposobem odkrywkowym, systemem wgłębno-ścianowym, jednym piętrzem eksploatacyjnym. W wyniku wydobywania znikają z krajobrazu kolejne wzniesienia, a powstałe rozległe wyrobiska są zwykle zalesiane. Przykładem może być kopalnia w Teodorach w województwie łódzkim (ryc. 10, 11). Eksploatowane są tam piaski w czole wydmy sięgającej 17 m, o średniej zawartości krzemionki sięgającej 94,1%, wykorzystywane do produkcji cegły wapienno-piaskowej. W sąsiedztwie funkcjonującej piaszowni są już zalesione rozległe płaskie tereny poeksploatacyjne (ryc. 95).



Ryc. 95. Rekultywacja obszarów poeksploatacyjnych w kopalni Teodory

Źródło: fot. E. Kobjek.

W drugiej połowie XX w. w wyniku eksploatacji piasków eolicznych ubywało wiele wydym we wszystkich regionach kraju, ale szczególnie w sąsiedztwie miast (Kobjek i Kobjek 2021). Właściwie w każdej większej wydym prowadzona była eksploatacja na potrzeby nawet pojedynczych gospodarstw, po której pozostały wyrobiska różnej wielkości. Szczególnie intensywnie kopano piaski w latach 70. i 80. XX w. Jeszcze obecnie w obrębie wydym można spotkać ślady po małych, ale licznych tzw. odkrywkach gospodarczych.

Piaski eoliczne były także surowcem w produkcji szkła, ponieważ wyróżniały się bardzo wysoką czystością i jednorodnością uziarnienia. Niektóre huty

zakładane w XIX w. były lokalizowane w miejscach, gdzie było dużo piasku kwarcowego oraz drewna do opalania pieców hutniczych. Część z nich działała do połowy XX w. W opracowaniach historycznych można znaleźć opisy hut, np. w małych miejscowościach w okolicach Bełchatowa (Sulmierski i in. 1883). W centralnej Polsce, bazując na piaskach wydmych, szkło produkowano w okolicach Wołomina, Legionowa, Bełchowa. W Legionowie działała Huta Szkła „Jabłonna” w latach 1897–1944. Huta Szkła „Nieborów” w Bełchowie powstała na początku XX w., a w latach 1923–1990 wyrabiano: szkło apteczne, słoje i kolorowe butelki do piwa, wina i wódki oraz wielolitrowe balony do wina (Huta Szkła w Bełchowie 2020). Obecnie zakład już nie funkcjonuje, a wyrobisko jest częściowo zabudowane.

5.1.5. Piaski eoliczne jako grunty budowlane i tereny zabudowane

Wysokie wydmy śródlądowe nie mają odpowiednich warunków pod zabudowę. Piaski eoliczne należą do gruntów luźnych i pod wpływem obciążenia ulegają odkształceniu i mogą przyczyniać się do znacznego osiadania budowli. Odsłonięte łatwo ulegają rozwiewaniu i erozji wodnej, dlatego są niekorzystne dla zabudowy. W ostatnich latach coraz częściej w sąsiedztwie wydm powstają domki letniskowe lub zabudowa całoroczna. Pokrywy eoliczne tam, gdzie tworzą powierzchnie o nachyleniu nie większym niż 2%, są dosyć dobrym podłożem budowlanym. Jednak przy budynkach posadowionych na terenach o nieutrwalonej powierzchni deflacja może doprowadzić do odsłonięcia ich fundamentów. Dla zabezpieczenia przed takimi procesami wskazane jest nieusuwanie drzew, stosowanie darni, bruku, płyt chodnikowych itp. wokół obiektów.

W niektórych sytuacjach suche środowisko wydmy było wyjątkowo korzystne do lokalizacji zabudowy rozproszonej, a nawet małych wsi. Z badań przeprowadzonych w dolinach Warty i Widawki w województwie łódzkim wynika, że obecność obszarów wydmych (wydmy niskie i średnie) w obrębie podmokłego, szerokiego dna doliny rzecznej sprzyjała osadnictwu (Kobojek 2024). Duże znaczenie wydm dla lokalizacji osadnictwa dobrze przedstawia mapa topograficzna dna doliny Warty z początku XX w. (ryc. 96). W odcinku doliny o długości 7 km występuje osiem zespołów wydm, które nadbudowują fragmenty niskiej terasy nadzalewowej i zalewowej. Są wśród nich wydmy większe i mniejsze o wysokościach względnych od 3 do 10 m. Wiejska, zwarta zabudowa występuje na dwóch polach wydmych, którymi są Kuczki i Góra, a na pozostałych formach dominuje zabudowa rozproszona, luźna. Na tak charakterystyczne rozmieszczenie zabudowy na wydmach lub u ich podnóża duży wpływ miało środowisko przyrodnicze doliny Warty przed uregulowaniem i obwałowaniem rzeki. Dolina Warty poniżej Uniejowa jest szeroka, brak jej wyraźnych stoków i zacierają się różnice morfologiczne między terasami dolinnymi. Szczególnie charakterystyczny jest nieciągły poziom niskiej terasy nadzalewowej, który w wielu miejscach porożniany jest przez pasy terasy zalewowej. Różnica położenia powierzchni terasy

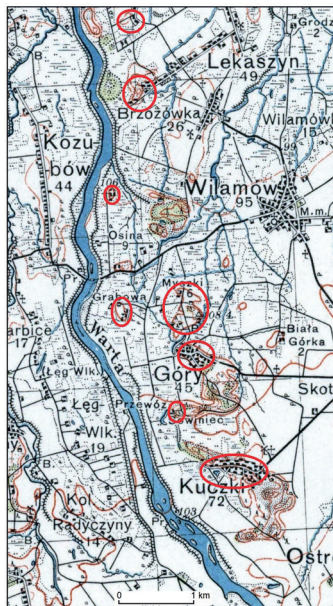
niskiej i zalewowej wynosi zaledwie 0,8–1,2 m, a często obie niemal zrównują się. Te dwa poziomy różnią się budową geologiczną. Trzon poziomu niskiego tworzą piaski drobnoziarniste z domieszką mułków oraz wkładkami mułków organicznych i szczątków roślin, które są prawdopodobnie późnovistuliańskimi osadami powodziowymi. To właśnie ten poziom w wielu miejscach nadbudowany jest przez wydmy sięgające 5–10 m wysokości względnej. Dodatkowo w wielu miejscach w jej obrębie występują podmokłości. Fragmenty terasy zalewowej zbudowane są z serii osadów korytowych oraz powodziowych z holocenu.

W opracowaniach historycznych opisywane są osady wiejskie na wyspach lub kępach utworzonych przez Wartę poniżej Uniejowa już w XVI w. Aż do początku XIX w. Warta w analizowanym odcinku tworzyła system wielokorytowy, czyli płynęła 4–5 korytami, które łączyły się lub rozdzielały. W wielu miejscach koryta podcinały tereny wydmowe, np. jedno z nich usytuowane było na zachód od miejscowości Kuczki. Inne koryto tej rzeki rozdzielało miejscowości Góry i Myszki. Zagrożenie powodziowe obejmowało wówczas wszystkie niżej położone obszary. Przy wysokich stanach wody fragmenty niskiej terasy były podtapiane, jedynie wzniesienia wydmowe pozostawały poza zasięgiem fal powodziowych, dlatego były najlepsze do lokalizacji zabudowy, co wykorzystała miejscowa ludność.

Wieś Kuczki ma układ historycznej wsi wielodrożnicy, a główna droga wykorzystuje obniżenie między wydmami. Cała miejscowość rozłożyła się głównie na łagodnych stokach łączących się wydm. Zabudowa nie mogła rozwijać się na zachód i na południe, ponieważ funkcjonowało tutaj jedno z koryt Warty – zaznaczone jeszcze na mapie z połowy XIX w. Z kolei na północy występuje podmokłe dno doliny. Kolejna wieś Góra zajmuje północną, łagodniej nachyloną część stoku wydmy. Forma ta otoczona jest ze wszystkich stron terenami podmokłymi i łąkami. Dodatkowo od zachodu zachowały się pozostałości dawnych koryt Warty. Wiele małych wydm otoczonych przez podmokłe i częściowo zalewane tereny dolinne (przed wybudowaniem wałów przeciwpowodziowych) stało się miejscami lokalizacji folwarków na suchym piaszczystym podłożu, np. Myszki, Osina, Kozubów, Lekaszyn (ryc. 96) i dalej na północ.

Odmienny układ mają wydmy śródlądowe w Otwocku (ryc. 97). W obrębie miasta dominują szerokie terasy nadzalewowe Wisły nadbudowane licznymi formami eolicznymi o różnych wysokościach, występującymi pojedynczo lub w zespołach (Baraniecka 1975). Dlatego wydmy mają duży wpływ na strukturę miasta. Zwarta zabudowa występuje w zachodniej jego części, tam gdzie form wydmowych jest najmniej i są najniższe. W częściach środkowej, wschodniej i południowej Otwocka duże nagromadzenie wydm i zagłębień deflacyjnych rozbija tę zwartość i spójność. W środkowej części miasta występują najwyższe wydmy, sięgające 18–16 m wysokości względnej. Są to wyraźne, duże formy (paraboliczne, wałowe podłużne i poprzeczne, a także o nieregularnym kształcie) o układzie rozproszonym. Wszystkie są obecnie zajęte przez las, chociaż sadzony dopiero

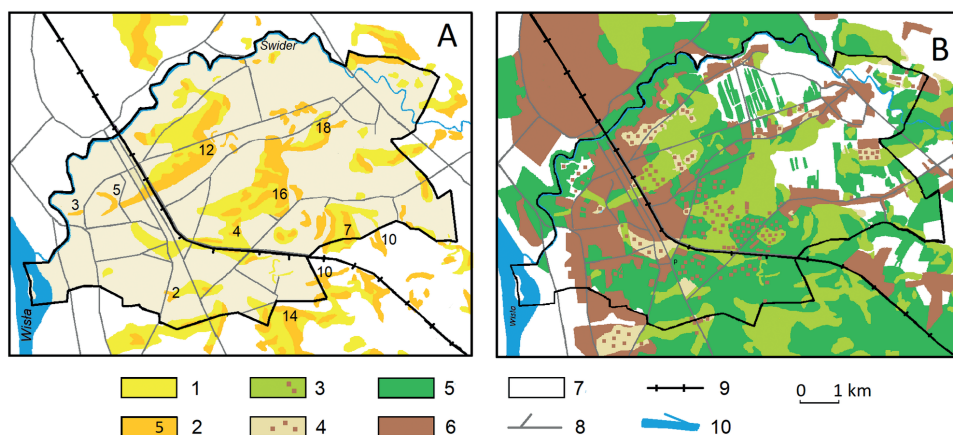
w latach 30. XX w. Rozwój miasta jako uzdrowiska w okresie międzywojennym spowodował ulokowanie zabudowy o charakterze leczniczo-uzdrowiskowym na grzbietach wysokich wydm. Obecnie na obszarach wydmych występują strefy przyrodniczo-mieszkaniowe (w centrum miasta) oraz strefy przyrodniczo-wypoczynkowe (na obrzeżach miasta). Duża podatność piaszczystego podłoża na erozję wymusza wyjątkowy reżim przy zagospodarowaniu i wykorzystaniu tych terenów, co podkreślane jest w opracowaniach planistycznych.



Ryc. 96. Lokalizacja zabudowy wiejskiej na wydmach w dolinie Warty na północ od Uniejowa na początku XX w. Wydmy z zabudową zaznaczono czerwonym kolorem

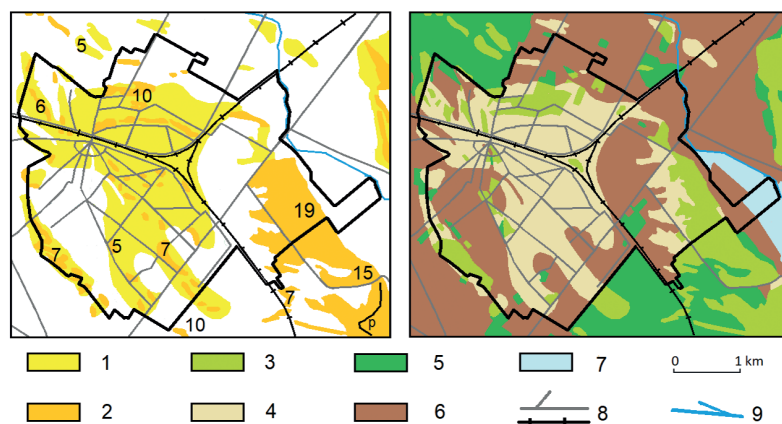
Źródło: fragment mapy w skali 1:100 000 Wojskowego Instytutu Geograficznego, arkusz Koło (1934).

Legionowo położone jest także w znacznej części na równinie piasków eolicznych (o miąższości od 0,5 do 2,5 m) i wydmach, które wykształciły się na terasie Wisły (ryc. 98). Równina ta pokryta jest dużą liczbą wydmy, które tworzą formy paraboliczne i wały. Miąższość piasków w wydmach osiąga 4–19 m. W południowo-wschodniej części miasta występuje największa wydma osiągająca 19 m wysokości względnej – jest ona efektem połączenia kilkunastu wydmy parabolicznych, dlatego jej zachodnia granica ma taki nierówny przebieg. Zabudowane zostały wszystkie powierzchnie piasków pokrywowych, a jako tereny zieleni pozostały wydmy sięgające 7–10 m wysokości względnej w północnej i południowo-zachodniej części miasta.



Ryc. 97. Rozmieszczenie wydm śródlądowych w Otwocku i sposoby ich użytkowania
 1 – pola piasków eolicznych z wydmami, 2 – wyraźne wydmy śródlądowe z podaną maksymalną wysokością względną, 3 – las i zabudowa na wydmach i piaskach pokrywowych, 4 – zabudowa na piaskach pokrywowych i wydmach, 5 – lasy na innym niż eoliczne podłożu, 6 – obszary zabudowane, 7 – inne formy użytkowania gruntów, w tym zarośla, pola i zabudowa rozproszona, 8 – wybrane ulice, 9 – linia kolejowa, 10 – główna sieć rzeczna

Źródło: zasięg eolicznych piasków pokrywowych i wydm na podstawie Baranieckiej (1975).



Ryc. 98. Rozmieszczenie wydm śródlądowych w Legionowie i formy użytkowania
 1 – pola piasków eolicznych, 2 – wyraźne wydmy śródlądowe z podaną maksymalną wysokością względną, 3 – las na wydmach i piaskach pokrywowych, 4 – zabudowa na piaskach pokrywowych i wydmach, 5 – lasy na innym niż eoliczne podłożu, 6 – tereny zabudowane na podłożu innym niż eoliczne, 7 – łąki i zarośla w dnie doliny, 8 – wybrane ulice i linia kolejowa, 9 – sieć rzeczna

Źródło: zasięg eolicznych piasków pokrywowych i wydm na podstawie Nowaka (1977).

Najwyższe grzbiety pasa wydmowego (sięgające 15–19 m) występującego we wschodniej części miasta są zalesione, ale niższe fragmenty są intensywnie zabudowane. Wszystkie wyższe wydmy miały wpływ na układ ulic, szczególnie w północnej części miasta.

5.1.6. Znaczenie wydm śródlądowych w kształtowaniu zieleni miejskiej i rozwoju turystyki

Zwykle o podstawowym układzie terenów otwartych w każdym mieście decydują obszary o niekorzystnych warunkach pod zabudowę, do których wliczają się także wyższe wydmy śródlądowe. Jeżeli w obrębie miasta występują pojedyncze zalesione wydmy lub ich grupy, to często kształtują plamowy układ zieleni, czyli tereny zieleni występują w różnych częściach miasta i nie są ze sobą połączone. Parki leśne pokrywają się z najwyższymi częściami pól wydmych. Często wydmy wpływają na ukształtowanie klinowego układu zieleni. Taki układ występuje zwykle, gdy większe zalesione pole wydmy położone jest częściowo w granicach miasta, a częściowo poza nim. Wtedy lasy miejskie łączą się z lasami poza miastem i tworzą charakterystyczny klin.

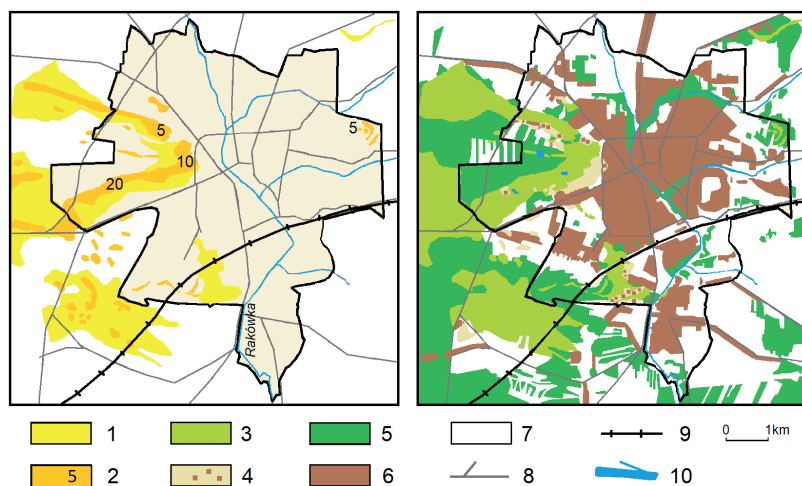
W małych miastach występowanie terenów zieleni wysokiej jest mocno powiązane z wydmami, a lasy pozostały tylko na wydmach, np. w Solcu Kujawskim, Ciechocinku czy Aleksandrowie Łódzkim (Kobojek 2023). W centrum Solca Kujawskiego na jednej z wydm został utworzony Park Jurajski (jedna z atrakcji miasta), który otacza las sosnowy. W Ciechocinku suche obszary niskich wydm (3–4 m wysokości względnej) zajęte zostały pod zabudowę mieszkaniową, a wyższe (7–8 m) położone na zewnątrz najstarszej części miasta pokrywa las Park Sosnowy. Ciechocinek jest uzdrowiskiem i zieleni zajmuje w nim aż 79% w strefie „A”, ale dominuje bogata zieleni ukształtowana przez człowieka. Zgodnie z przepisami w uzdrowisku wydzielane są trzy strefy ochronne, a w strefie „A” udział terenów zieleni wynosi co najmniej 65% (Status uzdrowiska lub obszaru ochrony uzdrowiskowej). Jest to obszar, na którym znajdują się zakłady i urządzenia lecznictwa uzdrowiskowego. W Aleksandrowie Łódzkim wydmy do 8 m wysokości w granicach miasta są zalesione, a las tworzy zwarty obszar.

W przypadku, gdy wydmy śródlądowe występują w obrębie średniego czy większego miasta, to mają one duży wpływ na układ zieleni, a przykładem tego może być Otwock, gdzie lasy zajmują ponad 37% powierzchni (ryc. 97). Lasy te tworzą pas o przebiegu północ-południe i stanowią „zielony trzon miasta”. Zieleni innego rodzaju łączy się tylko z dnem doliny Świdra stanowiącego północną granicę miasta. W Otwocku zieleni ma układ mieszany, pasmowo-klinowo-plamowy.

W Legionowie pokrywy eoliczne zostały zabudowane, ale wyższe wydmy w północnej i wschodniej części miasta są zalesione. Można uznać, że wydmy zdecydowały o plamowym i klinowym układzie zieleni w mieście. Układ klinowy

związany jest z wydrami we wschodniej części, łączącymi się z większym polem wydymowym już poza granicami miasta.

Lasy na terenach podmiejskich często łączą się z lasami miejskimi, wykorzystując rozległe pola wydymowe. Wyraźny układ klinowy charakterystyczny jest dla Bełchatowa (ryc. 99). Leśny klin w zachodniej części miasta pokrywa się z wydumą (do 25 m wysokości) i sięga aż do centrum. Układ głównych ulic w tej części miasta bardzo silnie nawiązuje do zasięgu formy. Mniej wyraźne morfologicznie wydmy występują w południowo-zachodniej i wschodniej części miasta, ale także tutaj są one zalesione.



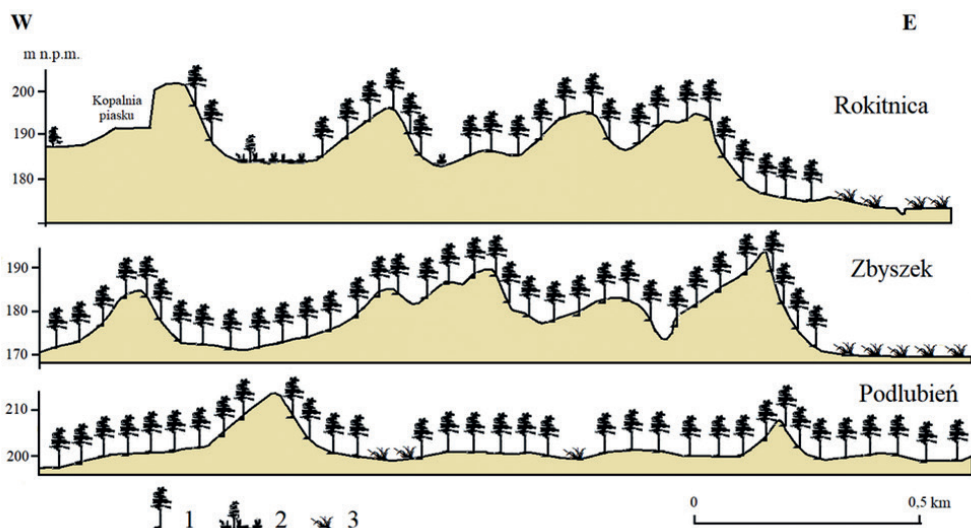
Ryc. 99. Rozmieszczenie wydym śródlądowych w Bełchatowie (A) i formy użytkowania (B)
 1 – pola piasków eolicznych, 2 – wyraźne wydmy śródlądowe z podaną maksymalną wysokością względną, 3 – las na wydmach i piaskach pokrywowych, 4 – zabudowa na piaskach pokrywowych i wydmach, 5 – lasy na innym niż eoliczne podłożu, 6 – tereny zabudowane na podłożu innym niż eoliczne, 7 – inne formy użytkowania gruntów, w tym zarośla, pola i zabudowa rozproszona, 8 – wybrane ulice, 9 – linia kolejowa, 10 – sieć rzeczna

Źródło: zasięg eolicznych piasków pokrywowych na podstawie Ziomka (1992).

Także w wielu innych miastach zalesione wydmy są ważnym elementem terenów zieleni, np. w Toruniu czy Żelowie (Kobojek 2023).

W nizinnych, a nawet równinnych warunkach środkowej Polski wzniesienia wydymowe o wysokościach względnych dochodzących do 20–30 m pokryte lasem posiadają duże walory turystyczne i wypoczynkowe. Na niewielkim obszarze urozmaicona rzeźba, w tym stosunkowo duże różnice wysokości względnej na krótkich odcinkach, stoki o różnym nachyleniu sprzyjają spacerom i wycieczkom rowerowym (ryc. 100). Do wyjątkowo urozmaiconych form należą wały

wydmowe o przebiegu równoleżnikowym powstałe z połączenia kilku wydm parabolicznych. Poszczególne wydmy rozdzielają zagłębienia deflacyjne. Mniej atrakcyjne są obszary, gdzie wydmy ułożone równoleżnikowo są znacznie od siebie oddalone.



Ryc. 100. Urozmaicona rzeźba na obszarach wydmy w południowej części województwa łódzkiego
1 – lasy sosnowe, 2 – roślinność torfowisk, 3 – trawy

Źródło: opracowanie własne.

Już w latach międzywojennych na miejsca wypoczynkowe, w tym budownictwo lotniskowe, wybierano w regionie łódzkim głównie tereny wydmy porośnięte drzewostanem sosnowym, ze względu na suchy i zdrowy klimat oraz na ilość światła słonecznego, większą niż w lasach liściastych, gdzie panuje półmrok i jest chłodniej. Podkreślano walory lasów na wydmach w Grotnikach i w Tuszynie-Lesie. Ogólnie można stwierdzić, że zalesione wydmy sprzyjały lokalizacji ośrodków wypoczynkowych i rehabilitacyjnych, rozwojowi zabudowy lotniskowej, wytyczaniu szlaków rowerowych, są miejscem weekendowych spacerów i wędrowek. Wiele wsi zlokalizowanych w bezpośrednim sąsiedztwie wysokich zalesionych wydm zmienia swoje funkcje z rolniczych na lotniskowe, np. Rokitnica czy Barycz na południowy zachód od Łodzi (ryc. 11). Przykładowo w Rokitnicy jest ponad 12 razy więcej zabudowanych działek lotniskowych niż zabudowy zagrodowej. Zespół wydm położony między wsiami Teodory, Rokitnica i Barycz należy do ciekawszych przyrodniczo i wyjątkowo atrakcyjnych dla rekreacji i wypoczynku miejsc w okolicach Łodzi.

Kolejny duży obszar piaszczysty i wydmy występuje w międzyrzeczu Luciąży i Pilicy, a porośnięty jest lasami Puszczy Nadpilickiej (ryc. 100, Podlubień). Także tutaj rozległy obszar suchych lasów sosnowych na wydmach stwarza znakomite warunki wypoczynkowe, dlatego wokół wydym rozlokowane są wsie letniskowe z ośrodkami kolonijno-wypoczynkowymi.

W centralnej Polsce, tuż przy granicach Warszawy, występuje Puszcza Kampinoska obejmująca dwa skrajne środowiska – suche, wydmy i wilgotne, torfowe. Wały wydmy osiągały 10–28 m wysokości względnej, a pokryte są borem sosnowym. Na terenie Puszczy utworzono Kampinoski Park Narodowy zajmujący prawie 20 tys. ha, gdzie objęto ochroną jeden z największych i najlepiej zachowanych obszarów występowania wydym śródlądowych w Europie (Kampinoski Park Narodowy). Obszar ten należy do atrakcyjnych terenów wypoczynkowych.

5.2. Wydmy nadmorskie

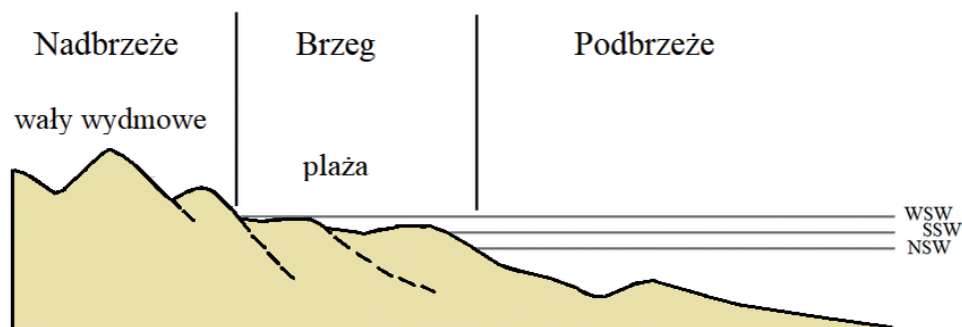
5.2.1. Charakterystyka piasków i wydym nadmorskich

Wydmy nadmorskie są bardzo rozpowszechnione na polskim wybrzeżu Bałtyku. Szczególnie typowo wykształciły się na zachód od Jarosławca, w pobliżu ujść Słupi i Łupawy oraz na trzech mierzejach: Łebskiej, Helskiej i Wiślanej. Wydmy osiągały od 2 do 40 m wysokości względnej. Najwyższa ruchoma Wydma Czołpińska na Mierzei Łebskiej ma 56 m n.p.m., a za najwyższą wydmy ustaloną uznawany jest Wielbłądzi Grzbiet (49,5 m n.p.m.) położony na Mierzei Wiślanej.

