

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK
2005, TOM 77, ZESZYT 1



WARSZAWA 2005

RADA REDAKCYJNA

ANTON BEZÁK, TERESA CZYŻ, EAMONN J. JUDGE, KAZIMIERZ KŁYSIK,
ANDRZEJ KOSTRZEWSKI, TEOFIL LIJEWSKI, JACEK PASŁAWSKI,
JANUSZ PASZYŃSKI, TADEUSZ STRYJAKIEWICZ, WOJCIECH WIDACKI

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: ZBIGNIEW TAYLOR
CZŁONKOWIE: MAREK DEGÓRSKI
ROMAN KULIKOWSKI
JAN SZUPRYCZYŃSKI
SEKRETARZ: LUDMIŁA KWIATKOWSKA

Adres Redakcji:
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego PAN, 00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55
Tel. 69 78 844; e-mail: l.kwiat@twarda.pan.pl

Zeszyt zredagowali
MIROŚLAW BŁASZKIEWICZ i PIOTR GIERSZEWSKI

INDEKS 370894
ISSN-0033-2143

Ark. wyd. 11,5	Oddano do składania w marcu 2005 r.
Ark. druk. 8,0	Druk ukończono w kwietniu 2005 r.

Skład: Aleksandra Kurek, Pracownia Kartografii i SIG IGiPZ PAN
Druk: Warszawska Drukarnia Naukowa, 00-656 Warszawa, ul. Śniadeckich 8

SPIS TREŚCI

ARTYKUŁY

Starkel L. – Współczesna rzeźba Polski dziedziczy cechy peryglacjalne.....	11
Periglacial relief features inherited in the present-day relief of Poland.....	19
Babiński Z. – Renaturyzacja dna doliny dolnej Wisły metodami hydrotechnicznymi...	21
Renaturalisation of the lower Vistula valley using the hydrotechnical method....	36
Degórski M. – Gleba jako indyktor zmian w środowisku przyrodniczym.....	37
Soils as indicators of changes in natural environment.....	54
Glazik R., Gierszewski P. – Ustrój hydrologiczny dorzecza Eg (Mongolia).....	57
The hydrological regime of the Eg Basin (Mongolia).....	71
Brykała D. – Rekonstrukcja retencji zbiornikowej w zlewni Skrwy Lewej w ciągu ostatnich 200 lat.....	73
Impoundment reconstruction of the Skwa Lewa River basin in last 200 years.....	92
Sobota I. – Porównanie form krasowych wyspy Madre de Dios (Patagonia Chilijaska) z formami kriokrasowymi na lodowcach północno-zachodniego Spitsbergenu...	95
Comparison of the karst forms of the island of Madre de Dios (Chilean Patagonia) with the cryo-karst forms on the glaciers of north-western Spitsbergen.....	107

RECENZJE

R.S. Čalov, A.S. Zavadsky, A.V. Panin – Rečnyje izlučiny (River meanders) (Z. Babiński).....	109
M. Williams – Deforesting the Earth. From Prehistory to Global Crisis (J. Kozak).....	111
A.S. Pullin – Biologiczne podstawy ochrony przyrody (B. Grabińska).....	113

KRONIKA

Działalność Rady Naukowej Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN w 2004 roku (B. Krawczyk).....	117
30. Kongres Międzynarodowej Unii Geograficznej – Glasgow, 15–20 VIII 2004 r. (B. Domański).....	118
Inicjatywa organizacji Konferencji Regionalnej MUG w Polsce – oferta przedłożona na Kongresie MUG w Glasgow (D. Degórski).....	120
Międzynarodowa Konferencja Geomorfologiczna (połączona z Kongresem Międzynarodowej Unii Geograficznej) – Glasgow, 17–20 VIII 2004 r. (L. Starkel).....	122
„Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych”. Symposium z okazji Jubileuszu 70-lecia urodzin Profesora Jana Szupryczyńskiego – Toruń, 21–22 X 2004 r. (M. Błaszkiwicz, P. Gierszewski).....	123



*Profesorowi Janowi Szupryczyńskiemu
w 70 rocznicę urodzin*

Siedemdziesięciolecie urodzin Profesora Jana Szupryczyńskiego

Jan Szupryczyński urodził się 27 czerwca 1934 r. w Chełmnie, w obecnym województwie kujawsko-pomorskim. Szkołę podstawową ukończył w 1947, a w czerwcu 1952 r. złożył maturę w Państwowym Liceum Pedagogicznym w Chełmnie. W tym samym roku rozpoczął studia na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu. Po drugim roku studiów uznany został za najlepszego studenta Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi i otrzymał stypendium naukowe im. Benedykta Dybowskiego. W roku 1956 uzyskał dyplom magistra, a następnie został powołany na stanowisko asystenta w Instytucie Geografii Polskiej Akademii Nauk w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Niżu, kierowanym przez prof. dr. hab. Rajmunda Galona.

Swą działalność naukowo-badawczą rozpoczął od kartowania geomorfologicznego i hydrograficznego pradoliny Noteci i Wysoczyzny Krajeńskiej. Był współautorem legendy kartowania geomorfologicznego w skali 1:25 000 i redaktorem kilku map geomorfologicznych w skali 1:50 000 (m.in. arkusz Szamocin wraz z objaśnieniami).

Kierunkiem szczególnego zainteresowania Profesora, wręcz Jego życiową pasją, są badania polarne. Już w latach 1959 i 1960, w sezonie letnim (czerwiec–wrzesień), brał udział w wyprawach polarnych na Spitsbergen. Miejscem badań stał się obszar południowego Spitsbergenu – rejon fiordu Hornsund, gdzie zajął się problemem rzeźby glacialnej i glacyjfluwalnej, powstającej w strefie marginalnej lodowców. W wyniku prac przeprowadzonych w tej części Svalbardu, przygotował rozprawę doktorską pt. *Rzeźba strefy marginalnej i typ deglacjacji lodowców na obszarze południowego Spitsbergenu*. W dniu 9 kwietnia 1962 r. Rada Naukowa Instytutu Geografii PAN w Warszawie nadała Mu stopień doktora nauk przyrodniczych. Następnie, dzięki materiałom zebranych w czasie kolejnych wypraw na ulubioną wyspę, przygotował rozprawę habilitacyjną pt. *Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu*. Kolokwium habilitacyjne odbyło się 18 maja 1968 r. przed Radą Naukową Instytutu Geografii PAN w Warszawie.

Po uzyskaniu stopnia naukowego doktora habilitowanego i stanowiska docenta, J. Szupryczyński swoje zainteresowania problematyką glacialną strefy polarnej przeniósł na obszar Islandii. Na wyspie tej przebywał od 5 czerwca do 7 września 1968 r. jako uczestnik wyprawy naukowej zorganizowanej przez Polskie Towarzystwo Geograficzne. Kierownikiem ekspedycji był R. Galon, natomiast Jubilat był

jego zastępcą i głównym organizatorem wyprawy. Na Islandii prowadził badania naukowe razem z prof. S. Kozarskim na przedpolu lodowca Sidu (południowe skrzydło lodowca Vatnajökull). Materiał naukowy zebrany na Islandii posłużył do wspólnego opracowania dwóch rozpraw i kilku artykułów, te zaś z kolei stały się podstawą do nadania tytułu profesora nadzwyczajnego 27 czerwca 1974 r.

Profesor J. Szupryczyński łącznie odbył sześć wypraw polarnych na Spitsbergen, trzech z nich był kierownikiem. Uczestniczył w wyprawie Norweskiego Instytutu Polarnego w 1963 r., kierował wyprawą Uniwersytetu Wrocławskiego w 1972 i wyprawą PAN/UMK w 1975 r. Ostatnia, całoroczna ekspedycja z przełomu lat 1978/1979, stała się Jego największym organizatorskim przedsięwzięciem. Był bowiem zarówno współorganizatorem jak i kierownikiem tej największej polskiej wyprawy arktycznej, trwającej ponad 13 miesięcy, w czasie której zbudowano Stację Polarną PAN nad fiordem Hornsund. W wyniku przeprowadzonych tam prac badawczych sformułował nowy pogląd o strefowości rzeźby powstającej w wyniku deglacji na przedpolach lodowców, a także wnikliwie scharakteryzował formy i osady glacialne i fluwioglacialne. Udowodnił, że sandry ekstramarginalne powstają synchronicznie z sandrami marginalnymi. Odkrył, że na obszarze Spitsbergenu powszechnie występują wały lodowo-morenowe i przedstawił własny schemat ich genezy. Całokształt eksploracji polarnych i ich wyników naukowych, jak również badania w kraju dotyczące głównie wpływu zbiornika wrocławskiego na środowisko, były podstawą do nadania Mu w 1982 r. tytułu profesora zwyczajnego.

Kolejnym obszarem zainteresowań problematyką glacialną J. Szupryczyńskiego stały się góry Tien-szan. W miesiącach letnich (czerwiec–wrzesień) 1988 i 1990 r., brał udział w wyprawach naukowych zorganizowanych przez Instytut Geografii Akademii Nauk byłego ZSRR. Prowadził badania dotyczące zlodowacenia tych gór i dynamiki lodowców.

W świetle publikacji i zainteresowań badawczych Profesora, całokształt Jego dorobku naukowego można odnieść do czterech kręgów problemowych:

- 1) rozwoju zlodowaceń plejstoceńskich i współczesnych Spitsbergenu, Islandii oraz wysokich gór – Tien-szan i Kaukazu; genezy form glacialnych i glajofluwialnych w strefach marginalnych współczesnych lodowców; genezy osadów glacialnych – struktury glin morenowych dennych i ablacyjnych,
- 2) rozwoju pradoliny Noteci i sandrów na przedpolu moren czołowych fazy pomorskiej – ewolucji rzeźby w proksymalnej części sandru Wdy,
- 3) kartowania geomorfologicznego i hydrograficznego,
- 4) wpływu zbiornika wrocławskiego na środowisko przyrodnicze.

W swoim dorobku naukowym prof. J. Szupryczyński ma 254 pozycje, w tym 70 rozpraw i artykułów (4 pozycje książkowe), 37 notatek naukowych, 15 artykułów popularno-naukowych, 32 recenzji i 100 sprawozdań. W językach obcych opublikował 47 pozycji (głównie w jęz. angielskim i niemieckim oraz rosyjskim i japońskim).

Profesor wypromował 12 doktorów, z których sześciu uzyskało już stopień doktora habilitowanego, a pięciu z nich jest profesorami kontraktowymi na wyższych uczelniach. Jedna osoba ze współpracowników jest już profesorem tytularnym, zaś jeden przewód profesorski jest w toku. Napisał 33 recenzje naukowe dotyczące stopni i tytułów naukowych, w tym 10 na stopień doktora, 9 doktora habilitowanego, 9 na profesora tytularnego i 5 na profesora uczelnianego, a także 2 opinie profesorskie i 1 doktorską na zamówienie uczelni z Finlandii i Niemiec. Jest autorem ponad 60 recenzji wydawniczych (głównie prac doktorskich i habilitacyjnych), w tym kilkunastu dla renomowanych czasopism zagranicznych, np. *Zeitschrift für Geomorphologie* czy *Boreas*.

Wyniki swoich badań, głównie polarnych i dotyczących wpływu zbiornika wrocławskiego na środowisko, przedstawiał na Kongresach Międzynarodowej Unii Geograficznej w Japonii (Tokio, 1980) i we Francji (Paryż, 1984), na konferencji regionalnej MUG w Hiszpanii (Barcelona, 1986) oraz na posiedzeniach Komisji i Grup Roboczych MUG w Austrii, Belgii, Czechosłowacji, Holandii, Tajlandii i byłym ZSRR. Wykłady naukowe dotyczące swoich badań wygłaszał w byłej NRD w latach 1962 i 1986, w ZSRR w latach 1966, 1988 i 1990, w Szwecji w 1975, we Włoszech w 1975 i 1981, w Japonii w 1980 i 1993, w Anglii w 1981, w Niemczech w 1982, 1996 i 1998 i w Austrii w latach 1991, 1994, 1996 i 1997. Był profesorem kontraktowym (*Gastprofessor*) na Uniwersytecie Wiedeńskim w semestrach letnich 1993/94 i 1995/96, a w semestrze zimowym 1996/97 profesorem Uniwersytetu w Innsbrucku (Austria). Ponadto prowadził wykłady na Uniwersytecie Mikołaja Kopernika w Toruniu w latach 1970–1975 i od października 2003 r. do chwili obecnej. W okresie 1999–2003 miał wykłady i seminaria magisterskie w Wyższej Szkole Pedagogicznej – obecnie Akademii Bydgoskiej im. Kazimierza Wielkiego. Tematyką wykładów była geomorfologia i geografia regionalna świata.

Od 1962 r. J. Szupryczyński bardzo aktywnie uczestniczył w pracach Międzynarodowej Unii Geograficznej. W latach 1962–1976 był członkiem korespondentem Komisji Kartowania Geomorfologicznego, a następnie do roku 1988 jej członkiem rzeczywistym. W maju 1987 roku był głównym organizatorem konferencji geomorfologicznej dwóch Grup Roboczych MUG w Polsce: Badań i Kartowania Geomorfologicznego oraz Geomorfologii Równin Nadrzecznych i Nadmorskich. W okresie 1988–1994 był członkiem rzeczywistym Komisji Katastrofalnych Procesów Geomorfologicznych MUG. Na posiedzeniach Grup Roboczych i Komisji MUG wygłosił 16 referatów naukowych. Od 1990 r. jest członkiem Europejskiego Centrum Katastrofalnych Procesów Geomorfologicznych (European Centre on Geomorphological Hazards).

Profesor J. Szupryczyński był i jest do dnia dzisiejszego aktywnym działaczem wielu organizacji krajowych. W latach 1994–2001 pełnił funkcję redaktora naczelnego Przeglądu Geograficznego, natomiast w 1973–1979 i od 1988 r. jest w składzie jego zespołu redakcyjnego. Był członkiem zespołu redakcyjnego

Geographia Polonica (1983–1985) i rady redakcyjnej Polish Polar Research (1978–2002). W okresie 1978–1990 był członkiem Komitetu Badań Polarnych PAN, a członkiem Komitetu Nauk Geograficznych PAN w latach 1972–1974 i od 1978 r. (ostatnio – do 2004 – zastępcą przewodniczącego tej wiodącej w kraju organizacji geograficznej). Nieprzerwanie od 1969 roku jest członkiem Rady Naukowej Instytutu Geografii i PZ PAN, a od 2002 r. jej przewodniczącym. Od 1954 r. jest członkiem Polskiego Towarzystwa Geograficznego (członkiem założycielem Klubu Polarnego w 1974 r.). W latach 1993–1996 był przewodniczącym Zarządu Głównego PTG. Od 1962 r. jest członkiem Towarzystwa Naukowego w Toruniu (członek Zarządu 1969–1982), a od 1974 r. Fińskiego Towarzystwa Geograficznego (członek korespondent).

Za swoją działalność naukową otrzymał nagrodę zespołową Wojewódzkiej Rady Narodowej w Bydgoszczy I stopnia (1968), Nagrodę Wydziału Nauk Matematyczno-Fizycznych i Geologiczno-Geograficznych PAN (1969) – za pracę habilitacyjną, Nagrody Sekretarza Naukowego PAN w 1980 i 1986 r., Nagrodę Wojewody Włocławskiego II stopnia (1987). Ponadto otrzymał Srebrny Medal Towarzystwa Naukowego w Toruniu (1975), Medal Uniwersytetu w Ferrarze (Włochy – 1975), Medal XXV-lecia PAN (1984) oraz Złotą Odznakę PTG (1973) i Medal Polskiego Towarzystwa Geograficznego (2001).

Jan Szupryczyński był kierownikiem Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN w Toruniu od 1968 r. nieprzerwanie do końca 2004 r. W tym czasie Zakład odwiedziło, głównie dzięki Niemu, 424 geografów, geologów i glaciologów z 33 państw, którzy wygłosili łącznie 78 wykładów naukowych. Jest twórcą szkoły geograficznej (geomorfologicznej i hydrologicznej) tego ośrodka. Uczniowie Profesora zajmują dziś eksponowane stanowiska w różnych jednostkach geograficznych, kontynuując Jego kierunki badawcze. Jest autorytetem z zakresu badań polarnych, w tym przede wszystkim Spitsbergenu oraz z zakresu analizy wpływu stopnia wodnego „Włocławek” na środowisko.

Działalność naukowa Profesora nie przeszkadzała Mu w obserwacjach życia i kultury odwiedzanych krajów i narodów, o których opowiadał nam podczas niemal codziennych spotkań towarzyskich przy porannej herbatce w Zakładzie. Dzięki licznym podróżom stał się smakoszem win, z wyraźną preferencją niemieckich i francuskich wytrawnych; jest także znawcą dobrej muzyki i miłośnikiem literatury – nie tylko tej poświęconej krajom polarnym. W ostatnich latach stał się świetnym obserwatorem przyrody, skupionej wokół swojego wiejskiego domku w pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej.

Zygmunt Babiński

A R T Y K U Ł Y

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2005, 77, 1, s. 11–19**Współczesna rzeźba Polski
dziedziczy cechy peryglacjalne***Periglacial relief features inherited in the present-day
relief of Poland***LESZEK STARKEL**Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN,
31-018 Kraków, ul. św. Jana 22; e-mail: starkel@zg.pan.krakow.pl

Zarys treści. W najmłodszej historii rzeźby Polski można wyróżnić 3 okresy: okres zimny o peryglacjalnym klimacie, okres klimatu umiarkowanego schyłku glacjału i holocenu i nakładający się nań okres wylesiania i uprawy roli. Autor omawia rolę tych trzech okresów w rzeźbie poszczególnych stref morfogenetycznych obszaru Polski. Stwierdza, że poza strefą młodoglacjalną okres peryglacjalny z obecnością zmarzliny wycisnął istotne piętno dotychczas widoczne w pokrywach i rzeźbie. Zmiana obiegu wody i szata roślinna w holocenie zahamowała procesy powierzchniowe i uruchomiła procesy wglębne z denudacją chemiczną na czele. Jedynie w sprzyjających układach geologiczno-geomorfologicznych doszło do istotnej transformacji rzeźby przez procesy osuwiskowe, krasowe i sufozję. W obszarach rolniczych w ostatnich tysiącach rozwój procesów spłukiwania, deflacji i innych doprowadził do powrotu do kierunków modelowania stoków charakterystycznych dla dziedziny peryglacjalnej.

Słowa kluczowe: rzeźba Polski, cechy peryglacjalne, dziedziczenie w holocenie.

Wprowadzenie

W najmłodszej historii rzeźby obszaru Polski obejmującej ostatni cykl glacialno-interglacjalny można wyróżnić 3 okresy: okres zimny o klimacie peryglacjalnym, trwający z niewielkimi przerwami do około 13 ka BP, okres umiarkowanego klimatu leśnego schyłku glacjału i holocenu i nakładający się nań okres narastającej antropopresji, wylesiania i uprawy roli, rozpoczynający się niekiedy już w neolicie, a czasem dopiero w średniowieczu (Starkel, 1986). Różny był czas trwania tych okresów, różne także typ i natężenie procesów przekształcających rzeźbę. Najdłuższy był okres panowania klimatu peryglacjalnego, który wskutek braku zwartej szaty roślinnej wycisnął na rzeźbie specyficzne piętno

(Dylik, 1967) – tym bardziej, że w obszarach z rzeźbą o założeniach preglacialnych okresy o cechach klimatu peryglacialnego powtarzały się wielokrotnie.

Co należy rozumieć przez cechy peryglacialne rzeźby? Są to te jej cechy, które zostały ukształtowane przez procesy działające w klimacie peryglacialnym, występowania zmarzliny i przy braku zwartej szaty roślinnej. Procesy owe – oprócz wietrzenia mechanicznego i segregacji mrozowej – to intensywne spłukiwanie, soliflukcja, deflacja, a w dnach dolin akumulacja rzek roztopowych i erozja termokrasowa.

Produktami tych procesów są gołoborza i bruki deflacyjne, pokrywy soliflukcyjne i deluwialne, pokrywy lessów i piasków eolicznych oraz aluwia w przewadze facji korytowej. Zachowanie się tych pokryw i związanych z nimi form denudacyjnych i akumulacyjnych jest wskaźnikiem przetrwania cech peryglacialnych we współczesnej rzeźbie. Zależnie od litologii podłoża, energii rzeźby, czasu i rodzaju ingerencji człowieka cechy te mogły ulec zatarciu, adaptacji do nowych warunków lub nawet całkowitemu zniszczeniu. Dlatego różni autorzy zależnie od regionu badań eksponują albo przetrwalność rzeźby peryglacialnej (*tote Landschaften* – według Büdela, 1944) albo rolę transformacji holocenińskiej (Starkel, 1960) lub ingerencji człowieka (Maruszczak, 1987; Bork i inni, 1998).