W strefie brzegowej nakładają się procesy morskie i lądowe. Wydmy nadmorskie występują w strefie zwanej nadbrzeżem (ryc. 101). Wiatr ma ogromne znaczenie w kształtowaniu strefy brzegowej, ponieważ stanowi źródło energii fal i prądów, ale także generuje procesy eoliczne na plażach i wydmach. Wybrzeża wydmy rozwijają się w miejscach bezpośredniego kontaktu obszarów płaskich i niskich z morzem. Zbudowane są z piasków wałów nadbrzeżnych i mierzei. Powstały w okresie polodowcowym w holocenie, a częściowo tworzą się i przekształcają także współcześnie. Wydmy nadmorskie mają różne kształty. Są wśród nich formy zbliżone do wydym parabolicznych, podłużne przypominające wały, małe barchany, a także bezładne grupy pagórków (Łabuz 2003).

Wydzielane bywają trzy rodzaje wybrzeży: brzegi równin nadmorskich, brzegi mierzejowo-wydmy i brzegi wydmy odcinków morenowych (Łabuz 2015). Pierwszy z rodzajów reprezentowany jest przez wydmy występujące na płaskim brzegu akumulacyjnym i określane bywa jako przybrzeżne pola wydmy. Mierzejowo-wydmy odcinki wybrzeża charakteryzują się wydmy wałowymi, które oddzielają od morza nisko położone pradoliny, zwykle z jeziorami przybrzeżnymi (ryc. 102). Mierzeje, formy bardzo charakterystyczne dla polskiego wybrzeża, powstały w wyniku transportu piasku przez prądy o kierunku

prostopadłym i ukośnym do brzegu. Powierzchnie mierzei położone są na wysokości 1–3 m ponad współczesny poziom morza, a nadbudowane są wydrami do 40 m wysokości. Brzeg przymorski ma postać plaży, a osią mierzei są wały wydramowe. Zwykle kilka wałów występuje równoległe do brzegu, znacząc kolejne etapy przyrostu mierzei. Mierzeje i pola wydramowe w strefie południowego Bałtyku występują na odcinkach pradolinnych i depresji końcowych, a powstały w ciągu ostatnich 5000 lat (Kostrzewski i Musielak 2008). Odrębnym rodzajem są wydmy, które wkroczyły na gliniaste podnóża klifów. Wybrzeża wydramowe są aktywne, przekształcane pod wpływem działalności wiatru, falowania sztormowego i oddziaływania człowieka (Kostrzewski i Musielak 2008).



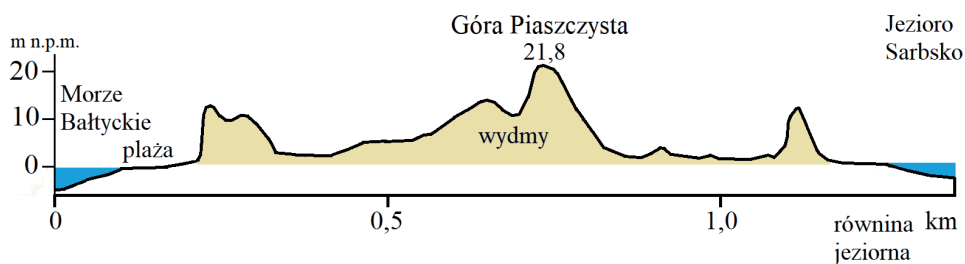
Ryc. 101. Strefa brzołwa – brzołwa wydramowa

NSW – niski stan wody, SSW – średni stan wody, WSW – wysoki stan wody

Źródło: na podstawie Musielaka (1997).

Geneza wydmy ściśle wiąże się z wiatrem, piaskiem i roślinnością. Fale morskie wyrzucają na brzołw piasek, który buduje plażę. Piasek ten przenoszony jest przez wiatr w kierunku lądu. Ponieważ na polskim wybrzeżu panują wiatry zachodnie, wędrówka odbywa się ukośnie. W miejscu, gdzie wiatr napotyka przeszkodę, np. kępy traw, traci prędkość i akumuluje niesiony materiał. W efekcie intensywnej, długotrwałej akumulacji eolicznej z udziałem roślinności powstają wydmy przednie. Mają charakter długich, niskich (do 3–4 m wysokości) wałów równoległych do linii brzołwej (Migoń 2006). W kształtowaniu tych wydmy ważny udział mają trawy, zwykle wydmuchrzyca piaskowa i piaskownica zwyczajna, czyli gatunki odznaczające się ogromną odpornością na zasypywanie przez piasek (Kornaś 1972). Wzniesione ponad ziemię źdźbła wyłapują niesiony przez wiatr piasek, który osadza się zwłaszcza w cieniu kęp. W rezultacie narasta zarówno wydma, jak i roślinność, a po pewnym czasie tworzy się wzniesienie dochodzące nawet do 10 m wysokości. W niektórych warunkach wydma przednia może powstać w ciągu dwóch lat, a utrwalona jest od pięciu do ośmiu lat

(Łabuz 2003). Najbardziej korzystne warunki powstawania wydm łączą się z powolnym, ale regularnym narastaniem piasku na brzegach akumulacyjnych. Gdy piasku przybywa dużo i szybko, wiatr nie nadąża z przesypywaniem go i powstają proste wały. Od jasnej barwy piasku nazywane są wydmami białymi. Wał tych wydm, tylko sporadycznie pokrytych roślinnością, przebiega równolegle do linii brzegowej. Wydmę najmłodszą białą tworzą się od końca XVII w. i współcześnie. Morfologia wałów wydmy podlega stałym przekształceniom, w tym degradacji pod wpływem procesów naturalnych lub antropogenicznych. W warunkach klimatu umiarkowanego powierzchnie piaszczyste oddalone od linii brzegowej są szybko stabilizowane przez roślinność, a wydmy stają się nieaktywne.



Ryc. 102. Przekrój przez wydmy nadmorskie na Mierzei Sarbskiej

Źródło: opracowanie własne.

Na słabo zarośniętej wydmie rozkład substancji organicznych jest tak szybki, że próchnica nie gromadzi się w glebie. Dopiero z chwilą, gdy wzrośnie zwarcie roślinności, rozpoczyna się wzbogacanie piasku w substancje humusowe. Zwiększa się pojemność wodna gleby, maleje pojemność powietrzna i przewodność, piasek staje się bardziej zwięzły i mniej podatny na transport – wydma „biała” zamienia się w wydmy „szarą”, częściowo ustaloną przez trawy, mchy i porosty. Pas wydm szarych występuje dalej na południe od wydm białych. W miarę dalszego wzbogacania gleby w próchnicę, zakwaszenia i stabilizacji podłoża na szarej wydmy osiedlają się krzewy, np. wierzbę piaszkową, bazyła czarna i wrzos pospolity. Z czasem wydmy opanowuje nadmorski bór sosnowy i formy zostają utrwalone (Kornaś 1972). Rozwój roślinności na wydmach nadmorskich prowadzi do charakterystycznej strefowości. W miarę oddalania się od nagiej plaży układają się wąskie, równoległe biegnące pasy coraz starszych zbiorowisk o coraz wyższym stopniu rozwoju i stabilizacji.

Z czasem dochodzi do ponownego uruchomienia ustalonych wcześniej piasków wskutek przerwania przez gwałtowne sztormy wału wydm białych, szczególnie intensywnej dostawy piasku od strony plaży czy też zniszczenia pokryw

wegetacyjnej przez człowieka. Powstaje wówczas szeroki pas złożony z wydmy wędrownych. Silne wiatry od morza wzmagają tempo migracji piasku, co nie pozwala na ponowny rozwój i utrwalenie pokrywy roślinnej. Wydmy posuwają się w głąb lądu, zasypując i niszcząc lasy nadbrzeżne, a czasem nawet zabudowania. Klasycznym przykładem tego procesu jest Mierzeja Łebska, największy obszar wędrujących piasków na polskim wybrzeżu (ryc. 103). Obecnie obszar ten jest objęty ochroną w ramach Słowińskiego Parku Narodowego.

Panuje pogląd, że to działalność człowieka (wycięcie lasów, które wcześniej opanowały wydmy) doprowadziła do ożywienia procesów wędrowki wydmy. W związku z rozwojem osadnictwa i zagospodarowaniem terenów wydmy od XV do XVI w. prowadzono wylesienie. Duże rozmiary osiągnęło ono w XVIII w. Efektem wylesienia wydmy było ożywienie procesów eolicznych i zasypywanie kilku osad rybackich, w tym Starej Łeby. W XIX w. wędrowka wydmy miała duże natężenie. Do 1860 r. odnotowano najszybsze tempo przemieszczania wydmy, do 11 m/rok (Kowalski 1972).



Ryc. 103. Rozwiewane wydmy nadmorskie na Mierzei Łebskiej. Na pierwszym planie trawy zatrzymujące transportowany piasek

Źródło: fot. E. Kobjek.

Współcześnie tempo przemieszczania wydmy na Mierzei Łebskiej wynosi średnio kilka metrów rocznie (3–10 m/rok), a maksymalnie kilkanaście metrów. Stabilizacja wydmy jest zadaniem bardzo trudnym ze względu na silny wiatr

i ciągle wydeptywanie roślinności przez człowieka, a także liczne inwestycje techniczne i budowlane.

Ruchome wydmy na Mierzei Łebskiej, między Łebą a Rowami, objęte ochroną w ramach Słowińskiego Parku Narodowego są wielką atrakcją. Wydmy te wędrują z zachodu na wschód, czasami nawet w tempie 10 m w ciągu roku, zasypując okoliczne lasy i jeziora przybrzeżne. Największe z wydm osiągać długość ok. kilometra i wysokość ponad 30 m. Oprócz nich występują także wydmy ustabilizowane przez roślinność. Park wpisany jest także na Listę Światowych Rezerwatów Biosfery UNESCO, ponieważ chroni również siedliska ptactwa wodnego i błotnego w przybrzeżnych jeziorach.

5.2.2. Gleby na wydmach

Ruchome piaski wydm nadmorskich mają nadzwyczaj jednolity skład granulometryczny. Osad zdominowany jest przez frakcje piasku droбноziarnistego i średnioziarnistego, odnotowywany jest prawie zupełny brak części szkieletowych, a udział frakcji pyłu i części spławialnych jest znikomy, co zdecydowanie utrudnia rozwój gleby. Na takiej skale macierzystej powstaje inicjalna gleba odznaczająca się wielką pojemnością powietrzną i przewiewnością, która bardzo łatwo przepuszcza wodę opadową i wysycha na powierzchni. Równocześnie dzięki nikłym siłom ssącym pozostaje w głębi wilgotna, co sprzyja zaopatrywaniu roślin w wodę (Kornaś 1972). W upalne dni na wydmach panują skrajne warunki termiczne, ponieważ temperatura piasku może przekraczać 50°C. Niekorzystnie dla roślinności kształtują się także właściwości chemiczne podłoża, ponieważ piaski wydmore zawierają bardzo małe ilości soli mineralnych, zwłaszcza azotowych.

Gleby wydm nadmorskich tworzą charakterystyczne sekwencje. Na najstarszych wydmach występują bielice o najsilniejszym stopniu zbielicowania, na wydmach młodszych stopień zbielicowania słabnie (Bednarek i Prusinkiewicz 1997). Gleby te są wyraźnie odrębne od analogicznych gleb innych regionów Polski, dlatego bywają wydzielane jako osobna grupa „bielice przybaltyckich”. Prawdopodobnie powstały one na przełomie okresów subborealnego i subatlantyckiego. Bielice z reguły nie mają poziomu próchnicznego, a bezpośrednio pod poziomem próchnicy nadkładowej o znacznej miąższości, dochodzącej do 25 cm, wykształcił się wybielony poziom albic. Występują głównie na starszych wydmach nadmorskich porośniętych borami sosnowymi z baziyną. Spotykane są w ujściowym obszarze Odry na terenie Bramy Świny, miejscami w Słowińskim Parku Narodowym, na dystalnym odcinku Półwyspu Helskiego i na Mierzei Wiślanej. Są wyłącznie glebami leśnymi nienadającymi się pod uprawę rolną (Bednarek i Prusinkiewicz 1997).

Dla wydm przednich i wałów wydmych bezpośrednio z nimi sąsiadujących charakterystyczne są regosole (gleby inicjalne luźne) i arenosole (słabo wykształcone gleby na piaskach luźnych). W zagłębieniach międzywydmowych

występują śródstrefowe gleby hydrogeniczne. Ogólne prawidłowości ulegają często zakłóceniom wskutek działalności człowieka, który powoduje niszczenie nadmorskich krajobrazów wydmych.

5.2.3. Użytkowanie wydym nadmorskich

Większa część wydym nadmorskich jest porośnięta lasem sosnowym lub inną roślinnością (formy utrwalone). Jest to roślinność naturalnie się rozwijająca, ale często także nasadzona przez człowieka.

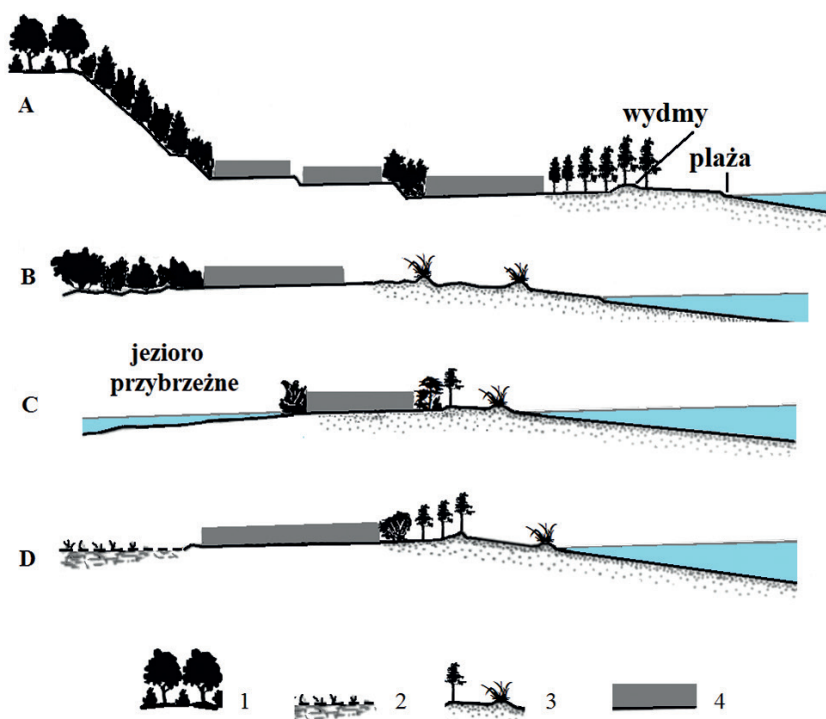
Piaski mierzei i wydym nadmorskich są ogólnie dosyć nośnym gruntem budowlanym. Jednak specyfika pasa wydym polega na tym, że zbudowane z jednolitych piasków podlegają łatwo wywiewaniu. Działalność budowlana i gospodarcza często prowadzi do zniszczenia naturalnego utrwalenia wydym, a w dalszej konsekwencji do deflacji.

Wydmy na mierzejach, jako suche powierzchnie położone poza zasięgiem fal sztormowych i powyżej podmokłej równiny, były od dawna zajęte przez człowieka. W średniowieczu zaczęły powstawać na nich liczne osady, które dały początek obecnym miejscowościom. Przez kolejne wieki były to jednak w przewadze małe miejscowości, a od XIX w. zaczęła rozwijać się zabudowa rekreacyjna. Z kolei XXI w. charakteryzuje się ogromną presją budowlaną na wydymach nadmorskich.

Wskazać można pewien generalny układ przestrzenny osiedli i miast w stosunku do wybrzeża: plaża, zielony pas nadmorski minimum 100 m szerokości (las na wydymach) wolny od zabudowy, na którym znajdują się ewentualnie obiekty związane ze sportem, z plażowaniem itp., następnie w pasie o szerokości do 2,5 km (razem z plażą i pasem zieleni) znajduje się zabudowa. Rycina 104 przedstawia najczęstsze lokalizacje osiedli nadmorskich w różnych sytuacjach topograficznych w Polsce. Jeszcze do niedawna zabudowa zlokalizowana była na południe od wałów wydmych, które zajęte były przez lasy sosnowe. Chcąc z terenów zabudowanych dostać się na plażę, należało przejść przez wąski pas leśny. Czasem las ten zyskał miano parku miejskiego z wytyczonymi i utwardzonymi ścieżkami czy alejami, np. park im. S. Żeromskiego w Kołobrzegu (ryc. 105). Historyczny park kuracyjny w Krynicy Morskiej na Mierzei Wiślanej także został ukształtowany na wydymie. Pozostawienie lasu na wydymach nawet w obrębie miast jest bardzo korzystne ze względu na procesy naturalne.

Chociaż zbudowane z piasków mierzeje są wystawione na działanie największych sztormów i z przyrodniczego punktu widzenia odgrywają rolę ochronną w stosunku do lądu, to jednak od wielu dziesięcioleci są one zagospodarowywane i zabudowywane. Stały się szczególnie atrakcyjnym miejscem do rozbudowy miejscowości wypoczynkowo-turystycznych. Zaobserwować można pewną zmianę tendencji w zagospodarowywaniu mierzei. W pierwszym etapie zasiedlania najstarsze osadnictwo zajmowało obszary równinne od strony zalewu czy jeziora, czyli z dala od bezpośredniego ataku fal sztormowych. Tylko podczas wyjątkowo

groźnych sztormów woda przelewała się przez wały wydmore i zagrażała zabudowie. Przykładem może być Mierzeja Wiślana o szerokości zaledwie 1–2 km, która jest jeszcze mało zurbanizowana i dominują małe miejscowości turystyczne ulokowane na piaszczystej równinie od strony zatoki. Chociaż fale sztormowe sięgają dalej w obrębie mierzei w związku z podnoszeniem się poziomu morza, to podcinają wydmy. W połowie XX w. wydmy białe na tej mierzei tworzyły pas o szerokości 150–230 m, obecnie zawężił się on do kilku–kilkudziesięciu metrów w środkowej części, a tylko na jej krańcach wydmy białe i szare mają razem jeszcze ok. 200 m szerokości (Olaczek 2008). Także na Półwyspie Helskim (szerokość od 150 m do 3 km) zabudowa przeważa od strony zatoki, chociaż plaże są tu węższe.



Ryc. 104. Lokalizacja osiedli nadmorskich w typowych układach topograficznych na polskim wybrzeżu

- A – na terasach nadmorskich (typ sopocki), B – na niskiej terasie (typ Świnoujścia),
 C – na mierzei pomiędzy morzem a jeziorem przybrzeżnym (typ Mielna),
 D – na terenie pomiędzy morzem a obszarami zabagnionymi (typ kołobrzski),
 1 – roślinność liściasta na obszarach zbudowanych z osadów polodowcowych,
 2 – tereny zabagnione, 3 – tereny piaszczyste plaży i pasa wydmorego z lasem
 sosnowym, 4 – tereny zabudowane

Źródło: na podstawie Różańskiego (1979), uzupełnione.



Ryc. 105. Na pierwszym planie zabudowa miejska na wydmach oraz park im. S. Żeromskiego obejmujący zalesione wydmy w Kołobrzegu

Źródło: fot. E. Koboжек.

Wraz ze wzrostem turystycznego wykorzystania wybrzeża zabudowa w centralnych częściach nadmorskich miejscowości lokowała się na wydmach od strony morza (ryc. 105). Są miejscowości, w których wydmy nadmorskie zostały uszkodzone lub zupełnie zniszczone w wyniku zabudowy. Presja rozwoju zabudowy, nie tylko na wydmach, ale nawet na plaży niestety ciągle wzrasta się. Od kilkudziesięciu lat bezpośrednie sąsiedztwo plaży jest miejscem lokalizacji wielu domów, kondominiów, hoteli i innych obiektów komercyjnych. Czasem po zakończeniu budowy jedynym śladem po splantowanej wydmie jest forma specyficznego klombu (fot. 106).



Ryc. 106. Ogrodzony fragment wydmy zniszczonej podczas budowy hotelu i parkingu w Łebie

Źródło: fot. E. Koboжек.

W ostatnich latach na wcześniej wylesionych i splantowanych wydmach budowane są apartamenty oraz hotele o ogromnych rozmiarach, np. w Międzyzdrojach, Pobierowie czy Łebie. Inwestycje takie zaczynają budzić coraz większy opór wśród stałych mieszkańców nadmorskich miejscowości. Dodatkowo występuje wyraźny konflikt między koniecznością technicznej ochrony zainwestowanego zaplecza i potrzebą zachowania naturalnego stanu brzegu. Niszczenie pasa wydmy nadmorskich, który jest naturalną ochroną nisko położonego zaplecza, może doprowadzić do przerwania wałów i zalania zlokalizowanej tam infrastruktury. Jest to realne zagrożenie w aspekcie wzrostu poziomu morza i niszczenia wybrzeża na wielu odcinkach.

Odsłonięte wydmy nadmorskie łatwo podlegają przemieszczaniu, dlatego w różny sposób próbuje się stabilizować piaski, np. systemem płotków, narzutami gałęzi, które zmniejszają prędkość wiatru, sprzyjają akumulacji i osłaniają rozwijającą się roślinność. Sadzone są odpowiednio dobrane rośliny, które wymagają troskliwej pielęgnacji przez kilka lat. Są to jednak prace bardzo często podejmowane w obrębie miast turystycznych czy uzdrowiskowych oraz na peryferiach dużych miast. Dodatkową metodą jest wygradzanie takich terenów i budowanie drewnianych kładek dla turystów, aby nie deptali skąpej roślinności.

TORFOWISKA I TORFY ORAZ ICH ROLA GOSPODARCZA I EKOLOGICZNA

6.1. Specyfika torfowiska i torfu

Torfowisko można zdefiniować jako specyficzny typ krajobrazu ukształtowany pod wpływem wzajemnego oddziaływania warunków klimatycznych, rzeźby terenu, litologii, gleby, wód gruntowych i rzecznych oraz roślinności, ale także jako szczególny rodzaj ekosystemu o wielorakich funkcjach. Są to obszary o stałym, bardzo silnym uwilgotnieniu, porośnięte przez zbiorowiska roślinne, których obumarłe szczątki gromadzą się i ulegają stopniowo przekształceniu w torf (Jasnowski 1975, Kac 1975, Tobolski 2000). Obszar nazwany torfowiskiem powinien zawierać warstwę torfu o miąższości co najmniej 0,3 m (Ilnicki 2002, Tobolski 2003). Woda jest głównym i sterującym czynnikiem wszelkiego rodzaju zatorfień, gdyż każda zmiana sposobu zasilania wodno-mineralnego powoduje zmianę warunków ekologicznych na torfowisku w zakresie roślinności, a w konsekwencji zmianę rodzaju torfu (ryc. 107). Dlatego torfowiska są bardzo wrażliwymi ekosystemami o delikatnej równowadze, gwałtownie reagującymi na wszelkiego typu zmiany.



Ryc. 107. Wilgotne siedlisko na torfowisku w zagłębieniu międzywymowym
w Baryczy

Źródło: fot. E. Koboжек.

Torf jest osadem organicznym, który powstaje w wyniku gromadzenia i niepełnego rozkładu roślinności (mchów, turzyc, trzciny, drewna) rozwijającej się w stale wilgotnych siedliskach, przy ograniczonym dostępie tlenu. W takich warunkach obumierające rośliny nie podlegają silnemu rozkładowi, ale gromadzą się w stanie półrozłożonym, zachowując w mniejszym lub większym stopniu strukturę roślinności, z jakiej powstały (ryc. 108). Torf, poza nierozłożonymi szczątkami roślinnymi oraz bezpostaciowego humusu, zawiera także różne ilości substancji mineralnych. Najczęściej jest to piasek, czasami wytrącone związki żelaza, rzadko fosforu. Ma on konsystencję włóknistą, teksturę gąbczastą (dzięki której może chłonać i zatrzymywać duże ilości wody), barwę czarno-brunatną, a odczyn kwaśny. Świeży torf w stanie naturalnym zawiera ok. 85–97% wody. Jest to woda różnego typu: wolna, słabo związana, kapilarna, ultrakapilarna oraz osmotyczna i silnie związana. Zdolność do wchłaniania i zatrzymywania wody określana jest jako pojemność wodna torfów. Jej wielkość zależy od składu botanicznego, stopnia dyspersji, rozkładu, porowatości i zawartości części koloidalnych. Torf silnie rozłożony i suchy traci tę właściwość, ponieważ koloidalne cząstki humusu podczas suszenia koagulują i tracą zdolność do ponownego pęcznienia.

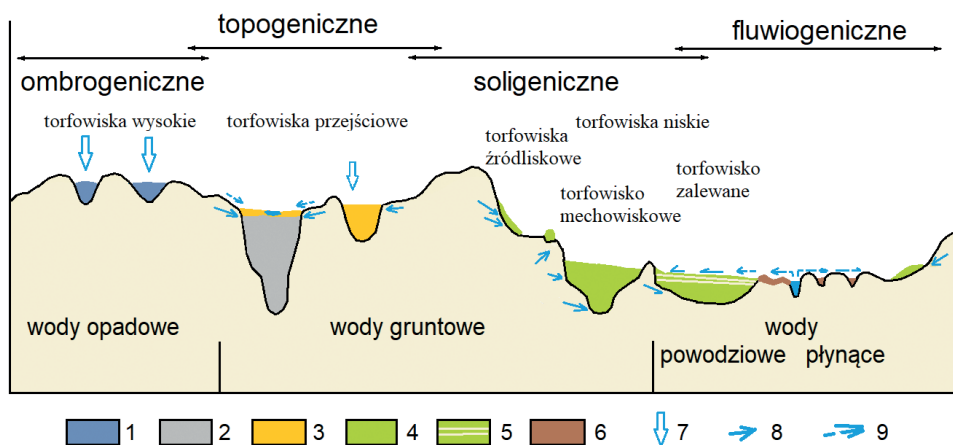


Ryc. 108. Warstwa torfu wypełniająca zagłębienie terenowe w dnie doliny Bzury w Bocheniu

Źródło: fot. E. Kobjek.

Pokłady torfu są akumulowane w torfowiskach, a duża wilgotność stanowi czynnik konserwujący, zapobiegający procesom rozkładu materii organicznej w warunkach aerobiozy. Dzięki gąbczastej teksturze torfu woda w przyrastających złożach podnosi się, co stwarza możliwości trwałego rozwoju roślinności torfotwórczej. Narastające warstwy torfu tworzą złożę torfowe o różnej miąższości. W miarę wzrostu jego wysokości podnosi się w nim również poziom wody gruntowej.

O charakterze i rozwoju torfowiska decyduje jego położenie w stosunku do rzeźby terenu i sposób zasilania (ryc. 109). Torfowiska ombrogeniczne zasilane są wodami opadowymi, a podłoże jest nieprzepuszczalne. Torfowiska topogeniczne zasilane są wodą pochodzącą głównie z zasobów gruntowych, która jest bardzo mało ruchliwa. Rozwinęły się w miejscach z wysiękami lub wypływami płytkich wód gruntowych, a więc o ich rozwoju zadecydowały głównie czynniki hydrogeologiczne i geomorfologiczne. W torfowiskach soligenicznych woda pochodzi z zasobów podziemnych, często odległych od samego torfowiska i jest stosunkowo ruchliwa. Z kolei torfowiska fluwiogeniczne zasilane są wodą pochodzącą z zalewu wodami rzecznyymi, z opadów lub roztopów, która pokrywa lub przynajmniej silnie nawadnia teren od kilku tygodni do kilku miesięcy, a stan ten w skali wieloletniej powtarza się cyklicznie. W zależności od rodzaju wód i sposobu zasilania rozwija się odmienna roślinność (Pawłowski i Zarzycki 1972, Żurek 1992, Kłosowsky 2006).



Ryc. 109. Położenie torfowisk w stosunku do rzeźby powierzchni terenu
 1 – torf wysoki, 2 – gytia, 3 – torf przejściowy, 4 – torf niski, 5 – torf niski przeławiony mulkiem, 6 – mada, 7 – wody opadowe, 8 – wody podziemne, 9 – wody powierzchniowe

Źródło: opracowano na podstawie Żurka (1994), uproszczone.

Rodzaj powstającego torfu zależy także od sieci hydrograficznej, charakteru wód zasilających (szczególnie ruchliwość i żyzność wód) oraz macierzystych zespołów roślin. Na tej podstawie wyróżniane są trzy podstawowe typy torfu: niskie, wysokie i przejściowe (Kac 1975).

Torfowiska niskie zasilane są przez wody gruntowe i powierzchniowe podlegające przepływowi i obfitujące w substancje odżywcze oraz tlen. Znaczna żyzność siedliska wywiera wpływ na roślinność, bogatą pod względem florystycznym. W miejscach najbardziej wilgotnych wykształcają się zbiorowiska szuwarowe, a w miejscach bez długotrwałego podtopienia zbiorowiska zaroślowe (z turzycami, trawami, skrzypami). Do najczęściej występujących torfowisk niskich należą zbiorowiska mszysto-turzycowe. Naturalne torfowiska porastają łozowiska (zarośla wierzbowe) i olsy. Torfowiska niskie dominują w dnach pradolin i dużych dolin rzecznych (fluwiogeniczne), u podnóża podcinanych stoków dolinnych (soligeniczne), na terenach źródłiskowych oraz w innych naturalnych obniżeniach terenu. Część z nich powstała w wyniku zarastania jezior oraz odciętych meandrów rzecznych.

Torfowiska wysokie powstają w miejscach, gdzie wody gruntowe i powierzchniowe są nieruchome, a ich zapasy odnawiane są tylko z nieregularnych, ale większych opadów atmosferycznych (opady na poziomie 600–700 mm rocznie i małe parowanie). Występują głównie w strefach wododziałowych i w górach. Skład florystyczny tych torfowisk jest ubogi, a zbiorowiska roślinne mają budowę kępkowo-dolinkową, co warunkuje stopniowe narastanie torfowiska. Gatunkami dominującymi są torfowce (*Sphagnum*), które przechwytyują i magazynują ogromne ilości wody opadowej. Komórki potrafią gromadzić 20 razy więcej wody niż objętość samego torfu (Kac 1975). Dodatkowo, przez utworzony z listków i gałązek system kapilarny, mają zdolność spiętrzenia wody w miarę wzrostu darni. Zdolności te zachowuje również wytworzony torf i w rezultacie złoże wyrasta ponad poziom wód gruntowych. Rozkład materii organicznej jest powolny, dlatego torf gromadzi się szybko i zawiera dobrze zachowane tkanki roślinne. Torfowiska te wyróżniają się kopulastą budową wynikającą z nakładania się na siebie warstw obumierającej roślinności, a ich miąższość dochodzi do 7–8 m. Torfy wysokie mają bardzo małą zawartość rozpuszczonych soli oraz silnie kwaśny odczyn. Roślinność na torfowisku ma bardzo duże zapotrzebowanie na wodę, ale bardzo skromne wymagania w stosunku do mineralnych składników odżywczych. Dlatego torfowisko wysokie składa się z biocenozy skrajnie skąpożywej (oligotroficznej), w której żyje stosunkowo niewielka liczba silnie przystosowanych roślin, m.in. welnianka, bagnica, bagno i wrzos.

Torfowiska przejściowe mają właściwości pośrednie w stosunkach hydrologicznych i składzie roślinności. Tworzą się, gdy wody zasilające stają się zbyt ubogie w składniki mineralne. Ginie wówczas zespół roślin typowych dla torfowisk niskich, a wkracza roślinność przystosowana do uboższego środowiska odżywczego. Występują na ogół w strefach działów wodnych w obwodzie torfowisk wysokich,

na obrzeżach zarastających jezior i w dolinach rzecznych, tam gdzie przepływ wody jest słaby i okresowo woda występuje na powierzchni. Roślinność tych torfowisk wykazuje układ mozaikowy. W Polsce przeważają torfowiska niskie, których udział wynosi ponad 92%, torfowiska wysokie stanowią 4,7%, a przejściowe 3%.

Nagromadzona materia roślinna ulega przeobrażeniu w torf w ciągu kilku-kilkunastu lat, czyli tempo jego przyrostu jest bardzo małe i zmienne. Zgodnie z różnymi badaniami i pomiarami w Polsce przyrastanie warstwy torfu wahało się od 0,26 mm do 1,28 mm/rok. Generalnie szybkość przyrostu torfu wynosi nieco ponad 0,5 mm rocznie, a wyjątkowo w sprzyjających warunkach (okres wilgotniejszy i chłodniejszy) może przekraczać 1 mm (Ilnicki i Szajdak 2016). Najniższa średnia wartość jest wskazywana dla torfowisk niskich (0,32–0,51 mm/rok), a wyższa w torfowiskach wysokich (0,50–0,67 mm/rok). Największe tempo akumulacji torfu odnotowano w okresie atlantyckim, rzędu 0,5–2,5 mm/rok (Żurek 1987). Szacuje się, że warstwa torfu o miąższości 1 m powstawała w przybliżeniu przez co najmniej tysiąc lat. Torfy powstają także obecnie, ale proces ten przebiega bardzo wolno. Antropogeniczne odwodnienie radykalnie przerywa życie i rozwój torfowisk.

Miąższość złóż torfowych w Polsce jest różna, przeciętnie wynosi ok. 1,2–1,5 m, ale występują też pokłady ponad 10 m (Kac 1975). Jako średnia miąższość torfu podawana jest wartość 1,6 m, a maksymalna 11,5 m (Państwowy Instytut Geologiczny, Torfy).

Rozmieszczenie torfowisk na terenie Polski jest nierównomierne. Najwięcej występuje w północnej części kraju w obrębie rzeźby młodoglacjalnej (szczególnie północno-wschodniej), a ku południowi liczba torfowisk maleje (Jasnowski 1975, Żurek 1987). W Polsce dominują torfowiska małe, kilkuhektarowe. Torfowiska o powierzchni do 10 ha zajmują prawie 60% ogólnej powierzchni torfowisk, a powyżej 1000 ha ok. 1% (Kac 1975). Rozległe obszary zbudowane z torfu nazywane są równinami torfowymi, a występują w dnach pradoliny, w strefach nadmorskich i w kotlinach górskich.

Aktualnie w Polsce zinwentaryzowano ok. 52 tys. torfowisk o powierzchni większej od 1 ha, o łącznej powierzchni 1,3 mln ha, co stanowi 4% powierzchni Polski (Państwowy Instytut Geologiczny, Torfy).

6.2. Gleby torfowe

Torf jest pojęciem niejednoznacznym. Niektórzy uczeni traktują torf wyłącznie jako kopalinę. Z gleboznawczego punktu widzenia górna część torfu, w której występują żywe korzenie roślin i następuje zarówno akumulacja szczątków roślinnych, jak i ich przetwarzanie – jest glebą torfową (Bednarek i Prusinkiewicz 1997).

W złożu torfowym w stanie nieodwodnionym poziom wód gruntowych utrzymuje się na wysokości darni, a torfowisko często podlega zalewom. Torf

torfowisk wysokich, ze względu na warunki oligotroficzne (ubogie w składniki mineralne), nie przedstawia żadnej wartości jako skała macierzysta gleby (Uggla 1976). Masa torfu przejściowego jest włóknista i słabo zamulona, ale torf jest bogatszy w składniki pokarmowe dla roślin. Torf torfowisk niskich, szczególnie rzecznych, powstających ze szczątków trzcin, sitowia, palki wodnej, tataraku, wierzby i olchy, jest najbardziej rozłożony i zamulony, a przepływająca woda bogatsza jest w tlen i namuły, zawiera znaczną ilość próchnicy i części mineralnych. Jest on dobrą skałą macierzystą gleb przeznaczonych głównie pod użytki zielone. Torfowiska darniowe rozwijają się w pewnym oddaleniu od rzeki, najczęściej ze szczątków podziemnych turzyc i mchów, a zasilane są w większym stopniu wodami gruntowymi niż przepływowymi. Torf jest tu na ogół słabo rozłożony, a jego zasobność pokarmowa jest niższa niż torfu rzecznego, ale wyższa niż przejściowego i wysokiego.

Gleby rozwinięte na torfach należą do gleb organicznych, które cechują się wysokim poziomem wody gruntowej oraz małą gęstością. Nasycenie wodą powoduje znaczne zwiększenie ich objętości i utrudnia uprawę.

Gleby torfowe na torfach o miąższości powyżej 50 cm rozwijają się w warunkach dużego uwilgotnienia, mają dużą pojemność wodną i kwaśny odczyn. Zawartość humusu wynosi 31–60% (Ilnicki 2002). W zależności od charakteru torfowiska wyróżniane są podtypy: gleby torfowisk niskich, przejściowych i wysokich.

Gleby torfowo-mułowe powstają w wyniku procesów torfotwórczych przy udziale procesów aluwialnych. Charakteryzują się profilem warstwowym, w którym na przemian mogą występować warstwy torfu, mułów i namułów. Występują w dolinach rzecznych, podlegają zalewom i przeważnie są dość zasobne w składniki pokarmowe. Po uregulowaniu stosunków wodnych mogą być dobrymi glebami użytków zielonych (Uggla 1976).

W miarę naturalnego lub sztucznego obniżania poziomu wód gruntowych (melioracja odwadniająca), wnikania powietrza w głąb gleby i uaktywniania życia mikrobiologicznego, procesy torfotwórcze stopniowo zanikają, a ich miejsce zajmuje proces glebotwórczy – proces murszenia, prowadzący do powstania gleb murszowych pobagiennych. W wyniku tego procesu w masie torfowej zachodzą zmiany właściwości fizycznych, chemicznych, fizyko-chemicznych i biologicznych. Zwiększa się ciężar objętościowy wskutek zagęszczania się substancji organicznej, zmniejsza się zaś porowatość i pojemność wodna, a masa organiczna podlega mineralizacji. Wskutek silniejszej mineralizacji torfu powiększa się ilość części popielnych. Wzrasta zawartość niektórych pierwiastków: N, S, Ca, Mg, P i K. Murszejąca substancja organiczna podlega jednocześnie intensywnym procesom humifikacji, przy czym powstająca próchnica „murszowa” ma odmiennie właściwości w stosunku do torfowej. Zanika struktura włóknista torfu, a powstają agregaty różnej wielkości i kształtów charakterystyczne dla murszu. Z prawie jednolitej gleby torfowej bagiennnej w wyniku murszenia powstaje profil

o zróżnicowanych poziomach genetycznych. W warunkach dostatecznego uwilgotnienia znaczna część masy torfowej przekształca się w bezpostaciową próchnicę. W wyniku koagulacji kwasów humusowych wierzchnie warstwy tych gleb zyskują charakterystyczną strukturę kaszkowatą, która sprzyja dobremu rozprawadzeniu wody w glebie – rozwijają się gleby torfowo-murszowe. W wyniku tego procesu powstają warunki glebowe (powietrzno-wodne) sprzyjające rozwojowi szlachetnej roślinności łąkowej.

Jeżeli proces murszenia przebiega w warunkach zbyt silnego obniżenia poziomu wód gruntowych i odwodnienia, wtedy w niższych poziomach powstaje trwała ostrokrawędzista struktura drobnoprzyrmatyczna (koksikowa, cząstki twarde i nierozpadające się pod wpływem wody), co prowadzi do zwiększenia przepuszczalności gleby i większego jej przesuszenia (Królikowski i in. 1986). Natomiast wierzchnia, akumulacyjno-darniowa część gleby, zbyt mocno osuszona, pozbawiona darni, często ulega rozpyleniu (deflacja) i degradacji. Przywrócenie takim zdegradowanym glebom murszowym ich pierwotnej struktury i urodzajności jest trudne. Głębokie i trwałe odwodnienie może doprowadzić nawet do powstania nieużytków.

Gleby torfowo-murszowe są w Polsce najbardziej rozpowszechnione i występują na wszystkich zmeliorowanych torfowiskach niskich. Charakterystyczny profil gleby torfowo-murszowej składa się z trzech warstw (Okrusko 1983). Pod darnią występuje specyficzna warstwa w postaci próchnicznego, ziarnistego lub kaszkowatego murszu. Pod murszem wyodrębnia się poziom przejściowy o przyrmatycznej strukturze, w którym masa glebowa rozłupuje się na bryły i agregaty. Pod warstwą przejściową występuje torf o włóknistej strukturze. Rodzaj torfowiska ma ważny wpływ na wykształcenie się profilu murszowego. Torfowiska zalewane z silnie rozłożonymi torfami szuwarowymi czy olesowymi mają mursze o dużej miąższości (0,3–0,4 m), a w torfowiskach mechowiskowych poziomy murszowe są płytsze (Żurek 1987).

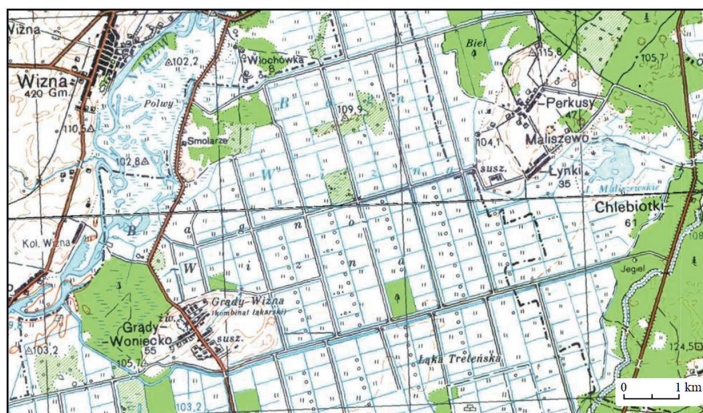
W glebach torfowo-murszowych intensywnie zachodzą procesy mikrobiologiczne, prowadzące do szybkiej mobilizacji zawartych w torfie składników mineralnych, a szczególnie azotu. Ta duża dynamika procesów glebowych, powodująca urodzajność gleb już w krótkim czasie po przeprowadzeniu melioracji, wymaga od rolników szczególnie troskliwej i ostrożnej uprawy, a zwłaszcza stałej kontroli stosunków wodno-powietrznych. Konieczna jest wyjątkowa dbałość o urządzenia melioracyjne i ich pielęgnacja, aby gleba za mocno nie wyschła. Zbyt głębokie i trwałe odwodnienie powoduje bardzo szybko postępujące procesy murszenia i rozpylania wierzchnicy glebowej.

Gleby murszowe tworzą się na skutek dalszego odwodnienia i murszenia gleb torfowych lub gleb mineralnych bogatych w próchnicę koloidalną. W zależności od rodzaju i miąższości warstwy murszowej rozróżniane są gleby: murszowe na torfach i murszowe na podłożu mineralnym (miąższość torfu poniżej 50 cm).

6.3. Rolnicze wykorzystanie torfowisk

Naturalne, zawodnione torfowiska nie nadawały się do rolniczego wykorzystania, dopiero obniżenie poziomu wód gruntowych umożliwiało ich użytkowanie. Uprawa torfowisk w środkowej Europie rozpoczęła się w XVI w. (Buchwald 1975). Na terenach Polski meliorowano, odwadniano i użytkowano głównie torfowiska niskie jako żyzniejsze od końca XVIII w., poprzez XIX w., ale szczególnie intensywnie i na rozległych obszarach w latach 60. i 70. XX w. Z rolniczego punktu widzenia torfowiska wysokie i przejściowe zaliczane są do nieużytków, jedynie niekiedy mogą tworzyć bardzo słabe użytki leśne. Melioracja torfowisk wysokich jest w warunkach Polski nieopłacalna i niepotrzebna, ponieważ obszary te są cennym elementem krajobrazowym i spełniają rolę zbiorników retencyjnych. Także torfowiska przejściowe z punktu widzenia rolniczego są nieużytkami. Mają one małą wartość jako użytki zielone nawet po zmeliorowaniu i wymagają bardzo dużych nakładów w celu ewentualnego właściwego zagospodarowania.

Rolnicze użytkowanie torfowisk poprzedzone było melioracją, która polegała na wykopaniu systemu otwartych rowów o nachyleniu umożliwiającym spływ grawitacyjny wody. Do rowów spływa woda z terenów bezpośrednio przyległych, co przyczyniało się do obniżenia poziomu wód gruntowych, a to z kolei do osuszenia torfu. Liczba i układ rowów zależały od wielkości i charakteru terenu torfowego. Przykładowo, małe torfowisko w środkowej Polsce odwadniane jest przez rowy o rozstawie 100 m. Duże powierzchniowo torfowiska odwadniane były całym systemem rowów. Na torfowisku Bagno Wizna w dolinie Narwi w latach 1961–1979 wykopano rowy o rozstawie 200 m i głębokości 0,80–1,0 m (ryc. 110). Średnia miąższość torfu na tym torfowisku wynosiła 3,5 m, a maksymalna 7 m (Churski i Churska 1980).



Ryc. 110. Układ rowów melioracyjnych na Bagnie Wizna

Źródło: na podstawie mapy topograficznej w skali 1:50 000.

W wielu dnach dolin prace regulacyjno-melioracyjne były bardzo rozległe i obejmowały: uregulowanie koryta rzeki (skrócenie, wyprostowanie i umocnienie), obniżenie poziomu wody, poprawę spływu wód wielkich; meliorację doliny, czyli ograniczenie czasu zalewu doliny, stworzenie systemu odwadniającego; czasem budowę zbiornika retencyjnego; realizację innej infrastruktury technicznej dla gospodarki wodnej, jazów spiętrzających okresowo wodę, pompowni odwadniających. Czasem zasadniczo zmieniano bieg większości cieków i kopano kanały (Janiec i Poleszuk 2002, Kobojek 2004).

Po przeprowadzeniu melioracji torfowisk wartość rolnicza tych gleb podniosła się co najmniej o jedną klasę, dlatego były powszechnie zamieniane na łąki i pastwiska, a nawet użytkowane jako pola uprawne (ryc. 111). Według danych z końca lat 70. XX w. w Polsce odwadniano i użytkowano rolniczo ok. 71% ogólnej powierzchni torfowisk, a lasy zajmowały 25–30% powierzchni (Żurek 1987). Szacowano, że tylko ok. 9% powierzchni zajmowały torfowiska nieodwodnione. Także Ilnicki (2002) stwierdził, że nie prowadzono wówczas żadnych działań mających na celu zachowanie żywych torfowisk, a większość z nich przekształcono w łąki i pastwiska (69,6%). Wartości procentowe wskazują na ogromną skalę użytkowania i przekształcania środowiska torfowisk.



Ryc. 111. Łąka na zmeliorowanym torfowisku w dnie doliny Bzury w Kterach

Źródło: fot. E. Kobojek.

Wieloletnie stałe odwadnianie i użytkowanie torfowisk przyczyniło się do ich degradacji, a najpoważniejszym problemem okazało się zjawisko znikania gleb torfowych. Już w latach 70. XX w. zalecano, aby podstawowym kierunkiem

gospodarowania na torfowiskach było użytkowanie łąkowo-pastwiskowe, ok. 10% torfowisk powinny stanowić lasy, a uprawy polowe należy stopniowo eliminować. Od lat 80. XX w. zaczęto obejmować niektóre torfowiska różnymi formami ochrony. Przemiany warunków społeczno-ekonomicznych w Polsce w latach 90. XX w. spowodowały zmianę sposobu użytkowania gruntów. Zaprzestano uprawy nie tylko najsłabszych gleb piaszczystych, ale także wykaszania i wypasu części użytków zielonych na obszarach podmokłych, w tym torfowiskach. Dodatkowo nastąpiła ekstensyfikacja użytkowania łąk na torfowiskach oraz odnotowano zwiększenie udziału zbiorowisk leśnych, co wynikało z zaprzestania koszenia.

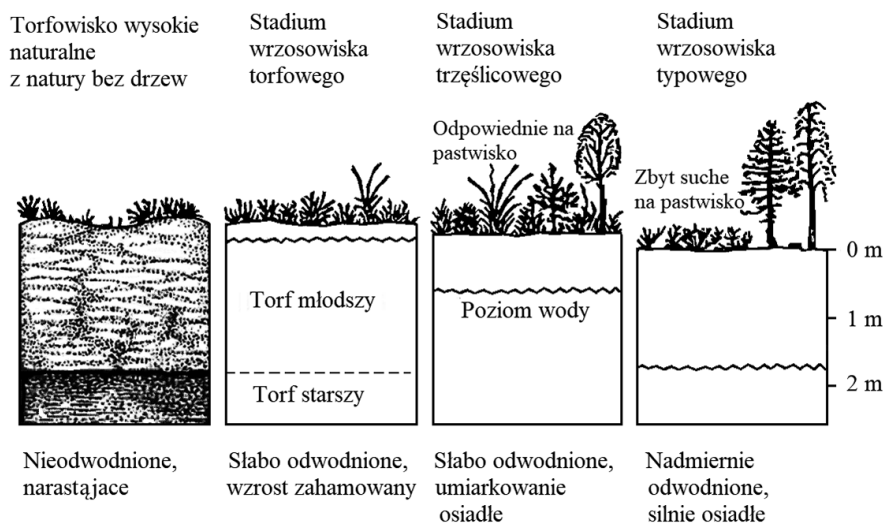
Z badań przeprowadzonych na torfowiskach Wielkopolski na początku XXI w. wynika, że nastąpiły znaczne zmiany w sposobie ich użytkowania względem okresu 1957–1969. Udział łąk koszonych zmniejszył się z 81,4% do 16,8%, udział szuwarów zwiększył się z 8,3% do 41,1%, a lasów z 4,4 do 27,5%. Jednak odnotowano wzrost powierzchni gruntów ornych na małych, osuszonych torfowiskach (Ilnicki i in. 2004). Może to świadczyć o dużym zmurszeniu gleb torfowych. Polska Środkowa należy do regionów o słabym zabagnieniu, a torfowiska i innego typu mokradła pokrywają nie więcej niż 2% powierzchni regionu, z czego ponad 75% jest zagospodarowane jako użytki zielone (Kucharski 1995).

6.4. Skutki odwodnienia i osiadanie torfowisk

Wykonane prace melioracyjne i wieloletnie wykorzystanie rolnicze torfowisk spowodowały nadmierne odwodnienie, zmiany ekologiczne i dewastację istniejących siedlisk. W większości powierzchni torfowisk była to głównie melioracja jednostronna odwadniająca, powodująca jedynie osuszenie. Torfowiska jako ekosystemy zależne od wody wymagały skutecznej dwustronnej (odwadniająco-nawadniającej) regulacji stosunków wodno-powietrznych.

W siedlisku torfowym po odwodnieniu następują zmiany we wszystkich elementach ekosystemu – zmieniają się właściwości fizyczne i wodne gleby, zachodzi intensywne murszenie masy torfowej i mineralizacja materii organicznej, następują też zmiany w fitocenozach.

Odwodnienie w pierwszej kolejności przyczynia się do obniżenia poziomu wód gruntowych na torfowisku (ryc. 112). Zakres tego obniżenia był różny w zależności od skali i czasu odwodnienia, ale najczęściej sięgał on ok. 1 m. Melioracje w dolinie Narwi spowodowały obniżenie poziomu wód gruntowych w niektórych miejscach o 56 cm (Churski i Churska 1980). W wyniku szeroko zakrojonych prac odwadniających w latach 60. i 70. XX w. na Równinie Łęczyńsko-Włodawskiej, polegających na zmianie biegu większości cieków po wykopaniu Kanału Wieprz-Krzna oraz utworzeniu gęstej sieci rowów melioracyjnych, nastąpił drastyczny wzrost odpływu powierzchniowego, który spowodował obniżenie poziomu wód powierzchniowych i gruntowych, lokalnie nawet o 2 m w stosunku do okresu poprzedzającego gwałtowną ingerencję człowieka (Janiec i Poleszuk 2002).



Ryc. 112. Proces murszenia, mineralizacji i osiadania torfowiska wysokiego

Źródło: opracowano na podstawie Buchwalda (1975).

Antropogenicznie uwarunkowane zmiany stosunków wodnych prowadzą do wyraźnych i dużych przemian florystycznych na zmeliorowanych torfowiskach określanych jako synatropizacja roślinności. Przykładem zmiany charakteru roślinności jest historia łąk bagiennych zwanych bielawami (od barwy kwitnącej wełnianki), które tworzą się na glebach torfowo-bagiennych (torfowiska niskie, zalewane lub podtapiane). Gleby tych bielaw są silnie zamulone i stanowią siedliska roślin bagiennych o wysokich wymaganiach, ale niewrażliwe na podtapianie i zalewanie. Po uregulowaniu stosunków wodnych bielawy zalewane przekształcają się w dobre łąki pobagienne (murszowo-torfowe). Wobec stale postępujących robót melioracyjnych szybko skurczył się ich zasięg i ograniczają się one tylko do terenów objętych ochroną rezerwatową lub terenów nienadających się do melioracji (Olaczek 2008).