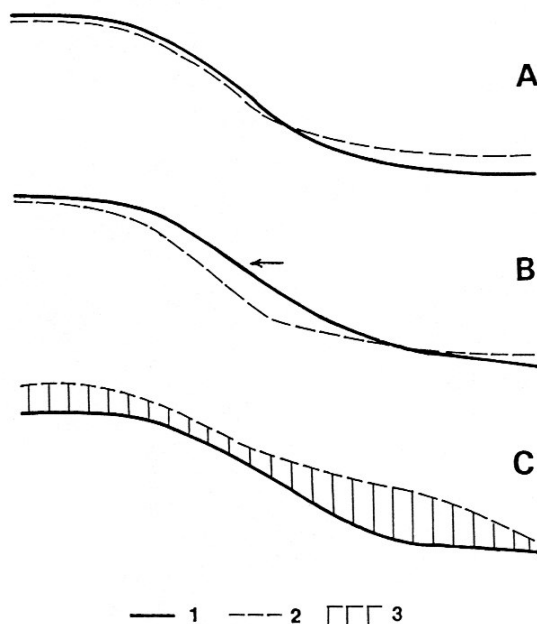
Cechy peryglacialne różnych stref morfogenetycznych

Odzwierciedlenie ostatniej fazy peryglacialnej w rzeźbie jest różne (ryc. 1), zależnie od czasu trwania morfogenezy, a także od odziedziczonej starszej rzeźby i odporności podłoża.

Najsłabiej morfogeneza peryglacialna uwidoczniła się w strefie ostatniego zlodowacenia. Im młodszy czas deglacjacji (od 20 do 14 ka BP), tym ślady zjawisk peryglacialnych są mniej wyraźne. Na południe od strefy czołowomorenowej fazy pomorskiej liczne są struktury szczelinowe synsedymencyjne i postsedymencyjne świadczące o obecności wieloletniej zmarzliny (Kozarski, 1991). Występują również deflacyjne pokrywy pylaste i pylasto-piaszczyste wskazujące na intensywną działalność wiatru (Kozarski, 1995). Na krawędziach szerokich pradolin występują podcięcia, sugerujące występowanie nalodzi (Kozarski, 1965), a także częste są dolinki korazyjne, modelowane przez procesy soliflukcji (Churski, 1966). Nie zdążyły się natomiast wykształcić miększe pokrywy stokowe, czego przyczyną mogły być też małe deniwelacje i spadki w okresie poprzedzającym późnoglacialne wytapianie się brył martwego lodu zarówno w rynnach subglacialnych, jak i w strefach czołowo-morenowych i na sandrach.

Rzeźba niżowa obszarów objętych przez starsze zlodowacenia skandynawskie ma wyraźne cechy rzeźby peryglacialnej (ryc. 1A, B). Dobrym wskaźnikiem peryglacialnej genezy i vistuliańskiego wieku powierzchni stokowych są przekształcenia mrozowe, do dziś czytelne w profilach współczesnych gleb (Kowalkowski, 1990). W strefie zlodowaceń Warty i Odry występują ostańce denudacyj-

ne, dolinki korazyjne, kriopedymenty, równiny deflacyjne i równiny akumulacji soliflukcyjno-deluwialnej, eolicznej i rzecznej (Dylik, 1953, 1967; Dylikowa, 1969; Klatkowa, 1965, 1994; Rotnicki, 1966). Formy te wykształcone są w różnym stopniu. Wzgórza żwirowo-piaszczystych ozów i kemów w strefie zlodowacenia Warty zachowały często cechy form pierwotnych (Klajnert, 1978), natomiast w strefach zlodowaceń starszych stopień przekształcania peryglacialnego bywa tak znaczny, że na wyniosłościach rozległych garbów spotyka się bruki deflacyjne, a równiny denudacyjne przechodzą często łagodnie w równiny akumulacyjne obniżenia, w osiach których miąższość osadów korelatnych przekracza nawet kilkanaście metrów.



Ryc. 1. Kierunki przekształceń stoków w strefie peryglacialnej w okresie ostatniego piętra zimnego

- A – obniżanie górnego odcinka stoku, akumulacja w dolnym; B – degradacja i cofanie stoku u podnóża tworzenia kriopedymentu przechodzącego w równinę akumulacyjną;
 C – stok okryty płaszczem lessu (mięszym u podnóża);
 1 – inicjalny profil stoku, 2 – profil – efekt peryglacialnej transformacji,
 3 – pokrywa lessowa

- Directions of slope transformation in the periglacial zone of the last cold stage
 A – down-wearing of upper slope section, deposition in lower section; B – slope lowering and retreat at the base, with formation of a cryopediment transforming into an aggradational plain;
 C – older slope covered by loess deposits (thicker at its base)
 1 – initial slope profile, 2 – slope profile resulting from periglacial transformation,
 3 – loess cover

W strefie wyżyn w klimacie peryglacjalnym ostatnich zlodowaceń doszło do wypreparowania skał odporniejszych lub ekshumacji skał podłoża (Gilewska, 1991). Na powierzchniach z założenia peryglacjalnych spotykamy formy skałkowe lub rezydualne gołoborza (por. Jahn, 1956; Klatka, 1962; Maruszczak, 1972). Na stokach, zależnie od odporności podłoża, występują niekiedy listwy kriopedymentów lub równiny deluwialno-soliflukcyjne przechodzące w wypełnienia dolin. Istotne zmiany w rzeźbie spowodował nierówny płaszcz akumulacji lessowej (ryc. 1C), często powtarzający formy starsze, nadbudowujący garby, terasy lub wypełniający małe doliny (Maruszczak, 1972; Jersak, 1973). Na Pogórzu Karpackim i w kotlinach śródgórskich płaszcz lessów rozłożony jest asymetrycznie, co wiąże się z kierunkami wiatrów (Cegła, 1963; Gerlach i inni, 1991).

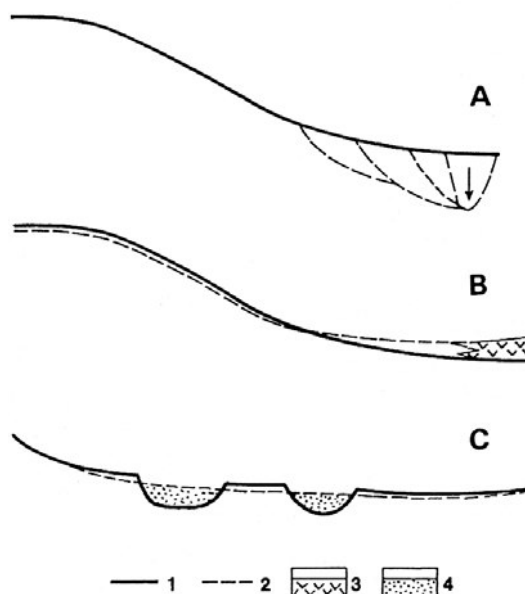
Rzeźba gór niskich i średnich o cechach rzeźby strukturalnej ma wyraźne znamiona transformacji peryglacjalnej. Gołoborza i sterczące skałki do kilkudziesięciu metrów wysokości oraz listwy teras krioplanacyjnych wskazują na transformację rzeźby starszych peryglacjalnych zrównań (Ziętara, 1989; Baumgart-Kotarba, 1974; Starkel, 1969). Niekiedy długie kriopedymenty transformujące spłaszczenia poziome przydolinne przechodzą w równiny akumulacji soliflukcyjno-deluwialnej (Klimaszewski, 1971; Starkel, 1965). Zależnie od litologii podłoża mają one wyraźniejszy komponent transportu grawitacyjnego lub spłukiwania (Starkel, 1988). Na mniej odpornych ogniwach fliszowych skala denudacji wyższych części stoków jest szacowana na około 10 m w ostatnim glacie (Starkel, 1965), co wskazuje na istotne przekształcenie w vistuliańskiej fazie klimatu peryglacjalnego.

W krajobrazie wysokich gór (Tatry) istotną rolę odegrały lodowce. Sterczące nad nimi ostre lub kopulaste grzbiety były w zasięgu intensywnego wietrzenia mrozowego i procesów grawitacyjnych (Klimaszewski, 1988). Dopiero w czasie deglacjacji odsłoniły się zarówno ciągi moren recesyjnych jak żłoby i kary lodowcowe, które znalazły się w bezpośrednim zasięgu procesów – piętra karniwalnego.

Holocenne przekształcenia rzeźby

Ocieplenie klimatu i wkraczanie roślinności leśnej w późnym glacie i u progu holocenu spowodowało istotne zmiany w obiegu wody i substancji mineralnych. Infiltracja wody w głąb gruntu po zaniku zmarzliny zahamowała procesy powierzchniowe, uruchomiła zaś procesy wgłębne z denudacją chemiczną i erozją liniową (ryc. 2) na czele. Nastąpiła generalna konserwacja rzeźby peryglacjalnej. Przeważająca część stoków i obszarów międzydolinnych nie uległa istotnym przekształceniom zarówno w dawnej strefie młodoglacjalnej jak i peryglacjalnej. Dotyczy to szczególnie form rozwiniętych na przepuszczalnym podłożu (por. Klatkova, 1965).

Jednak w sprzyjających układach geologiczno-geomorfologicznych (poziomy wód gruntowych, strome stoki, podcięcia zboczy) istotną rolę zaczęły odgrywać np. procesy osuwiskowe, krasowe, sufozja, a także erozja źródłana (Starkel, 1960, 1977, 1986). Kontynuacja procesów peryglacjalnych ma miejsce w piętrze krioniwalnym Tatr (Klimaszewski, 1988; Kotarba, 1992).



Ryc. 2. Kierunki przekształceń stoków i den dolin w holocenie
 A – stok odmładzany w wyniku obniżania bazy (pogłębiania doliny); B – stok stabilny aktywowany w okresie uprawy roli z agradacją w dnie doliny; C – tworzenie profilu podłużnego nowej doliny w obszarze młodoglacjalnym (z wypełnianiem wytopisk);
 1 – inicjalny profil, 2 – finalny profil po transformacji, 3 – osady organiczne,
 4 – osady deltowe, jeziorne i organiczne

Directions of slope and valley-floor transformation during the Holocene
 A – slope rejuvenated due to lowering of base (deepening of valley); B – stable older slope reactivated by soil cultivation (with aggradation on the valley floor); C – creation of new longitudinal profile of valley in the young morainic landscape (with filling of dead ice depressions);
 1 – initial profile, 2 – final profile, 3 – organic deposits, 4 – deltaic, lacustrine and organic deposits

Główna adaptacja nastąpiła natomiast w obniżeniach dolinnych. Już w trakcie późnoglacialnej transformacji koryt z roztokowych na meandrowe piaszki wywiewane z odsypów korytowych w chłodniejszych fazach utworzyły systemy wydm, utrwalanych przez wkraczające zbiorowisko leśne (Dylikowa, 1969; Kozarski, 1991). Koryta rzek i równiny zalewowe, szczególnie rzek płynących z gór, były nieustannie przystosowywane do zmieniających się warunków

hydrologicznych – do różnej częstości ekstremalnych powodzi (Starkel, 1977, 1983). W mniejszych dolinach i obniżeniach wytopiskowych wysoki poziom wód gruntowych prowadził do zabagnienia a nawet zatorfienia den dolinnych i obrzeżeń jezior (Nakonieczny, 1967; Żurek, 1975).

Antropogeniczne przekształcenia rzeźby

Wylesienie i uprawa ziemi rozpoczęte już w okresie neolitu, a obejmujące znaczniejsze obszary dopiero od okresu rzymskiego lub od średniowiecza, spowodowały istotne zmiany jeśli chodzi o typ i natężenie procesów. Szczególną rolę odegrało nasilenie się procesów powierzchniowych na odsłoniętych powierzchniach stokowych, zwłaszcza spłukiwania i deflacji (por. Gerlach, 1976). Wzrosła też rola płytkich ruchów grawitacyjnych (niekiedy po ostrych zimach nawet soliflukcji), wietrzenia mrozowego i erozji wąwozowej w związku z rozrastaniem się sieci dróg polnych (Maruszczak, 1991).

Procesy te doprowadziły do generalnego obniżenia górnych partii stoków i akumulacji u ich podnóży i w dnach dolin, szczególnie w czasie zdarzeń ekstremalnych, gdy spływ wody nie miał przeszkód w postaci gęstej szaty roślinnej. Skala obniżenia stoków i "ogłowienia" profilu glebowego przekracza często 1 m. Można więc mówić o powrocie do kierunku przekształcania stoków typowego dla denudacji okresu peryglacjalnego.

Jest jednak jedna zasadnicza różnica. Rozkład przestrzenny procesów i efektów geomorfologicznych zależy od układu pól na stokach, międz śródpolnych, płodozmianu, kierunku orki (por. Gil, 1976). W przemieszczaniu gleby na stokach w ostatnim stuleciu istotną rolę odgrywa erozja płużna, która zdaniem wielu autorów (m.in. Twardy, 2002) wielokrotnie przekracza wartości spłukiwania i prowadzi do powstawania krawędzi akumulacyjnych na granicy pól uprawnych i podmokłych den dolin o wysokościach sięgających 2–4 m. Równiny „agroplanacyjne” (stosując terminologię Sinkiewicza, 1998) są efektem współdziałania procesów naturalnych i przemieszczania przez orkę. Są one również charakterystyczne dla falistych równin morenowych i sandrowych obszarów młodoglacjalnych.

Uwagi końcowe

Czy zatem współczesna rzeźba Polski dziedziczy cechy peryglacjalne? Należy odpowiedzieć, że generalnie tak. Poza strefą młodoglacjalną rzeźba Polski ma wyraźne znamiona transformacji peryglacjalnej w ostatnim piętrze zimnym. Wskazują na to pokrywy eluwalne z profilami wietrzeniowymi gleb na nich rozwiniętych, pokrywy akumulacyjne – stokowe i dolinne – oraz formy charakterystyczne dla dziedziny peryglacjalnej. Zmiany obiegu wody i szaty roślinnej w holocenie doprowadziły w skali lokalnej do przekształcania tych form. Wyjątk-

kowo w niektórych zlewniach osuwiskowych Karpat fliszowych może ono przekraczać nawet 50% powierzchni stoków (Starkel, 1960; Kotarba, 1986).

W obszarach o dominacji gruntów ornich rozwój procesów sflukiwania i deflacji spowodował powrót do zespołu procesów i kierunku modelowania stoków charakterystycznego dla dziedziny peryglacjalnej (ale bez udziału wieloletniej zmarzliny). Jest on jednak odmienny z powodu wielkiego zróżnicowania przestrzennego, określonego przez układy pól, kierunki orki i rodzaje upraw.

Piśmiennictwo

- Baumgart-Kotarba M., 1974, *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 106.
- Bork H.R., Bork K., Dalchov C., Faust B., Piorr H.P., Schatz T., 1998, *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa*, Wirkungen des Menschen auf Landschaften, Klett-Perthes, Gotha-Stuttgart.
- Büdel J., 1944, *Die morphologische Wirkungen des Eiszeitklimas im gleischerfreien Gebiet*, Geologische Rundschau, 24, 7/8, Stuttgart.
- Cegła J., 1963, *Porównanie utworów pyłkowych kotlin karpackich z lessami Polski*, Annales UMCS, sec. 18, 4, s. 69–116.
- Churska Z., 1966, *Późnoglacialne formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, ser. C, 6, 1.
- Dylik J., 1953, *O peryglacjalnym charakterze rzeźby Środkowej Polski*, Acta Geographica Lodziensia, ŁTN, 4.
- , 1967, *The main elements of Upper Pleistocene paleogeography in Central Poland*, Biuletyn Peryglacjalny, 16, s. 85–115.
- Dylikowa A., 1969, *Le probleme des dunes interieures en Pologne a la lumiere des etudes de structure*, Biuletyn Peryglacjalny, 20, s. 45–80.
- Gerlach T., 1976, *Współczesny rozwój stoków w Polskich Karpatach Fliszowych*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 122.
- Gerlach T., Kryowska-Iwaszkiewicz M., Szczepanek K., Alexandrowicz S.W., 1991, *Karpacka odmiana lessów w Humniskach koło Brzozowa na Pogórzu Dynowskim w polskich Karpatach fliszowych*, Zeszyty Naukowe AGH, Geologia, 17, 1–2, Kraków, s. 193–219.
- Gil E., 1976, *Sflukiwanie gleb na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, Dokumentacja Geograficzna, 2.
- Gilewska S., 1991, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 248–296.
- Jahn A., 1956a, *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd*, Prace Geograficzne, IG PAN, 7.
- Jersak J., 1973, *Litologia i stratygrafia lessu Wyżyn Południowej Polski*, Acta Geographica Lodziensia, ŁTN, 32.
- Klajnert Z., 1978, *Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu*, Acta Geographica Lodziensia, ŁTN, 38.
- Klatka T., 1962, *Geneza i wiek gotoborzy tysogórskich*, Acta Geographica Lodziensia, ŁTN, 12.
- Klatkova H., 1965, *Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi*, Acta Geographica Lodziensia, ŁTN, 19.
- , 1994, *Evaluation du role de l'agent periglaciaire en Pologne Centrale*, Biuletyn Peryglacjalny, 33, s. 79–100.

- Klimaszewski M., 1971, *The effect of solifluction processes on the development of mountain slopes in the Beskidy (Flysch Carpathians)*, Folia Quaternaria, 38.
- , 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Kotarba A., 1986, *Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej*, Przegląd Geograficzny, 58, 1–2, s. 119–129.
- , 1992, *Natural environment and landform dynamics of the Tatra Mountains*, Mountain Research and Development, 12, 2, s. 105–129.
- Kowalkowski A., 1990, *Evolution of Holocene soils in Poland*, Quaestiones Geographicae, 11/12, s. 93–120.
- Kozarski S., 1965, *Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradolinny Noteci-Warty*, Poznańskie TPN, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 5, 1.
- Kozarski S., 1991, *Paleogeografia Polski w vistulianie*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 80–105.
- , 1995, *The periglacial impact on the deglaciated area of northern Poland after 20 kyr BP*, Biuletyn Peryglacjalny, 34, s. 73–102.
- Maruszczak H., 1972, *Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski t. I*, PWN, Warszawa, s. 340–384.
- , 1987, *Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation*, Annales UMCS, 41, 2, sec. B, s. 15–54.
- , 1991, *Wpływ rolniczego użytkowania ziemi na środowisko przyrodnicze w czasach historycznych*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 190–205.
- Nakonieczny S., 1967, *Holocenńska morfogeneza Wyżyny Lubelskiej*, UMCS, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, maszynopis.
- Rotnicki K., 1966, *Rzeźba Wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas Würmu*, Poznańskie TPN, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 5, 2.
- Sinkiewicz M., 1998, *Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski północnej*, Wyd. UMK, Toruń.
- Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Karpat Fliszowych w holocenie*, Prace Geograficzne, IG PAN, 22.
- , 1965, *Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich*, Prace Geograficzne, IG PAN, 50.
- , 1969, *L'evolution des versants des Carpates a flysch au Quaternaire*, Biuletyn Peryglacjalny, 18, s. 349–379.
- , 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- , 1983, *The reflection of hydrological changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years*, [w:] K.J. Gregory (red.), *Background to Palaeohydrology*, J. Wiley, Chichester, s. 213–237.
- , 1986, *Role of the Vistulian and Holocene in the evolution of relief of the Poland's territory*, Biuletyn Peryglacjalny, 31, s. 261–273.
- , 1987, *The role of the inherited forms in the present-day relief of the Polish Carpathians*, [w:] V. Gardiner (red.), *International Geomorphology*, Part II, J. Wiley, Chichester, s. 1033–1045.
- , 1988, *Stratigraphy of the periglacial zone in Poland during maximum advance of the Vistulian ice sheet*, Geographia Polonica, 55, s. 151–163.
- Twardy J., 2002, *Wpływ denudacji agrotechnicznej na ewolucję stoków rolniczych w świetle wyników badań w okolicach Łodzi*, [w:] VI Zjazd Geomorfologów Polskich, Jelenia Góra, 11–14.09.2002, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, s. 129–130.

- Ziętara T., 1987, *Rozwój teras krioplanacyjnych w obrębie wierzchołki Babiej Góry w Beskidzie Wysokim*, Folia Geographica, ser. Geographica-Physica, 21, s. 79–92.
- Żurek S., 1975, *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*, Prace Geograficzne, IG PAN, 110.

[Wpłynęło: listopad 2004 r.]

LESZEK STARKEL

PERIGLACIAL RELIEF FEATURES INHERITED IN THE PRESENT-DAY RELIEF OF POLAND

In the youngest history of the evolution of relief on what is today Polish territory, it is possible to distinguish three main periods: the cold phase of a periglacial climate during the last glacial; the phase of temperate climate of the late glacial-Holocene, with a dense vegetation cover; and a superimposed phase of deforestation and agriculture of varying length. Here, the author considers the role of these three phases played in shaping the landscape of various morphogenetic zones, concluding that, beside the young glacial relief of northern Poland, the periglacial cold phase with permafrost played a substantial role in transforming of relief, something that has remained well expressed in sediments and relief up to the present time. The change in water circulation and forest cover during the Holocene has arrested surface denudation, and reactivated subsurface drainage with chemical denudation. Only in specific geological-geomorphological conditions was the transformation of relief followed by landslides, karstic processes and piping. In the agricultural landscapes of the last millennium, the intensification of slope wash, deflation and other surface processes caused a return to slope modelling similar to that typifying periglacial conditions.