Siedlisko o cechach mokradlowych po długotrwałym zmniejszeniu wilgotności gleby (poniżej 60% pojemności wodnej) przekształca się w siedlisko o cechach posusznych lub suchych. Na wielu zmeliorowanych i niewłaściwie nawadnianych torfowiskach po kilkudziesięciu latach ich użytkowania obserwuje się proces gładowania siedlisk łąkowych. Na siedlisku zbyt mocno odwodnionym przez 20 lat liczba gatunków zmniejszyła się z 21 taksonów do 19, a na łąkach wilgotnych, dobrze nawadnianych wzrosła liczba gatunków z 34 do 40 (Kiryłuk 2009). W pewnych przypadkach po odwodnieniu tworzą się tereny o zdegradowanej szacie roślinnej, słabo zadarniające glebę. Z traw utrzymuje się kostrzewa czerwona tworzącą płyty luźnej darni zakorzenione na kilka centymetrów.

Obniżenie poziomu wód gruntowych w glebach organicznych nie tylko spowodowało zmiany w roślinności, ale rozpoczęło proces murszenia, który z czasem doprowadził do osiadania torfowisk. Prace melioracyjne na większości gleb torfowych wpłynęły na zahamowanie procesu akumulacji materii organicznej i zapoczątkowały wiele przemian (Okruszek 1968, Ilnicki 2002, Lipka i in. 2005). Przesuszonej masie torfowej przechodzi proces murszenia, mineralizacji i zagęszcza się, co prowadzi do mechanicznego osiadania złoża oraz obniżenia się jego powierzchni (ryc. 112). W czasie murszenia torfu zachodzi biochemiczny rozkład jego organicznej masy, co powoduje gromadzenie się w glebie części mineralnych jako pozostałości po torfie. Mineralizacja masy organicznej i związane z tym obniżenie się masy torfu są istotą procesu zachodzącego na odwodnionych torfowiskach. W glebie z wyraźnie rozwiniętym procesem murszenia zachodzi ciągły, powolny wzrost części popielnych. Równocześnie zachodzą zmiany w składzie substancji organicznej polegające na utlenianiu, co pociąga za sobą wzrost ilości tlenu i azotu, natomiast spadek węgla. Wszystkie procesy powodują zmiany właściwości fizycznych torfowisk odwodnionych. Zwiększa się ciężar objętościowy murszu, następuje zagęszczenie fazy stałej, a zmniejsza się porowatość i pojemność wodna gleb. Dodatkowo luźna proszkowata warstwa murszu porywana jest czasem przez wiatr i unosi się w powietrzu w postaci pyłu. Obszary tego typu poddawane są czasem wypaleniom, a pożary powodują spalanie materii organicznej. Z upływem czasu prowadzi to do zanikania gleb torfowych i ich przekształcenia w płytkie gleby mineralno-murszowe, a następnie w mineralne. O tempie tych zmian decyduje intensywność odwodnienia i sposób użytkowania.

Szczególnie silny zanik torfowisk stwierdzono w dolinie Noteci. Torfowiska były meliorowane od końca XVIII w., a na mapach z przełomu XVIII i XIX w. naniesione są liczne kanały i rowy melioracyjne. Od XVIII w. do lat 70. XX w. powierzchnia torfowiska w dolinie Kanału Bydgoskiego na granicy Minikowo-Zawada obniżała się o 1 cm na rok przy użytkowaniu łąkowym (Uggla 1976). Na głębokich torfach Kanału Bydgoskiego powierzchnia terenu obniżała się średnio o 2,13 cm/rok w okresie 1916–1963 (Rogulski 1973). Średnie osiadanie torfowisk nadnoteckich intensywnie odwadnianych w latach 1903–1969 i 1926–1969 wyniosło 1,3–1,4 cm/rok (Ilnicki 1973). W procesie osiadania wyróżniane są dwa etapy. W ciągu pierwszych 20 lat następuje gwałtowne obniżanie powierzchni, głównie wskutek kurczenia się i zagęszczania torfu. W następnych latach obniżanie powierzchni jest bardzo wyrównane i wiąże się z mineralizacją materii organicznej.

Z analizy danych historycznych i kartograficznych wywnioskowano, że w okresie 150 lat powierzchnia torfowisk w okolicach jeziora Gopło obniżyła się o 2–2,5 m, a powierzchnia ziem czarnych ok. 1–1,5 m. Płytsze torfowiska zmineralizowały się całkowicie i część z nich zamieniono na pola orne. W dolinie Bachorzy zwarty obszar łąk bagiennych wynosił w 1802 r. 4200 ha, a w połowie XX w. już tylko 2800 ha użytków zielonych występowało w postaci rozczłonkowanych oddzielnych powierzchni (Pietrucień 1993).

Podobne tempo osiadania zostało określone dla torfowisk w dolinie Biebrzy. Po 20 latach odwodnienia i rolniczego użytkowania powierzchnia torfowiska Kuwasy obniżała się średnio 1,18 cm/rok (Żurek 1987). Obniżanie powierzchni na łące torfowej wyniosło 0,91 cm/rok, a na torfowisku użytkowanym połowo 1,28 cm/rok.

Większość danych wskazuje, że roczne straty materii organicznej na torfowiskach użytkowanych łąkowo wynoszą od 5 do 15 Mg·ha⁻¹. W rezultacie powierzchnia torfowisk obniża się w tempie ok. 1 cm rocznie, a to oznacza, że szybkość ubytku masy torfowej jest 10–20 razy większa od tempa jej akumulacji (Ilnicki i Szajdak 2016). Pod stałą uprawą płuźną obniżenie powierzchni jest jeszcze większe i dochodzi do 1,68 cm/rok (Lipka i in. 2005). W warunkach klimatycznych Polski proces decesji materii organicznej następuje dosyć szybko. Wraz z upływem czasu zasięg torfowiska zmniejsza się, a powierzchnia obniża się aż do całkowitego zaniku. Zanikowi zmurszałej masy organicznej sprzyjają suche lata, które zdarzają się coraz częściej. W Polsce przeważają torfowiska płytkie, które z natury najbardziej podatne są na niekorzystne przekształcenia, osuszenie i zanikanie. Dane te wskazują, że problem zaniku torfowisk jest istotny, zarówno z gospodarczego, jak i środowiskowego punktu widzenia (Ilnicki i Szajdak 2016).

Osuszenie torfowisk sprzyja niestety pożarom nie tylko wysuszonej roślinności łąk i trzcinowisk, ale także samego torfu. Pożary przesuszonego torfu są bardzo niebezpieczne, ponieważ mogą trwać wiele dni, a nawet miesięcy i są niezwykle trudne do ugaszenia. W warunkach globalnego ocieplenia i antropogenicznego osuszania torfowiska rowami melioracyjnymi pożary mogą występować coraz częściej. Gdyby torfowiska pozostawały odpowiednio uwodnione, to pożarowi mogłyby ulec sucha, zeszłoroczna roślinność, ale nie sam torf. Dlatego tak ważne jest zaniechanie dalszego odwadniania, zasypanie części rowów melioracyjnych i retencjonowanie wody na torfowiskach.

6.5. Torf jako surowiec i jego eksploatacja

Dzięki swoim wyjątkowym właściwościom torf był i jest eksploatowany oraz wykorzystywany w gospodarce. O jego przydatności decyduje skład florystyczny materiału wyjściowego, domieszka części mineralnych i stopień rozkładu. Zawartość węgla wynosi najczęściej 50–60% (Kociszewska-Musiał 1988).

Stopień rozkładu torfu stanowi bardzo ważną cechę określającą jego przydatność:

- słabo rozłożone, gdy stopień rozkładu wynosi poniżej 20%, torf stosowany jako surowiec do produkcji ściółki, mat izolacyjnych, papieru i tektury;
- średnio rozłożone, stopień rozkładu 20–45%, torf ogrodniczy, ściółka;
- silnie rozłożony o stopniu rozkładu powyżej 45%, wykorzystywany jako surowiec opałowy, do obróbki chemicznej i balneologii.

Na obszarze Polski eksploatację torfu rozpoczęto pod koniec XVIII w., a jej prekursorami byli koloniści niemieccy i holenderscy. W pierwszej kolejności i najdłużej wykorzystywano torf jako surowiec opałowy, ponieważ wysuszony (zawierający 35–40% wilgoci) o wyższym stopniu kompaktacji i rozkładu dobrze się pali. Szczególnie intensywna eksploatacja torfu na opał rozwinęła się w drugiej połowie XIX w. i w pierwszej połowie XX w. (Taytsch 1955, Musiał 1978b). Kopanie torfu od połowy XIX w. było skutkiem wzrostu cen drewna opałowego z nadmiernego wyrębu lasów. Eksploatacja nasilała się w okresach wojen i kryzysów gospodarczych. W związku z brakiem opału węglowego na wsi w Polsce w okresie międzywojennym i po II wojnie światowej było propagowane stosowanie paliwa torfowego. Ale już na początku lat 60. XX w. zalecano ograniczanie wydobycia torfu na opał.

Po II wojnie światowej, poza potrzebami opałowymi, wydobywano torf z przeznaczeniem dla rolnictwa (jako nawóz organiczny), w tym do produkcji ściółki na eksport. W latach 60. XX w. aż 50–60% produkcji wyrobów torfowych eksportowano do krajów europejskich, ale także do Japonii, Iranu i Stanów Zjednoczonych (Kociszewska-Musiał 1988). Cechy torfu powodowały, że był on wykorzystywany w różnych kierunkach. Przewodność cieplna torfu jest bardzo słaba, co pozwala wykorzystywać go do produkcji materiałów izolacyjnych, płyt i otulin. Wykorzystywany był też jako surowiec do przeróbki chemicznej, np. do produkcji barwników, wosków, papieru pakunkowego, wełny torfowej.

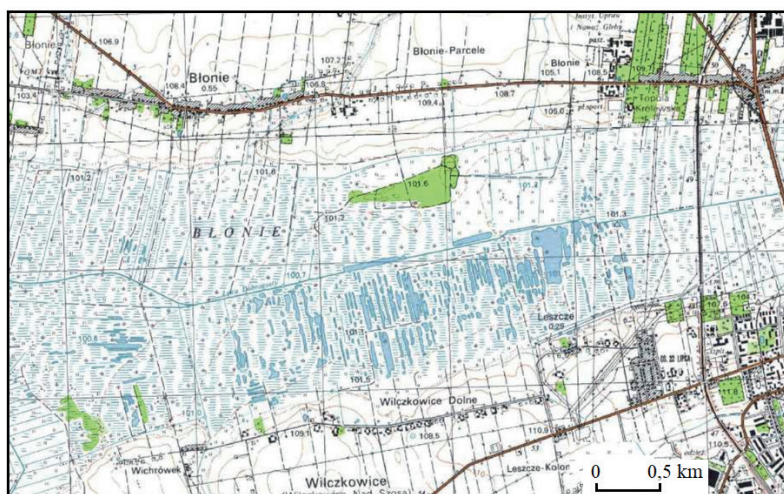
Wysoka zdolność sorpcyjna (zdolność wymiany jonowej) i chłonna torfów stwarza możliwości zastosowania ich w ochronie środowiska, jako filtry i absorbenty zatrzymujące zanieczyszczenia, np. w oczyszczaniu wód ściekowych z kationów, szczególnie metali ciężkich i pierwiastków radioaktywnych.

Do celów rolniczych (łąkarskich) wykorzystywano torfowiska niskie, a do celów przemysłowych na dużą skalę eksploatowano złoża torfowisk wysokich na północy kraju. Eksploatacja była prowadzona na wielu torfowiskach bałtyckich i atlantyckich obecnie objętych ochroną rezerwatową.

Torf jako kopalina figuruje w „Bilansie zasobów złóż kopalin w Polsce” oraz w objaśnieniach do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Wynika to z tego, że nadal znajduje zastosowanie w gospodarce. Aktualnie w Polsce zinwentaryzowano ok. 52 tys. torfowisk, z czego 36% stanowi potencjalną bazę zasobową eksploatacji torfu. W 2023 r. eksploatowano 52 złoża i wydobyto ogółem 1 200,49 tys. m³ torfów, czyli o 0,8% więcej niż w roku poprzednim (Państwowy Instytut Geologiczny, Torfy). Współcześnie torf jest wydobywany dla potrzeb rolnictwa, ogrodnictwa, medycyny i kosmetyki, ochrony środowiska.

Eksploatacja torfu łączyła się z bezpośrednim oddziaływaniem na torfowisko i powodowała jego niszczenie. Stosowano głównie dwie metody pozyskiwania surowca: tzw. metodę gospodarczą polegającą na ręcznym kopaniu torfu i przemysłową, kiedy wykorzystywano specjalny sprzęt mechaniczny. Aby rozpocząć eksploatację, należało torfowisko odwodnić.

Torf na opał pozyskiwano zwykle sposobem gospodarczym, co prowadziło do powstania nieregularnych, różnej wielkości wyrobisk (doły, rowy), rozrzucanych chaotycznie po całej powierzchni torfowiska. Przykładem mogą być torfianki w dnie pradoliny Bzury-Neru (ryc. 113). Te zagłębienia potorfowe dość szybko podlegały regeneracji, o ile nie podlegały dalszemu odwodnieniu.



zmechanizowanej eksploatacji torfu (koparki różnych typów, wycinarka Brzozowskiego, zestaw elewatorowy itp.); o średniej głębokości (0,8–1,5 m), okresowo lub stale zalane wodą, porośnięte zwykle roślinnością wodną; płytkie (0,8 m) zarastające roślinnością błotną. W wielu przypadkach niezasypane doły wypełnione wodą albo obszary osuszone, zadarnione, o kwaśnej roślinności łąkowej uważano za nieużytki.

W latach 60. XX w. oceniono, że aż 12–14% powierzchni torfowisk zajmują potorfia (Pawlak 1962, Kaczan 1968). W województwie bydgoskim szacowano, że doły potorfowe obejmują 24,0% powierzchni torfowisk, w poznańskim 18,2%, krakowskim 16,7 i łódzkim 16,5%.

Zalecano, aby po zakończeniu wydobywania torfu doły potorfowe zagospodarowano, ponieważ było ich tak dużo. Małe wyrobiska miały być zasypane, wyrównane i użytkowane jako łąki kośne, a nawet pola. Rekultywacja dużych terenów poeksploatacyjnych (eksploatacja przemysłowa) była zróżnicowana. Wskazywane były następujące formy: zbiorniki wodne, zasypywanie potorfi materiałem mineralnym lub innym, uprawa żurawiny lub jagody amerykańskiej, zalesianie olchą lub brzozą omszona.

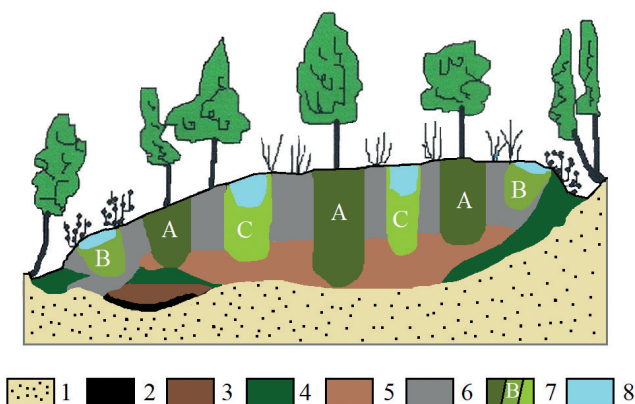
Jednak bardzo często doły potorfowe wypełniały się wodą i tak pozostawały przez dłuższy czas, ulegając spłyceciu (ryc. 114). Z czasem okazało się, że te uważane wcześniej za zdegradowane tereny z dołami potorfowymi wypełnionymi wodą pod koniec XX w. zostały docenione jako ostoje roślinności i ptactwa – ogólnie bioróżnorodności. Już w latach 80. XX w. planowano objęcie różnymi formami ochrony torfowisk wysokich z dołami potorfowymi.



Ryc. 114. Torfianki powstałe w wyniku gospodarczego wydobywania, obecnie wypełnione wodą, na północny zachód od Zgierza

Źródło: fot. E. Kobjek.

Na zachód od granic Łodzi występuje torfowisko wysokie Rąbień objęte ochroną rezerwatową (Torfowisko Rąbień), które zajmuje rozległą dolinę między wydrami. Miąższość torfów sięga 1,7–3,8 m (Kucharski i in. 2000, Forysiak i in. 2012). Torf był eksploatowany od XIX w. aż po lata 60. XX w. Znaczną część rezerwatu zajmują wyrobiska potorfowe znajdujące się w różnych stadiach sukcesji wtórnej (ryc. 115). Najstarsze z nich są już zarośnięte, zaś młodsze posiadają otwarte lustro wody, chociaż brzegi porasta roślinność szuwarowa. W zagłębieniach starszych rosną torfowce oraz rośliny bagienne. Celem ochrony jest zachowanie torfowiska wysokiego ze zróżnicowaną roślinnością. Najcenniejsze zbiorowisko roślinne stanowi mszar torfowcowo-wełniankowy, który jednak jest w wielu miejscach wypierany przez roślinność szuwarową lub leśną. Rezerwat ten jest jednym z ciekawszych przyrodniczo miejsc w środkowej Polsce.



Ryc. 115. Przekrój przez torfowisko po rabunkowej eksploatacji torfów w różnych okresach
1 – podłoże mineralne, 2 – gytia, 3 – torf trzcinowy, 4 – torf turzycowy, 5 – starszy torf sfagnowy, 6 – młodszy torf sfagnowy, 7 – torf w zarastających wyrobiskach:

A – wyrobiska najstarsze całkowicie wypełnione torfem, B – wyrobiska zarastające,

C – wyrobiska najmłodsze z otwartym lustrem wody, 8 – lustro wody

Źródło: na podstawie Kucharskiego i in. (2000).

Podobnych przykładów można wskazać wiele z terenów całej Polski. Szacuje się, że drobne potorfia w Polsce zajmują ok. 500 km², mają różne kształty i głębokość najczęściej 1–2 m (Ilnicki 2002). Są istotnym siedliskiem organizmów wodnych i torfowiskowych, mają wpływ na stabilność ekosystemów i bioróżnorodność. Wiele potorfi ma duże walory przyrodnicze i zasługuje na ochronę, szczególnie w regionach rolniczych, gdzie niewiele jest naturalnych mokradeł (Kucharski 1995, Koprowski i Łachacz 2012).

6.6. Ekologiczne znaczenie torfowisk i ich ochrona

Torfowiska są niezwykle ważnym elementem krajobrazu i cennym ekosystemem w umiarkowanej strefie klimatycznej, a jednocześnie są najbardziej narażone na zmiany pod wpływem działalności człowieka, szczególnie w obecnych warunkach zmian klimatu. Mają ogromne znaczenie ekologiczne.

W pierwszej kolejności należy przypomnieć, że torfowiska gromadzą duże ilości wody słodkiej, ponieważ w naturalnych warunkach 85–97% masy torfowej stanowi woda, czyli torfowisko ma ogromne zdolności retencyjne. Spełnia bardzo ważną funkcję w kształtowaniu bilansu wodnego i regulacji stosunków wodnych. Torfowiska w zlewni wpływają na zmniejszenie wysokości fali powodziowej na rzece, czyli przeciwdziałają powodziom. Chłoną wodę, ale w okresach suszy nie oddają jej natychmiast i dlatego bywają nazywane „gąbkami krajobrazowymi”. Jednak ta funkcja jest spełniana w coraz mniejszym zakresie z powodu mineralizacji torfu. Z Diagnozy aktualnego stanu gospodarki wodnej (2010) wynika, że prawie wszystkie torfowiska w Polsce noszą ślady odwodnienia, a aż 80% wykazuje oznaki istotnej degradacji wskutek tego procesu. Jedynie 15% torfowisk pozostało w stanie naturalnym, w którym zachodzi akumulacja torfu.

W stanie naturalnym torfowiska stanowią naturalne bariery biogeochemiczne. Mają zdolność filtrowania wód poprzez wychwytywanie związków azotu i fosforu ze środowiska, np. spływających z pól uprawnych, a także pierwiastków śladowych.

Obszary torfowiska cechują się dużą wilgotnością powietrza, częstym występowaniem mgieł, niższymi niż otoczenie temperaturami powietrza i częstszymi przymrozkami.

Torfowiska niskie należą do najbogatszych w gatunki ekosystemów strefy umiarkowanej. Wyróżniają się dużą bioróżnorodnością i są ostoją wielu rzadkich, ginących i chronionych gatunków roślin oraz zwierząt. Florę torfowisk w Polsce ocenia się w przybliżeniu na 900 gatunków (Jasnowski 1975). Jednak istotną rolę w procesie torfotwórczym odgrywa ok. 100 gatunków roślin. Na tak bogatą florę składają się gatunki zespołów naturalnych i zbiorowisk zastępczych powstałych w wyniku działalności gospodarki człowieka, np. zespołów łąkowych. Mimo dużych przemian roślinności torfowej w ostatnich czasach i pojawienia się nowych zespołów zastępczych, głównie fitocenoz łąkowych, nadal tysiące małych torfowisk zachowuje swą bogatą i wielce osobliwą przyrodę. W porównaniu z innymi ekosystemami lista inwazyjnych gatunków obcych pojawiających się na torfowiskach jest bardzo uboga – spowodowały to specyficzne warunki siedliskowe (Pawlaczyk 2009).

Torfowiska stanowią ostoję wielu gatunków roślin o osobliwej budowie i ekologii, w tym licznych gatunków roślin borealnych i atlantyckich. Przyczyną tego jest położenie Polski w środkowej Europie na granicy między prowincją geobotaniczną zachodnią o wpływach klimatu oceanicznego a prowincją wschodnią o bardziej kontynentalnym charakterze.

Większe torfowiska zamieszkiwane są przez wiele gatunków ptaków błotnych i wodnych, które osiedlają się w dużych zagęszczeniach i często zakładają kolonie lęgowe. Zbiorniki potorfowe stanowią ostoję ptactwa wodnego.

Asymilowany przez rośliny na mokrych torfowiskach węgiel zostaje unieruchomiony w złożach torfu. Mokre torfowiska nie emitują dwutlenku węgla. Niestety, osuszone emitują dwutlenek węgla i podtlenek azotu, czyli gazy cieplarniane. Zależność między poziomem wody na torfowisku a wielkością emisji dwutlenku węgla jest prosta – gaz emitowany jest z osuszonych torfowisk, gdy poziom wody na torfowisku spadnie ok. 10 cm poniżej powierzchni torfu. Jednak mokre torfowiska emitują metan, także gaz cieplarniany.

Należy zdecydowanie zaniechać traktowania małych śródpolnych mokradeł i torfowisk jako nieużytków i ich likwidacji, warto wprowadzić je do planów jako użytki ekologiczne, element służący odbudowie małej retencji i ostoji żywych zasobów przyrody. Jednak w pierwszej kolejności należy odejść od jednostronnych odwadniających melioracji, a stosować jako zasady zabiegi odwadniająco-nawadniające w zależności od pory roku i potrzeby środowiska.

Z uwagi na liczne funkcje środowiskowe, w tym gromadzenie wody i węgla, torfowiska są zaliczane do najbardziej cennych ekosystemów, dlatego zanikanie torfowisk należy uznać za zjawisko negatywne (Ilnicki i Szajdak 2016).

Pomimo dużego przekształcenia środowiska torfowisk niskich w Polsce w drugiej połowie XX w. i rolniczego użytkowania wiele z nich zachowało swoje specyficzne właściwości i cechy, tak cenne w krajobrazie rolniczym, że zostały objęte różnymi formami ochrony. Lata 80. XX w. sprzyjały tworzeniu parków krajobrazowych, a lata 90. XX w. rezerwatów i parków narodowych. Ekstensywne kośne użytkowanie zmeliorowanego torfowiska zapewnia dobre warunki wodne i wzbogaca ruń w gatunki cenniejsze przyrodniczo charakterystyczne dla zbiorowiska zmiennowilgotnego (Kamiński i Chrzanowski 2007).

W obrębie pięciu rozległych parków narodowych (Biebrzański PN, Narwiański PN, Poleski PN, Kampinoski PN i PN Ujścia Warty) ważnym elementem są torfowiska w różnym stanie zachowane. Zatorfienie w pradolinie Biebrzy należy do największych w Polsce (Żurek 1987). Pomimo przeprowadzonych licznych prac hydrotechnicznych w połowie XIX w., melioracyjnych w latach 60. XX w., obniżenia poziomu wód gruntowych i rolniczego użytkowania, środowisko jest wyjątkowo cenne i objęte ochroną w ramach Biebrzańskiego Parku Narodowego. Ekstensywne, rolnicze użytkowanie łąk w dolinie ukształtowało cenne środowisko, w którym dominują podmokłe łąki i rozlewiska zasiedlane okresowo przez liczne ptactwo. Chroniony jest krajobraz kulturowy ukształtowany w czasie kilku wieków łąkarskiego wykorzystania dna doliny. Ponad 40% powierzchni Parku zajmują siedliska hydrogeniczne. Na ich obszarze wyróżniono ponad 70 typów zbiorowisk roślinnych naturalnych i zastępczych (w tym półnaturalnych i antropogenicznych). Na zabagniających się wtórnie fragmentach łąk wykształcają się typowe zbiorowiska torfotwórcze (głównie szuwały trzcinowe

i wielkoturzycowe). Obecność takich zbiorowisk znacząco podnosi wartość przyrodniczą całego obiektu (Podlaska 2012). Na Bagnach Biebrzańskich gniazduje wiele gatunków ptaków związanych ze środowiskiem bagiennym.

Południkowa dolina Narwi od Suraza do okolic Żółtek wypełniona torfem i kształtowana przez rzekę anastomozującą tworzącą mozaikowy układ rozlewisk, siedlisk lądowych i bagiennych, objęta jest ochroną w ramach Narwiańskiego Parku Narodowego. Największą powierzchnię parku zajmują ekosystemy i zbiorowiska torfowisk niskich oraz mokradeł fluwiogenicznych. Przeważa roślinność zbiorowisk wielkoturzycowych i szuwarowych. Na obrzeżach występują łąki, olsy i zarośla wierzbowe. Takie rozmieszczenie roślinności wykształciło się w wyniku tradycyjnej, wielowiekowej gospodarki łąkarskiej. Dno doliny było wcześniej zmeliorowane, obecnie jest prawie nieużytkowane, odznacza się wysokim stopniem naturalności, pomimo znacznego już przekształcenia środowiska. Niestety sukcesja wtórna na torfowisku spowodowała rozrost bardzo ekspansywnej trzciny, a także zarośli wierzbowych i zapustów olchy. W ostatnich kilku latach procesy sukcesji wtórnej zostały na znacznych powierzchniach powstrzymane dzięki ochronie czynnej i przywróceniu użytkowania kośnego.

Z kolei ochroną w ramach programu Natura 2000 zostało objęte Bagno Wiza (PLB200005) jako obszar specjalnej ochrony ptaków (Centralny Rejestr Form Ochrony Przyrody). Jest to rozległe, szerokie (ok. 10 km), płaskie i w większości silnie zatorfione obniżenie terenu w dolinie Narwi. Torfowiska niskie zajmują ok. 70% powierzchni. Łąki zostały w całości zmeliorowane w latach 60. XX w. na potrzeby rolnictwa (Okruszek 1968). Obecnie dominują tu zbiorowiska turzycowe, a na obrzeżach występują zbiorowiska wysokich ziołorośli. Torfowiska niezalewane porośnięte są głównie trawami, lokalnie z większą domieszką turzyc i ziołorośli. Większość otwartych środowisk Bagna Wiza jest użytkowana rolniczo. W dolinie madowej i na torfowisku są to łąki kośne i pastwiska, a na mineralnych wyniesieniach pola uprawne. Teren jest obecnie użytkowany łąkowo, ale wciąż stanowi cenne siedlisko ptaków, korzystających zwłaszcza z miejsc mokrych i zabagnionych, w tym wskutek zaniedbań systemu melioracyjnego.

Poleski Park Narodowy obejmuje tereny torfowe na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, które zostały bardzo silnie przekształcone antropogenicznie i wykorzystywane do produkcji siana (Janiec i Poleszuk 2002). Ocenia się, że w zlewni Piwonii i Włodawki (objętych zasięgiem Poleskiego PN) nastąpił ok. 70-proc. spadek powierzchni torfowisk w stosunku do stanu z 1915 r. (Chmielewski i Radwan 1993). Zaczęły wysychać także płytkie jeziora na obrzeżach parku. Zagroziło to ekosystemom jeziorno-torfowiskowym, dlatego podjęto próby renaturyzacji stosunków wodnych. Wykonano przetamowania na rowach odwadniających, które spowolniły odpływ wody. Rzekę Piwonię przegrodzono w trzech miejscach prowizorycznymi tamami z bali brzoźowych i faszyny do wysokości piętrzenia ok. 0,5 m (Janiec i Poleszuk 2002). Procesowi renaturyzacji sprzyja fakt degradacji znacznej części nieczyszczonych rowów melioracyjnych.

Ograniczenie drenażu przez wypłycone rowy wpływa stabilizująco na wody gruntowe i ogranicza amplitudę ich wahań. Może to mieć pozytywne znaczenie dla zmniejszenia tempa murszenia torfu i opóźnienie procesów sukcesji roślinności zaroślowej.

Wiele torfowisk, wcześniej użytkowanych jako łąki lub poddanych eksploatacji torfu, objętych zostało także ochroną rezerwatową i Natura 2000.

Na południe od Karwi występuje kompleks torfowisk wysokich Bielawskie Błota. W przeszłości torfowisko odwodniono i prowadzono eksploatację torfu (Stecki 1978). Pomimo zniszczenia zachowuje ono jeszcze dużą wartość przyrodniczą. W 1977 r. wyróżniono dwa fragmenty w celu ochrony szczególnie cennych roślin: woskownicy europejskiej i maliny moroszki, i objęto je ochroną rezerwatową. W 1999 r. objęto ochroną resztę torfowiska, tworząc rezerwat przyrody torfowiskowo-faunistyczny o nazwie Bielawa (722 ha) na obszarze Bielawskie Błoto, który jest ostoją ptactwa (Olaczek 2008).

Na początku XXI w. część torfowisk z rozległymi zbiornikami wodnymi będącymi pozostałościami po eksploatacji torfu objęto ochroną w ramach programu Natura 2000. Wyjątkowo duży obszar zajmuje torfowisko Święte Ługi rozwinięte w dawnym korycie rzeki Widawki. Eksploatację torfu rozpoczęto już przed II wojną światową, a zakończono w połowie lat 90. XX w. Wskutek tej działalności powstały dwa zbiorniki o powierzchniach 55 i 50 ha rozdzielone groblą. W obu zbiornikach lustro wody zajmuje ok. 50% całej powierzchni, resztę porastają głównie szuwały oraz turzycowiska. Jest to cenny przyrodniczo teren objęty ochroną w ramach programu Natura 2000 specjalny obszar ochrony siedlisk (PLH100036).

WNIOSKI

Budowa geologiczna, mająca wpływ na inne elementy środowiska (poziom wód gruntowych, zasobność i żyzność gleb, nośność gruntu), każdej formy rzeźby terenu dobrze wyjaśnia ogólne kierunki użytkowania obszaru. Na podstawie zebranego materiału można przedstawić podstawowe kierunki użytkowania, czyli wzorce użytkowania poszczególnych form rzeźby terenu w nizinnej części Polski (tab. 3).

Tereny zabudowane zajmują obszary w przewadze zbudowane z piasków z głębiej położonym poziomem wód gruntowych. Do form terenu sprzyjających zabudowie należą wysoczyzny wodnolodowcowe, terasy nadzalewowe i częściowo równiny morenowe, o ile gliny zwałowe mają większy udział piasków. W budowie wysoczyzn wodnolodowcowych i teras nadzalewowych przeważają nośne piaski i żwiry z pierwszym poziomem wód gruntowych poniżej 2 m. Plastyczne i wodochłonne ily oraz mułki mają mniejszy udział w budowie, co jest wyjątkowo korzystne ze względu na podłoże budowlane. Nie zawierają także części organicznych, które osłabiają nośność. Warstwy osadów są jednorodne genetycznie i litologicznie, ułożone równolegle do powierzchni terenu, a procesy geodynamiczne nie występują.

Glina zwałowa, budująca wysoczyzny morenowe, jest na ogół gruntem o dość dużej nośności, ale ze względu na swą zmienność budowy litologicznej należy do najtrudniejszych i najbardziej zdradliwych gruntów spośród spotykanych w praktyce inżynierskiej. W jednym miejscu może być piaszczysta i pełna gładów, a w innym, niedalekim, prawie zupełnie ilasta. Zwykle zabudowa wiejska zajęła tereny zbudowane z glin bardziej piaszczystych. Ponieważ na obszarach moren dennej rozwinęły się bardzo dobre gleby, to oczywiście są też zajęte przez zabudowę wiejską. Gliny lodowcowe występujące powszechnie w obszarach objętych zlodowaceniem plejstoceniowym w wielu opracowaniach inżynierskich są opisywane jako złożone, niebezpieczne grunty, które są przestrzennie zmienne pod względem składu, struktury i właściwości (Clarke 2018, Powell i Butcher 2003).

Tab. 3. Wzorce użytkowania różnych form terenu

Forma terenu	Budowa litologiczna	Gleby	Poziom wód gruntowych w m	Użytkowanie				
				zabudowa	pola	łąki	lasy	eksploatacja surowca
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Formy glacialne								
Wysoczyzna morenowa	głina zwalowa	brunatne, płowe, czarne ziemie	2–10	+++	+++	–	–	+
Moreny czołowe	piaski, żwir, glazy, gliny	bielicowe	5–10 zawieszane	+	++	–	++	+
Moreny martwego lodu	piaski, żwir, glazy, gliny	bielicowe	5–20	+	+	+	+	+
Drumliny	gliny	brunatne	2–5	+	++	+	+	–
Misy końcowe	gliny, torfy	hydrogeniczne	0–2	–	–	+++	+	–
Zagłębienia bezodpływowe	gliny, torfy	hydrogeniczne	0–2	–	–	+++	+	–
Formy fluwioglacjalne								
Sandry	piaski, żwiry	bielicoziemne	5–>20	+	+	–	+++	+++
Wysoczyzna wodnolodowcowa	piaski, żwiry, mulki	bielicoziemne	5–10	+++	++	–	++	++
Ozy	piaski, żwiry	bielicoziemne	>5	+	+	+	+	+++
Kemy	piaski, żwiry, mulki	bielicoziemne	5–20	+	++	+	+	+++

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Formy fluwialne								
Terasy zalewowe	namuły, piaski, torfy	mady, torfowe, bielicoziemne	0-2	+	+	+++	+	+
Terasy nadzalewowe	piaski, żwiry, mulki	bielicoziemne, płowe	2-5	+++	+++	+	++	++
Delta	piaski, namuły, torfy	mady, torfowe, murszowe	0-2	+	+++	++	-	-
Formy eoliczne								
Wydmy śródlądowe	piaski	bielicowe,	4-20	+	-	-	+++	+++
Wydmy nadmorskie	piaski	bielice przybałtyckie	2-20	++	-	-	+++	-
Torfowiska								
Równina torfowa	torf	torfowe, murszowe	0-1	-	+	+++	++	+

Intensywność użytkowania: +++ bardzo duża, ++ średnia, + słaba, - sporadycznie lub wcale

Źródło: opracowanie własne.

Zmienne warunki budowlane panują w obrębie kemów i ozów, dlatego zabudowa występuje rzadziej. Są to formy wypukłe o wyraźnie nachylonych stokach, z niejednorodną budową – warstwy są nieciągłe lub zmienne litologicznie. Jeżeli w kemach piaski przeławicone są seriami mulków to pierwszy poziom wód gruntowych może zalegać na głębokości 1–2 m poniżej powierzchni terenu, co jest niekorzystne dla zabudowy. Częściej jednak można spotkać zabudowę na kemach niż w obrębie ozów. Grzbietowe części ozów są zazwyczaj wąskie, a stoki strome. Zabudowa została stwierdzona w sytuacji, gdy piaszczyste, suche środowisko wału ożowego położone było wśród terenów podmokłych i torfowych. Sandry także mają nośne i suche grunty budowlane, a mniejszy zasięg zabudowy wynika raczej z braku możliwości rozwoju rolnictwa na ubogich glebach bielicowych.

Powierzchnia terasy zalewowej z namulami rzecznyymi i częściami organicznymi nie nadaje się pod zabudowę, ale po usypaniu wałów przeciwpowodziowych w wielu odcinkach jest niestety zabudowana, miejscami nawet intensywnie. Nawet na zewnątrz wałów poziom wód gruntowych jest płytki, a osady ilaste pochłaniają wodę i ulegają odkształceniu pod wpływem nacisku budowli. Ponieważ grunty w obrębie den dolinny są stosunkowo tanie, to znajdują nabywców. Złe planowanie przestrzenne i zgody na zabudowę teras zalewowych są przyczyną dużych strat ekonomicznych i społecznych w ostatnich latach. W obecnych warunkach zmian klimatu i nawalnych krótkotrwałych opadach deszczu zagrożenie powodziewe będzie wzrastało.

Trudne warunki budowlane panują także w obrębie delty Wisły, dlatego dominuje zabudowa rozproszona wykorzystująca każde, nawet najmniejsze powierzchnio, wyniesienie terenu ponad stan wód powodziowych. Wiele zabudowań gospodarstw powstało też na sztucznie usypanych wzniesieniach, podobnie jak w Holandii (Meyer i in. 2010, van der Cammen i in. 2012).

Pokrywowe piaski eoliczne są dosyć dobrym gruntem budowlanym, ale wydmy śródlądowe zbudowane z tych piasków nie są przydatne, ze względu na kształt formy ze stromym stokiem. Dodatkowo odsłonięcie piasków powoduje ożywianie procesów deflacji i erozji wodnej. Dosyć powszechnie u podnóża stoków wydmy rozwija się zabudowa letniskowa. Z kolei wydmy nadmorskie, z bardzo delikatnym i wrażliwym środowiskiem, są intensywnie zabudowywane w miejscowościach wypoczynkowych.

Do terenów nieprzydatnych pod zabudowę należą zagłębienia wypełnione mulkami i torfem, np. misy końcowe, zagłębienia bezodpływowe i równiny torfowe. Chociaż zdarzają się sytuacje wymiany gruntów, czyli usuwana jest mechanicznie cienka warstwa torfu, a w jej miejsce składowany jest gruz lub żwir.

Grunty orne dominują na powierzchniach ze średnimi i z dobrymi glebami, np. na glinach zwałowych, ilach zastoiskowych, madach czy piaskach z mulkami. Zajmują równiny morenowe i drumliny zbudowane z gliny zwałowej. Tereny te należą do najbogatszych rolniczych obszarów w Polsce. Także w innych obszarach złodowaconych w plejstocenie powierzchnie zbudowane z glin zwałowych

należą do obszarów rolniczych, jednak w przypadku większego udziału głazów są raczej łąki i lasy (Douglas i Hill 1953, Doody i in. 2010). Drumliny tworzące bardzo charakterystyczne urozmaicone krajobrazy w zależności od udziału głazów są użytkowane jako pola lub lasy (van Diver 1985, Veldi 2020). Ze względu na swój kształt i grupowe występowanie często są wykazywane jako ważne tereny rekreacyjno-widokowe nie tylko w Polsce, ale także innych krajach, np. w Stanach Zjednoczonych Ameryki na południe od Jeziora Ontario (van Diver 1985).

Fragmenty teras nadzalewowych z większym udziałem mułków wśród piasków także są zajęte przez pola i nazywane nawet „terasami polnymi”. Grunty orne dominują w południowej części delty Wisły, ale wymagają one dużych nakładów na funkcjonowanie systemu odwodnienia. Na niektórych obszarach kraju zaorane są też wysoczyzny wodnolodowcowe, pomimo słabszych, piaszczystych gleb. Na terenach rolniczych grunty orne zajmują także fragmenty kemów oraz moren czołowych, gdzie w budowie powierzchniowej większy udział mają mułki i gliny ablacyjne. Zauważalna jest wyraźna różnica pomiędzy użytkowaniem kemów i ozów. Kemy o zróżnicowanej budowie litologicznej, z warstwami mułkowymi, są w większym stopniu zaorane niż ozy z dominującymi piaskami i żwirami. Dodatkowo dobrze przemyte piaski i żwiry są w ogromnym zakresie eksploatowane. Zaorano także fragmenty osuszonych torfowisk. Najbardziej ucierpiały małe torowiska, które szybko uległy murszeniu.

Pośród wszystkich analizowanych form największy udział mają grunty orne w obrębie wysoczyzny morenowej, teras nadzalewowych i oczywiście delty Wisły.

Łąki preferują środowiska wilgotne, czyli zajmują równiny zalewowe, częściowo osuszone torfowiska, misy końcowe, zagłębienia bezodpływowe oraz podstokowe tereny wilgotne. Jeszcze do niedawna łąki zajmowały większe powierzchnie niż obecnie, ponieważ znaczna część równin zalewowych została zaorana. Rozległe obszary zmeliorowanych torfowisk były i są nadal użytkowane jako kośne łąki. W ostatnich latach przeprowadzane jest koszenie nawet w obrębie rezerwatów torfowych dla zachowania bioróżnorodności. Rolnicze użytkowanie i osuszanie torfowisk jest szczególnie niekorzystne dla środowiska. W innych krajach europejskich podejmowane są próby odnowy torfowisk i powszechnie objęte są ochroną (Sjörs 1980, Kimmel i in. 2010, Andersen i in. 2017).

Występowanie lasów, nawet tych o mniejszych powierzchniach, bardzo dobrze wyjaśnia budowa geologiczna i forma terenu. Powierzchnie zalesione zachowały się na dwóch skrajnie odmiennych siedliskach: suchych i wilgotnych. Większe lasy zajmują suche tereny równin sandrowych zbudowanych z piasków i żwirów oraz zespoły wydmy śródlądowych na terasach nadzalewowych. Także w Holandii zalesiono wydmy śródlądowe w XX w. (Riksen i Visser 2008, Koster 2009). Miejscami lasy pozostały na terenach szczególnie podmokłych, np. na torfowiskach. Lasy o mniejszych powierzchniach występują na fragmentach kemów zbudowanych z grubszych osadów wodnolodowcowych, moren czołowych w częściach zbudowanych z głazów, a także morenach spiętrzonych. W obszarach intensywnie użytkowanych rolniczo

lasu zajmują wydmy śródlądowe, nawet małe i pojedyncze. Większość z tych lasów została posadzona w latach 60. XX w. Do obszarów z bardzo małą powierzchnią lasów lub bezleśnych należą wysoczyzny morenowe zajęte przez wydajne rolnictwo. Także w obrębie delty Wisły prawie nie ma lasów ze względu na intensywne wykorzystanie rolnicze łąk. Na wydmach nadmorskich zachowały się jeszcze lasy, ale w sąsiedztwie popularnych miejscowości wypoczynkowej są wycinane pod zabudowę mieszkaniową lub turystyczną. Taka tendencja była powszechna na wydmowych wybrzeżach w innych regionach, np. na wyspach barierowych u wschodnich wybrzeży Ameryki Północnej (Van Diver 1985, Mitchell 1987).

W gospodarce wykorzystywane jest wiele surowców mineralnych. Eksploatowane są duże ilości piasków pochodzących z form wodnolodowcowych (sandry, ozy, w nieco mniejszym stopniu kemy), piaski eoliczne z wydmy śródlądowych, piaski rzeczne z teras nadzalewowych. Dawniej eksploatowane były także gliny zwałowe z równiny morenowej i ropy z moren czołowych spiętrzonych. Torfowiska są niszczone z powodu pozyskiwania torfów. W wyniku eksploatacji znikają z powierzchni czasem całe formy geomorfologiczne, a szczególnie ozy i wydmy śródlądowe. Ubywa form wypukłych, a tworzone są płaskie, splantowane powierzchnie albo zagłębienia wypełnione wodą. Wiele ozów, czyli długich wałów, zostało przekształcone w wydłużone głębokie zbiorniki wodne. Także w innych krajach z rzeźbą polodowcową kemy i ozy są powszechnym źródłem piasku i żwiru (Wooldridge i Beaver 1950, Van Diver 1985). Ciągłe doskonalone są metody oceny zasobów surowcowych możliwych do wydobywania (Sutphin i in. 2002). Istotnym problemem jest także wpływ wyrobisk na lokalne wody gruntowe i ich ochrona (Nadeau i in. 2015). Opracowywane są metody lokalizacji przyszłych miejsc wydobywania przy jednoczesnej minimalizacji ryzyka osuszenia i zanieczyszczenia wód (Smerdon i in. 2012, Nadeau i in. 2015).

Wśród analizowanych form terenu można wskazać te szczególnie wrażliwe na użytkowanie i eksploatację przez człowieka.

Odporność to zwykle właściwość układu polegająca na braku reakcji na czynniki zaburzające, czyli odporność na konkretne zmiany. Im środowisko danego obszaru jest bardziej wrażliwe na dany bodziec, tym jest mniej odporne i odwrotnie. Ten sam obszar może być mało wrażliwy na jeden typ działań człowieka, będąc jednocześnie bardzo wrażliwym na inny. Stabilność środowiska jest więc wypadkową odporności na różne formy antropopresji i bodźce naturalne, ale nie jest ich prostą sumą (Kistowski 2000). Odporność środowiska określana jest także jako czas potrzebny systemowi do powrotu do stanu równowagi lub stanu przed zakłóceniem (Holling 1973).

Reakcja środowiska na antropopresję jest funkcją dwóch grup zmiennych: wrażliwości środowiska (wynikającej ze struktury środowiska) oraz typu i intensywności (natężenia i czasu działania) bodźców antropogenicznych wynikających ze struktury społeczno-gospodarczej danego obszaru (Kistowski 2000).

Wrażliwość, a w jej konsekwencji reakcja środowiska przyrodniczego na antropopresję, może być rozpatrywana ze względu na różne formy oddziaływania. Przy ocenie zwykle bierze się pod uwagę rzeźbę, powierzchniowe utwory geologiczne (od których zależy intensywność wsiąkania wody) i typy użytkowania terenu. Im większa jest przyrodnicza zgodność typu użytkowania terenu z rzeźbą i podłożem geologicznym, tym wyższa jest stabilność krajobrazu i mniejsza wrażliwość. Dotyczy to przede wszystkim intensywności przebiegu procesów geomorfologicznych w krajobrazie. Dla czterech form powierzchni terenu podjęto próbę oceny wrażliwości środowiska na przejawy różnych form antropopresji (tab. 4). Na wszelkie formy oddziaływania człowieka najbardziej wrażliwe są torfowiska, które najszybciej podlegają degradacji. Jakakolwiek próba wykorzystania torfowiska, np. dla potrzeb wydobywania torfu, użytkowania jako łąki, łączy się z koniecznością odwodnienia, czyli usunięcia czynnika, który jest decydujący dla rozwoju, funkcjonowania i ogromnej wartości torfowiska. Drastyczne antropogeniczne osuszenie prowadzi do degradacji torfu, jego murszenia i zniszczenia ekosystemu torfowiska. Można wskazać także sposoby oddziaływania, które nie powinny być prowadzone na torfowiskach, np. zabudowa czy zabiegi agrotechniczne, a nawet sadzenie lasu. Ta wrażliwość tłumaczy konieczność obejmowania torfowisk różnymi formami ochrony. W warunkach obecnych zmian klimatu i głębokich suszy ważne, aby nie były one odwadniane, a miejscami woda powinna być podpiętrzona w celu zachowania bioróżnorodności. Także w innych państwach podejmowane są podobne działania (Kimmel i in. 2010, Karofeld i in. 2017).

Na drugim miejscu pod względem wrażliwości, po torfowisku, są wydmy. Jako formy wypukłe zbudowane z piasku łatwo podlegają erozji eolicznej i wodnej po wycięciu drzew. W strefie umiarkowanej występuje wiatr, który może porywać, transportować i akumulować suchy piasek. Niebezpieczne jest odsłonięcie dużych powierzchni poleśnych czystymi zrębami i pozostawienie ich na działanie czynników atmosferycznych i słońca. Erozja działa na wydmie podobnie jak na zboczach innych pagórków. Wiatr, wynosząc resztki gleby, odsłania głębiej leżące piaski i rozpoczyna się normalny proces deflacji. Obok działalności eolicznej na wydmach ze zniszczoną roślinnością zachodzą również procesy rozmywania wydym. Wydajność morfologiczna spłukiwania związana z wiosennymi topnieniem śniegu lub z letnimi deszczami burzowymi jest bardzo znaczna. Obecnie w niektórych miejscach jest to proces znacznie silniej zaakcentowany niż działalność eoliczna. Do pozytywnych form antropogenicznego oddziaływania można zaliczyć dosadzenie lasu na odsłoniętych piaskach i czasem antropogeniczne podniesienie poziomu wód gruntowych, co powoduje bujniejszy rozwój roślinności w dolnych partiach wydym. Sam wyrąb lasów nie jest niebezpieczny dla wydym, o ile odsłonięta powierzchnia zostanie szybko zalesiona. Niebezpieczne są orka, karczowanie pni i wszystko, co powoduje mechaniczne naruszenie powłoki glebowej i może stać się zaczątkiem nowych procesów eolicznych. Użytkowanie rolne jest dużym zagrożeniem dla ekosystemu. Użytkowanie ziemi fundamentalnie determinuje zagrożenie erozją wiatrową, szczególnie przy powtarzających się latach suchych (Koster

2009, Lóki i Szabó 2009). Procesy te mogą ulec zahamowaniu, jeżeli np. leśnik wprowadzi na wydmy odpowiednią roślinność, zdolną do bytowania na ruchomych piaskach. Najważniejsze jest zachowanie warstwy glebowej, która może stanowić podstawę do rozwoju młodej roślinności. Nawet gleba zachowana w głębi i zasypana piaskiem odegra ważną rolę w życiu posadzonych drzew.

Tab. 4. Ocena wrażliwości środowiska wybranych form terenu

Forma oddziaływania antropogenicznego	Forma terenu, budujący osad, rodzaj gospodarowania wodami opadowymi			
	Wydma, piaski, obszar infiltracji	Torfowisko, torf, obszar retencji	Terasa zalewowa, piaski i mulki, obszar infiltracji i czasowej retencji	Równina morenowa, glina zwałowa, obszar ewapotranspiracji
Wycięcie lasu	---	--	-/+	-/+
Dosadzenie lasu	+++	x	+/-	+/-
Sezonowa likwidacja lub zubożenie roślinności w wyniku upraw rolnych	---	---	-	0
Antropogeniczne obniżenie poziomu wód gruntowych (melioracje)	-	---	+/-	0
Antropogeniczne podniesienie poziomu wód gruntowych	+	+	-/+	-
Mechaniczne oddziaływanie na glebę, zaoranie	---	---	-/x	+
Zabudowa powierzchni	--	x	-/x	0

Wrażliwość środowiska na antropopresję: -, --, --- reakcje niepożądane; 0 reakcja nieznaczna; +, ++, +++ reakcje z tendencją pożądaną; x konfiguracja, która nie powinna wystąpić

Źródło: opracowanie własne.

Utrwalenie wydm całkowicie pozbawionych warstwy glebowej i roślinności jest sprawą trudną i kosztowną. Doprowadzi ono do zatrzymania piasków, ale na utworzenie nowej warstwy gleby i wyhodowania lasu produkującego masę drzewną trzeba czekać setki lat.

Środowisko teras zalewowych zostało bardzo mocno przekształcone. Regulacja rzek i melioracja den dolinnych spowodowała obniżenie poziomu wód gruntowych, co wpłynęło na zubożenie roślinności łąkowej. Niestety, zaoranie wielu osuszonych powierzchni i przekształcenie ich w pola wpływa negatywnie na ekosystem terasy zalewowej.

Najbardziej stabilne jest środowisko wysoczyzn zbudowanych z glin zwałowych i osadów fluwiogłacialnych. Zabudowa wsi wykorzystuje środowisko stabilne, które nie ulega degradacji podczas orki, kopania itd.

Odporność i wrażliwość środowiska mogą stanowić podstawę do podejmowania decyzji dotyczących wyznaczania konkretnych stref zagospodarowania terenu, gdyż pozwalają ocenić, na ile dany fragment środowiska będzie w stanie „poradzić sobie” z presją działalności człowieka. Wiedza o odporności pozwala na podejmowanie racjonalnych decyzji.

Znajomość rzeźby i budowy geologicznej obszaru zdecydowanie jest pomocna przy planowaniu użytkowania gruntów na dowolnym obszarze. Uwarunkowania geomorfologiczne i litologiczne w znacznym stopniu wspierają albo ograniczają pewne formy użytkowania, w tym zabudowę, grunty uprawne, grunty leśne, tereny rekreacyjne.

Planowanie form użytkowania gruntów i rozwoju miast na dowolnym obszarze można przeprowadzić, studiując budowę geologiczną i rzeźbę tego obszaru. Cechy specyficzne dla poszczególnych form terenu wynikające z rzeźby i litologii sprzyjają różnorodności form użytkowania terenu, takich jak tereny zabudowane, grunty uprawne, grunty leśne i grunty nieuprawiane. Z zebranego materiału wynika, że rzeźba i litologia sprzyjają pewnym formom użytkowania, a wykluczają inną.