Renaturyzacja dna doliny dolnej Wisły metodami hydrotechnicznymi

*Renaturisation of the lower Vistula valley using
the hydrotechnical method*

ZYGMUNT BABIŃSKI

Instytut Geografii Akademii Bydgoskiej im. Kazimierza Wielkiego,
85-428 Bydgoszcz, ul. Mińska 15; e-mail: instgeo@ab.edu.pl

Zarys treści. W artykule przedstawiono zmiany środowiska przyrodniczego dna doliny dolnej Wisły spowodowane jej zabudową hydrotechniczną. Określono stopień degradacji równiny zalewowej strefy zawala, wynikający przede wszystkim z procesu erozji wgłębnej koryta, a następnie z obniżenia zwierciadła wód gruntowych oraz z zagospodarowania jej powierzchni. Zasygnalizowano stałe narastanie zagrożenia przerwaniami zapory czołowej zbiornika wrocławskiego na skutek intensywnego procesu erozji wgłębnej. Zaproponowano wariant zabudowy hydrotechnicznej dolnej Wisły, zapobiegający podmywaniu stopnia wodnego, oparty na założeniach funkcjonującej już kaskady Dunaju w odcinku austriackim. Dzięki kaskadowej zabudowie dna doliny strefy międzywala i odpowiednim zabiegom hydrotechnicznym obszaru zawala, byłaby możliwość dokonania renaturyzacji zdegradowanego poziomu zalewowego.

Słowa kluczowe: doliny rzeczne, procesy korytowe, prace hydrotechniczne, renaturyzacja, zbiornik wrocławski, kaskada dolnej Wisły.

Wprowadzenie

Wielowiekowy wpływ gospodarczej działalności człowieka na zlewnie, a przede wszystkim na dna dolin rzecznych sprawił, że ten najbardziej dynamiczny element środowiska przyrodniczego uległ przekształceniom, wręcz degradacji. Trudno dziś bowiem znaleźć odcinek rzeki, który zachowałby swój naturalny charakter, nie był zmieniony przez człowieka w sposób pośredni – niezamierzony lub bezpośredni – w celu „udoskonalenia” procesów korytowych. Proces przemian krajobrazu pod wpływem wzrastającego odlesienia, odwodnienia i erozji dennej, na przykładzie jednej ze środkowoeuropejskich dolin rzecznych w górnym i dolnym jej biegu, przestawili w 1988 roku M. Jasnowski i P. Ilnicki – za Ellenbergiem (1963) (ryc. 1). Degradacja dotyczyła szczególnie

dolnego odcinka rzeki. Można ponadto zauważyć duże przekształcenia w ciągu ostatnich dwustu lat, poprzedzone wylesieniem i podniesieniem się zwierciadła wód wezbraniowych. Późniejsze prace hydrotechniczne wyłączyły znaczne obszary równiny zalewowej z procesów korytowych (ograniczenie zalewów) i na trwałe obniżyły dno koryta i tym samym zwierciadło wód gruntowych. Na skutek tego odnowa środowiska przyrodniczego bez udziału człowieka stała się w tym obszarze prawie niemożliwa.

Zróżnicowana działalność gospodarcza powoduje powstawanie w dolinach rzecznych barier ograniczających ciągłość przestrzenną dolin jako korytarzy ekologicznych. Można wyróżnić 3 typy barier (Gacka-Grzesikiewicz, 1999):

- urbanizacja oraz towarzyszące jej inwestycje komunalne,
- urządzenia infrastruktury technicznej (drogi, mosty),
- budowle wodne (piętrzące, regulacyjne, przeciwpowodziowe).

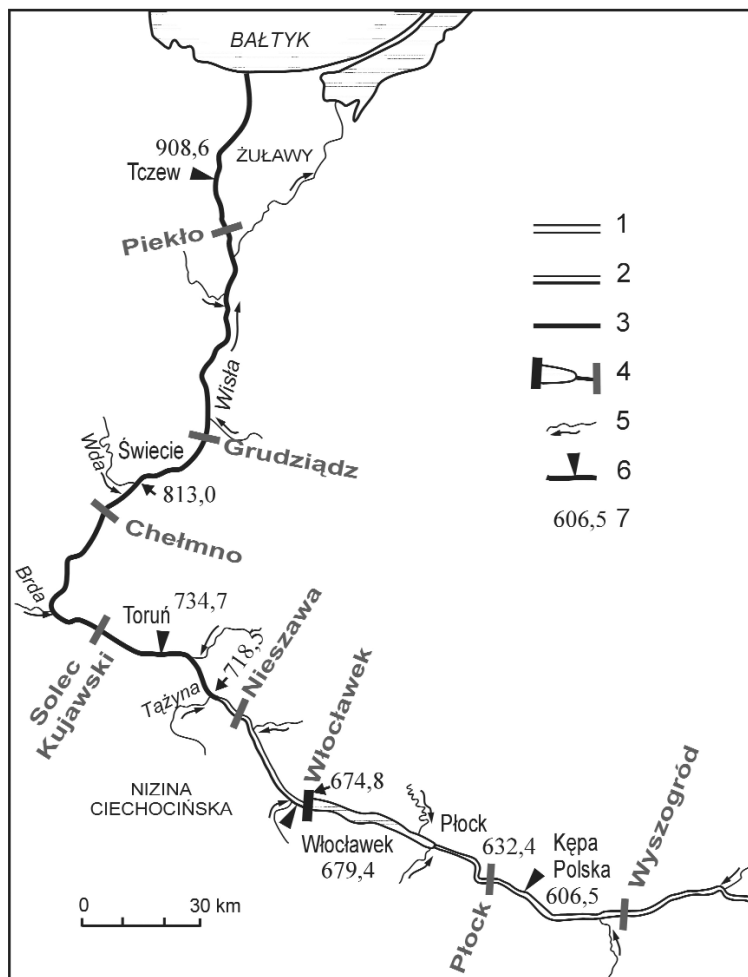
Wszystkie one wywarły ogromny wpływ na przekształcenia den dolin rzecznych, przy czym urbanizacja i urządzenia infrastruktury technicznej mają raczej zasięg lokalny (nie dotyczy to oddziaływania zanieczyszczonych wód).

Jednokierunkowy proces degradacji środowiska biotycznego i abiotycznego den dolin rzecznych, wynikający z „udoskonalania” ich na potrzeby gospodarcze, w ostatnim półwieczu znalazł jednak swój kres. Obecnie dąży się bowiem do odnowy i choćby częściowego odtworzenia pierwotnych warunków – do renaturyzacji. Taki scenariusz odbudowy ekologicznej czy rekonstrukcji środowiska den dolin rzecznych (Żelazo i Popek, 2002), może nastąpić w warunkach budowy kaskady dolnej Wisły.

Celem pracy jest: (1) scharakteryzowanie ilościowych i jakościowych zmian środowiska przyrodniczego dna doliny dolnej Wisły, wynikających z prac hydrotechnicznych – budowy wałów przeciwpowodziowych, regulacji koryta i wybudowania stopnia wodnego we Włocławku; (2) określenie stopnia degradacji poziomu równiny zalewowej, głównie strefy zawala i (3) zaproponowanie możliwości renaturyzacji dna doliny w przypadku jej kaskadowej zabudowy, wymuszonej procesem erozji wgłębnej. Badaniami objęto dno doliny Wisły na odcinku od Kępy Polskiej (606 km) do Tczewa (909 km), tj. na ponad 300 kilometrach (ryc. 2), w okresie ostatniego dwuwieczu. Analizę prowadzono na podstawie własnych badań (m.in. Babiński, 1982, 1990, 1992, 2002), na tle wariantów zabudowy hydrotechnicznej dolnej Wisły przedstawionych przez A. Łaskiego i M. Jędrzyka (1999), a także doświadczeń hydrotechników austriackich w odniesieniu do Dunaju – odcinka rzeki, który autor uznaje za wzorcowy pod tym względem.

Renaturyzacja den dolin rzecznych

Jak stwierdzają J. Żelazo i Z. Popek (2002, s. 13), „Renaturyzacja jest na ogół procesem, w którego skład wchodzi różnego rodzaju przedsięwzięcia (roboty)



Ryc. 2. Rozwój dna doliny dolnej Wisły: 1 – nieuregulowany-roztokowy, 2 – poniżej zbiornika o charakterze erozyjno-akumulacyjnym, 3 – uregulowany pod koniec XIX w., 4 – zbiornik włocławski i planowane stopnie w wariantcie 3A, 5 – dopływy Wisły, 6 – posterunki wodowskazowe, 7 – kilometraż Wisły

Development of lower Vistula valley-floor: 1 – unregulated-braided, 2 – downstream from reservoir of erosive-accumulative character, 3 – regulated at end of 19th century, 4 – Włocławek Reservoir and planned barrages in variant 3A, 5 – tributaries of the Vistula, 6 – water gauges, 7 – kilometres along the Vistula

oraz samoistne przekształcenia wód i związanych z nimi terenów, tzn. realizowane przez samą naturę. Przedsięwzięcia te obejmować mogą:

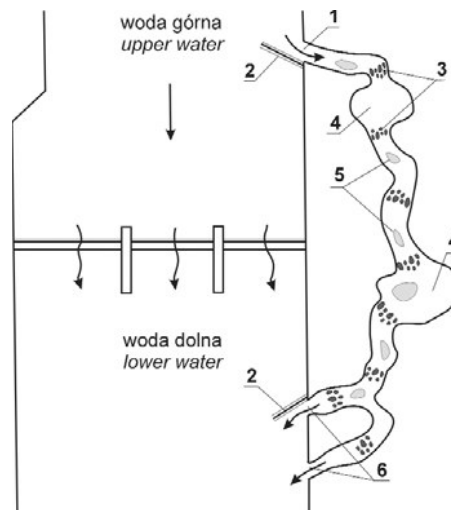
- Elementy, struktury i obiekty, które powodują, że przez samo ich istnienie wody stają się bliższe naturze (np. stopnie i pochylnie hamujące erozję, skarpy o zmiennym nachyleniu, komunikacje organizmów wodnych – koryta połącze-

- niowe i przepławki). Odtworzone w wyniku renaturyzacji struktury oddziałują na warunki abiotyczne i biotyczne, a przez nie na przebiegający później samistny proces przekształcania wód, z założenia ukierunkowany na ich przybliżenie ku naturze. Przedsięwzięcia te mają, więc również charakter robót inicjujących;
- Roboty, które po zakończeniu nie tworzą gotowego elementu zrenaturyzowanej wody, lecz zapoczątkowują proces przyrodniczy, mający przywrócić wodom naturalność. Są to roboty tylko inicjujące, np. obsiewy i nasadzenia roślin;
 - Roboty pielęgnacyjne, które polegają na drobnych korektach naturalnych przeobrażeń, gdy nie zmierzają one do stanu bliskiego naturze, uzupełnianie wypadłych drzew i krzewów, usuwanie drzew obumarłych itp.;
 - Utrzymywanie wód w toku procesu renaturyzacji (zabiegi pielęgnacyjne i konserwacyjne, ochrona i poprawa jakości wody);
 - Zaniechanie niektórych działań z zakresu utrzymania wód obcych naturze. Niekiedy takie wody pozostawione samym tylko oddziaływaniom przyrody (naturalnej sukcesji), mogą ulegać przekształceniom zbliżającym je do natury (np. skutek procesów korytowych, działania bobrów, oddziaływania roślinności itp.).

Przyjęto, że mówiąc dalej o renaturyzacji wód stojących lub płynących, przez pojęcie to rozumie się proces częściowego przywracania utraconej przez nie naturalności, tj. tych ich funkcji i cech, którymi charakteryzują się wody oceniane obecnie jako naturalne lub takich, jakimi charakteryzowała się renaturyzowana woda w czasach, gdy była naturalną.

Pojęciem renaturyzacji obejmuje się także przedsięwzięcia i działania zmierzające do przywrócenia naturalności obszarom, którym oddziaływające na nie wody takiej naturalności nie zapewniają. Często, zamiast o przywracaniu wodom naturalności, mówi się o przywracaniu ich naturze. Oba te określenia traktowane są jako równorzędne”.

Przedstawione wyżej propozycje przedsięwzięć zmierzających do renaturyzacji den dolin rzecznych dotyczą tych środowisk, które nie zostały zmienione jednokierunkowo i nieodwracalnie. W przypadku dolin dużych rzek, zdegradowanych na skutek ich wielowiekowego „udoskonalania”, nieodzowne jest zapewnienie, poprzez odpowiednie zabiegi hydrotechniczne, warunków wodnych, które umożliwiłyby choćby częściową odbudowę środowiska naturalnego. Chodzi przede wszystkim o zapewnienie odpowiedniego poziomu zwierciadła wód gruntowych, teraz trwale obniżonego. Ponadto, należy m.in. umożliwić zwierzętom swobodny dostęp do wody, zaś zbiorniki wodne tak ukształtować, aby pozostały ostoje i tarliska dla ryb i aby mogły one swobodnie przepływać przez przeszkody – jest to główną troską ekologów (Gacka-Grzesikiewicz, 1999). Gwarantuje to np. przepławka dla ryb w formie kanału obiegowego (zob. ryc. 3; Żelazo i Popek, 2002, s. 170), zastosowana w obiegu wody w sąsiedztwie zbiornika Greifenstein i Freudenu na Dunaju w odcinku austriackim.



Ryc. 3. Schemat przeplawki dla ryb w formie kanału obiegowego; 1 – wlot do przeplawki, 2 – kierownica, 3 – progi kamienne, 4 – akwenu spokojnej wody, 5 – wyspy, pływizny, głązy, 6 – wylot z przeplawki (Żelazo i Popek, 2002, rys. 5.9, s. 170)

Scheme of the lock for fish passage as a lateral canal; 1 – inflow to the lock, 2 – steering, 3 – stone thresholds, 4 – basins of still water, 5 – islands, bars, 6 – outflow from the lock (Żelazo, Popek, 2002, Fig. 5.9, p. 170)

Przekształcenia dna doliny dolnej Wisły na skutek prac hydrotechnicznych

Rozwój dna doliny Wisły w okresie holocenu, podobnie jak wielu rzek strefy umiarkowanej obszaru objętego zlodowaceniem plejstoceniowym, przebiegał trójfazowo: od rzeki roztokowej, poprzez meandrującą, do ponownie roztokowej w ostatnich wiekach (m.in. Falkowski, 1967, 1982; Mycielska-Dowgiałło, 1977), chociaż trudno jest znaleźć ślady meandrowania w dolnym jej biegu (Babiński, 1990). Niewątpliwie od około XVII wieku, jak twierdzi E. Falkowski (1967), na skutek intensywnej gospodarki człowieka, głównie wylesiania i intensywnego rolnictwa – stosowanie m.in. monokultury upraw ziemniaka – w działalności rzeki zaczął przeważać proces agradacji. Zwiększenie dostaw rumowiska wleczonego doprowadziło do wykształcenia rzeki roztokowej z licznymi łachami śródkorytowymi. To z kolei zintensyfikowało powstawanie zatorów śryżowo-lodowych i tym samym spowodowało wzrost zagrożenia powodziowego, a także utrudniło żeglugę na Wiśle. W związku z tym zaistniała potrzeba wykluczenia części powierzchni równiny zalewowej z wylewów wezbraniowych i udroźnienia koryta. Dlatego od połowy XIX wieku zaczęto prowadzić intensywne prace regulacyjne w dolnym

odcinku Wisły, polegające na budowie wałów przeciwpowodziowych i ostróg w korycie. Zadaniem wałów było ograniczenie wylewów do pasa międzywala o przeciętnej szerokości 1125 m (*Monografia...*, 1985), co spowodowało między innymi uaktywnienie się procesu akumulacji na powierzchni równiny zalewowej w tej strefie i niewielki wzrost erozji wgłębnej w obrębie koryta (ryc. 4B). Pobudowanie ostróg rzecznych przyczyniło się natomiast, zgodnie z ich funkcją, do zwężenia strefy nurtu (trasa regulacyjna) do 350 m w odcinku od ujścia Tążyny (Nizina Ciechocińska) do ujścia Drwęcy i do 375 m w dół rzeki do morza (ryc. 2). Te prace hydrotechniczne, prowadzone systematycznie i konsekwentnie w odcinku Wisły należącym do byłego zaboru pruskiego, wpłynęły w znaczącym stopniu na przekształcenia dna doliny. Wykluczona z procesów korytowych i chroniona przed zalewami strefa zawala, o łącznej powierzchni ponad 41 tys. ha, została zagospodarowana i przeznaczona pod uprawy rolne oraz zabudowę (ryc. 4B). Z kolei zwężenie prawie o połowę koryta średniej wody uaktywniło proces erozji wgłębnej w strefie regulacyjnej i spowodowało proces akumulacji w strefie między ostrogami, inicjujący tworzenie nowej równiny zalewowej (Babiński, 1990, 1992). W sumie nastąpiło obniżenie dna koryta i tym samym zwierciadła wód gruntowych przeciętnie o 1,3–1,5 m, a co za tym idzie osuszenie (przesuszenie, a więc degradację) gruntów obszaru równiny zalewowej (ryc. 4C). Poziom zalewowy zatracił swój dawny charakter z typową roślinnością wodolubną, przekształcając się w formę pochodzenia antropogenicznego z roślinnością synantropijną. Nastąpiła przemiana koryta rzeki roztokowej z przewagą łąch centralnych i przykępowych na układ prostoliniowy – nieznacznie kręty z dominacją łąch skośnych.

Ostatnim czynnikiem przemian środowiska przyrodniczego było oddanie do eksploatacji, pod koniec 1968 r., zapory czołowej i powstanie zbiornika wrocławskiego w 674,85 km biegu Wisły (ryc. 2). W dotychczas nieuregulowanym (roztokowym) odcinku poniżej wrocławskiej zapory zaznaczył się intensywny proces erozji wgłębnej, który po 30 latach jej istnienia przybrał rozmiary charakteryzujące się pogłębieniem dna w sąsiedztwie zbiornika do około 3,5–4,0 m i rozprzestrzenieniem na odcinku sięgającym do miasta Nieszawy (30 km). Odcinek erozyjny, któremu towarzyszy rozwój nowej równiny zalewowej, będzie się intensywnie rozwijał do momentu osiągnięcia początku koryta uregulowanego w XIX wieku (718 km Wisły), co powinno nastąpić po roku 2020 (Babiński, 1992). W tym przypadku mamy do czynienia z takim samym procesem kształtowania nowego dna koryta Wisły, jaki miał miejsce w okresie poregulacyjnym w odcinku tzw. pruskim i o podobnych cechach. Proces ten istotnie wpływa na degradację dna doliny. Z koryta rzeki roztokowej tworzy się koryto nieznacznie meandrujące z nowym poziomem zalewowym.

Na podstawie przedstawionej charakterystyki przebiegu prac hydrotechnicznych i ich wpływu na środowisko przyrodnicze można uznać, że analizowany odcinek dna doliny dolnej Wisły jest znacznie zdegradowanym tworem antropogenicznym i do tego zróżnicowanym przestrzennie. Jego górna część, do cofki

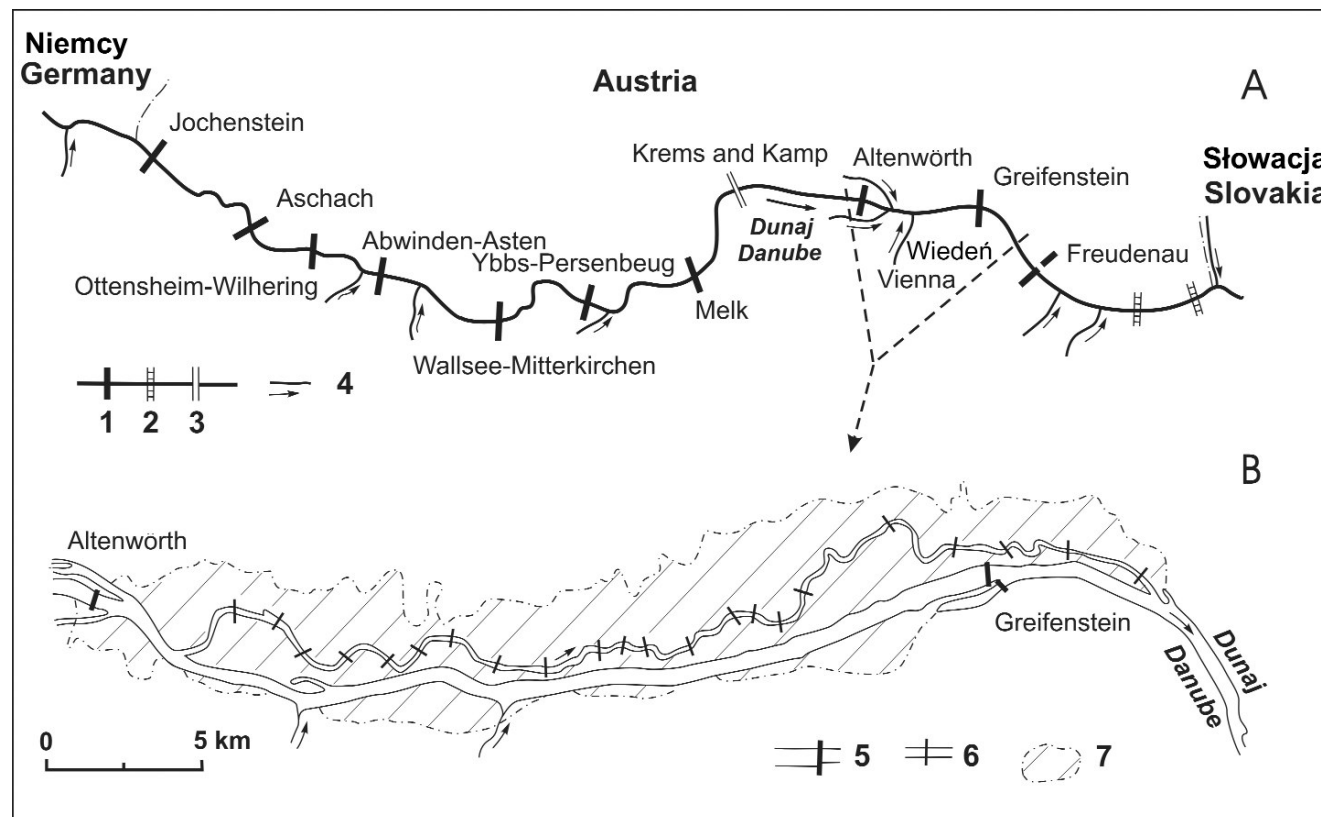
zbiornika wrocławskiego jest najmniej przekształcona, ma cechy rzeki roztokowej, fragmentarycznie uregulowanej; środkowa – od zapory do ujścia Tążyny, jest pod silnym wpływem stopnia wodnego we Wrocławku i ma charakter erozyjno-akumulacyjny; a dolna sięga do Morza Bałtyckiego – to fragment uregulowany o cechach koryta prostoliniowego, nieznacznie meandrującego (ryc. 2). Odcinek rzeki poniżej zbiornika stanowi więc typowy przykład przemian, jakie zaszły w ciągu ostatnich dwustu lat w wyniku bezpośredniej ingerencji człowieka w proces kształtowania doliny rzecznej.

Rola zbiorników wodnych w renaturyzacji den dolin rzecznych na przykładzie stopnia wodnego Greifenstein i Freudenu na Dunaju (Austria)

Jak już wspomniano, istnieje szereg przedsięwzięć (prac) zmierzających do renaturyzacji den dolin rzecznych, które wpływają bezpośrednio na proces odnowy, bądź inicjują choćby częściowy powrót doliny do pierwotnego kształtu i formy. Jak wynika z doświadczeń hydrotechników austriackich, współpracujących z naukowcami z zakresu środowiska przyrodniczego i ekologii, szybki i zarazem dający pozytywne rezultaty renaturyzacji dna doliny Dunaju w odcinku austriackim osiągnięto poprzez budowę kaskady zbiorników wodnych, a więc dzięki pełnej regulacji koryta i reżimu hydrologicznego. Szczególnym tego przykładem jest fragment doliny towarzyszącej zbiornikowi zapory wodnej w Greifenstein, zwanej „Giessgangiem” (Babiński, 2002)(ryc. 5).

Dno doliny Dunaju, podobnie jak w przypadku dna doliny dolnej Wisły, na skutek XIX-wiecznych prac regulacyjnych koryta zostało zdrenowane i osuszone, a następnie znacznie zdegradowane (gleba, roślinność).

Wybudowanie stopnia Greifenstein wraz z całym układem dalszych 9 zapór i spiętrzenie wód pozwoliło na kontrolowany obieg wody na obszarze dotychczas przesuszonych starorzeczy i odciętych fragmentów koryta rzecznego. W strefie poza wałami (depresyjnej) stopnia wykonano dodatkowo 25 budowli piętrzących – zastawek, redukujących różnicę między wodą górną i dolną w zbiorniku Greifenstein oraz utrzymujących odpowiedni poziom wód gruntowych w dolinie (Żelazo i Popek, 2002, s. 192). Jak twierdzą ci autorzy: „Ciek Giessgang w warunkach naturalnych nie występował w dolinie, lecz został utworzony z odcinków nowych kanałów łączących fragmenty dawnych, naturalnych struktur: ramion rzeki, starorzeczy, oczek wodnych, obniżień terenowych. Z ciekim tym połączono szereg mniejszych naturalnych i sztucznych kanałów tak, że powstał system nawianający, który zasilany jest wodą ze zbiornika Greifenstein za pomocą kilku przelewów bocznych (ryc. 5). W wyniku działania tego systemu średni roczny poziom wód gruntowych podniósł się o 1,5 m. W czasie wezbrań przez przelewy boczne przepływają większe ilości wody, co powoduje okresowy, dodatkowy wzrost poziomu wód gruntowych o 1,0–2,5 m. Taka duża dynamika



Ryc. 5. Kaskada Dunaju (A) ze stopniem wodnym Greifenstein i tzw. Giessgangiem (B). Zapory: 1 – istniejące, 2 – projektowane, 3 – możliwa lokalizacja, 4 – dopływy, 5 – zapory, 6 – Giessgang z tamami, 7 – równina zalewowa i odrestaurowany obszar łęgowy (wg: *Das Donaukraftwerk...*, 1996)

Danube Cascade (A) and Greifenstein power plant with i.e. Giessgang (B). Dams: 1 – existing, 2 – projected, 3 – possible to realization, 4 – tributary, 5 – dams, 6 – Giessgang with transverse dams, 7 – flood plain and riparian wetland (after: *Das Donaukraftwerk...*, 1996)

zmian poziomu wód gruntowych w ciągu roku oraz ogólna poprawa warunków wilgotnościowych w dolinie spowodowała intensywny rozwój roślinności szuwarowej i łąkowej, co wpłynęło nie tylko na wzrost wartości przyrodniczej doliny, ale również na zwiększenie jej walorów krajoznawczych i turystycznych”. W ten sposób dokonano częściowej (znacznej) renaturyzacji środowiska abiotycznego, na które wkroczyła roślinność wodolubna wraz z towarzyszącym jej światem zwierzęcym. Jednym z ważniejszych celów tych zabiegów było jednak udroźnienie tego odcinka dla ryb poprzez utworzenie „naturalnej” przepławki (ryc. 3). Pomimo więc całkowitej zmiany procesu fluwialnego na proces jeziorny w odcinku Zbiornika Greifenstein, dzięki kanałowi opaskowemu nie został przerwany transport rumowiska, a także nie nastąpiła, krytykowana przez ekologów, przerwa w środowisku biotycznym.

Wybudowanie kolejnego stopnia wodnego Freudenu, „podpierającego” swymi wodami zaporę Greifenstein, wraz z konstrukcją tzw. Systemu Kanału Marchfeld, przyczyniło się do dalszej renaturyzacji dna doliny Dunaju w odcinku wiedeńskim (region Marchfeld). Nowo utworzony w latach 1987–1992 Kanał, uważany za prawie naturalny szlak wodny o długości 18,8 km i maksymalnym natężeniu przepływu $Q = 15 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Q przeciętne $2\text{--}7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$), przyczynił się do podniesienia zwierciadła wód gruntowych zdegradowanej równiny zalewowej o około 2 m (prace hydrotechniczne spowodowały obniżenie wód gruntowych w okresie od 1945 do 1995 r. o około 2,5 m), dostarczył wody na cele irygacyjne i do dwóch małych cieków podczas letnich niżówek: Russbach i Stempfelbach (Ernegger i inni, 1998). Ponadto wody Kanału Marchfeld dostarczają wody pitnej i do celów gospodarczych. Kanał zasilany jest wodą z górnej czaszy zbiornika Freudenu w odległości 17 km od zapory. Jego przepływ regulowany jest za pomocą 8 zastawek, które jednak nie stanowią przeszkód dla ryb. Ujście wód następuje poniżej zapory czołowej Freudenu, w pobliżu miejscowości Hainburg (ryc. 6). Zlewnia kanału, podobnie jak wyżej usytuowany Giessgang, stanowią nowoczesne, alternatywne rozwiązanie problemu budowy stopni wodnych (kaskad) na potrzeby gospodarki człowieka, bez wyraźnej ingerencji w środowisko biotyczne, wręcz z możliwością renaturyzacji dna doliny (Babiński, 2002).

Budowa stopni wodnych szansą renaturyzacji dna doliny dolnej Wisły

Na skutek prac hydrotechnicznych, które zapoczątkowano w połowie XIX wieku, dno doliny dolnej Wisły uległo trwałym przekształceniom i tym samym degradacji. Przede wszystkim zwierciadło wód gruntowych obniżyło się o około 1,3–2,0 m (ryc. 4A-C). Każda próba podjęcia przedsięwzięć zmierzających do renaturyzacji tego obszaru musi więc być poprzedzona pracami umożliwiającymi powrót do stanu wód gruntowych odpowiadającego temu sprzed regulacji. Mogą to zapewnić przedsięwzięcia, które doprowadzą do stałego podniesienia

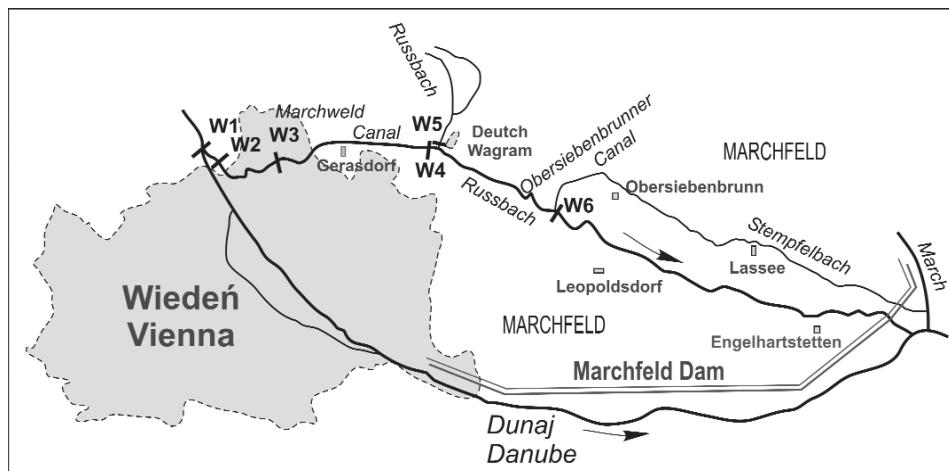
zwierciadła wód rzecznych i tym samym podziemnych (wody infiltracyjne) oraz do kontrolowanej gospodarki wodą. Wyjściem w tej sytuacji jest, podobnie jak w austriackim odcinku Dunaju, pełna kontrola reżimu hydrologicznego za pośrednictwem sztucznych zbiorników wodnych, najlepiej ujętych w system kaskadowy.

Spośród zaproponowanych przez hydrotechników trzech wariantów zabudowy doliny dolnej Wisły (Łaski i Jędrzyk, 1999), prognoz i waloryzacji przyrodniczych doliny (Matuszkiewicz, 1999), tylko jeden z nich gwarantuje pełną renaturyzację łóżyska rzeki, tj. wariant 3 – wskazujący na kaskadyzację rzeki (ryc. 2). Nie zapewnia tych warunków wariant 1 (opcja „0”), z zachowaniem dotychczasowej zabudowy, w którym nie przewiduje się żadnej ingerencji w zdegradowane środowisko, zaś wariant 2 dotyczy wyłącznie dna doliny w odcinku planowanego stopnia wodnego „Nieszawa”. Na pewno nie rozwiąże również tego problemu, preferowane przez środowiska „ochroniarskie”, rozebranie zapory we Włocławku, które w świetle doświadczeń amerykańskich przyniosłoby więcej strat niż pożytku (Babiński, 2002).

Wybudowanie kaskady dolnej Wisły w systemie 8 stopni wodnych (ryc. 2) ułatwiłoby kontrolę reżimu hydrologicznego wód rzecznych (rozpatrywany jest wariant 3B z układem 11 mniejszych stopni wodnych). Planowane zbiorniki wodne, w przeciwieństwie do istniejącego stopnia wodnego „Włocławek”, mieściłyby się wyłącznie w strefie między współcześnie istniejącymi wałami przeciwpowodziowymi i brzegami wyższych poziomów terasowych lub zboczami wysoczyzny (ryc. 4C, 7). Zalew dotyczyłby więc obszarów, które corocznie podlegają wylewom wód wezbraniowych, przy czym na stałe znalazłyby się pod wodą tereny czasy dolnej i częściowo górnej zbiorników, zaś odcinki znajdujące się w sąsiedztwie wyżej usytuowanych zapór byłyby tylko podtopione.

Utworzenie w strefie międzywałowa zbiorników wodnych zapewni dostateczną ilość wody o odpowiedniej stałej wysokości zwierciadła w strefie depresyjnej zawała, głównie w dolnej czasy akwenów i środkowej (spiętrzonej). Wykorzystanie, często już zdegradowanych, dawnych koryt i starorzeczy i ich udroźnienie za pośrednictwem systemu zastawek, ułatwi proces renaturyzacji – jak to miało miejsce na obszarze tzw. Giessgangu (ryc. 5) i Kanału Marchfeld (ryc. 6) na Dunaju. Przy odpowiednio wykonanej budowie wałów bocznych zbiorników, niekoniecznie naśladujących przebieg już istniejących wałów przeciwpowodziowych, a biegnących wzdłuż brzegów koryta uregulowanego, można również wykorzystać w celu renaturyzacji i budowy przepławek dla ryb ciągi zbiorników poregulacyjnych, utworzonych w miejscu dawnych koryt. W ten sposób mogą być połączone fragmenty dawnych koryt rzecznych (starorzecza), znajdujących się na holocenijskiej „starej” równinie zalewowej z powstałymi w wyniku XIX-wiecznych prac regulacyjnych.

Zastosowanie „metody austriackiej Giessgangu” do renaturyzacji dna doliny dolnej Wisły jest – jak się okazuje na przykładzie typowego dla tej rzeki,



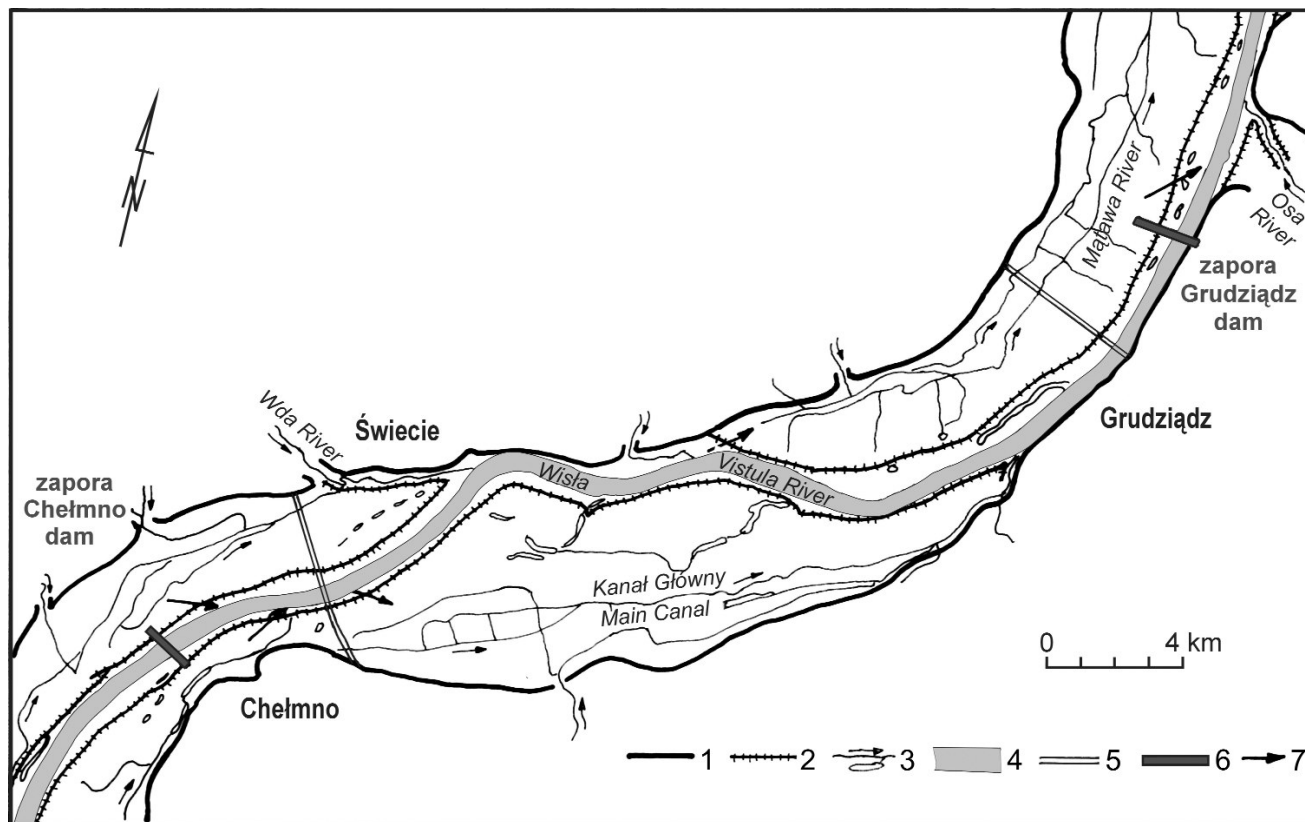
Ryc. 6. System Kanału Marchfeld na tle zabudowy hydrotechnicznej Dunaju
(Ernegger i inni, 1998, uproszczone)

Marchfeld Canal System against the background of Danube's hydrotechnical structures
(Ernegger et al., 1998, simplified)

planowanego stopnia wodnego „Grudziądź” (ryc. 7) – bardzo utrudnione. Trudności te wynikają z braku ciągłości systemu starorzeczy wzdłuż obydwu brzegów, co jest związane z przebiegiem koryta Wisły, kontaktującym się naprzemianlegle z wyższymi poziomami terasowymi, a także zboczem wysoczyzny morenowej. Problem ten dotyczy przede wszystkim projektowanych zbiorników znajdujących się w przewężeniach dna doliny Wisły (przełomy) pod Nieszawą czy Fordonem. Niemniej jednak, aby rozwiązać problem renaturyzacji dna doliny dolnej Wisły uzależnionej od zabudowy kaskadowej i tym samym umożliwić wędrówkę ryb w górę rzeki za pośrednictwem „naturalnej” przepławki (problem często ograniczający budowę zbiorników retencyjnych), należałoby tak zaprojektować lokalizację zapór, by w najdogodniejszy sposób regulować stosunki wodne strefy poza-zbiornikowej (tj. umożliwić nawadnianie górnej części zawała i swobodne odprowadzanie wód poniżej zapór). Należy dodać, że w przypadku Dunaju, jego szeroka dolina z wąskimi zbiornikami retencyjnymi, niemal ograniczonymi do koryta poregulacyjnego, bez większych nakładów umożliwia m.in. budowę „naturalnych” przepławek dla ryb i nawadnianie zdegradowanej równiny zalewowej (ryc. 5, 6).

Dyskusja

Dlaczego rozpatrywany jest wariant zabudowy kaskadowej dolnej Wisły i na jego tle problem renaturyzacji dna jej doliny, oparty na austriackich doświadczeniach zdobytych przy zabudowie doliny Dunaju?