Czasem w opracowaniach dotyczących zagospodarowania przestrzeni pojawia się stwierdzenie, że w XXI w. ważna będzie przede wszystkim ekologia, a nawet ład ekologiczny (np. Izdebski 2013), wskutek czego ład przestrzenny i zasada zrównoważonego rozwoju powinny być traktowane jako jedna, wspólna wartość i cel, składając się na interes publiczny w sferze planowania i zagospodarowania przestrzennego. Analizując pod tym kątem użytkowanie form terenu, należy stwierdzić, że poza zabezpieczeniami inżynierskimi, tak charakterystycznymi dla XX w., konieczne jest inne podejście – najlepszym sposobem wykorzystania środowiska i jednocześnie ochrony mieszkańców jest odpowiednie planowanie przestrzenne z wykorzystaniem najnowszej wiedzy naukowej. W ostatnich latach coraz większe znaczenie zyskują „rozwiązania oparte na przyrodzie” (NbS – Nature-based Solutions), które stają się kluczowym elementem strategii zarządzania środowiskiem (IUCN Global Standard for Nature-based Solutions 2020). Zgodnie z założeniami rozwiązania oparte na przyrodzie to działania,

które wykorzystują naturalne procesy i ekosystemy do rozwiązywania problemów środowiskowych, społecznych i gospodarczych. Mają one na celu ochronę, zrównoważone zarządzanie i przywracanie naturalnych lub zmodyfikowanych ekosystemów, by skutecznie i adaptacyjnie stawiać czoła wyzwaniom społecznym, zapewniając korzyści dla dobrostanu ludzi i lokalnej bioróżnorodności. Współczesne wyzwania środowiskowe wymagają innowacyjnych rozwiązań, które nie tylko zahamują degradację środowiska, ale także przyczynią się do jego odbudowy i ochrony na przyszłość. Działania te warto rozpocząć od dostosowania działalności do cech środowiska abiotycznego.

LITERATURA

- Andersen R., Farrell C., Graf M., Muller F., Calvar E., Frankard P., Caporn S., Anderson P., 2017, *An overview of the progress and challenges of peatland restoration in Western Europe*, „Restoration Ecology”, 25 (2), s. 271–282.
- Balińska-Wuttke K., 1967, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Głuchów (630)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 2013, *Hydrologia ogólna*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Bałuk A., 1993, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Ostrolęka (333)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Banaszuk H., 1996, *Paleogeografia. Naturalne i antropogeniczne przekształcenia doliny górnej Narwi*, Wydawnictwo Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Baraniecka M.D., 1975, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Otwock (561)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1980, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Grójec (596)*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Baraniecka M.D., Konecka-Betley K., 1987, *Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in the Warsaw Basin*, „Geographical Studies”, Special Issue, 4, s. 151–170.
- Bartkowski T., 1970, *Wielkopolska i środkowe Nadodrze*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1997, *Geografia gleb*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Bednarek R., Sewerniak P., Gruba R., 2007, *Analiza porównawcza czarnych ziem i gleb murszastych na terenie Brodnickiego Parku Krajobrazowego*, [w:] *Ochrona i zagospodarowanie dorzecza Drwęcy*, red. W. Marszelewski, L. Kozłowski, t. 1, Wydawnictwo UMK w Toruniu, Toruń, s. 19–31.
- Bell F.G., Cripps J.C., Culshaw M.G., O'Hara M., 1987, *Aspects of geology in planning*, „Engineering Geology Special Publications”, 4, s. 1–38.
- Bender W., 1974, *Młyn z początku XIII wieku na południowym Mazowszu*, „Kwartalnik Historii Kultury Materialnej”, 22 (2), s. 213–230.
- Ber A., 2007, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Augustów (147)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Biegański P., 1974, *Architektura, sztuka kształtowania przestrzeni*, Wydawnictwo Artystyczne i Filmowe, Warszawa.
- Bielinek rezerwat przyrody, <https://crfop.gdos.gov.pl/CRFOP/widok/viewrezerwat-przyrody.jsf?fop=PL.ZIPOP.1393.RP.1286> (dostęp: 20.10.2024).
- Błaszkiwicz M., 2005a, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Stara Kiszewa (128)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Błaszkiwicz M., 2005b, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Stara Kiszewa (128)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Bogacki M., 1969, *Wydmy Równiny Kurpiowskiej*, „Prace Geograficzne IG PAN”, 75, s. 327–354.

- Bogacki M., 1976, *Współczesne sandry na przedpolu Skeidararjokuli (Islandia) i plejstocenyjskie sandry w Polsce północno-wschodniej*, Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego, 93, Warszawa.
- Bogdanowski J., 1976, *Kompozycja i planowanie w architekturze krajobrazu*, PAN, Warszawa.
- Born A., 1948, *Regulacja Odry i rozbudowa urządzeń technicznych*, [w:] *Monografia Odry, studium zbiorowe*, red. A. Grodka, M. Kielczewska-Zalewska, A. Zierhoffer, Instytut Zachodni, Poznań, s. 419–453.
- Brook D., Marker B.R., 1987, *Thematic geological mapping as an essential tool in land-use planning*, „Engineering Geology Special Publications”, 4, s. 211–214.
- Brunsdén D., 2003, *Geomorphology, engineering and planning*, „Geographia Polonica”, 76 (2), s. 185–205.
- Brykała D., 2003, *Rekonstrukcja zagospodarowania hydrotechnicznego doliny Skrwyl i Osetnicy od XV do XX w.*, „Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego”, 2, s. 54–64.
- Buchwald K., 1975, *Torfowiska niskie, przejściowe i wysokie*, [w:] *Kształtowanie krajobrazu a ochrona przyrody*, red. K. Buchwald, W. Engelhardt, Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa, s. 205–218.
- Budner W., 2004, *Lokalizacja przedsięwzięć. Aspekty ekonomiczno-przestrzenne i środowiskowe*, Akademia Ekonomiczna, Poznań.
- Cebulak K., 2013, *Delta Wisły w cywilizacji hydraulicznej*, „Studia KPZK PAN”, CXLVI, s. 37–57.
- Centralny Rejestr Form Ochrony Przyrody, <https://crfop.gdos.gov.pl/CRFOP/widok/wiewnatura2000.jsf?fop=PL.ZIPOP.1393.N2K.PLB200005.B> (dostęp: 15.09.2024).
- Centrum Aktywnego Wypoczynku Koszałkowo Wieżyca, <https://www.wiezycyca.pl/> (dostęp: 15.02.2025).
- Chmielewski T.J., 2012, *Systemy krajobrazowe. Struktura – funkcjonowanie – planowanie*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Chmielewski T.J., Radwan S., 1993, *Zmiany stosunków ekologicznych w regionie Poleskiego Parku Narodowego w ostatnich 75 latach*, [w:] *Ekosystemy wodne i torfowiskowe w obszarach chronionych*, red. S. Radwan, Z. Karbowski, M. Sołtys, Towarzystwo Wolnej Wszechnicy Polskiej, Lublin, s. 13–25.
- Churski T., Churska C., 1980, *Przekształcenie się warunków siedliskowych pod wpływem melioracji w dolinie Narwi na przekroju Kiślaki*, „Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych”, 234.
- Ciepielowski A., 1992, *Charakterystyka zjawisk powodziowych w Polsce*, [w:] *Ochrona przed powodzią*, red. K. Mosiej, A. Ciepielowski, Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty, s. 15–53.
- Cienciela P., 2024, *A case for stronger integration of physical landscape processes in conservation science and practice*, „Conservation Biology”, 38, e14229. <https://doi.org/10.1111/cobi.14229>
- Cincio Z., 2001a, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Żary (647)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Cincio Z., 2001b, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Żary (647)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

- Ciszewski D., Dubicki A., 2008, *Reżim hydrologiczny i współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Odry*, [w:] *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, red. L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 371–383.
- Ciupa T., 2009, *Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwalny w małych zlewniach na przykładzie Sufragańca i Silnicy*, Wydawnictwo Uniwersytetu Humanistyczno-Przyrodniczego Jana Kochanowskiego, Kielce.
- Clarke B.G., 2018, *The engineering properties of glacial tills*, „Geotechnical Research”, 5 (4), s. 262–277. <https://doi.org/10.1680/jgere.18.00020>
- Czernicka-Chodkowska D., 1983, *Zabytkowe głązy narzutowe na obszarze Polski. Część IV, Polska północna, środkowa i południowo-zachodnia. Głązy Warszawy*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Czubla P., 2015, *Eratyki fennoskandzkie w osadach glacialnych Polski i ich znaczenie badawcze*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- De Waard F., Connolly J., Barthelmes A., Joosten H., van der Linden S., 2024, *Remote sensing of peatland degradation in temperate and boreal climate zones – A review of the potentials, gaps, and challenges*, „Ecological Indicators”, 166, 112437. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2024.112437>
- Di Martire D., De Rosa M., Pesce V., Santangelo M. A., Calcaterra D., 2012, *Landslide hazard and land management in high-density urban areas of Campania region, Italy*, „Natural Hazards Earth System Sciences”, 12, s. 905–926.
- Dobak P., 2005, *Waloryzacja geologiczno-inżynierska dla potrzeb planowania przestrzennego*, „Problemy Ocen Środowiskowych”, 4 (31), s. 51–59.
- Domosławska-Baraniecka M.D., 1961, *Sławęcin*, [w:] *Form the Baltic to the Tatras, Part II, v. II, Middle Poland, Guide-book of Excursion INQUA*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Łódź, 11 + fig. 3.
- Doody D.G., Higgins A., Matthews D., Foy R.H., Pilatova K., Duffy O., Watson C.J., 2010, *Overland flow initiation from a drumlin grassland hillslope*, „Soil Use and Management”, 26 (3), s. 286–298.
- Douglas A., Hill M.A., 1953, *Land use in East Ulster*, „Geographical Society of Ireland, Bulletin”, 2 (5), s. 197–205.
- Dyjur S., 1969, *Budowa geologiczna zaburzonej glaciektonicznie strefy Miostowic koło Żar (Ziemia Lubuska)*, „Acta Universitatis Wratislaviensis”, 86, s. 57–58.
- Dylik J., 1971, *Województwo ze stolicą bez antenatów*, Szlakami Nauki 15, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź.
- Dylikowa A., 1967, *Wydmę środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, red. R. Galon, J. Dylik, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Dynowska I., 1974, *Obliczanie odpływu gruntowego metodą Natermanna*, „Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne”, 37, s. 79–93.
- Easterbrook D.J., 1993, *Surface Processes and Landforms*, Macmillan Publishing Company, New York.
- Embleton C., Thornes J., 1985, *Geomorfologia dynamiczna*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.

- Encyklopedia Warmii i Mazur, Glazowisko Fuledzki Róg, http://encyklopedia.warmia.mazury.pl/index.php/G%C5%82azowisko_Fuledzki_R%C3%B3g (dostęp: 17.02.2025).
- Faliński J.B., 2002, *Świadkowie niezakończonych historii rzeki – współczesna i dawna roślinność starorzeczy*, [w:] *Rzeki. Kultura – cywilizacja – historia*, t. 11, red. J. Kultuniak, Wydawnictwo Naukowe Śląsk, Katowice, s. 147–181.
- Florek E., Florek W., Mycielska-Dowgiałło E., 1987, *Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Płock in the Late Glacial and Holocene*, „Geographical Studies”, Special Issue 4, s. 189–205.
- Florek W., 1991, *Postglacialny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza*, Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Słupsku, Słupsk.
- Forster A., Lawrence D.J.D., Highley D.E., Cheney C.S., Arrick A., 2004, *Applied geological mapping for planning and development: An example from Wigan, UK*, „Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology”, 37 (4), s. 301–315.
- Forysiak J., 2005, *Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty*, „Acta Geographica Lodziensia”, 90.
- Forysiak J., Borówka R.K., Kloss M., Obremska M., Okupny D., Żurek S., 2012, *Geologiczna i geomorfologiczna charakterystyka torfowiska Rąbień oraz wstępne wyniki badań osadów biogenicznych*, „Acta Geographica Lodziensia”, 100, s. 65–76.
- Galon R., 1953, *Morfologia doliny i sandru Brdy*, „Studia Societatis Scientiarum Torunensis. Sectio C”, 6, s. 1–56.
- Galon R., 1958, *Z problematyki wydym śródlądowych w Polsce*, [w:] *Wydmy śródlądowe Polski*, red. R. Galon, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 13–31.
- Galon R., 1972a, *Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, red. R. Galon, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 35–110.
- Galon R., 1972b, *Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, red. R. Galon, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 129–160.
- Galos K.A., Guzik K., Szlugaj J., Kot-Niewiadomska A., Kamyk J., 2013, *Scenariusze zagospodarowania i wykorzystania surowców skalnych w województwie warmińsko-mazurskim*, Poltegor-Institut, Instytut Górnictwa Odkrywkowego, Kraków–Wrocław.
- Gawlik H., 1969, *Wydmy w Kotlinie Szczercowskiej*, „Prace Geograficzne IG PAN”, 75, s. 249–288.
- Gawlik H., 1970, *Geomorfologia Kotliny Szczercowskiej*, „Acta Geographica Lodziensia”, 26.
- Gawriuczenkow I., 2003, *Zmiany wartości współczynnika przewodności hydraulicznej ilów serii poznańskiej pod wpływem ciśnienia wyzwalanego w trakcie nasycenia wodą*, [w:] *Geotechnika w polskim budownictwie*, Materiały konferencyjne, Papier-service Wojciech Grocholewski, Łódź, s. 31–37.
- Głębicki P., Marks L., 2009, *The origin of drumlins at Zbójno, Central Poland*, „Geologija. Vilnius”, 51 (3–4), s. 67–68.
- Gontaszewska A., 2015, *Region żarski*, [w:] *Wydobycie węgla brunatnego i rekultywacja terenów pokopalnianych w regionie lubuskim*, red. A. Greinert, Uniwersytet Zielonogórski, Zielona Góra, s. 104–110.

- Goraj M., 2015, *Ewolucja doliny dolnej Warty od XVII do XX w. na podstawie analizy kartograficznej*, „Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego”, 28, s. 99–120.
- Gorączko M., Gorączko A., 2013, *Cechy regionalne w budownictwie na terenie gminy Uniejów*, „Biuletyn Uniejowski”, 2, s. 53–65.
- Goździk J., 1991, *Sedimentological record of aeolian processes from Upper Plenivistulian and the turn of Pleni- and Latevistulian in Central Poland*, „Zeitschrift für Geomorphologie” N.F. Suppl., 90, s. 51–60.
- Goździk J., 1995, *Wpływ procesów eolicznych na genezę górnoplenivistuliańskich aluwiiów w środkowej Polsce*, „Folia Geographica”, 20, s. 99–108.
- Goździk J., 2007, *Struktury sedymentacyjne w eolicznych piaskach pokrywowych w Polsce*, [w:] *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku*, red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski, Wydawnictwo Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa, s. 167–191.
- Goździk J., Kobjek S., 2016, *Źródła piasków wydmyowych oraz geomorfologiczne uwarunkowania dróg transportu i miejsc akumulacji w Pasie Wydmy Małej Panwi i Stobrawy*, [w:] *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*, red. J. Święchowicz, A. Michno, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 185–210.
- Goździk J., Zieliński T., 1996, *Sedymentologia vistuliańskich osadów małych dolin środkowej Polski – przykłady z kopalni Bełchatów*, „Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego”, 373, s. 67–77.
- Górska M., 2007, *Narzutniki skandynawskie – metodyka i interpretacja*, [w:] *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku*, red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski, Wydawnictwo Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa, s. 75–82.
- Górska-Zabielska M., Zabielski R., 2016, *O możliwości rozwoju geoturystyki w Pruszkowie i okolicy*, „Turystyka i Rekreacja – Studia i Prace”, 18, s. 27–39.
- Górska-Zabielska M., Wieczorek D., Zabielski R., Stoiński A., 2022, *Głazy narzutowe z okolic Przedborza jako obiekty geodziezictwa oraz ich znaczenie dla geologii czwartorzędu i geoturystyki*, „Przegląd Geologiczny”, 70, s. 34–49.
- Gradziński R., Kostecka A., Radmoski A., Unrug R., 1986, *Zarys sedymentologii*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Griffiths J.S., Abraham J.K., 2008, *Factors affecting the use of applied geomorphology maps to communicate with different end-users*, „Journal of Maps”, 4 (1), s. 201–210.
- Gustavsson M., Kolstrup E., Seijmonsbergen A.C., 2006, *A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development*, „Geomorphology”, 77 (1–2), s. 90–111.
- Hermanowski P., Piotrowski J.A., Szuman I., 2019, *An erosional origin of drumlins of NW Poland*, „Earth Surface Processes and Landforms”, 44, s. 2030–2050.
- Holling C.S., 1973, *Resilience and stability of ecological systems*, „Annual Review of Ecology and Systematics”, 4, s. 1–23.
- Huta Szkoła w Bełchowie 2020, https://lowicznanin.info/wiki/index.php/Huta_Szkoła_w_Belchowie (dostęp: 26.06.2024).
- Ilnicki P., 1973, *Rozmiar osiadania zmeliorowanych torfowisk nadnoteckich*, „Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych”, 146, s. 33–61.
- Ilnicki P., 2002, *Torfowiska i torf*, Wydawnictwo Akademii Rolniczej w Poznaniu, Poznań.

- Ilnicki P., Szajdak L.W., 2016, *Zanikanie torfowisk*, Wydawnictwo Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, Poznań.
- Ilnicki P., Dardas J., Sikora K., Tadrowska A., Trzaskowska L., Woźniak A., 2004, *Zmiany sposobu użytkowania torfowisk Wielkopolski*, „Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie”, 4 (1), s. 357–371.
- IUCN Global Standard for Nature-based Solutions, 2020, <https://portals.iucn.org/library/sites/library/files/documents/2020-020-En.pdf> (dostęp: 17.01.2025).
- Izdebska-Mucha D., 2003, *Polska a brytyjska metodyka badań skurczalności gruntów spoistych*, [w:] *Geotechnika w polskim budownictwie*, Materiały Konferencyjne, Papier-service Wojciech Grocholewski, Łódź, s. 63–78.
- Izdebski H., 2013, *Ideologia i zagospodarowanie przestrzeni*, Wolters Kluwer Polska, Warszawa.
- Jacewicz A.R., Kuźniar P., 2000, *Zarys historii kształtowania się doliny i koryta Wisły na odcinku warszawskim*, „Dokumentacja Geograficzna”, 19, s. 17–30.
- Jakie tajemnice kryje Zielony Las w Żarach?, <https://zary.naszemiasto.pl/jakie-tajemnice-kryje-zielony-las-w-zarach-widzieliscie-te/ga/c7-8120507/zd/59712789> (dostęp: 18.01.2025).
- Jaksa A., 2006, *Środowiskowa sedymentacja kemów regionu łódzkiego*, „Acta Geographica Lodziensia”, 92.
- Janiec B., Poleszuk M.T., 2002, *Stan i renaturyzacja elementów obiegu wody w zlewniach Poleskiego Parku Narodowego*, „Prace Instytutu Geografii AŚ w Kielcach”, 7, s. 283–292.
- Janiszewski T., Wojciechowski Z., Markowski J., 2013, *Pradolina Warszawsko-Berlińska*, [w:] *Obszary NATURA 2000 w województwie łódzkim*, red. J.K. Kurowski, Regionalna Dyrekcja, Ochrony Środowiska w Łodzi, Łódź, s. 41–43.
- Jasnowski M., 1975, *Torfowiska i tereny bagienne w Polsce*, [w:] *Bagna kuli ziemskiej*, red. R.J. Kac, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 356–390.
- Jasnowski M., 1980, *Działalność na rzecz ochrony torfowisk*, „Chrońmy Przyrodę Ojczyść”, 36 (1–2), s. 77–78.
- Jersak J., 1973, *Litologia i stratygrafia lessu Wyżyn Południowej Polski*, „Acta Geographica Lodziensia”, 32.
- Jewtuchowicz S., 1956, *Struktura drumlinów w okolicach Zbójna*, „Acta Geographica Universitatis Lodzensis”, 7.
- Jeziorski J., 2014, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Piątek (553)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Jeżowski P., 2013, *Trwałość a zrównoważony rozwój*, „Studia KPZK PAN”, CLII, s. 10–23.
- Kac N.J., 1975, *Bagna kuli ziemskiej*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Kaczan A., 1968, *Zagospodarowanie potorfi*, Powszechne Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa.
- Kaczyński R.R., 2017, *Warunki geologiczno-inżynierskie na obszarze Polski*, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Kamiński J., Chrzanowski S., 2007, *Wpływ użytkowania kośnego i pastwiskowego na właściwości fizyczne gleb oraz skład florystyczny zbiorowisk roślinnych na zmeliorowanym torfowisku*, „Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie”, 7, 2b (21), s. 75–86.
- Kampinoski Park Narodowy, <https://kampn.gov.pl/> (dostęp: 13.05.2025).
- Kaniecki A., 1999, *Młyny wodne w dawnym Poznaniu i ich wpływ na przeobrażenie stosunków wodnych*, „Acta Universitatis Nicolai Copernici. Geografia”, 29, s. 337–346.

- Kapera H., 2010, *ZłoŜa kopalin, rozdział IV*, [w:] *Objaśnienia do mapy geośrodowiskowej Polski, arkusz Grójec (596)*, red. H. Kapera, L. Kruk, G. Hrybowicz, P. Kwecko, H. Tomassi-Morawiec, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 10–20.
- Karczewski A., 1963, *Morfologia, struktura i tekstura moreny dennej na obszarze Polski Zachodniej*, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 4 (2).
- Karczewski A., 1976, *Morphometric features of drumlins in Western Pomerania*, „*Quaestiones Geographicae*”, 3, s. 35–42.
- Karczewski A., 1995, *The Stargard drumlin field*, „*Quaternary Studies in Poland*”, 13, s. 27–30.
- Karofeld E., Jarašius L., Priede A., Sendžikaitė J., 2017, *On the after-use and restoration of abandoned extracted peatlands in the Baltic countries*, „*Restoration Ecology*”, 25 (2), s. 293–300.
- Kern H., 1985, *Odczyn i zawartość węglanu wapnia w glebach użytków rolnych Polski*, Instytut Uprawy NawoŜenia i Gleboznawstwa, Puławy.
- Kimmel K., Kull A., Salm J.-O., Mander Ü., 2010, *The status, conservation and sustainable use of Estonian wetlands*, „*Wetlands Ecology and Management*”, 18, s. 375–395.
- Kiryłuk A., 2009, *Proces gwałtowności w pobagiennych ekosystemach łąkowych*, „*Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie*”, 9 (4), s. 59–69.
- Kistowski M., 2000, *Problemy oceny wraŜliwości środowiska przyrodniczego na antropopresję jako element strategicznych ocen oddziaływania na środowisko*, „*Problemy Ocen Środowiskowych*”, 3, s. 22–28.
- Kizik E., 1994, *Mennonici w Gdańsku, Elblągu i na Żuławach Wiślanych w drugiej połowie XVII i XVIII wieku. Studium z dziejów małej społeczności wyznaniowej*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk.
- Klajnert Z., 1978, *Zanik łądogrodu warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej południowym przedpolu*, „*Acta Geographica Lodziensia*”, 38.
- Klatkowska H., 1972, *Paleogeografia WyŜyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego*, „*Acta Geographica Lodziensia*”, 28.
- Klatkowska H., 1985, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Łask (663)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Klatkowska H., 1988, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Łask (663)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Klatkowska H., Załoba M., 1992a, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Warta (624)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Klatkowska H., Załoba M., 1992b, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Warta (624)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Klatkowska H., CzyŜ J., Forysiak J., 2007, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Szadek (625)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1981, *Geomorfologia*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Klimko R., 1973, *Morfogeneza zachodniej części Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego*, „*Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A, Geografia Fizyczna*”, 26, s. 21–76.
- Kłosowski S., Kłosowski G., 2006, *Flora Polski. Rośliny wodne i bagienne*, MULTICO Oficyna Wydawnicza, Warszawa.

- Knapp B.J., 1986, *Elementy geograficzne hydrologii*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Kobendza J., 1966, *Puszcza Kampinowska*, Wiedza Powszechna, Warszawa.
- Kobojek E., 2000, *Morfologia doliny Rawki*, „Acta Geographica Lodziensia”, 77.
- Kobojek E., 2004, *Środowiskowe skutki melioracji i regulacji rzek w dolinie Bzury w okolicach Łowicza*, „Acta Universitatis Lodzensis. Folia Geographica Physica”, 6, s. 31–46.
- Kobojek E., 2009, *Naturalne uwarunkowania różnych reakcji rzek nizinnych na antropopresję*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Kobojek E., 2015, *Wpływ warunków klimatycznych na system fluwialny i melioracje wodne w pradolinach w rejonie Łowicz i Koźmina (Polska Środkowa)*, „Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska”, s. 381–390.
- Kobojek E., 2021, *Wpływ terenów poeksploatacyjnych na rozwój przestrzenny i zagospodarowanie miasta na przykładzie Łodzi*, „Space – Society – Economy”, 32, s. 111–130.
- Kobojek E., 2023, *Wpływ wydm śródlądowych na ukształtowanie miejskich terenów zieleni na przykładzie wybranych miast środkowej Polski*, „Acta Universitatis Lodzensis. Folia Geographica Physica”, 22, s. 37–48.
- Kobojek E., 2024, *Wydm śródlądowe w rolniczym obszarze gminy Uniejów*, „Biuletyn Uniejowski”, 13, s. 7–32.
- Kobojek E., Kobojek S., 2021, *Wydm śródlądowe – środowisko przyrodnicze i działalność człowieka na przykładzie regionu łódzkiego*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Kobylarczyk J., 2018, *Uwarunkowania środowiskowe w projektowaniu obszarów mieszkaniowych*, Politechnika Krakowska, Kraków.
- Kociszewska-Musiał G., 1988, *Surowce mineralne czwartorzędu*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Kołodziejczak A., 2017, *Koncepcja zintegrowanego rozwoju rolnictwa i wsi a wiejskie obszary funkcjonalne*, „Rozwój Regionalny i Polityka Regionalna”, 37, s. 41–49.
- Kondracki J., 1972, *Pojezierze Mazurskie*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, red. R. Galon, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 161–178.
- Kondracki J., 1998, *Geografia regionalna Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Konecka-Betley K., 2003, *Gleby*, [w:] *Kampinoski Park Narodowy*, t. 1, *Przyroda Kampinoskiego Parku Narodowego*, red. R. Andrzejewski, Kampinoski Park Narodowy, Izabelin, s. 97–133.
- Konijnendijk C.C., 2005, *New perspectives for urban forests: Introducing wild woodlands*, [w:] *Wild Urban Woodlands*, red. I. Kowarik, S. Körner, Springer, Berlin–Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-26859-6_2
- Koprowski J., Łachacz A., 2012, *Potorfia w krajobrazie rolniczym Pojezierza Dobrzyńskiego*, [w:] *Wybrane problemy ochrony mokradeł*, red. A. Łachacz, *Współczesne Problemy Kształtowania i Ochrony Środowiska. Monografie*, Uniwersytet Warmińsko-Mazurski, Olsztyn, s. 91–110.
- Kornaś J., 1972, *Zespoły wydm nadmorskich i śródlądowych*, [w:] *Szata roślinna Polski*, t. I, red. W. Szafer, K. Zarzycki, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 297–309.
- Kossmann O., 1930, *W wydmie aleksandrowskiej*, „Czasopismo Towarzystwa Przyrodniczego Staszica w Łodzi”, 4, s. 6–11.