Ryc. 7. Planowany zbiornik grudziądzki w wariantcie W3A kaskady dolnej Wisły. 1 – brzegi dna doliny (wysoczyzna, wyższe poziomy terasowe), 2 – wały przeciwpowodziowe – wały boczne zbiornika, 3 – ciekiby, rowy, starorzecza, 4 – koryto, 5 – drogi i mosty, 6 – zapory, 7 – główne kierunki wpływu wód do zbiornika i ich wypływu

Planned Grudziądz Reservoir on the lower Vistula cascade planned in its W3A variant. 1 – banks of valley bottom (morainic plateau, higher river terraces), 2 – flood banks, lateral banks of reservoir, 3 – watercourses, ditches, oxbow lakes, 4 – river channel, 5 – roads and bridges, 6 – dams, 7 – main directions taken by reservoir inflow and outflow

Jak wynika z funkcjonowania współczesnego – poregulacyjnego dna doliny (holoceńska i nowo powstała równina zalewowa), jest ono w wielu przypadkach w pełni i do tego prawidłowo zagospodarowane. W strefie zawala znajduje się sieć rowów melioracyjnych (ryc. 7), które wraz z systemem zastawek i przepompowni nawadniają użytkowany rolniczo obszar równiny zalewowej, względnie odprowadzają nadmiar wód pochodzących bądź z wysoczyzny (wody roztopowe, deszczowe), bądź jako wody wezbraniowe, infiltrujące z Wisły przez wały przeciwpowodziowe. W związku z tym, rozpatrując problem degradacji dna doliny, należy mieć na myśli przede wszystkim obszar międzywala, gdzie dno koryta na trwałe uległo obniżeniu o około 1,3–2,0 m (a wraz z nim zwierciadło wód gruntowych – ryc. 4C) oraz zamianę lasów łęgowych i mokradeł na pola uprawne strefy zawala. W pierwszym przypadku jest to obszar podlegający sezonowym zalewom i dlatego jest wyłączony ze sfery gospodarczej, drugi zaś dotyczy świadomej działalności człowieka. W związku z tym ostatnim, w nowych zrenaturyzowanych warunkach środowiska strefy zawala, mogą pojawić się utrudnienia dla życia człowieka, spowodowane wzrostem wilgotności otoczenia. Przeprowadzone bowiem w II połowie XIX wieku prace regulacyjne „dostosowały” wilgotne środowisko łągu wiązowo-jesionowego do upraw rolniczych, a częściowo także do zabudowy (ryc. 4). Można więc mieć obawy, czy renaturyzacja tego obszaru i powrót do warunków odpowiadających środowisku przyrodniczemu równiny zalewowej zostanie zaakceptowana przez obecnych mieszkańców.

Pojawienie się możliwości zagospodarowania doliny dolnej Wisły w ujęciu kaskadowym, a wraz z tym renaturyzacji tej formy, wynika przede wszystkim z konieczności zahamowania, a nawet wyeliminowania ujemnego oddziaływania na środowisko przyrodnicze samotnie funkcjonującego, a zaprojektowanego w systemie kaskadowym, stopnia wodnego „Włocławek”. Spowodował on, po ponad 30 latach działalności, m.in. stałe obniżanie się dna koryta poniżej zaporę czołowej, które obecnie wymusza pilne podjęcie prac zmierzających do zahamowania erozji wgłębnej, zagrażającej istnieniu tamy (Babiński, 1992, 2002). Dotychczasowe próby „naprawy” sytuacji nie przyniosły pozytywnych efektów. Nie sprawdziło się na przykład posadowienie niskiego progu w przekroju poprzecznym koryta w odległości ponad 700 m w od zaporę w celu podparcia tej budowli. O ciągłości (permanencji) obniżania się den koryt rzecznych poniżej zbiorników i niewygasaniu tego procesu w czasie i przestrzeni świadczą także liczne przykłady funkcjonowania stopni wodnych na całym świecie (Babiński, 2002). Wreszcie, nieopłacalna dla człowieka i dla środowiska okazała się również rozbiórka zapór, przeprowadzona na rzekach amerykańskich. Prace zostały wstrzymane po rozebraniu 7 zapór na 11 zaplanowanych (Babiński, 2002). W tej sytuacji pozostaje jedynie kontynuacja kaskadowej zabudowy dolnej Wisły i tym samym umiejscowienie stopnia wodnego „Włocławek” w zaprojektowanym układzie.

Kaskadowa zabudowa doliny dolnej Wisły, zakładająca najmniejszy wpływ stopnia na środowisko poprzez zwiększenie liczby zapór o mniejszym piętrzeniu

i ograniczeniu zbiorników do strefy obecnego międzywala, a także do szerokości uregulowanego koryta (nie spełnia tych warunków największy z planowanych – zbiornik włocławski), musi jednak wyeliminować najbardziej kontrowersyjny skutek w postaci bariery dla wędrówek ryb. Jest to możliwe dzięki budowie systemu kanałów bocznych (ryc. 3), wykorzystujących ciągi starorzeczy (ryc. 4, 7), na wzór Giessgangu i Kanału Marchfeld w Austrii (ryc. 5, 6). Rowy te, o kontrolowanym reżimie hydrologicznym, stanowiłyby jednocześnie, wymuszony na miejscowej ludności, argument do przeprowadzenia renaturyzacji dna doliny.

Wnioski

Prawie dwustuletnia ingerencja człowieka w procesy fluwialne, której celem było ograniczenie zalewów wezbraniowych i uaktywnienie żeglugi, a później pozyskanie energii wód, doprowadziła do degradacji środowiska przyrodniczego dna doliny dolnej Wisły. Dotyczy to przede wszystkim obniżenia zwierciadła wód gruntowych równiny zalewowej oraz zamiany roślinności wodolubnej na użytki rolne obszaru zawala. Obecnie coraz częściej rozważany jest przez ekologów wariant renaturyzacji tego obszaru, choćby częściowego odrestaurowania środowiska, a przynajmniej ograniczenia antropopresji, czego dowodem jest tworzenie w obrębie tej jednostki geomorfologicznej parków krajobrazowych. Kłóci się z tym jednak inżynierskie podejście do problemu zagospodarowania doliny dolnej Wisły zmierzające do jej skaskadowania.

W świetle powyższych rozważań, kwestia ochrony istniejącej zapory we Włocławku jest czynnikiem wymuszającym kontynuację kaskadowej zabudowy dna doliny dolnej Wisły. Z nim z kolei wiąże się rozwiązanie najistotniejszego dla przyrody zjawiska barier ekologicznych, jakimi są tamy (głównie dla ryb). Jedyną rozsądną metodą udroźnienia tej ważnej arterii wodnej wydaje się zastosowanie takich rozwiązań jak austriackie, z powodzeniem wypróbowane na Dunaju – budowa równoległej do zbiorników przepławki dla ryb, której dodatkowym zadaniem jest ułatwienie renaturyzacji zdegradowanej powierzchni równiny zalewowej. Funkcją tych pozyskanych dla przyrody terenów może być również odprowadzanie nadmiaru wód wezbraniowych (poldery), co uniemożliwia obecne zagospodarowanie terenów położonych poza wałami. Dzięki temu rozwiązano by także problem powodzi.

Piśmiennictwo

- Babiński Z., 1982, *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory wodnej we Włocławku*, Dokumentacja Geograficzna, 1–2.
- , 1990, *Charakterystyka równiny zalewowej dolnej Wisły*, Przegląd Geograficzny, 62, 1–2, s. 159–192.

- , 1992, *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, Prace Geograficzne, IGI PAN, 157.
- , 2002, *Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych*, Wyd. Akademii Bydgoskiej, Bydgoszcz.
- Das Donaukraftwerk Freudenau und seine Rolle in der Wasserwirtschaft des Wiener Donauraumes*, 1996, Unterlagen zum Workshop, Verbundplan – Donaukraft Engineering, Wien.
- Ernegger T., Grubinger H., Vitek E., Csekits C., Eitzinger J., Gaviria S., Kotek D., Krisa H., Nachtnebel H.P., Pritz B., Sabbas T., Schmutz S., Schreiner P., Stephan U., Unfer G., Wychera U., Neudorfer W., 1998, *A natural stream created by human engineering: Investigations on the succession of the Marchfeld Canal in Austria*, *Regulated Rivers: Research and Management*, 14, 1, s. 119–139.
- Falkowski E., 1967, *Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost–Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju*, *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 198, 4, s. 57–131.
- , 1982, *The pattern of changes in the middle Vistula valley floor*, *Geographical Studies, Special Issue*, IGI PAN, 1, cz. I, s. 79–92.
- Gacka-Grzesikiewicz E., 1999, *Przeciwdziałanie antropogenicznym przekształceniom dolin rzecznych*, [w:] M. Kucharczyk (red.), *Problemy ochrony i renaturalizacji dolin dużych rzek Europy. Materiały Międzynarodowej Konferencji z okazji 20-lecia Kazimierskiego Parku Krajobrazowego*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 9–17.
- Giziński A., Falkowska E., 2003, *Hydrobiologia stosowana: ochrona wód powierzchniowych*, WSHE, Włocławek.
- Haslam S.M., 1997, *The River Scene: Ecology and Cultural Heritage*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Jasnowski M., Ilnicki P., 1988, *Przykłady przeobrażeń gleby i roślinności pod wpływem zmian stosunków wodnych*, [w:] R. Olaczek (red.), *Zasoby glebowe i roślinne – użytkowanie, zagrożenie, ochrona*, PWRiL, Warszawa.
- Koc L., 1972, *Zmiany koryta Wisły w XIX i XX wieku między Płockiem a Toruniem*, *Przegląd Geograficzny*, 44, 4, s. 703–719.
- Łaski A., Jędrzyk M., 1999, *Koncepcja zagospodarowania Wisły Dolnej*, [w:] M. Kucharczyk (red.), *Problemy ochrony i renaturalizacji dolin dużych rzek Europy. Materiały Międzynarodowej Konferencji z okazji 20-lecia Kazimierskiego Parku Krajobrazowego*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 187–194.
- Matuszkiewicz J.M., 1999, *Prognozy i waloryzacje przyrodnicze skutków różnych wariantów zagospodarowania hydrotechnicznego Wisły*, [w:] M. Kucharczyk (red.), *Problemy ochrony i renaturalizacji dolin dużych rzek Europy. Materiały Międzynarodowej Konferencji z okazji 20-lecia Kazimierskiego Parku Krajobrazowego*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 165–172.
- Monografia dróg wodnych śródlądowych w Polsce*, 1985, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa, s. 32–114.
- Mycielska-Dowgiało E., 1977, *Channel pattern changes during the last glaciation and Holocene in the northern part of the Sandomierz Basin and the middle part of the Vistula valley, Poland*, [w:] K.J. Gregory (red.), *River Channel Changes*, John Wiley and Sons, Chichester-New York-Brisbane-Toronto.
- Żelazo J., Poppek Z., 2002, *Podstawy renaturyzacji rzek*, Wyd. SGGW, Warszawa.

[Wpłynęło: listopad 2004; poprawiono: luty 2005 r.]

ZYGMUNT BABIŃSKI

RENATURALISATION OF THE LOWER VISTULA VALLEY USING
THE HYDROTECHNICAL METHOD

Almost 200 years of human influence on fluvial processes with a view to reducing flooding, activating navigation and generating water power, has led to degradation of the natural habitat on the floor of the lower Vistula valley.

The problem of degradation mainly concerns the permanent lowering of the river bed bottom from about 1.3 to 2.0 m (and at the same time lowering of the groundwater surface – plate 4C) and of the transformation of the wetland habitat of floodplain forest and bogs into arable land behind the embankments. The former phenomenon occurs in the area affected by seasonal flooding and is thus excluded from the economic sphere, while the latter is a result of purposeful human activity.

The prospects of managing the lower Vistula valley as a cascade water intake and the need to rehabilitate the area make it necessary to arrest or even eliminate the negative influence of the „Włocławek” Reservoir. Designed as a drop in the cascade system, it has been functioning in isolation for 30 years and has caused the permanent lowering of the river bottom downstream of the dam. As this situation threatens the existence of the dam, urgent efforts should be made to eliminate the deep erosion. The ways of „repairing” the process attempted hitherto, and other considered variants for hydrotechnical structures have brought no positive results.

The cascade structure of the lower Vistula valley was planned to affect the environment as little as possible. To achieve this aim, the number of reservoirs of small damming capacity must be increased, the reservoirs being built within the present embankments and to the area of regulated river bed (the biggest of the planned reservoirs – the „Włocławek” Reservoir – does not satisfy the above conditions). However, there is a highly controversial effect not to be overlooked – the influence of the dikes on fish migration. This problem could be solved by means of the lateral canal system (Fig. 3), utilizing the ox-bow lakes (Figs. 4, 7) and thus following the example of the Giessgang and the Marchfeld canal on the Danube in Austria (Figs. 5, 6). These ditches of controlled hydrological regime would offer an argument for rehabilitating the degraded floodplains. The area gained in this way could also function as polders – abstracting the excess of flood waters – but the present management of the land behind the banks makes such rehabilitation impossible. The restored land would also solve the problem of floods.

Gleba jako indykator zmian w środowisku przyrodniczym

Soils as indicators of changes in natural environment

MAREK DEGÓRSKI

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN,
00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55; e-mail: m.degor@twarda.pan.pl

Zarys treści. W artykule omówiono indykacyjną wartość gleb w badaniach środowiska przyrodniczego. Wskazano na możliwości wykorzystania bezpośrednich i pośrednich wskaźników pedologicznych do oceny zmian w systemie przyrodniczym pod wpływem zewnętrznych czynników naturalnych i antropogenicznych. Podkreślono, iż najczęściej wartość wskaźnikowa gleb znajduje zastosowanie w diagnozie stanu środowiska przyrodniczego i jego rekonstrukcji paleogeograficznej, ocenie odporności siedlisk na czynniki antropogeniczne i określaniu stopnia ich przekształcenia oraz w analizach funkcjonalno-strukturalnych przestrzeni geograficznej.

Słowa kluczowe: wartość indykacyjna gleb, środowisko przyrodnicze, wskaźniki i miary glebowe, aktualizm geograficzny, chronosekwencje, toposekwencje.

Wstęp

Środowisko przyrodnicze podlega ciągłym przemianom wynikającym ze zmieniających się uwarunkowań zewnętrznych, zarówno endogenicznych, powodowanych energią wnętrza Ziemi i egzogenicznych, których siła sprawcza wynika z energii kosmosu, jak i antropogenicznych wywołanych oddziaływaniem człowieka na środowisko, a generowanych przez uwarunkowania społeczno-ekonomiczne. Asymetryczne czasowo (czyli o różnej długości i intensywności przebiegu w różnych regionach geograficznych) procesy naturalne zachodzące w środowisku, powodują zmiany, które mają charakter krótkookresowy (sezonowy), długookresowy lub też nagły (zjawiska ekstremalne). W wyniku ich oddziaływania na cały system przyrodniczy kształtuje się jego przestrzenna struktura o określonych właściwościach i cechach. Wraz z rozwojem cywilizacyjnym zwiększa się również wpływ czynników antropogenicznych, które modyfikują naturalną cykliczność zjawisk zachodzących w środowisku przyrodniczym, często intensyfikując ich nieregularność.

W dociekaniach poznawczych dotyczących przebiegu mechanizmów kształtujących środowisko oraz zmian jakie one wywołują w funkcjonowaniu całego systemu przyrodniczego i związanych z tym efektów przestrzennego zróżnicowania właściwości poszczególnych komponentów, poszukuje się jak najprostszymi miar i wskaźników powyższych zjawisk i zależności. Założeniem tych działań jest znalezienie takich narzędzi, które z jednej strony byłyby dokładnym estymatorem umożliwiającym ocenę strukturalno-funkcjonalnych prawidłowości jakie zachodzą w przestrzeni w ujęciu dynamicznym, z drugiej zaś pozwalałyby na osiągnięcie jak najszerszej i wiarygodnej informacji o obiekcie badań jakim jest środowisko. Trzeba jednak podkreślić, że z uwagi na złożoność jego morfogenezy, analiza zmian zachodzących w systemie przyrodniczym jest bardzo trudna, a poznanie prawidłowości przestrzennych jest raczej wiedzą o porządku, który człowiek nakłada na rzeczywistość i który pozwala tę rzeczywistość zrozumieć (Degórski, 2004).

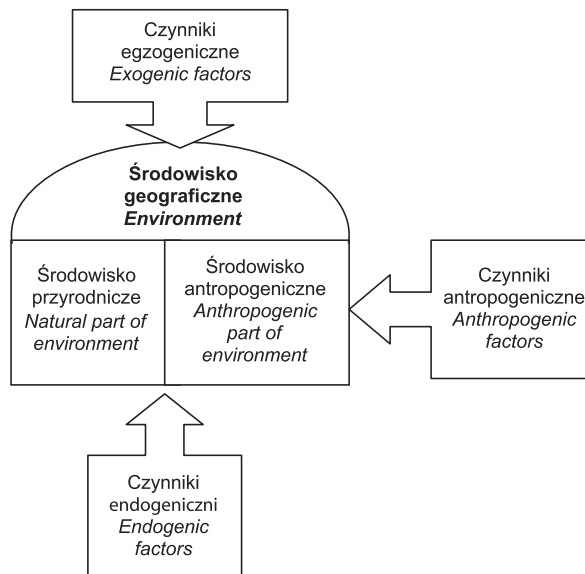
Jednym z narzędzi poznania zmian środowiska w aspekcie przestrzennym i czasowym są miary i wskaźniki glebowe, które z jednej strony pozwalają na rekonstrukcję czynników kształtujących paleośrodowisko przyrodnicze w różnych skalach czasowych, od geologicznej do historycznej, z drugiej zaś umożliwiają diagnozę i prognozę stanu środowiska przyrodniczego pod wpływem zachodzących współcześnie procesów naturalnych i antropogenicznych.

Celem artykułu jest zaprezentowanie wartości indykacyjnej gleb w badaniach środowiska przyrodniczego. Przedstawiono najczęściej stosowane bezpośrednio i pośrednio wskaźniki glebowe wykorzystywane do diagnozy i oceny funkcjonalno-strukturalnych zmian jakie zachodziły i zachodzą w środowisku przyrodniczym pod wpływem naturalnych i antropogenicznych czynników.

Gleba jako komponent środowiska geograficznego

W niniejszych rozważaniach środowisko geograficzne rozumiane jest, zgodnie z teorią Bertalanffy'ego (1962), jako megasystem (zbiór systemów i podsystemów) łączący w sobie dwie podstawowe kategorie przestrzeni geograficznej, jakimi są system środowiska przyrodniczego i środowiska antropogenicznego (Degórski, 2005). Charakterystyczne dla pierwszego z nich jest to, iż jego cechy powstały bez udziału człowieka, środowisko antropogeniczne cechuje się atrybutami powstałymi w wyniku procesu myślowego człowieka i jego działań. Relacje zewnętrzne, stanowiące otoczenie systemu geograficznego stanowią interakcyjne zależności pomiędzy całym systemem a procesami egzogenicznymi, endogenicznymi i antropogenicznymi (ryc. 1).

Podmiotem systemu środowiska przyrodniczego jest zatem fizyczna część przestrzeni geograficznej, w skład której wchodzi abiotyczne i biotyczne komponenty przyrody: litosfera, atmosfera, hydrosfera, kriosfera, biosfera i pedosfera. Charakteryzuje się ona określoną strukturą, kształtowaną przez kompleks



Ryc. 1. Procesy kształtujące środowisko geograficzne
Processes shaping the geographical environment

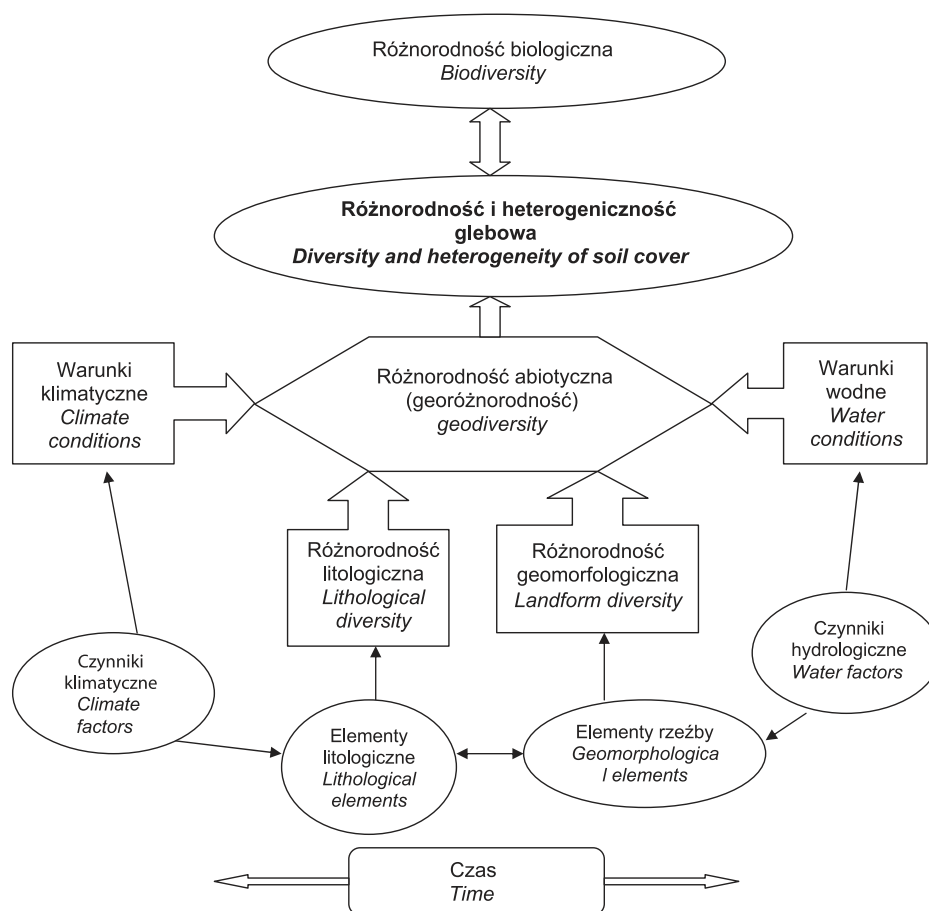
wewnętrznych interakcyjnych zależności pomiędzy poszczególnymi komponentami i zewnętrznymi związków z otoczeniem – środowiskiem antropogenicznym.

Wśród komponentów środowiska przyrodniczego szczególną rolę odgrywa gleba, będąca bardzo aktywnym elementem całego systemu przyrodniczego. Otwartość podsystemu glebowego, jego powiązanie przyczynowo-skutkowe z innymi komponentami środowiska i wynikająca z tego wielofunkcyjność pokrywy glebowej w środowisku znajduje swoje miejsce w formule:

$$S = f(c_l + o + r + p + w + \dots + a_n)t.a,$$

definiującej glebę jako ciało przyrodnicze (S), którego geneza i właściwości są funkcją (f) uwarunkowań klimatycznych (cl), biotycznych (o), geomorfologicznych (r), litologicznych (p), wodnych (w) i antropogenicznych (an) przebiegających w określonym czasie (t) i przestrzeni (a). Zaproponowany przez H. Jenny w roku 1941 zapis matematyczny tych zależności ($S = f(c_l + o + r + p + t\dots)$) podlega zatem ciągłemu uzupełnianiu i uszczegóławianiu (Jenny, 1983; Buol i inni, 1989; Kowalkowski i inni, 1994; Robertson i inni, 1999).

Pokrywa glebowa przez wielu gleboznawców i geografów uważana jest za „zwierciadło” środowiska geograficznego, czyli komponent, którego cechy są odzwierciedleniem ilościowych i jakościowych zmian zachodzących w poszczególnych podsystemach i systemach środowiska geograficznego. Przestrzennym wyrazem tych procesów uwarunkowanych zmieniającą się w czasie różnorodnością biologiczną i abiotyczną jest heterogeniczność i różnorodność pokrywy glebowej (ryc. 2).

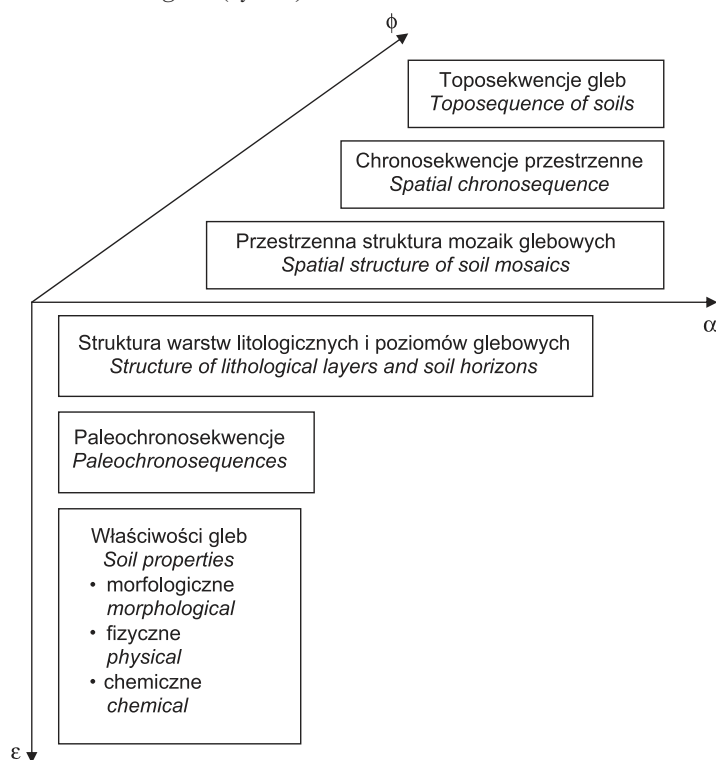


Ryc. 2. Związki pomiędzy różnorodnością biologiczną i georóżnorodnością a różnorodnością i heterogenicznością pokrywy glebowej
Linkage between biodiversity and geodiversity, as well as diversity and heterogeneity of soil cover

Założenia teoretyczne konstruowanych wskaźników glebowych

Wspomniana już otwartość systemu glebowego, jego ściśle powiązanie z innymi podsystemami środowiska przyrodniczego i środowiskiem antropogenicznym oraz wielofunkcyjność jaka charakteryzuje glebę w krajobrazie sprawiają, że pokrywa glebowa ma dużą wartość wskaźnikową w ocenie sprawności całego geosystemu oraz zmian w nim zachodzących. Jednym z nowych trendów i podejść badawczych geografii gleb w aspekcie takich ocen jest wykorzystywanie pedonów jako indykatorów dynamiki funkcjonowania środowiska i jego właści-

wości. Stosuje się metody pośrednie, w których wykorzystuje się wiedzę o współczesnych warunkach powstawania danego typu gleby do rekonstrukcji i diagnozy właściwości środowiska geograficznego oraz metody bezpośrednie, polegające na konstruowaniu wskaźników pedologicznych opartych na wynikach analiz i pomiarów właściwości gleb. Wśród podejść wykorzystujących glebę jako narzędzie diagnostyczne w geograficznych studiach nad zmianami właściwości środowiska należy wymienić analizy zróżnicowanych typologicznie układów przestrzennej zmienności pokrywy glebowej wynikającej z uwarunkowań innych komponentów środowiska. Obiektem badań w takich studiach są: toposekwencje gleb, przestrzenne chronosekwencje gleb (tzw. chronosekwencje odkryte) i przestrzenne struktury mozaik glebowych. Innym typem badań bazującym na pionowym rozkładzie struktur glebowo-litologicznych lub zróżnicowaniu cech glebowych będących wynikiem procesów pedogenicznych i morfo-litologicznych są analizy struktury warstw litologicznych i poziomów glebowych (litosekwencji), paleochronosekwencji (tzw. chronosekwencji zakrytych) oraz profilowego zróżnicowania właściwości gleb (ryc. 3).



Ryc. 3. Wymiar przestrzenny i profilowy analiz glebowych
w diagnozie zmian środowiska przyrodniczego
The spatial and profile dimensions to soil analysis
in the diagnosis of environmental change

Najłatwiejsze w zastosowaniu są podejścia badawcze, w których pośrednio, na podstawie powiązań danego typu gleby z jego siedliskiem oraz wzajemnego sąsiedztwa pedonów wnioskuje się o właściwościach litologicznych, hydrologicznych czy fitosocjologicznych środowiska, bardzo często w ujęciu dynamicznym. Do aparatu badawczego wykorzystywanego w tego typu studiach należą analizy obiektów rozpatrywanych jako liniowe układy przestrzenne pokrywy glebowej, jak i wieloprzestrzenne struktury pokrywy glebowej. Wśród układów liniowych najlepszym obiektem badań są toposekwencje, do których można zaliczyć: (1) kateny glebowe, czyli przestrzennie powtarzalne sekwencje gleb, których heterogeniczność zależy przede wszystkim od rzeźby terenu i związanych z nią cech pośrednich środowiska, takich jak wysokość względna, nachylenie zboczy, typ gospodarki wodnej, itd. (Milne i inni, 1935; Wieder i inni, 1985; Kowalkowski, 2000) oraz (2) chronosekwencje glebowe, czyli układy przestrzenne gleb wykształcone z tej samej skały macierzystej i w analogicznych warunkach rzeźby, ale charakteryzujących się asymetrią czasu pedogenezy (Salisbury, 1925; Prusinkiewicz, 1965; Vreken, 1975; Jäger, 1982; Schenck, 1990; Kowalkowski, 2001b).

Wieloprzestrzenne studia zmian środowiska geograficznego wykorzystujące wartość wskaźnikową gleb wykonuje się na podstawie analiz mozaik glebowych lub też agregacji mozaik glebowych, w których coraz częściej wykorzystuje się narzędzia Systemu Informacji Geograficznej (GIS).

Dużo bardziej złożone z punktu widzenia metodyki badań jest poszukiwanie wskaźników glebowych wykorzystujących bezpośrednio metody pomiaru cech glebowych w interpretacji zmian środowiska. Podejście to wymaga, oprócz doskonałej znajomości procesów pedogenicznych kształtujących współczesną pokrywę glebową oraz wzajemnych powiązań pomiędzy podsystemami środowiska przyrodniczego, również stosowania wysoce specjalistycznych metod analitycznych. W dążeniu do optymalizacji jakości stosowanych miar poszukuje się wskaźników, które charakteryzowałyby warunki panujące w środowisku w czasie ich powstawania, określałyby aktualne właściwości środowiska (zarówno naturalne jak i przekształcone pod wpływem czynników antropogenicznych), a zarazem takich, które byłyby pomocne w interpretacji zjawisk i procesów jakie zachodziły i zachodzą w środowisku geograficznym. Konstruowanie ich jest jednak bardzo trudne. Wynika to z kilku podstawowych cech systemu glebowego warunkujących jego funkcjonowanie, a które należy brać pod uwagę przy formułowaniu i opracowywaniu koncepcji i założeń wskaźników. Za najważniejsze należy uznać następujące:

- gleby są bardzo często utworami poligenetycznymi, o bardzo złożonej genezie, która odbywała się w różnych warunkach środowiska geograficznego;
- współczesna pokrywa glebowa charakteryzuje się różną aktywnością tych samych procesów pedogenicznych, a miejscami można zaobserwować dyskontynuację jakiegoś typu gleb w polipledonach, co oznacza, że nie odpowiada on obecnym uwarunkowaniom środowiska;

- gleba jest komponentem środowiska wolno reagującym pod względem pedogenicznym na zmiany innych jego komponentów;
- każda gleba ma określoną odporność (zdolność buforową) na wpływ czynników zewnętrznych (stresogennych), zarówno naturalnych, jak i antropogenicznych.

Znając te ograniczenia w pracach z wykorzystaniem pokrywy glebowej jako narzędzia diagnozy stanu i zmian środowiska przyrodniczego, należy tak prowadzić badania, ażeby gleby miały znaną pedogenezę, były reprezentatywne dla danego regionu geograficznego i posiadały określony stan dyssypatywności.

Bezpośrednie wskaźniki pedologiczne

Do najczęściej stosowanych bezpośrednich wskaźników glebowych w analizach funkcjonalno-strukturalnych środowiska przyrodniczego należą:

- pedogeniczne – pomocne w interpretacji warunków paleogeograficznych i współczesnych środowiska przyrodniczego, panujących w danym regionie geograficznym;
- ekologiczno-glebowe – pomocne w ocenie funkcjonowania współczesnych ekosystemów występujących w danym regionie geograficznym;
- degradacji gleb, pomocne przy interpretacji stopnia antropopresji na środowisko przyrodnicze.

Spśród licznych bezpośrednich wskaźników pedogenicznych bazujących na właściwościach chemicznych gleb należy wymienić miary wykorzystujące zależności pomiędzy aktywnymi formami żelaza, glinu i materii organicznej. Służą one przede wszystkim do rekonstrukcji warunków środowiska przyrodniczego w jakich powstawała dana gleba i umiejscowienia procesów pedogenicznych w skali czasowej. Liczne badania dowiodły, że w glebach wykształconych w podobnym materiale litologicznym i zbliżonych warunkach topoklimatu, wraz z ich wiekiem wzrasta stopień przekształcenia krzemianów żelaza w tlenki tego pierwiastka (Kowalkowski, 1968; Pokojska, 1979; Catt, 1988; Arduino i inni, 1986; Mokma, 1991; Bednarek i Pokojska, 1996; WRB, 1998). Wyrazem tego jest między innymi wzrost udziału żelaza wolnego (Fe_d) w ogólnej zawartości tego pierwiastka w glebie, a także wyższa wartość stosunku żelaza amorficznego (Fe_o) do żelaza wolnego (Fe_d) określana jako wskaźnik Schwertmanna (1964). Na podstawie wskaźników pedogenicznych formułowane są również kryteria poziomów diagnostycznych, charakterystycznych dla danych typów gleb, a tym samym określające warunki, w jakich pedony te powstawały. Przykładów zastosowania wskaźników pedogenicznych do oceny poziomów diagnostycznych jest w literaturze przedmiotu bardzo wiele. Można tu wymienić między innymi następujące wskaźniki: zawartości amorficznego żelaza i glinu w poziomie wzbogacania (WRB, 1998), przemieszczania amorficznego żelaza i glinu (WRB, 1998), przemieszczania wolnego żelaza (Konecka-Betley, 1968; Bednarek,

1991), iluwiacji (Mokma, 1983), zawartości kompleksów żelazisto-glinowo-próchnicznych w poziomie wzbogacania (Mokma, 1983), relacji pomiędzy zawartością kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poziomie próchnicznym i poziomach diagnostycznych spodic i syderic (Mokma, 1983; Bednarek, 1991), nieruchliwych kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych (Mokma, 1983). Wszystkie wymienione wskaźniki zostały wykorzystane przez autora niniejszego artykułu w badaniach geograficznych uwarunkowań rozwoju gleb bielicoziemnych w środkowej i północnej Europie, a wyniki tych studiów umożliwiły poznanie przestrzennie i czasowo zróżnicowanych środowisk pedogenicznych (Degórski, 2002).

Głównym celem określania wskaźników ekologiczno-glebowych jest ocena sprawności, funkcjonowania i odporności na czynniki zewnętrzne współczesnych ekosystemów, jako części składowych systemu przyrodniczego. Poprzez diagnozę jednego z jego podsystemów możemy wnioskować o stanie i funkcjonowaniu całego środowiska przyrodniczego. Najprostsze wskaźniki będące dokładnym narzędziem wykorzystywanym w takich ocenach bazują na diagnozie buforowych właściwości gleb, ich troficzności i określaniu wzajemnych relacji pomiędzy właściwościami sorpcyjnymi. Jedną z propozycji jest wskaźnik elastyczności gleb, nazwany od jego twórcy wskaźnikiem Ulricha (Ulrich i inni, 1984). Zdefiniowany jako stosunek sumy wymiennych kationów wapnia i magnezu do pojemności sorpcyjnej gleby, daje możliwość wskazania siły odporności badanych siedlisk na wpływ czynników zewnętrznych. Jego wartość jest tym mniejsza, im dane siedlisko jest uboższe w składniki odżywcze. Analiza taka jest bardzo ważna, gdy zubożenie gleb w nutrienty wywołane jest gospodarką człowieka.

Wskaźniki degradacji gleb określają stopień przekształcenia pedonów pod wpływem czynników antropogenicznych. Jako kryteria degradacji gleb najczęściej stosowane do ocen funkcjonowania całego systemu przyrodniczego można wymienić następujące:

- stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami wodoru (H^+) jako wskaźnik antropogenicznego zakwaszania ekosystemów (Siuta i inni, 1985);
- stosunek Ca do $Ca + Al + Fe$, jako wskaźnik toksycznego oddziaływania glinu na biosferę, (Baran i Turski, 1996);
- stosunek zawartości poszczególnych pierwiastków w pył atmosferycznym do jego naturalnej zawartości w glebie, jako wskaźnik alokacji zanieczyszczeń, głównie metali ciężkich (Adriano, 1986);
- zawartość próchnicy i jej skład frakcyjny, jako miary degradacji potencjału biotycznego środowiska (Siuta i inni, 1985; Robertson i inni, 1999);
- morfologiczne zaburzenia budowy profilu glebowego, jako wskaźnik bezpośredniego destrukcyjnego oddziaływania człowieka na środowisko przyrodnicze (Degórski, 1995) – fot. 1.



Fot. 1. Gleba antropogeniczna (Anthropi-Gleyic Regosol) z wyraźnym poziomem zanieczyszczeń o dużej zawartości metali ciężkich (Ortenberg, Dolina Renu, Niemcy)

Anthropogenic soil (Anthropi-Gleyic Regosol) with contaminated material shows very high heavy metal contents (Ortenberg, Rhine Valley, Germany)



Fot. 2. Widok wydmy z glebami kopalnymi na Półwyspie Helskim (fot. A. Kowalkowski)

View on the dune with fossil soil on Hel Peninsula (photo. A. Kowalkowski)

Bardzo interesującym, a zarazem praktycznym wykorzystaniem chemicznych wskaźników glebowych do oceny wpływu człowieka na środowisko geograficzne jest ich stosowanie w rekonstrukcjach historycznych terenów osadniczych, często prowadzonych na stanowiskach archeologicznych (Bednarek i inni, 2003). Na ich podstawie dokonuje się analizy struktury i funkcji poszczególnych części zespołów osadniczych, wskazując miejsca siedlisk ludzkich, czy też miejsca hodowli inwentarza. W tego typu studiach najczęściej używa się wskaźników opartych na zawartościach fosforanów, magnezu i pewnych frakcji węgla (tzw. *charred organ carbon* lub *black carbon*) w glebie (Acott, 1998; French i inni, 1998). W Polsce studia nad rekonstrukcją przestrzennej struktury osadniczej prowadzono w okolicach Torunia (Chełmża, Kałduss – R. Bednarek i inni, 2003, 2004b) oraz Warszawy (Wyszogród, Maciejowice – K. Konecka-Betley i E. Okołowicz, materiały niepublikowane).

Pośrednie wskaźniki pedologiczne

Jednym ze sposobów interpretacji przemian środowiska przyrodniczego i jego rekonstrukcji historyczno-funkcjonalnej za pomocą pośrednich metod pedologicznych jest identyfikacja układu pionowych struktur (stratygrafii) warstw litologicznych oraz współczesnych i kopalnych poziomów glebowych (fot. 2). Analiza wzajemnego położenia gleb kopalnych (pełnych profili lub ogłowionych) i gradacyjnych warstw litologicznych, przykrywających wykształcone w przeszłości poziomy genetyczne gleb, szczególnie próchniczne, umożliwia rekonstrukcję rzeźby terenu oraz warunków wodnych. Stopień wykształcenia gleb kopalnych wskazuje przede wszystkim na poziom stabilności systemu przyrodniczego oraz przebieg procesów kształtujących środowisko, zaś miąższość pełnoprofilowych gleb kopalnych najlepiej charakteryzuje długość przebiegu procesu pedogenicznego, a strop poziomu próchnicznego określa topomorfologię powierzchni terenu. Poprzez typologiczną identyfikację gleby i znajomość warunków siedliskowych determinujących dany proces glebotwórczy, można określić również warunki hydrotermiczne jakie występowały w paleośrodowisku przyrodniczym. Te same procedury identyfikacyjne pozwalają określić szatę roślinną jaka porastała gleby paleoekosystemów (Manikowska, 1999; Janowska, 2001; Bednarek, 2000; Bednarek i inni, 2004a). Stosując dodatkowo bezpośrednie pomiary wieku bezwzględnego gleb i skał, wykorzystując do tego jedną z ponad 20 metod badawczych (Catt, 1988) lub też pośrednie metody pedogenetyczne bazujące na ocenie stadiów rozwoju pedonu, możemy umiejscowić przebieg analizowanych procesów litologiczno-glebotwórczych w czasie (Gerrard, 1995).

Innym podejściem badawczym wykorzystującym pośrednie metody pedologiczne, umożliwiające określenie ewolucji środowiska przyrodniczego, są studia nad rozwojem wspomnianych już wcześniej chronosekwencji, które zgodnie z asymetrycznością czasu ich genezy dzieli się na różnokońcowe, równopoczą-

kowe, transgresyjne z nakładaniem i transgresyjne bez nakładania (Vreken, 1975; Schenck, 1990; Birkeland, 1999). Z uwagi na jednorodny materiał litologiczny i podobne uwarunkowania zewnętrzne w jakich kształtowały się typologicznie takie same gleby w różnym czasie, studia chronosekwencji umożliwiają identyfikację warunków środowiska przyrodniczego jakimi charakteryzowało się ono w określonych okresach geologicznych (Jäger, 1982; Guccione, 1985; Kowalkowski, 2001b). Klasycznym już przykładem tego typu analiz są wyniki badań odkrytych chronosekwencji równońcowych gleb wykształconych na różnowiekowych wydmach Bramy Świny (Prusinkiewicz, 1961, 1965), rekonstruuje warunki środowiska przyrodniczego w jakich odbywał się ich rozwój. Obecnie w Polsce analogiczne badania gleb bielcowych powstałych na wydmach brunatnych, żółtych i białych prowadzone są pod kierunkiem autora niniejszego artykułu na Półwyspie Helskim¹, a ich wyniki są podstawą do poznania procesów morfologicznych i pedologicznych jakie zachodziły na tym obszarze w czasie ostatnich 2300 lat, czyli od momentu wykształcenia się najstarszych gleb bielcowych (fot. 3).