- Koster E.A., 1988, *Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: A review*, „Journal of Quaternary Science”, 3 (1), s. 69–83.
- Koster E.A., 2009, *The history of late Holocene drift sands in the Netherlands: Origin and re-activation*, [w:] *Ekosystemy piaszczyste i człowiek*, red. R. Dulias, J. Pełka-Gościński, O. Rahmonov, Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec, s. 111–134.
- Kostrzewski A., 2002, *Powódzie – transformacja i rozwój krajobrazu*, [w:] *Rzeki. Kultura – cywilizacja – historia*, red. J. Kultuniak, t. 10, Wydawnictwo Naukowe Śląsk, Katowice, s. 87–98.
- Kostrzewski A., Musielak S., 2008, *Współczesna ewolucja rzeźby wybrzeża Południowego Bałtyku*, [w:] *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, red. L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 327–348.
- Kowalski W., 1972, *Elementy nauk geologicznych dla inżynierów*, Politechnika Łódzka, Łódź.
- Kowarik, I., 2005, *Wild urban woodlands: Towards a conceptual framework*, [w:] *Wild Urban Woodlands*, red. I. Kowarik, S. Körner, Springer, Berlin–Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-26859-6_1
- Kozacki L., 1988, *Wzniesienia Żarskie*, [w:] *Polska na zdjęciach lotniczych i satelitarnych*, red. J.R. Olędzki, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 118–119.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1992, *Późnovistuliańskie i holocenyckie zjawiska eoliczne w regionie dolnej Odry i dolnej Warty*, [w:] *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*, red. T. Szczypek, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, s. 37–103.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1995, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski*, arkusz Pisz (219), Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kozłowski S., 1983, *Przyrodnicze uwarunkowania gospodarki przestrzennej Polski*, Wydawnictwo Polskiej Akademii Nauk, Wrocław–Warszawa–Kraków–Gdańsk–Łódź.
- Kozłowski S., 1986, *Suwrowce skalne Polski*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Kozłowski S., 2000, *Ekorozwój. Wyzwanie XXI wieku*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Krajewski K., 1977, *Późnoplejstocenyckie i holocenyckie procesy wydmykające w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru*, „Acta Geographica Lodziensis”, 39.
- Królikowski L., Kowaliński S., Trzciński W., 1986, *Atlas gleb Polski*, Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Krupa A., Hojan M., 2015, *Analiza poglądów na rozwój ozów*, „Journal of Education, Health and Sport”, 5 (12), s. 717–730.
- Krygowski B., 1958, *Krajobraz Wielkopolski*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Krzemiński T., 1974, *Geneza młodoplejstocenyckiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty*, „Acta Geographica Lodziensis”, 33.
- Krzemiński T., 1987, *Rola wód podziemnych i powierzchniowych w modyfikacji krajobrazu naturalnego Łęczycy*, [w:] *Środowisko naturalne i historyczne Łęczycy*, Towarzystwo Naukowe Płockie, Oddział w Łęczycy, Łęczycza, s. 12–33.
- Krzemiński T., 1995, *Regionalne możliwości modyfikacji „Programu Wisła” w środkowej Polsce*, „Acta Universitatis Lodzensis. Folia Geographica”, 20, s. 121–130.

- Kucharska M., Krawczyk M., 2022, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Łęczycza (S52)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kucharski L., 1995, *Rolnicze użytkowanie torfowisk w Polsce Środkowej*, [w:] *Torfoznawstwo w badaniach naukowych i praktyce. Sesja naukowa z okazji jubileuszu 45-lecia działalności naukowej oraz 70. rocznicy urodzin prof. dra hab. Henryka Okruszko*. Fałenty 6–7 XI 1995, Wydawnictwo IMUZ, Fałenty, s. 345–350.
- Kucharski L., Kurzac M., Kurzac T., 2000, *Rezerwat torfowiskowy „Torfowisko Rąbień” – plan ochrony na lata 2001–2020*, Wojewódzki Konserwator Przyrody, Łódź.
- Kumar P., Singh A., Ramesh K., 2022, *Urban planning and geomorphological mapping for sustainable cities: A case study*, „Journal of Urban Ecology”, 18 (3), 225–238.
- Kundzewicz Z.W., 2002, *Ludzie i rzeki w koncepcji trwałego rozwoju*, [w:] *Rzeki. Kultura – cywilizacja – historia*, red. J. Kultuniak, t. 11, Wydawnictwo Naukowe Śląsk, Katowice, s. 73–117.
- Lamparski Z., 1972, *Geneza form drumlinowych okolic Zbójna (Pojezierze Dobrzyńskie)*, „Acta Geologica Polonica”, 22 (1), s. 139–158.
- Latocha A., 2009, *The geomorphological map as a tool for assessing human impact on landforms*, „Journal of Maps”, 5, s. 103–107.
- Legget R.F., 1987, *The value of geology in planning*, „Engineering Geology Special Publications”, 4, s. 53–58.
- Lencewicz S., 1922, *Wydmny śródlądowe Polski*, „Przegląd Geograficzny”, II, s. 12–59.
- Lipka K., Zając E., Wdowik W., 2005, *Wpływ użytkowania na zanikanie gleb torfowo-murszowych w dolinie rzeki Mrowli koło Rzeszowa*, „Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych”, 507, s. 349–355.
- Lisicki S., 1994, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusze Sejny (110) i Veisiejai (111)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Lisicki S., 1996, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Sejny (110)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Lisowska A., 2015, *Zagospodarowanie dużych form przekształcenia krajobrazu na cele turystyki – na wybranych przykładach*, „Turystyka Kulturowa”, 5, s. 55–76.
- Lorek D., 2007, *Stan i zachowanie zieleni miejskiej w zachodnim klinie Poznania jako podstawa wytyczenia szlaku turystycznego*, „Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A, Geografia Fizyczna”, 58, s. 31–46.
- Lóki J., Szabó J., 2009, *Size and relations of wind erosion and drought as natural hazards in Hungry*, [w:] *Ekosystemy piaszczyste i człowiek*, red. R. Dulias, J. Pełka-Gościński, O. Rahmonov, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec, s. 135–141.
- Łabuz T.A., 2003, *Antropopresja w środowisku wydm nadmorskich dużej miejscowości na przykładzie Kołobrzegu*, [w:] *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, red. J.M. Waga, K. Kocel, Polskie Towarzystwo Geograficzne – Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 119–124.
- Łabuz T.A., 2015, *Brzegi wydmowe polskiego wybrzeża Bałtyku*, „Czasopismo Geograficzne”, 76 (1–2), s. 19–47.
- Łajczak A., 2003, *Geomorfologiczne i hydrograficzne skutki prac regulacyjnych i melioracyjnych w dolinie Nidy*, [w:] *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, red. J.W. Waga, K. Kocel, Polskie Towarzystwo Geograficzne – Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 131–135.

- Łakomy K., 2010, *Genius loci w sztuce ogrodowej (aspekty historyczne i współczesne)*, „Czasopismo Techniczne. Architektura”, 107 (5-A), s. 5–11.
- Łanczont M., 1993, *Warunki akumulacji górnovistuliańskich utworów lessowych rejonu Przemysła (Polska SE) w świetle badań uziarnienia*, „Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. Sectio B, Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia”, XLVIII, s. 209–222.
- Machowiak W., 2005, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Słupca (S11)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Macias A., Bródka S., 2014, *Przyrodnicze podstawy gospodarowania przestrzenią*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Majewicz R., 2006, *Dziedzictwo Wrocławskiego Węzła Wodnego*, [w:] *Dziedzictwo morskie i rzeczne Polski*, red. S. Januszewski, Politechnika Wrocławska, Wrocław, s. 49–64.
- Majewski A., 1969, *Rozwój hydrograficzny delty Wisły w okresie historycznym*, „Przegląd Geofizyczny”, 14 (1), s. 3–42.
- Makowski J., 1997a, *Sztuka obwałowania rzek*, [w:] *Rzeki. Kultura – cywilizacja – historia*, t. 6, red. J. Kultuniak, Wydawnictwo Naukowe Śląsk, Katowice, s. 197–225.
- Makowski J., 1997b, *Wały przeciwpowodziowe Dolnej Wisły, historyczne kształtowanie, obecny stan i zachowanie w czasie wezbrań*, Biblioteka Naukowa Hydrotechnika, 24, IBW PAN, Gdańsk.
- Maksiak S., 1999, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Kolno (257)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Maksiak S., 2000, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Kolno (257)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Maksymiuk Z., 1970, *Hydrografia dorzecza Grabi*, „Acta Geographica Lodziensia”, 25.
- Maksymiuk Z., 1980, *Formy alimentacji rzek i ich rola w bilansie wodnym na przykładzie dorzecza Widawki*, „Acta Geographica Lodziensia”, 42.
- Maksymiuk Z., 1992, *Zależność między gęstością sieci rzecznej a przepuszczalnością podłoża w środkowej Polsce*, „Acta Universitatis Lodzianensis. Folia Geographica”, 16, s. 7–17.
- Małek M., 2004, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Siedlce Południowe (S65)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Małkowski S., 1917, *O wydymach piaszczystych okolic Warszawy*, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, Prace, Warszawa.
- Manikowska B., 1985, *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydym Polski środkowej*, „Acta Geographica Lodziensia”, 52.
- Mapa topograficzna w skali 1:100 000, arkusz Koło*, Wojskowy Instytut Geograficzny, Warszawa 1930.
- Mapa topograficzna w skali 1:100 000, arkusz Skierniewice*, Wojskowy Instytut Geograficzny, Warszawa 1937.
- Marcinkiewicz A., 1960, *Atlas form i typów rzeźby terenu Polski skala 1:25 000*, Zarząd Topograficzny Sztabu Generalnego, Warszawa.
- Marks L., 1992a, *Osady i formy rzeźby eolicznej*, [w:] *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*, red. L. Lindner, Wydawnictwo Polskiej Agencji Ekologicznej, Warszawa, s. 204–224.
- Marks L., 1992b, *Osady i formy rzeźby lodowcowej i wodnolodowcowej*, [w:] *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*, red. L. Lindner, Wydawnictwo Polskiej Agencji Ekologicznej, Warszawa, s. 92–151.

- Marks L., 1992c, *Osady i formy rzeźby jeziornej i bagiennej*, [w:] Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia, red. L. Lindner, Wydawnictwo Polskiej Agencji Ekologicznej, Warszawa, s. 242–264.
- Marks L., 2005, *Pleistocene glacial limits in the territory of Poland*, „Przegląd Geologiczny”, 53, s. 988–993.
- Marschalko M., Yilmaz I., Bednarik M., Kubecka K., 2013, *Identification of the near-surface geological structure and deposits for land use planning purposes in the Doubrava Region (Czech Republic)*, „Episodes. Journal of International Geoscience”, 36 (2), s. 94–104.
- Maruszczak H., 1986, *Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation*, „Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. Sectio B, Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia”, 41, s. 15–54.
- Meyer H., Bobbink I., Nijhuis S. (red.), 2010, *Delta Urbanism: The Netherlands*, Taylor & Francis Group, New York.
- Michalska Z., 1971, *Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z obszarów Polski Środkowej*, „Studia Geologica Polonica”, 36.
- Migoń P., 2006, *Geomorfologia*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Migoń P., 2012, *Geoturystyka*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Mitchell J.K., 1987, *A management-oriented, regional classification of developed coastal barriers*, [w:] *Cities on the Beach: Management Issues of Developed Coastal Barriers*, red. R.H. Platt, S.G. Pelczarski, B.K.R. Burbank, University of Chicago, Department of Geography, Research Paper, 224, s. 31–42.
- Mizerski W., 2002, *Geologia Polski dla geografów*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Mizerski W., 2009, *Katastrofy przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Miziołek E., 1988, *Właściwości litologiczne i surowcowe osadów zastoiskowych w regionie łódzkim*, „Acta Geographica Lodziensia”, 58.
- Mojski J.E., 2005, *Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys monograficzny*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Molewski P., Weckwerth P., 2018, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Toruń (321)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Moszkowicz Ł., Krzeptowska-Moszkowicz I., 2010, *Naturalne obszary w krajobrazie zachowane dzięki ich genius loci, czyli geniuszowi samej przyrody*, „Czasopismo Techniczne. Architektura”, 107 (5-A), s. 39–46.
- Mrózek W., 1958, *Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej*, [w:] *Wydmy śródlądowe Polski*, cz. II, red. R. Galon, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 7–59.
- Musiał T., 1978a, *Głazy*, [w:] *Surowce mineralne województwa olsztyńskiego*, red. S. Kozłowski, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 174–184.
- Musiał T., 1978b, *Torf*, [w:] *Surowce mineralne województwa olsztyńskiego*, red. S. Kozłowski, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, s. 50–59.
- Musielak S., 1997, *Brzegi mórz i oceanów*, [w:] *Encyklopedia Geograficzna Świata*, t. 7, *Oceany i Morza*, red. A. Zieliński, Opres, Kraków, s. 55–62.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995, *Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna*, [w:] *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 29–105.

- Mycke-Dominko M., 1988, *Wysoczyzna Mszczonowska*, [w:] *Polska na zdjęciach lotniczych i satelitarnych*, red. J.R. Olędzki, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 134–135.
- Nadeau S., Rosa E., Cloutier V., Daigneault R.-A., Veillette J., 2015, *A GIS-based approach for supporting groundwater protection in eskers: Application to sand and gravel extraction activities in Abitibi-Témiscamingue, Quebec, Canada*, „Journal of Hydrology: Regional Studies”, 4, B, s. 535–549.
- Nadleśnictwo Milicz, <https://milicz.wroclaw.lasy.gov.pl/rezerваты-przyrody> (dostęp: 25.10.2024).
- Nilon C.H., Aronson M.F.J., Cilliers S.S., Dobbs C., Frazee J., Goddard M.A., O'Neill K.O., Roberts D., Stander E.K., Werner P., Winter M., Yocom K.P., 2017, *Planning for the future of urban biodiversity: A global review of city-scale initiatives*, „BioScience”, 67, s. 332–342.
- Nowacki K., 1993a, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Łyszkowice (592)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Nowacki K., 1993b, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Łyszkowice (592)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Nowacki K., 1996, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Dąbie (551)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Nowaczyk B., 1986, *Wiek wydmy, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym wistulianie i holocenie*, Seria Geografia, 28, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Nowaczyk B., 2009, *Wydmy i niecki deflacyjne w zachodniej części Pradoliny Głogowsko-Baruckiej*, [w:] *Ekosystemy piaszczyste i człowiek*, red. R. Dulias, J. Pełka-Gościński, O. Rahmonov, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec, s. 142–150.
- Nowak J., 1977, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Legionowo (487)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Okruszek H., 1968, *Przekształcenie się gleb torfowych pod wpływem melioracji*, „Wiadomości Melioracyjne i Łąkarskie”, 7.
- Okruszek H., 1983, *Zróżnicowanie warunków hydrologicznych mokradeł w aspekcie ich melioracji*, „Wiadomości Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych”, 15 (1), s. 13–31.
- Olaczek R., 1969, *Roślinność kserotermiczna Działoszyna i Doliny Środkowej Warty*, „Zeszyty Naukowe UŁ. Seria 2, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze”, 31, s. 63–90.
- Olaczek R., 2000, *Antropogeniczne czynniki przekształcania dolin rzecznych*, [w:] *Rzeki. Kultura – cywilizacja – historia*, t. 9, red. J. Kułtuniak, Wydawnictwo Naukowe Śląsk, Katowice, s. 119–142.
- Olaczek R., 2002, *Rzeka w życiu lokalnej społeczności. Opowieść o Bzurze*, [w:] *Rzeki. Kultura – cywilizacja – historia*, t. 10, red. J. Kułtuniak, Wydawnictwo Naukowe Śląsk, Katowice, s. 183–214.
- Olaczek R., 2008, *Skarby przyrody i krajobrazu Polski*, MULTICO Oficyna Wydawnicza, Warszawa.
- Olędzki J.R., 1988, *Pojezierze Suwalskie*, [w:] *Polska na zdjęciach lotniczych i satelitarnych*, red. J.R. Olędzki, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 50–51.
- Olszewski B., 1999, *Tum, znaczy dom. Wędrowki po ziemi łódzkiej*, Wydawnictwo Literatura, Łódź.

- Osiecka E., 2003, *Materiały budowlane. Kamień – ceramika – szkło*, Politechnika Warszawska, Warszawa.
- Państwowy Instytut Geologiczny, *Torfy*, <https://www.pgi.gov.pl/surowce/skalne-i-inne/torfy.html> (dostęp: 2.07.2024).
- Park Narodowy „Ujście Warty”, <https://pnuw.gov.pl/ptaki> (dostęp: 11.05.2025).
- Pasierbski M., Niewiarowski W., 2003, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Sępólno Krajeńskie (240)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Pawlaczyk P., 2009, *Torfowiska w obliczu zagrożeń powodowanych przez rozwój obcych gatunków inwazyjnych*, [w:] *Inwazyjne gatunki roślin ekosystemów mokradeł w Polsce*, red. Z. Dajdok, P. Pawlaczyk, Wydawnictwo Klubu Przyrodników, Świebodzin, s. 19–23.
- Pawlak T., 1962, *Niektóre problemy związane z zagospodarowaniem torfowisk zdewastowanych*, „Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych”, 34, s. 223–234.
- Pawłowski B., Zarzycki K., 1972, *Zespoły torfowiskowe*, [w:] *Szata roślinna Polski*, t. 1, red. W. Szefer, K. Zarzycki, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 326–338.
- Pearce D., Atkinson G., 1998, *The concept of sustainable development: An evaluation of its usefulness ten years after Brundtland*, „Swiss Journal of Economics and Statistics”, 134 (3), s. 251–269.
- Petera J., 2002, *Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna*, „Acta Geographica Lodziensia”, 83.
- Petera J., Forysiak J., 2004, *Holocenska ewolucja systemu wielokorytowego Warty w okolicach Koźmina*, „Acta Geographica Lodziensia”, 88, s. 27–40.
- Petley D., 2010, *Landslides hazards*, [w:] *Geomorphological Hazards and Disaster Prevention*, red. I. Alcántara-Ayala, A. Goudie, Cambridge University Press, Cambridge, s. 63–73.
- Piasecka J., 1974, *Zmiany hydrograficzne doliny Warty w okresie ostatnich 200 lat*, „Czasopismo Geograficzne”, 45 (4), s. 229–238.
- Pietrucień C., 1993, *Zmiany hydrologiczne i przestrzenne obszarów podmokłych*, [w:] *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, red. I. Dynowska, Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 177–205.
- Pilarczyk L., 1958, *Wydmy Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego*, [w:] *Wydmy śródlądowe Polski*, red. R. Galon, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 87–94.
- Pisarczyk S., 2001, *Gruntoznawstwo inżynierskie*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Plit J., Warowna J., 2008, *Zmiany układu i kształtu koryt w ciągu ostatnich 250 lat – procesy w uregulowanym korycie Wisły*, [w:] *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, red. L. Strakel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 356–361.
- Podgórski Z., 2004, *Wpływ budowy i funkcjonowania młynów wodnych na rzeźbę terenu i wody powierzchniowe Pojezierza Chełmińskiego i przyległych części doliny Wisły i Drwęcy*, Wydawnictwo Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.
- Podlaska M., 2012, *Walory przyrodnicze nieużytkowanych łąk pobagiennych Dolnego Śląska*, „Inżynieria Ekologiczna”, 29, s. 130–140.
- Poklewski-Kozieliński T., 1992, *Średniowieczne zamki między Prosną i Pilicą*, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź.

- Polska niezwykła.pl, *Głaz Mszczonowski*, <http://www.polskaniezwykla.pl/web/place/17949,zawady-glaz-mszczonowski.html> (dostęp: 15.01.2025).
- Portal C., Kerguilec R., 2018, *The shape of a city: Geomorphological landscapes, abiotic urban environment, and geoheritage in the Western world: The example of parks and gardens*, „Geoheritage”, 1, s. 67–78. <https://doi.org/10.1007/s12371-017-0220-9>
- Powell J.J.M., Butcher A.P., 2003, *Characterisation of a glacial till at Cowden, Humberside*, [w:] *Proceedings of the International Workshop on Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils*, vol. 2, red. T.S. Tan, K.K. Phoon, D.W. Hight, S. Cerark, s. 983–1020.
- Pradolina Bzury-Neru PLH100006, Centralny Rejestr Form Ochrony Przyrody, <https://crfop.gdos.gov.pl/CRFOP/widok/viewnatura2000.jsf?fop=PL.ZIPOP.1393.N2K.PLH100006.H> (dostęp: 2.05.2025).
- Pradolina Warszawsko-Berlińska PLB100001, Centralny Rejestr Form Ochrony Przyrody, <https://crfop.gdos.gov.pl/CRFOP/widok/viewnatura2000.jsf?fop=PL.ZIPOP.1393.N2K.PLB100001.B> (dostęp: 2.05.2025).
- Przewoźniak M., Czochański J.T., 2020, *Przyrodnicze podstawy gospodarki przestrzennej. Ujęcie proekologiczne*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Gdańsk–Poznań.
- Przybylski B., 2008, *Geomorphic traces of a Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, Western Poland*, „Boreas”, 37, s. 286–296.
- Racinowski R., 1987, *Wprowadzenie do fizjografii osadnictwa*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Racinowski R., Coufal R., 1999, *Geologia inżynierska dla studentów kierunku budownictwo*, Politechnika Szczecińska, Szczecin.
- Radziwonowicz W., Szczepkowski B., 1967, *Głazy i głazowiska województwa olsztyńskiego*, „Ośrodek Badań Naukowych, Rozprawy i Materiały”, 20.
- Ratajczak T., 1995, *Identyfikacja składu mineralnego skał ilastych*, [w:] *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 176–187.
- Region Wielkopolska, <https://regionwielkopolska.pl/katalog-objektow/kamien-sw-ja-dwigi-w-goluchowie/> (dostęp: 2.02.2025).
- Reynard E., Pica A., Coratza P., 2017, *Urban geomorphological heritage. An overview*, „Quaestiones Geographicae”, 36 (3), s. 7–20.
- Rezerwat głaz narzutowy Trygław, <https://crfop.gdos.gov.pl/CRFOP/widok/viewpomnikprzyrody.jsf?fop=PL.ZIPOP.1393.PP.3201043.2406> (dostęp: 17.02.2025).
- Rezerwat przyrody, Jezioro Družno, <https://crfop.gdos.gov.pl/CRFOP/widok/viewrezerwatprzyrody.jsf?fop=PL.ZIPOP.1393.RP.226> (dostęp: 11.05.2025).
- Rezerwat przyrody Na Torfach im. Janusza Kozłowskiego, <https://crfop.gdos.gov.pl/CRFOP/widok/viewrezerwatprzyrody.jsf?fop=PL.ZIPOP.1393.RP.340> (dostęp: 15.01.2025).
- Rdzany Z., 1997, *Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego*, „Acta Geographica Lodziensia”, 73.
- Riksen M.J.P.M., Visser S.M., 2008, *Predicting the effect of tilling practices on wind erosion activity: Application of the wind Erosion Prediction System in a sand drift area in The Netherlands*, „Earth Surface Processes and Landforms”, 33, s. 1864–1874.

- Rink D., Emmrich R., 2005, *Surrogate nature or wilderness? Social perceptions and notions of nature in an urban context*, [w:] *Wild Urban Woodlands*, red. I. Kowarik, S. Körner, Springer, Berlin–Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-26859-6_4
- Rogulski W., 1973, *Kształtowanie się siedlisk łkowych na torfowiskach w wyniku osiadania torfu i mineralizacji masy organicznej*, „Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych”, 146, s. 13–32.
- Rosin R., 1972, *Okolice Uniejowa*, [w:] *Województwo łódzkie. Przewodnik*, red. T. Krzemiński, Wydawnictwo Sport i Turystyka, Warszawa, s. 427–428.
- Rotnicki K., 1988, *Wysoczyzna Kaliska*, [w:] *Polska na zdjęciach lotniczych i satelitarnych*, red. J.R. Olędzki, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 110–111.
- Różański S., 1979, *Osadnictwo a środowisko Polski*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Różycki S.Z., 1972, *Nizina Mazowiecka*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, red. R. Galon, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 271–317.
- Sacchini A., Ponaro M.I., Paliaga G., Piana P., Faccini F., Coratza P., 2018, *Geological landscape and stone heritage of the Genoa Walls Urban Park and surrounding area (Italy)*, „Journals of Maps”, 14 (2), s. 528–541.
- Sanderson E.W., 2009, *Mannahatta: A Natural History of New York City*, Abrams, New York.
- Sarnacka Z., 1976, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Piaseczno (560)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Sarnacka Z., 1980a, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Warszawa Wschód (524)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Sarnacka Z., 1980b, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Warszawa Wschód (524)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Schirmer W., 1999, *Dune phase and soils in the European sand belt*, [w:] *Dunes and Fossil Soils*, red. W. Schirmer, GeoArchaeoRhein, 3, Lit Verlag, Münster, s. 11–42.
- Silberstein J., Maser C., 2013, *Land-Use Planning for Sustainable Development*, CRC Press, Taylor & Francis Group, London–New York.
- Sjörs H., 1980, *Peat on Earth: Multiple use or conservation?*, „Ambio”, 9 (6), s. 303–308.
- Skarpy Ślesińskie rezerwat przyrody, <https://crfop.gdos.gov.pl/CRFOP/widok/wie-wrezerwatprzyrody.jsf?fop=PL.ZIPOP.1393.RP.746> (dostęp: 17.02.2025).
- Słomka T., Mayer W., 2010, *Geotourism and geotourist education in Poland*, [w:] *Geotourism: The Tourism of Geology and Landscape*, red. D. Newsome, R. Dowling, Goodfellow Publishers, Oxford, s. 142–157.
- Smerdon B.D., Mendoza C.A., Devito K.J., 2012, *The impact of gravel extraction on groundwater dependent wetlands and lakes in the Boreal Plains, Canada*, „Environmental Earth Sciences”, 67, s. 1249–1259.
- Smolska E., Gariat D., Tsermegas I., Szwarczewski P., Zawadzka-Pawlewska U., Błoński M., 2017, *Wybrane problemy geomorfologiczne Mazowsza*, „Landform Analysis”, 33, s. 3–16.
- Smreczak B., Jadczyzyn J., Skłodowski P., 2019, *Wartość użytkowa i rolnicze wykorzystanie czarnoziemów w Polsce*, „Soli Science Annual”, 70 (3), s. 270–280.
- Solski A., 2016, *Rzeka Odra w Oławie – kierunki rozwoju*, [w:] *Rzeka w mieście*, red. S. Janiszewski, Fundacja Otwartego Muzeum Techniki, Wrocław, s. 131–140.