Aktualizm geograficzny a badanie środowiska geograficznego na podstawie wskaźników glebowych

W ocenie rozwoju pokrywy glebowej, podobnie jak całego systemu środowiska przyrodniczego wykorzystuje się zasadę aktualizmu geograficznego, która odnosić się może zarówno do analiz przestrzennych, jak i paleogeograficznych. Pierwsze podejście polega na porównaniu procesów fizycznogeograficznych obecnie zachodzących w jeszcze bardzo aktywnym środowisku glebotwórczym z terenami charakteryzującymi się morfogenetycznie dojrzałymi pedonami powstałymi w podobnych warunkach siedliskowych w przeszłości, a obecnie znajdującymi się w odmiennym środowisku glebotwórczym (Degórski, 2002). Drugi typ analiz pozwala zaś na porównywanie podobnie zidentyfikowanych typologicznie gleb kopalnych i współczesnych (Bednarek, 2000). Analizy te umożliwiają zatem rekonstrukcję warunków środowiska przyrodniczego jakie panowały w przeszłości na badanym przez nas terenie.

Na większości obszarów centralnej i północnej Europy inicjacja powstawania gleb następowała po ustąpieniu lądolodu, czyli geneza tych gleb obejmuje późny plejstocen i holocen. Warunki w jakich tworzyły się gleby w tych częściach Europy były zatem charakterystyczne dla klimatu arktycznego, subarktycznego, polarnego oraz umiarkowanego chłodnego i ciepłego. W każdym ze środowisk glebotwórczych (arktycznym, peryglacjalnym, tundrowym, leśnym) związanych z określonym klimatem i szatą roślinną, powstawały specyficzne dla niego polipedony, bądź też następowało nakładanie się cech specyficznych dla danego środowiska

¹ Projekt badawczy KBN – 2 PO4E 01526 „Geograficznie uwarunkowane trendy i dyskontynuacje procesów rozwoju gleb bielicoziemnych – ich genetyczne i ekologiczne aspekty”.



Fot. 3. Najstarsze bielice helskie z poziomem iluwialnym o średniej miąższości około 80 cm
The oldest podzols on Hel Peninsula with illuvial horizon about 80 cm deep

pedogenicznego na istniejące już gleby. Bardzo często w profilach glebowych, obok struktury wykształconych poziomów genetycznych gleb, można zarejestrować ślady procesów lito- i morfogenetycznych. Mogą być to diagnostyczne poziomy wietrzenia peryglacialnego (Kopp, 1970; Kowalkowski, 1973, 2001a), struktury wietrzenia kriogenicznego czy też procesów krioturbacji, jak na przykład kliny mrozowe (fot. 4).

W studiach pedologicznych wykorzystujących zasadę aktualizmu geograficznego poszukuje się glebowych cech diagnostycznych, pomocnych przy określaniu geograficznej i czasowej zmienności uwarunkowań pedogenezy, a tym samym właściwych dla niej cech środowiska. Jak wykazały dotychczasowe badania pokrywy glebowej przeprowadzane w skali ponadregionalnej, istnieją cechy i właściwości gleb charakteryzujące się zmiennością geograficzną, czyli takie, które uznać można za diagnostyczne w przestrzennych analizach zróżnicowania środowiska przyrodniczego. Na podstawie badań przeprowadzonych w ekosyste-

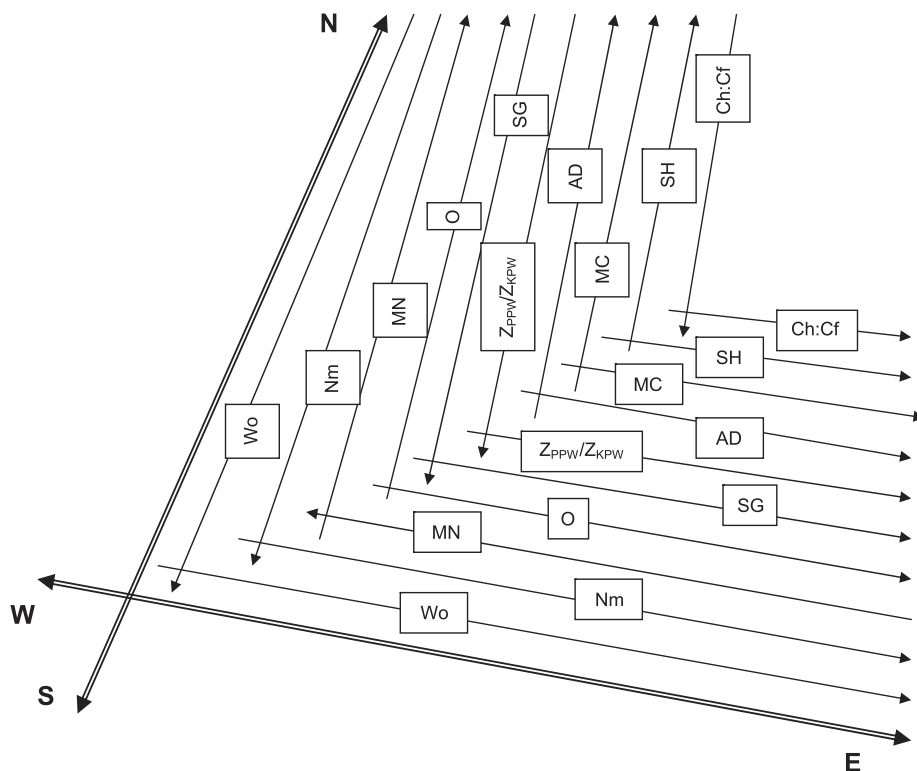


Fot. 4. Gleba wykształcona w materiale peryglacialnym z widocznymi śladami zjawisk kriogenicznych (Schliffkopf, Czarny Las, Niemcy)
Soil developed in periglacial deposits with cryogenic forms (Schliffkopf, Black Forest, Germany)

mach borów i borów mieszanych środkowej i północnej Europy wykazano, że spośród ponad 50 analizowanych cech i właściwości gleb, około 1/3 (17 cech i właściwości) wykazywało istotne statystycznie różnice wynikające z położenia geograficznego (Degórski, 2002). Znajdują się wśród nich charakterystyki:

- morfologicznych właściwości gleby (miąższość poziomu próchnicznego oraz solum gleby);
- fizycznych właściwości gleby (zawartość minerałów nieodpornych na procesy destrukcji we frakcji ciężkiej, wskaźnik niejednorodności materiału, wskaźnik obróbki materiału, wskaźnik deficytu wilgotności chwilowej w stosunku do wilgotności gleby w stanie polowej pojemności wodnej, stosunek zapasu wody glebowej w stanie polowej pojemności wodnej do stanu kapilarnej pojemności wodnej, pojemność powietrzna);
- chemicznych właściwości gleby (zapas węgla organicznego, stosunek zawartości węgla kwasów huminowych do zawartości węgla kwasów fulwowych, stopień humifikacji, aktywność dehydrogenazy mleczanowej w poziomie organicznym i próchnicznym, zawartość fosforu ogółem i dostępnego dla roślin, wymienny glin, wymienny wodór, kwasowość wymienna, relacje pomiędzy różnymi formami glinu i żelaza).

Wszystkie one charakteryzują zarówno geograficznie uwarunkowaną zmienność procesów pedogenicznych, jak ich związki ze środowiskiem przyrodniczym jako systemem, w którym procesy te zachodzą. Przykładowe kierunki zmian wybranych cech wzdłuż rozciągłości południkowej ($50^{\circ}10' - 69^{\circ}44'N$) i równoleż-



Ryc. 4. Kierunki wzrostu wartości wybranych cech diagnostycznych gleb bielocziemnych określone dla środkowej i północnej Europy w koordynatach geograficznych (Wo – wskaźnik obróbki ziarna, Nm – wskaźnik niejednorodności materiału, MN – zawartość minerałów nieodpornych na destrukcję, O – miąższość poziomu organicznego gleby, SG – miąższość solum gleby, ZPPW/ZKPW – stosunek zapasów wody w stanie polowej pojemności wodnej do zapasów wody w stanie kapilarnej pojemności wodnej, AD – aktywność dehydrogenazy mleczanowej, MC – zapasy węgla organicznego w glebie, SH – stopień humifikacji, Ch:Cf – stosunek kwasów huminowych do kwasów fulwowych)

Directions to the increase in value of selected diagnostic features of podzolic soils as determined for central and northern Europe in geographical coordinates (Wo – quartz grain abrasion index, Nm – non-homogeneous index, MN – content of unresistant minerals, O – thickness of organic horizon, SG – thickness of soil solum, ZPPW/ZKPW – ratio of soil-water stock at field capacity to soil-water stock at capillary water capacity, AD – lactate dehydrogenase activity, MC – carbon storage, SH – degree of humification, Ch:Cf – ratio of humic to fulvic acids)

nikowej (12°25'–32°37'E) przedstawiono na rycinie 4, zaś modele regresji dla związku pomiędzy wybranymi cechami diagnostycznymi a długością i szerokością geograficzną – w tabeli 1.

Tabela 1. Modele regresji i współczynniki korelacji określone dla związku pomiędzy wybranymi cechami diagnostycznymi badanych gleb biellicowych a długością i szerokością geograficzną (zmiennie niezależne)

Cechy diagnostyczne	Rozciągłość równoleżnikowa (W–E)		Rozciągłość południkowa (N–S)	
	model i parametry regresji	współczynnik korelacji	model i parametry regresji	współczynnik korelacji
Wo	$y = 1656,2 - 59,884x + 1,462x^2$	$r = 0,943$	$y = -256,42 + 51,02x - 0,502x^2$	$r = 0,887$
Nm	$y = -1,002 + 0,373x - 0,005x^2$	$r = 0,798$	$y = 80,562 - 2,36x + 0,018x^2$	$r = 0,935$
MN	$y = 95,959 - 2,93x$	$r = 0,983$	$y = -647,128 + 21,12x - 0,151x^2$	$r = 0,994$
O	$y = 2,792 + 0,101x$	$r = 0,951$	$y = 9,286 - 0,074x$	$r = 0,985$
SG	$y = 40,491 + 1,191x$	$r = 0,930$	$y = 200,18 - 2,581x$	$r = 0,983$
Z _{PPW} /Z _{KPW}	$y = 0,346 + 0,012x$	$r = 0,716$	$y = 4,722 - 0,137x + 0,001x^2$	$r = 0,983$
AD	$y = -0,659 + 0,059x$	$r = 0,775$	$y = -12,96 + 0,414x$	$r = 0,759$
MC	$y = 30,363 - 1,965x + 0,05x^2$	$r = 0,790$	$y = 31,217 - 0,822x + 0,01x^2$	$r = 0,802$
SH	$y = 36,547 - 1,992x + 0,078x^2$	$r = 0,720$	$y = 416,37 - 12,371x + 0,094x^2$	$r = 0,870$
Ch:Cf	$y = -44,524 + 5,597x - 0,106x^2$	$r = 0,910$	$y = 1,090 - 0,017x + 9,184x^2$	$r = 0,884$

Wo – wskaźnik obróbki ziarna,

Nm – wskaźnik niejednorodności materiału,

MN – zawartość minerałów nieodpornych na destrukcję,

O – miąższość poziomu organicznego gleby,

SG – miąższość solum gleby,

Z_{PPW}/Z_{KPW} – stosunek zapasów wody w stanie połowej pojemności wodnej do zapasów wody w stanie kapilarnej pojemności wodnej,

AD – aktywność dehydrogenazy mleczanowej,

MC – zapasy węgla organicznego w glebie,

SH – stopień humifikacji,

Ch:Cf – stosunek kwasów huminowych do kwasów fulwowych.

Wnioski

Przedstawione powyżej przykłady badań środowiska przyrodniczego z wykorzystaniem gleb jako wskaźnika jego zmian zachodzących w czasie i przestrzeni pozwalają na sformułowanie następujących wniosków ogólnych.

1. Gleba z uwagi na swe interakcyjne powiązania z innymi komponentami środowiska ma dużą wartość indykacyjną w ocenie zmian zachodzących w całym systemie przyrodniczym.

2. Heterogeniczność pokrywy glebowej, będąca następstwem przestrzennego i czasowego zróżnicowania czynników pedogenicznych jest źródłem informacji o funkcjonowaniu środowiska przyrodniczego w ujęciu geograficznym i dynamicznym.

3. Wskaźniki glebowe mogą mieć charakter bezpośredni, czyli być konstruowane na podstawie wyników z pomiarów polowych i laboratoryjnych, lub charakter pośredni, nawiązujący do położenia danego poziomu diagnostycznego w przekroju pionowym, lub pedonu w mozaice przestrzennej pokrywy glebowej (toposekwencje, chronosekwencje odkryte, agregacje pedonów).

4. Wskaźniki glebowe są wykorzystywane najczęściej w diagnozie stanu środowiska przyrodniczego i jego rekonstrukcji paleogeograficznej, ocenie odporności siedlisk na czynniki antropogeniczne i określaniu stopnia ich przekształcenia oraz w analizach funkcjonalno-strukturalnych przestrzeni geograficznej.

Piśmiennictwo

- Acott T.G., 1998, *A study of anthropogenic activity and pedogenesis from the 2nd millennium BC to the 2nd millennium AD at Lairg, northern Scotland*, [w:] C. Mills, G. Coles (red.), *Life on the Edge: Human Settlement and Marginality*, Symposia of the Association for Environmental Archaeology, 13, s. 73–79.
- Adriano D., 1986, *Trace Elements in the Terrestrial Environment*, Springer, New York.
- Arduino E., Bariberis E., Ajmone-Masan F., Zanini E., Francini M., 1986, *Iron oxide and clay minerals within profiles as indicators of soil age in northern Italy*, *Geoderma*, 37, 1, s. 45–55.
- Baran S., Turski R., 1996, *Degradacja, ochrona i rekultywacja gleb*, Wydawnictwo Akademii Rolniczej w Lublinie, Lublin.
- Bednarek R., 1991, *Wiek, geneza i stanowisko systematyczne gleb rdzawych w świetle badań paleopedologicznych w okolicach Osia (Bory Tucholskie)*, *Rozprawy UMK*, Toruń.
- , 2000, *Gleby kopalne jako źródło informacji o zmianach środowiska przyrodniczego*, *Annales Universitatis Nicolae Copernici, Geografia*, 31, s. 47–63.
- Bednarek R., Pokojka U., 1996, *Diagnostyczne znaczenie niektórych wskaźników chemicznych w badaniach paleopedologicznych*, [w:] *Konferencja „Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleogeografii”*. Łódź 26–28.06.1996, Komisja Paleopedologii Komitetu Badań Czwartorzędu PAN-Uniwersytet Łódzki, Łódź, s. 25–29.
- Bednarek R., Gackowski J., Glanc M., Markiewicz M., 2003, *Próba wykorzystania metody fosforanowej do rekonstrukcji funkcjonalnego zróżnicowania osady lużyckiej na stanowisku archeologicznym w Grodnie koło Chełmży*, [w:] S. Skiba, M. Drewnik, A. Kacprzak (red.), *Gleba w Środowisku. 26 Kongres Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego, Kraków*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 92–93.
- Bednarek R., Dziadowiec H., Pokojka U., Prusinkiewicz Z., 2004a, *Badania ekologiczno-gleboznawcze*, PWN, Warszawa.
- Bednarek R., Jankowski M., Kwiatkowska A., Markiewicz M., Świtoniak M., 2004b, *Zróżnicowanie zawartości fosforu w glebach w obrębie zespołu osadniczego w Kaldusie i jego otoczeniu*, *Studia Przyrodniczo-Archeologiczne, Seria Mons Sancti Laurentii*, 2, Wydawnictwa UMK, Toruń, s. 199–208.
- Bertalanffy L., 1962, *General system theory. A critical review*, *General Systems*, 7, s. 1–20.
- Birkeland P., 1999, *Soils and Geomorphology*, Oxford University Press, London.
- Buol S., Hole F., McCracken R., 1989, *Soil Genesis and Classification*, Iowa State University Press, Ames.

- Catt J., 1988, *Quaternary Geology for Scientists and Engineers*, John Wiley and Sons, New-York-Chichester-Brisbane-Toronto.
- Degórski M., 1995, *Direction of soil degradation in Poland*, Aquilo, Seria Botanica, 35, Oulu, s. 53–63.
- , 2002, *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 182.
- , 2004, *Geografia gleb jako dyscyplina fizycznogeograficzna*, Przegląd Geograficzny, 76, 3, s. 271–288.
- (w druku), *Środowisko przyrodnicze a środowisko geograficzne*, [w:] W. Maik (red.), *Podstawowe idee i koncepcje geograficzne w świetle przemian geografii i współczesnego świata*, UMK, Toruń.
- French C., Passmore D., Schulte L., 1998, *Geomorphological, erosion and edaphic processes*, [w:] P. Castro (red.), *Report of the Project: Palaeoclimatic reconstruction and the dynamics of human settlement and land-use in the area of the middle Aguas (Almeria), in the south-east of the Iberian Peninsula*, European Commission, Brussels.
- Gerrard J., 1995, *Soil Geomorphology, an Interpretation of Pedology and Geomorphology*, Chapman and Hall, London-Glasgow-New York-Tokyo-Melbourne-Madras.
- Guccione M., 1985, *Quantitative estimates of clay-mineral alternation in a soil chronosequence in Missouri, USA*, [w:] P. Jungerius (red.), *Soils and Geomorphology*, Catena, 6, Supplement, s. 137–174.
- Jäger K., 1982, *On the chronostratigraphical subdivision of the Holocene in Central Europe – A review of actual problems*, Striae, 16, Uppsala, s. 80–83.
- Janowska E., 2001, *Geneza i właściwości gleb rdzawych na obszarze zlodowacenia środkowopolskiego*, Fundacja Rozwój SGGW, Warszawa.
- Jenny H., 1941, *Factors of Soil Formation*, Mc Graw-Hill, London.
- , 1983, *The Soil Resource. Origin and Behavior*, Springer Verlag, New York-Heidelberg-Berlin.
- Konecka-Betley K., 1968, *Zagadnienia żelaza w procesie glebotwórczym*, Roczniki Gleboznawcze, 19, 1, s. 51–97.
- Kopp D., 1970, *Periglaziare Umlagerungs – (Perstruktions-) zonen im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung*, Tagungsberichte der Deutschen Akademie für Landwirtschaftliche Wissenschaften, 102, s. 55–81.
- Kowalkowski A., 1968, *General regularities of free Si-, Al- and Fe-oxides profile distribution in podzolic soils of Ostrzeszów Hills*, Roczniki Gleboznawcze, 19 (dodatek), s. 113–122.
- , 1973, *Geneza i podstawy klasyfikacji gleb wytworzonych z utworów peryglacialnych*, [w:] Przewodnik Zjazdu Naukowego „Geneza gleb wytworzonych z utworów przekształconych peryglacialnie na Nizinie Polskiej”, Warszawa, 20–26.08.1973, Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, Warszawa, s. 93–129.
- , 2000, *The relationship between slope soil covers and mountain soil profiles*, [w:] C. Kabała, J. Marcinek, T. Chodak (red.), *Symposium „Comparison of Polish and German soil classification systems for soil cartography of the mountain and sub-mountain areas”*, Łagów-Görlitz, 5–8.06., Wydawnictwa Akademii Rolniczej, Wrocław, s. 69–84.
- , 2001a, *Relic cryogenic indicators of diagnostic horizons in rusty and parabrown soils in European Lowland*, Acta Agrophysica, 50, 1, s. 147–167.
- , 2001b, *Gleba jako ciało przyrodnicze – wskaźnik klimofaz geo- i pedostratygraficznego rozwoju powierzchni Ziemi*, [w:] M. Józwiak, A. Kowalkowski (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geokosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Inspekcja Ochrony Środowiska, Kielce, s. 237–252.

- Kowalkowski A., Truszkowska R., Borzyszkowski J., 1994, *Mapa regionów morfogenetyczno-glebowych Polski*, Prace Komisji Naukowych PTG. Komisja BIGLEB, 8, 17, Warszawa, s. 1–27.
- Manikowska B., 1999, *Gleby kopalne i okresy pedogenetyczne w ewolucji środowiska Polski Środkowej po zlodowaceniu warciańskim*, [w:] *Rola plejstocenijskich procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski*, Acta Geographica Lodziensia, 76, s. 41–100.
- Milne G., Beckley V., Gethim G., Martin W., Griffith G., Raymond L., 1935, *A provisional soil map of East Africa*, Transactions of the 3rd International Congress of Soil Science, 1, International Union of Soil Sciences, Oxford, s. 340–344.
- Mokma D., 1983, *New chemical criteria for defining the spodic horizon*, American Journal of Soil Sciences, 47, 5, s. 972–976.
- , 1991, *Genesis of Spodosols in Michigan, US*, Trends in Soil Science, 1, s. 25–32.
- Pokojska U., 1979, *Geochemical studies on podzolization*, Part II, Silicon in podzolization, Roczniki Gleboznawcze, 30, 2, s. 143–151.
- Prusinkiewicz Z., 1961, *Zagadnienia leśno-gleboznawcze na obszarze wydm nadmorskich Bramy Świny*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 7, s. 25–127.
- , 1965, *Ustalenie wieku chronosekwencji glebowej na mierzejach Bramy Świny metodą radiowęglą ^{14}C* , Roczniki Gleboznawcze, 15, Dodatek, s. 433–436.
- Robertson G., Coleman G., Bledsoe C., Sollins P., 1999, *Standard Soil Methods for Long-term Ecological Research*, Oxford University Press, New York-Oxford.
- Salisbury E., 1925, *Note of the edaphic succession in some dune soils with special reference to the time factor*, Journal of Ecology, 13, 4, s. 322–328.
- Schenck H., 1990, *Chronosequences*, Tom Doherty Association Book, New York.
- Schwertmann U., 1964, *Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung*, Zeitschrift für Pflanzenernährung Düngung Bodenkunde, 105, s. 194–202.
- Siuta J., Zielińska A., Makowiecki K., 1985, *Degradacja ziemi*, Instytut Kształtowania Środowiska, Warszawa.
- Ulrich B., Meiwes K., König N., Khanna K., 1984, *Untersuchungsverfahren und Kriterien zur Bewertung der Versauerung und ihrer Folgen in Waldböden*, Forst und Holz, 39, 1, s. 278–286.
- Vreeken W., 1975, *Principal kinds of chronosequences and their significance in soil history*, Journal of Soil Sciences, 26, 3, s. 378–394.
- Wieder M., Yair A., Arzi A., 1985, *Catenary soil relationship on arid hillslopes*, [w:] P. Jungerius (red.), *Soils and Geomorphology*, Catena, 6, Supplement, s. 41–57.
- World Reference Base for Soil Resources (WRB)*, 1998, World Soil Resources Reports, 84, FAO, ISRIC and ISSS, Rome.