- Sosny Taborskie, rezerwat przyrody, <https://crfop.gdos.gov.pl/CRFOP/widok/viewrezerwatprzyrody.jsf?fop=PL.ZIPOP.1393.RP.82> (dostęp: 20.02.2025).
- Stala Z., 1978, *Warunki geomorfologiczne wybranych miast a ich struktura przestrzenna*, Instytut Kształtowania Środowiska, Wydawnictwa Akcydensowe, Warszawa.
- Status uzdrowiska lub obszaru ochrony uzdrowiskowej, <https://www.gov.pl/web/zdrowie/status-uzdrowiska-lub-obszaru-ochrony-uzdrowiskowej> (dostęp: 2.05.2025).
- Stecki K., 1978, *Osobliwości, piękno i geneza krajobrazu Polski*, Wydawnictwa Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.
- Stoiński A., Wągrowski A., 2005, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Wleń (351)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Stoiński A., Wieczorek D., 2012, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Goszczyn (633)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Strzezińska K., 2009, *Złoże kopalin*, [w:] *Objaśnienia do mapy geośrodowiskowej w skali 1:50 000 arkusze Krynica Morska i Elbląg Północ*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 12–17.
- Stupnicka E., 1997, *Geologia regionalna Polski*, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Sulmierski F., Chlebowski B., Walewski W., 1880, *Bzura*, [w:] F. Sulmierski, B. Chlebowski, W. Walewski, *Słownik geograficzny Królestwa Polskiego i innych krajów słowiańskich*, t. I, Nakładem Władysława Walewskiego, Warszawa.
- Sulmierski F., Chlebowski B., Walewski W., 1883, *Słownik geograficzny Królestwa Polskiego i innych krajów słowiańskich*, t. IV, Nakładem Władysława Walewskiego, Warszawa.
- Sutphin D.M., Drew L.J., Fowler B.K., Goldsmith R., 2002, *Techniques for Assessing Sand and Gravel Resources in Glaciofluvial Deposits – An Example Using the Surficial Geologic Map of the Loudon Quadrangle, Merrimack and Belknap Counties, New Hampshire*, U.S. Geological Survey Professional Paper, 1627, US Government Printing Office.
- Suwalski Park Krajobrazowy, <https://spk.org.pl/warto-zobaczyc/glazowisko-bachanowo-nad-czarna-hancza/> (dostęp: 21.02.2025).
- Szafer W., Zarzycki K., 1972, *Szata roślinna Polski*, t. I, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Szałamacha G., 1996, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Kutno (517)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Szczepankiewicz S., 1972, *Nizina Śląska*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, *Niż Polski*, red. R. Galon, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, s. 224–239.
- Szubert M., 2020, *Nowe Guty – wieś w przestrzeni turystycznej jeziora Śniardwy. Studium relacji między rozwojem turystyki a krajobrazem kulturowym*, „Annales Universitatis Paedagogicae Cracoviensis”, 15, s. 50–71.
- Szwajcaria Kaszubska. Rezerwat „Szczyt Wieżyca”, <https://szwajcariakaszubska.com/187-szwajcaria-kaszubska-rezerwat-szczyt-wiezyc> (dostęp: 19.02.2025).
- Taytsch L., 1955, *Eksploracja złóż torfowych*, Polskie Wydawnictwa Gospodarcze, Warszawa.
- Tobolski K., 2000, *Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Tobolski K., 2003, *Torfowiska na przykładzie Ziemi Świeckiej*, Wydawnictwo Towarzystwa Przyjaciół Dolnej Wisły, Świecie.

- Tomczak A., 1989, *Ewolucja doliny dolnej Wisły w ostatnich 15 tysiącach lat i jej związek ze zmianami poziomu Bałtyku w świetle badań w Kotlinie Toruńskiej*, „Studia i Materiały Oceanologiczne”, 56, s. 209–221.
- Trzmiel B., Nowacki K., 1985, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Łódź Wschód (628)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Twardy J., 2008, *Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Uggla H., 1976, *Gleboznawstwo rolnicze*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Urban J., Migoń P., Radwanek-Bąk B., 2021, *Dziedzictwo geologiczne*, „Przegląd Geologiczny”, 69, s. 16–20.
- Vakhshoori V., Zare M., 2016, *Landslide susceptibility mapping by comparing weight of evidence, fuzzy logic, and frequency ratio methods*, „Geomatics, Natural Hazards and Risk”, 7 (5), s. 1731–1752.
- Van der Cammen H., de Klerk L., Dekker G., Witsen P.P., 2012, *The Selfmade Land: Culture and Evolution of Urban and Regional Planning in the Netherlands*, Spectrum, Antwerpen.
- Van Diver B.B., 1985, *Roadside Geology on New York*, Mountain Press Publishing Company, Missoula.
- Van Driel J.N., 1978, *Practical use of geologic information by planners*, „Geology”, 6 (10), s. 592–596.
- Van Westen C.J., Rengers N., Soeters R., 2003, *Use of geomorphological information in indirect landslide susceptibility assessment*, „Natural Hazards”, 30 (3), s. 399–419.
- Veldi M., 2020, *A landscape biography of the „Land of Drumlins”: Vooremaa, East Estonia*, <https://hdl.handle.net/1887/138482> (dostęp: 12.02.2025).
- Wałdykowski P., 2014, *Znaczenie rzeźby terenu w dokumentach planistycznych na tle różnych typów rzeźby Polski*, „Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska”, 66, s. 421–431.
- Wasiluk R., Rychel J., 2023, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Piaseczno (560), aktualizacja*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Weckwerth P., 2010, *Evolution of the Toruń Basin in the Late Weichselian*, „Landform Analysis”, 14, s. 57–84.
- White W.L., 1989, *Quaternary geology and urban planning in Canada*, [w:] *Applied Quaternary Research*, red. E.F.J. de Mulder, B.P. Hageman, Balkema, Rotterdam, s. 165–176.
- Więzik B., 2010, *Wpływ zagospodarowania międzywala na zagrożenie powodziowe*, [w:] *Prawne, administracyjne i środowiskowe uwarunkowania zagospodarowania dolin rzecznych*, red. B. Więzik, Wyższa Szkoła Administracji, Bielsko-Biała, s. 227–242.
- Wiśniewski E., 1990, *The lower Vistula Valley*, [w:] *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Part 3*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, Special Issue, 5.
- Włodek M., Ber A., Adamski M., 2007, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Woźnawieś (185)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Wooldridge S.W., Beaver S.H., 1950, *The working of sand and gravel in Britain: A problem in land use*, „The Geographical Journal”, 115 (1/3), s. 42–54.

- Woźniczko M., Jędrysiak T., 2013, *Miejsca spotkań zapomnianego dziedzictwa kultury menonitów na ziemiach polskich*, [w:] *Kultura i turystyka – miejsca spotkań*, red. B. Krakowiak, A. Stasiak, B. Włodarczyk, Regionalna Organizacja Turystyczna Województwa Łódzkiego, Łódź, s. 395–416.
- Wskaźnik waloryzacji rolniczej przestrzeni produkcyjnej, <http://www.onw.iung.pulawy.pl/specyficzne/wwrpp> (dostęp: 7.01.2025).
- Wykaz złóż surowców ilastych ceramiki budowlanej w Polsce stanu na 31.XII.2023 r., https://www.pgi.gov.pl/images/surowce/2023/pdf/ilaste_ceramiki_budowlanej_2023.pdf (dostęp: 10.12.2024).
- Wysota W., 1993, *Geneza drumlinów w środkowo-wschodniej części Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego*, „Przegląd Geograficzny”, 65 (3–4), s. 335–361.
- Wysota W., 2007, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 – baza danych geologicznych i jej wykorzystanie*, „Geoinformacja w Zarządzaniu”, 4, s. 9–14.
- Wysota W., Karasiewicz M.T., Sokołowski R., 2001, *Morphology and internal composition of the Elbląg Upland drumlins*, [w:] *Drumlins: The Unsolved Problem. 6th International Drumlin Symposium*, red. J.A. Piotrowski, W. Wysota, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Toruń, s. 63–68.
- Zaręba R., 1981, *Puszcze, bory i lasy Polski*, Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa.
- Zbocza Płutowskie rezerwat przyrody, <https://crfop.gdos.gov.pl/CRFOP/widok/viewrezerwatprzyrody.jsf?fop=PL.ZIPOP.1393.RP.212> (dostęp: 11.12.2024).
- Zeeberg J., 1998, *The European sand belt in eastern Europe and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results*, „Boreas”, 27, s. 127–139.
- Zieliński T., 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, nr 1389.
- Ziemia Dobrzyńska, *Zwiedzanie Drumlinów Zbójeńskich*, <https://www.ziemiadobrzyńska.pl/przyroda-i-ekoturystyka/drumliny-zbojenskie/> (dostęp: 25.11.2024).
- Ziomek J., 1992, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Bełchatów (700)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Zwoliński Z., Mazurek M., Migoń P., Rączkowska Z., Wysota W., 2025, *Znaczenie map geomorfologicznych dla nauki i praktyki*, „Landform Analysis”, 44, s. 3–41.
- Żurek S., 1987, *Złoża torfowe Polski na tle stref torfowych Europy*, „Dokumentacja Geograficzna”, 4.
- Żurek S., 1992, *Związek procesu zatorfienia z elementami środowiska przyrodniczego wschodniej Polski*, „Roczniki Nauk Rolniczych. Seria D, Monografie”, 220.
- Żurek S., 1994, *The relation between peat formation process and the Polish Lowland Landscape*, „Quaternary Studies in Poland”, 12, s. 73–81.

SPIS ILUSTRACJI

Ryc. 1. Rozmieszczenie stanowisk poddanych szczegółowym badaniom na tle maksymalnych zasięgów zlodowaceń, których osady występują obecnie na powierzchni I – zasięg maksymalny zlodowacenia południowo-polskiego (zlodowacenia san)	12
Ryc. 2. Występowanie glin lodowcowych na powierzchni Polski	17
Ryc. 3. Cechy granulometryczne osadów akumulowanych w różnych środowiskach sedymentacyjnych w okolicach Skierniewic. Diagram przedstawia zależności między średnią średnicą ziaren (M_z) i odchyleniem standardowym (δ_1)	20
Ryc. 4. Warstwowanie piaszczysto-żwirowe osady fluwioglacjalne	21
Ryc. 5. Krzywa kurczliwości gruntu zawierającego ily	26
Ryc. 6. Schemat przedstawiający wpływ naprzemiennego wysychania i nawilżania gruntów ilastych na zabudowę	27
Ryc. 7. Mury kolegiaty w Tumie pod Łęczycą zbudowane z ociosanego kamienia polnego, czyli eratyków.	29
Ryc. 8. Kamienie eratyczne w konstrukcji ścian budynków na ziemi łowickiej ...	30
Ryc. 9. Wysoczyzna morenowa falista w okolicach Łodzi	32
Ryc. 10. Formy rzeźby terenu i budowa geologiczna okolic Baryczy na Wysoczyźnie Łaskiej	33
Ryc. 11. Kierunki użytkowania okolic Baryczy	34
Ryc. 12. Budowa geologiczna i użytkowanie ziemi w okolicach Świnic Warckich	35
Ryc. 13. Obszary rolnicze w obrębie Równiny Kutnowskiej i Równiny Łowicko-Błońskiej wykorzystujące dobre gleby, głównie na glinach zwałowych. Małe, rozproszone powierzchnie leśne zajmują wydmy śródlądowe, a większe – tereny torfowiskowe w Puszczy Bolimowskiej i wzgórza morenowe na zachód od Gąbina	36
Ryc. 14. Rolniczy krajobraz ziemi łowickiej.	36
Ryc. 15. Wskaźnik waloryzacji rolniczej przestrzeni produkcyjnej. Średnia wartość wskaźnika dla Polski wynosi 66,6 pkt	37
Ryc. 16. Przykłady lokalizacji zabudowy miast i wsi na wysoczyźnie morenowej sąsiadującej z dnem doliny	39
Ryc. 17. Starsza część Łowicza zlokalizowana na ostańcu denudacyjnym zbudowanym z gliny zwałowej. Na pierwszym planie park założony w obrębie dawnej równiny zalewowej Bzury, obecnie chronionej przez wały przeciwpowodziowe, a w głębi katedra łowicka i fragment miasta na ostańcu	39
Ryc. 18. Stok doliny Wisły w Białej Górze pokryty roślinnością kserotermiczną	40
Ryc. 19. Morena czołowa na tle form sąsiadujących i schemat budowy litologicznej	42
Ryc. 20. Schemat budowy moreny czołowej zlodowacenia warty na Równinie Kutnowskiej w okolicach Sławęcina oraz współczesne użytkowanie ...	44
Ryc. 21. Rzeźba terenu i budowa geologiczna terenu w okolicach Żegar na Pojezierzu Suwalskim	44

Ryc. 22. Kierunki użytkowania terenu w okolicach Żegar na Pojezierzu Suwalskim	45
Ryc. 23. Zasięg moren czołowych w Kutnie i kierunki ich użytkowania	46
Ryc. 24. Przekrój litologiczno-strukturalny i współczesne użytkowanie spiętrzonej moreny czołowej na wschód od Gogołowic na Wysoczyźnie Kaliskiej	47
Ryc. 25. Szkic budowy geologicznej fragmentu moreny czołowej z zaburzeniami glaciektonicznymi w okolicach Olbrachtowa i zasięg eksploatacji węgla brunatnego.	48
Ryc. 26. Zasięg niecki z osiadania w Olbrachtowie i rozmieszczenie lejów zapadliskowych	49
Ryc. 27. Zasięg i budowa geologiczna fragmentu sandru Pisy i obszarów sąsiednich w okolicy miejscowości Turowo na Równinie Mazurskiej	50
Ryc. 28. Kierunki użytkowania gruntów w okolicach Turowa	50
Ryc. 29. Centrum aktywnego wypoczynku u podnóża moreny czołowej z najwyższym szczytem Wieżycza	51
Ryc. 30. Zasięg i użytkowanie form martwego lodu w Zagórzcu na Równinie Łowicko-Błońskiej. Kolorem czerwonym zaznaczono zasięg moren martwego lodu zbudowanych z piasków, żwirów i gliny lodowcowej.	53
Ryc. 31. Pola drumlinów w dolinie Welu na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim ...	54
Ryc. 32. Drumliny na tle budowy geologicznej w rejonie Wysokiej Krajeńskiej na Pojezierzu Krajeńskim.	56
Ryc. 33. Użytkowanie drumlinów i innych form rzeźby terenu w okolicach Wysokiej Krajeńskiej na Pojezierzu Krajeńskim.	57
Ryc. 34. Zagłębienie wytopiskowe położone wśród pól na Pojezierzu Dobrzyńskim	59
Ryc. 35. Przekrój przez sandr Pisy	61
Ryc. 36. Zasięg głównych pól sandrowych w Polsce	61
Ryc. 37. Rozmieszczenie lasów w Polsce	64
Ryc. 38. Eksploatacja piasków i żwirów sandrowych spod lustra wody przy pomocy pogłębiarki w okolicach Strykowa	68
Ryc. 39. Uwarunkowania występowania źródeł u podnóża stoków zbudowanych z piasków wodnolodowcowych	69
Ryc. 40. Źródło u podnóża stoku wysoczyzny wodnolodowcowej w Dobieszowie koło Łodzi.	70
Ryc. 41. Pryzmy kamieni uzbieranych z pól na glebach rozwiniętych na różnoziarnistych osadach wodnolodowcowych na północny wschód od Łodzi	70
Ryc. 42. Park w obrębie dawnej żwirowni w Łodzi. Widoczny na pierwszym planie stok jest złagodzoną formą zbocza żwirowni	71
Ryc. 43. Zasięg i budowa geologiczna ozu w okolicach Jarochoy	74
Ryc. 44. Kierunki użytkowania powierzchni ozu i terenów sąsiednich w okolicach Jarochoy na Wysoczyźnie Mszczonowskiej	75
Ryc. 45. Lokalizacja wsi Stare Okniny w obrębie ozu na Wysoczyźnie Siedleckiej. Czerwona pogrubiona linia wyznacza zasięg ozu	77

Ryc. 46. Podstawowe typy form kemowych i ich budowa litologiczna	78
Ryc. 47. Kem w Jeżowie na Wzniesieniach Łódzkich. W centrum formy widoczne ślady wyrobiska	78
Ryc. 48. Budowa wewnętrzna kemu w Wałowicach na Wysoczyźnie Rawskiej. Miększa seria piasków drobnoziarnistych przykryta osadami żwirowo-piaszczystymi z mułkiem.	79
Ryc. 49. Zasięg i budowa geologiczna kemu w Górze Świętej Małgorzaty na Równinie Łowicko-Błońskiej	80
Ryc. 50. Kierunki użytkowania kemu i terenów sąsiednich w Górze Świętej Małgorzaty na Równinie Łowicko-Błońskiej	81
Ryc. 51. Budowa kemów w Nowych Bylinach w górnym odcinku doliny Rawki ...	82
Ryc. 52. Kierunki użytkowania kemów i terenów sąsiednich w okolicach Nowych Bylin	82
Ryc. 53. Eksploatacja piasków kemowych w okolicach Domaniewic na Równinie Łowicko-Błońskiej.	83
Ryc. 54. Współczesne użytkowanie terenu dawnego wzniesienia kemowego Rudzka Góra położonego w Łodzi	84
Ryc. 55. Zasięg i budowa geologiczna kemów w Łodzi – Józefów	85
Ryc. 56. Użytkowania ziemi na kemach w Łodzi	86
Ryc. 57. Elementy doliny rzecznej i zasięg powodzi	88
Ryc. 58. Stok oddzielający terasę zalewową Bzury (użytkowana jako łąka) i terasę nadzalewową (użytkowana jako pola, las i tereny zabudowane).	88
Ryc. 59. Schemat układu i budowy teras w dolinach środkowej Polski	89
Ryc. 60. Terasa zalewowa Bzury podczas wiosennego topnienia śniegu w 2011 r.	91
Ryc. 61. Budowa terasy zalewowej na przykładzie doliny Rawki	93
Ryc. 62. Osady powodziowe pozakorytowe złożone z naprzemiennie ułożonych warstw piaszczystych i mułkowych zawierające detrytus roślinny w środkowym odcinku doliny Bzury.	93
Ryc. 63. Przekrój poprzeczny przez terasę zalewową	94
Ryc. 64. Lokalizacja młynów wodnych na Rawce w środkowej Polsce, stan na początku XX w.	96
Ryc. 65. Przykłady lokalizacji młynów wodnych i przekształcenia cieków, na przykładzie Rawki	96
Ryc. 66. Lokalizacja wałów przeciwpowodziowych w dnie doliny rzecznej Warty w okolicach Burzenina	97
Ryc. 67. Zabudowa dna doliny położonego poza wałami przeciwpowodziowymi	98
Ryc. 68. Wpływ kanalizacji koryta (A) i budowy zbiornika retencyjnego (B) na procesy i środowisko przyrodnicze dna doliny.	99
Ryc. 69. Zmiany sieci hydrograficznej w odcinku ujściowym Warty	100
Ryc. 70. Łąka w dnie doliny, a w głębi drzewa na brzegu koryta Bzury	103
Ryc. 71. Budowa geologiczna dna doliny Noteci w okolicach Lubcza Wielkiego	104
Ryc. 72. Użytkowanie ziemi w obrębie dna doliny Noteci w okolicach Lubcza Wielkiego	105
Ryc. 73. Budowa geologiczna dna doliny Bzury w okolicach Strugienic	106
Ryc. 74. Użytkowanie terenu w dnie doliny Bzury w okolicach Strugienic	107

Ryc. 75. Grunty orne na przemian z łąkami w obrębie dna doliny Bzury o zróżnicowanej budowie geologicznej. Obniżenia wypełnione są przez namuły i namuły torfiaste, a nieznaczne wzniesienia zbudowane z piasków fluwialnych. Rzeźba została złagodzona w wyniku orki	107
Ryc. 76. Sposoby lokalizacji i zasilania stawów rybnych	109
Ryc. 77. Zbiornik retencyjny Zalew Mrożyczka o dużym znaczeniu rekreacyjnym utworzony w obrębie szerokiego dna doliny Mrogi w Głownie...	110
Ryc. 78. Użytkowanie doliny Warty w okolicach Uniejowa	112
Ryc. 79. Park na Błoniach w Łowiczu założony na fragmencie terasy zalewowej oddzielonej obecnie od rzeki wałem przeciwpowodziowym.....	113
Ryc. 80. Położenie Łęczycy w obrębie doliny Bzury. Zamek i zabudowa miejska	113
Ryc. 81. Budowa geologiczna terasy nadzalewowej, przykład doliny Rawki w Kamionie	115
Ryc. 82. Lokalizacja zabudowy wiejskiej w górnym odcinku doliny Rawki	116
Ryc. 83. Terasa nadzalewowa podcinana przez Bzurę. Zabudowa widoczna w głębi jest położona poza zasięgiem fali powodziowej.....	117
Ryc. 84. Elementy dolinne w graniach Warszawy	118
Ryc. 85. Terasa nadzalewowa w dolinie Bzury zajęta przez pole opadające zboczem na terasę zalewową porośniętą przez łąkę. W głębi za drzewami znajduje się zabudowa wsi Strugienice.....	119
Ryc. 86. Rowy odwadniające i domy na wzniesionych terenach na Żuławach Wiślanych.....	122
Ryc. 87. Występowanie pokryw lessowych i eolicznych piasków pokrywowych....	125
Ryc. 88. Najczęstsze miejsca występowania wydym śródlądowych	127
Ryc. 89. Wydma zbudowana z drobnodziarnistych i średniodziarnistych piasków, przykład eksploatacji w Teodorach	127
Ryc. 90. Przykładowe kształty wydym śródlądowych.....	129
Ryc. 91. Gleba kopalna rozdzielająca starszą i młodszą warstwę eoliczną w Polesiu	131
Ryc. 92. Wędrująca wydma na terasie środkowej w dolinie Warty pod Sieradzem w latach 50. XX w.....	132
Ryc. 93. Las na małej wydmie otoczony przez pola uprawne i łąki w obrębie Równy Łowicko-Błońskiej w okolicach Bochenia.....	133
Ryc. 94. Formy użytkowania wydym śródlądowych	134
Ryc. 95. Rekultywacja obszarów poeksploatacyjnych w kopalni Teodory	135
Ryc. 96. Lokalizacja zabudowy wiejskiej na wydmach w dolinie Warty na północ od Uniejowa na początku XX w. Wydmy z zabudową zaznaczono czerwonym kolorem	138
Ryc. 97. Rozmieszczenie wydym śródlądowych w Otwocku i sposoby ich użytkowania	139
Ryc. 98. Rozmieszczenie wydym śródlądowych w Legionowie i formy użytkowania	139
Ryc. 99. Rozmieszczenie wydym śródlądowych w Bełchatowie (A) i formy użytkowania (B)	141
Ryc. 100. Urozmaicona rzeźba na obszarach wydmych w południowej części województwa łódzkiego	142

Ryc. 101. Strefa brzegowa – brzeg wydmy	144
Ryc. 102. Przekrój przez wydmy nadmorskie na Mierzei Sarbskiej	145
Ryc. 103. Rozwiewane wydmy nadmorskie na Mierzei Łebskiej. Na pierwszym planie trawy zatrzymujące transportowany piasek	146
Ryc. 104. Lokalizacja osiedli nadmorskich w typowych układach topograficznych na polskim wybrzeżu	149
Ryc. 105. Na pierwszym planie zabudowa miejska na wydmach oraz park im. S. Żeromskiego obejmujący zalesione wydmy w Kołobrzegu	150
Ryc. 106. Ogrodzony fragment wydmy zniszczonej podczas budowy hotelu i parkingu w Łebie	150
Ryc. 107. Wilgotne siedlisko na torfowisku w zagłębieniu międzywydmowym w Baryczy	153
Ryc. 108. Warstwa torfu wypełniająca zagłębienie terenowe w dnie doliny Bzury w Bocheniu.	154
Ryc. 109. Położenie torfowisk w stosunku do rzeźby powierzchni terenu	155
Ryc. 110. Układ rowów melioracyjnych na Bagnie Wizna.	160
Ryc. 111. Łąka na zmeliorowanym torfowisku w dnie doliny Bzury w Kterach	161
Ryc. 112. Proces murszenia, mineralizacji i osiadania torfowiska wysokiego.	163
Ryc. 113. Doły potorfowe w dnie doliny na zachód od Łęczycy	167
Ryc. 114. Torfianki powstałe w wyniku gospodarczego wydobycia, obecnie wypełnione wodą, na północny zachód od Zgierza	168
Ryc. 115. Przekrój przez torfowisko po rabunkowej eksploatacji torów w różnych okresach	169

SPIS TABEL

Tab. 1. Klasyfikacja piaszczysto-żwirowych osadów wodnolodowcowych i ich przydatność gospodarcza	23
Tab. 2. Współczesna forma użytkowania ozów	76
Tab. 3. Wzorce użytkowania różnych form terenu	176
Tab. 4. Ocena wrażliwości środowiska wybranych form terenu	182

Podjęmowane działania gospodarcze i planistyczne powinny uwzględ-
niać lokalne środowisko przyrodnicze. Budowa geologiczna i rzeźba
terenu należą do podstawowych składowych systemu przyrodniczego.
To one warunkują gleby, stosunki wodne, wpływają na jakość gruntów
budowlanych oraz w dużej mierze decydują o sposobach użytkowania
ziemi i zagospodarowania.

W publikacji przedstawiono charakterystykę osadów i budowę form
terenu w nizinnej części Polski oraz ich znaczenie w gospodarce prze-
strzennej. Przeanalizowano formy i osady pochodzenia glacialnego,
fluwioglacjalnego, eolicznego, fluwialnego i torfowego. Wskazano za-
leżności między budową geologiczną, formą rzeźby terenu a sposobami
użytkowania.

Książka ma charakter naukowy, ale może być także cennym wspar-
ciem dla praktyków przygotowujących różne opracowania planistyczne,
studentów kierunku gospodarka przestrzenna oraz osób chcących po-
głębić wiedzę o środowisku przyrodniczym.



**WYDAWNICTWO
UNIwersytetu
ŁÓDZKIEGO**

🌐 wydawnictwo.uni.lodz.pl
@ ksiegarnia@uni.lodz.pl
☎ (42) 665 58 63

Książka dostępna również
jako e-book

ISBN 978-83-6331-681-9



9 788383 316819