[Wpłynęło: listopad 2004; poprawiono: luty 2005 r.]

MAREK DEGÓRSKI

SOILS AS INDICATORS OF CHANGES IN THE NATURAL ENVIRONMENT

In their quest to understand the operation of mechanisms shaping the environment and the changes in the functioning of the entire natural system these bring about (as well as the associated effects in terms of the spatial differentiation to the properties individu-

al environmental components manifest), people look for the simplest yardsticks and indicators. On the one hand, such measures ought to be precise instruments allowing the inherent regularities to be evaluated. On the other hand, they should allow information as broad and reliable as possible to be obtained where the object of study constituted by the natural environment is concerned.

This paper details the value of soils as indicators in the study of the natural environment. It demonstrates how direct and indirect indicators can be used to evaluate changes taking place in natural systems under the influence of both natural and manmade external factors. The results of the analysis make it clear that soils' interactive connections with other elements of the natural environment render them highly useful in the indicative assessment of changes ongoing in a natural system as a whole.

Being the consequence of the spatial and temporal differentiation of pedogenic factors, the heterogeneity of soil cover is a source of information on the functioning of the natural environment in geographical and dynamic terms.

The soil-related indicators and measures in question may be direct in character, i.e. determinable on the basis of results from field and laboratory measurement; or else may be indirect, relating to the location of a given diagnostic horizon down a vertical cross-section (as with hidden chronosequences and lithological-soil stratigraphy, in particular), or that of a given pedon in the spatial mosaic of the soil cover (as *inter alia* with toposequences and uncovered chronosequences).

Soil indicators are most often resorted to in diagnosing the state of the natural environment and attempting to reconstruct it in palaeogeographic terms, as well as in assessing the resistance of habitats to anthropogenic factors and determining the degree to which latter have been transformed structurally and functionally.

Ustrój hydrologiczny dorzecza Eg (Mongolia)

The hydrological regime of the Eg Basin (Mongolia)

RYSZARD GLAZIK

Instytut Geografii UMK, 87-100 Toruń, ul. Fredry 6/8

PIOTR GIERSZEWSKI

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN,
87-100 Toruń, ul. M. Kopernika 19; e-mail: Piotr.Gierszewski@geopan.torun.pl

Zarys treści. Na tle warunków obiegu wody w dorzeczu Eg przedstawiono wieloletnią zmienność odpływu i ustrój hydrologiczny rzeki. Oszacowano rolę różnych źródeł zasilania w kształtowaniu odpływu. Wykazano wpływ jeziora Chubsugul na zmienność odpływu. Podjęto próbę wyjaśnienia stwierdzonych anomalii natężenia przepływu Eg poniżej jeziora Chubsugul.

Słowa kluczowe: Mongolia, rzeka Eg, ustrój hydrologiczny, retencja jeziorna, anomalie przepływu.

Wstęp

Rzeka Eg jest dopływem Selengi odwadniająca jezioro Chubsugul (ryc. 1). Powierzchnia dorzecza zamknięta profilem Chantaj Somon wynosi 41 500 km². Dorzecze ma charakter górsko-wyżynny. Wyższe jego partie położone są w strefie górskiej tajgi, niższe natomiast w strefie lasostepów. W całości należy do Regionu Chubsugulskiego (*Narodowy Atlas...*, 1990). Góry Chubsugulskie, zaliczane do południowych odgałęzień Sajanów, obejmują liczne pasma górskie wkraczające z południowej Syberii na obszar Mongolii. Grzbiety górskie sięgają 2500–3000 m npm. (Mönch Sar'dag uuł – 3493 m npm.). Obok pasm o rzeźbie alpejskiej występują wyrównane powierzchnie szczytowe, płaskowyże i głębokie zapadliska tektoniczne (jezioro Chubsugul – 1645 m npm., o maksymalnej głębokości 262 m). W budowie geologicznej duży udział mają skały węglanowe (wapienie, dolomity, marmury). Występują też metamorficzne łupki, gnejsy, piaskowce oraz granity i skały wulkaniczne.

W literaturze naukowej brak prac poświęconych wieloletniej i sezonowej zmienności odpływu rzeki Eg. Skąpe dane dotyczące charakterystyki hydrologicznej

dorzecza Eg zawierają: monografia V. A. Semienova i B. Mjagmardžava (1977) na temat ustroju hydrologicznego rzek w dorzeczu Selengi, praca pod redakcją N. Sodnoma i N. F. Loseva (1976) dotycząca warunków przyrodniczych zlewni jeziora Chubsuguł, wydawnictwa kartograficzne (*Atlas Oзера...*, 1989 i *Narodowy Atlas...*, 1990) oraz praca R. Glazika (1995). Charakterystyka ustroju hydrologicznego rzeki została w nich oparta na regionalnych zależnościach odpływu od parametrów fizycznogeograficznych dorzecza, bądź na krótkich seriach danych hydrologicznych.

Cel i metody badań

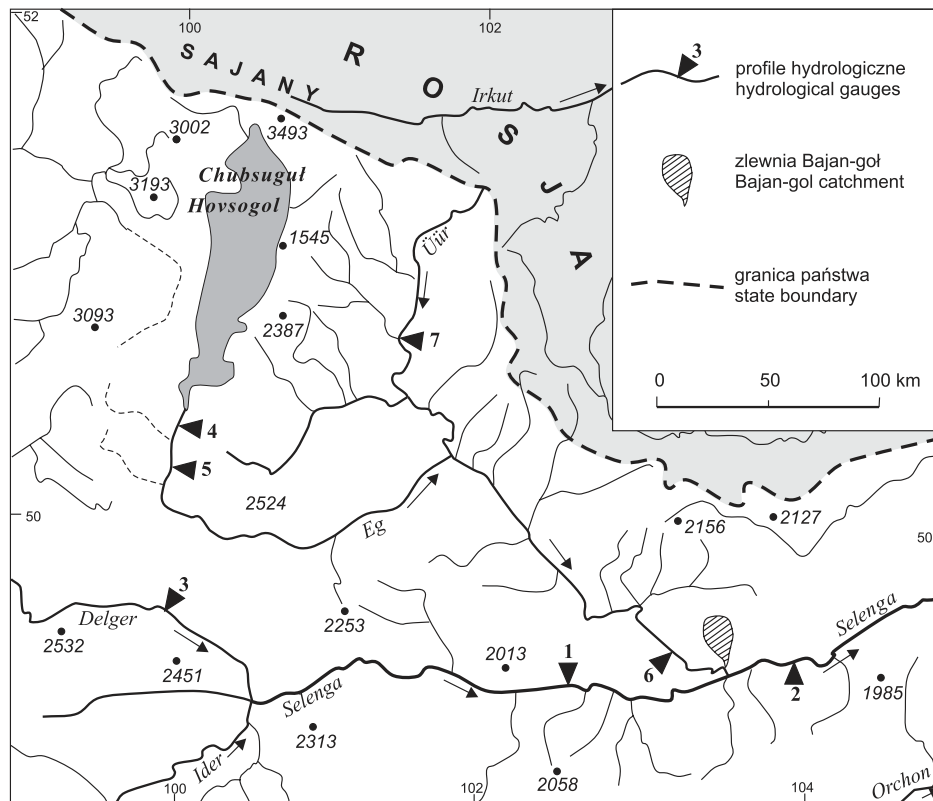
Głównym celem badań było określenie cech ustroju hydrologicznego rzeki Eg na podstawie sezonowej i wieloletniej zmienności odpływu, a szczególnie: geneza wezbrań i niżówek, wpływ jeziora Chubsuguł na wieloletnią i sezonową zmienność odpływu, wyjaśnienie znacznej anomalii natężenia przepływu Eg poniżej jeziora Chubsuguł, ocena zasobów wodnych dorzecza na tle innych regionów fizycznogeograficznych Mongolii, wyjaśnienie dobowych zmian stanów wody rzeki Bajan-goł.

Powyższe problemy zostały wyjaśnione na podstawie średnich miesięcznych przepływów rzeki Eg w profilach hydrologicznych (Chatgał, Ałag-Erdene, Chantaj Somon) i jej głównym dopływie Üür (Cagaan-Üür) (ryc. 1).

Charakterystyczną cechą dorzecza Eg jest znaczny udział powierzchni jeziora Chubsuguł (2760 km²) w powierzchni jego zlewni (4920 km²) i w całkowitej powierzchni dorzecza (41 500 km²). Lustro wody jeziora przy średnim stanie wody zajmuje 56% powierzchni jego zlewni. Profil Ałag-Erdene (8600 km²) usytuowany jest około 40 km poniżej profilu Chatgał (jeziorność 32,1%), a profil Chantaj Somon (41 500 km²) znajduje się w dolnym biegu Eg (jeziorność 6,7%). Lewy dopływ Eg rzeka Üür po profil Cagaan-Üür odwadnia 4480 km².

Serie pomiarów przepływu obejmują następujące lata: Chatgał – 1968–1969 i 1989–1991, Ałag-Erdene – 1974–1984, Chantaj Somon – 1959–1994 (brak danych z lat 1991–1992), Cagaan-Üür – 1990–1994. W dolnym biegu Eg, zwłaszcza w zlewni Bajan-goł, w dwóch sezonach letnich 1977–1978 przeprowadzono badania hydrologiczne w ramach Mongolsko-Polskich Ekspedycji Fizycznogeograficznych „Transmongolia” (ryc. 1). Stany wody (limnigraf) i odpływ ze zlewni Bajan-goł (257 km²), lewego dopływu Eg, były kontrolowane w ujściowym odcinku.

Ocena wieloletniej zmienności z dorzecza Eg była przeprowadzona w kluczowym profilu hydrologicznym Chantaj-Somon na podstawie średnich rocznych (1961–1990). Do tego celu wykorzystano roczny współczynnik przepływu (k) jako iloraz wartości średniej rocznej i wieloletniej. Zakładając, że średni roczny przepływ jest odzwierciedleniem warunków termiczno-wilgotnościowych zlewni wyróżniono lata o różnej wilgotności: skrajnie wilgotne ($k > 1,75$), bardzo wilgotne ($k = 1,46-1,75$), wilgotne ($k = 1,16-1,45$), przeciętne ($k = 0,86-1,15$), suche



Ryc. 1. Obszar badań. Profile hydrologiczne Mongolskiej Służby Hydrologicznej:

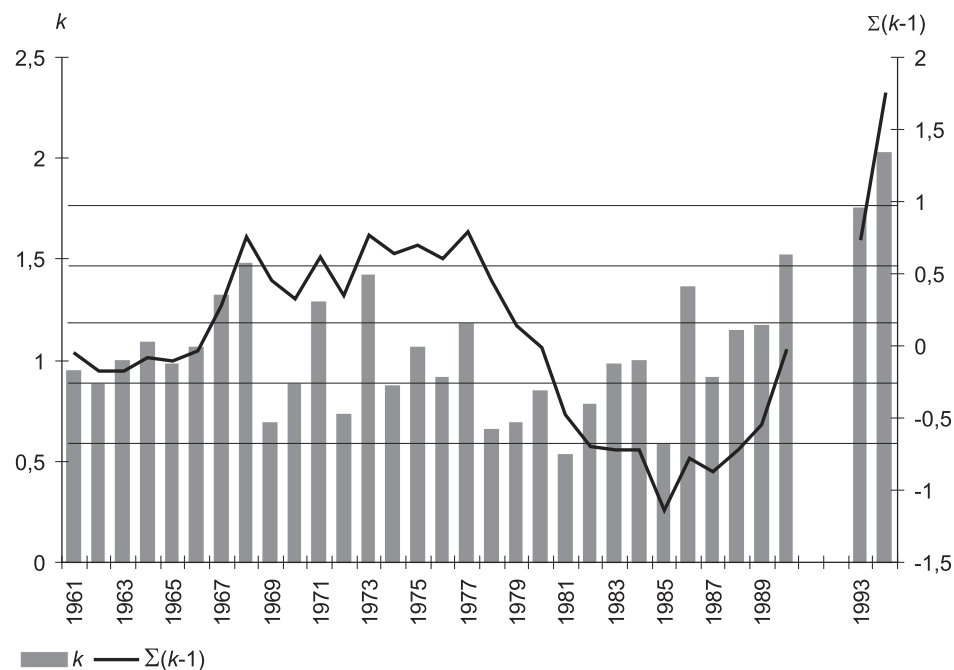
- 1 – Chutag Somon, 2 – Ingettolgojn, 3 – Mörön, 4 – Chatgał, 5 – Ałag-Erdene,
6 – Chantaj Somon, 7 – Cagaan Üür, zlewnia Bajan-goł – obszar badań Mongolsko-Polskiej
Ekspedycji Fizycznogeograficznej w latach 1977 i 1978

Research area. Hydrological gauges of the Mongolian Hydrological Service:
1 – Hutag Somon, 2 – Ingettolgoy, 3 – Murun, 4 – Hatgal, 5 – Alag-Erdene, 6 – Hantay Somon,
7 – Cagaan Uur, Bajan-gol catchment – study area of the Mongolian-Polish
Physico-Geographical Expeditions in the years 1977 and 1978

($k=0,56-0,85$) i bardzo suche ($k<0,56$). Krzywa sumowa odchyleń rocznych współczynników przepływu od średniej wieloletniej [$\Sigma(k-1)$] pozwala na ocenę wieloletnich fluktuacji odpływu (ryc. 2).

Sezonową zmienność odpływu określono taką samą metodą, według ilorazu średnich miesięcznych i rocznych przepływów, co pozwoliło wyróżnić okresy wezbrań i długotrwałą niżówkę. Na podstawie przebiegu odpływu w profilach hydrologicznych w górnym biegu określono wpływ jeziora Chubsugul na ustrój hydrologiczny rzek Eg.

Zasoby wodne zlewni cząstkowych Eg oceniono poprzez porównanie odpływu jednostkowego. Na przykładzie zlewni Bajan-goł zbadano dobowy rytm stanów wody w sezonie letnim.



Ryc. 2. Roczne współczynniki przepływu (k) rzeki Eg w profilu hydrologicznym Chantaj Somon i krzywa kumulacyjna ich odchyżeń od wartości średniej wieloletniej (1961–1990)

Yearly discharge coefficients (k) for the Eg river at its Hantay Somon hydrological gauge, and cumulative curve for their deviations from the long-term average (1961–1990)

Klimatyczne uwarunkowania obiegu wody

Obieg wody w regionie Chubsugulskim warunkuje skrajnie kontynentalny klimat sprzyjający utrzymywaniu się wieloletniej zmarzliny. Jest to bowiem najchłodniejszy i najbardziej wilgotny region Mongolii. Średnia roczna temperatura powietrza wynosi od -2°C w części południowej do -8°C w dnach dolin rzecznych. Charakterystyczny w regionie jest inwersyjny rozkład temperatury powietrza. Średnia temperatura w styczniu wokół jeziora Chubsuguł waha się od -24°C do -27°C , zaś w dolinie Eg osiąga -30°C . Lipiec jest najchłodniejszy nad jez. Chubsuguł ($10\text{--}12^{\circ}\text{C}$); w strefie wysokogórskiej jego średnia osiąga poniżej 10°C , podczas gdy w części południowej dorzecza Eg wzrasta do $16\text{--}18^{\circ}\text{C}$.

Roczna suma opadów w wysokich górach przekracza 500 mm, a w szczytowych partiach Sajanów osiąga ponad 600 mm. W dolinie Eg obniża się do 250–300 mm. Dużą część opadów pochłania parowanie, zwłaszcza w okresie wegetacyjnym. Straty te w dorzeczu Selengi szacowane są średnio na 241 mm, to jest 81% rocznej sumy opadów (Ma i inni, 2003). W sezonie ciepłym (V–IX)

opady stanowią 85–90% sumy rocznej, w miesiącach letnich (VI–VIII) jest to 70–75%, z tego w lipcu 25–30%. Udział opadów zimowych (XI–III) wynosi około 5%. W podłożu zalega zwarta wieloletnia zmarzlina, jedynie w części południowej ma ona charakter wyspowy.

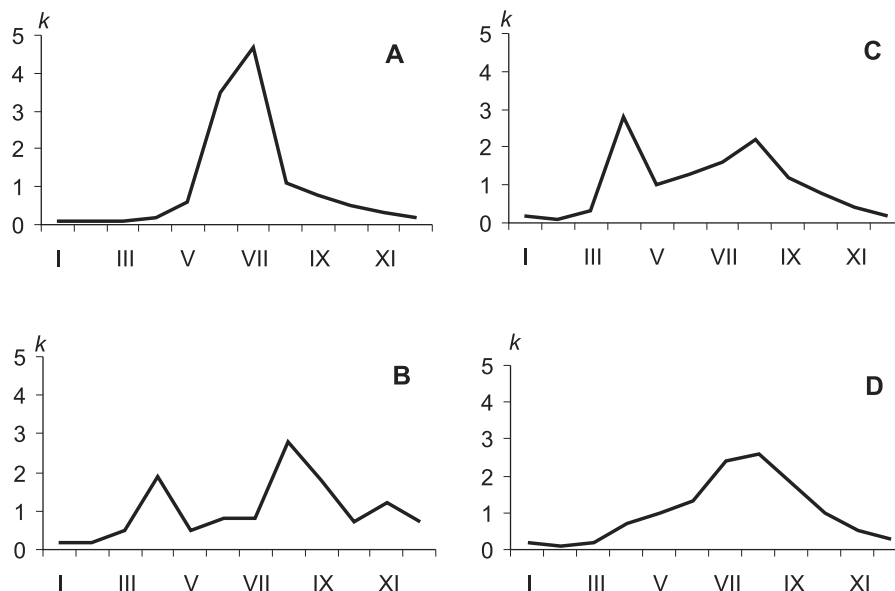
Wieloletnia i sezonowa zmienność odpływu

Średni roczny z wielolecia 1961–1990 przepływ Eg w profilu Chantaj Somon wynosił $93,7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ i wahał się od $50,0 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (1981) do $142,9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (1990). W 30-leciu wystąpiły dwa lata bardzo wilgotne (1968, 1990) i jeden rok bardzo suchy (1981) (ryc. 2). Lata wilgotne zdarzyły się 6 razy, suche 7 razy, zaś przeciętne 14 razy. Bardzo wilgotne były kolejne lata 1993 i 1994 o przepływie $163,9$ i $190,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (ryc. 2).

W okresie 1961–1967 odpływ wykazywał niewielką tendencję wzrostu przy przewadze lat przeciętnych lub wzajemnym przeplataniu się lat wilgotnych i suchych. Lata od 1978–1985 były zdecydowanie bardziej suche z minimum odpływu w 1981 ($k=0,53$). Pogorszenie warunków zasilania rzek w pierwszej połowie lat 80. zaznaczyło się na obszarze całej Mongolii, o czym świadczy między innymi gwałtowne obniżanie poziomu jezior gobijskich (Dolina Jezior i Kotliny Wielkich Jezior) (Batnasan 2001, Batnasan i Sevastyanov, 2002). Od 1986 r. zaczynają przeważać lata wilgotne z największym odpływem w 1994 ($k=2,03$). W wieloleciu nie zarysowuje się trwała tendencja odpływu, która jest pochodną zmienności klimatycznej.

W dolnym biegu Eg wyróżniają się trzy rodzaje wezbrań: roztopowo-deszczowe, deszczowo-roztopowe i deszczowe (ryc. 3). Pierwszy charakteryzuje roztopowe maksimum odpływu (IV–V) i słabiej zaznaczone wezbranie opadowe (VII–VIII). Wezbrania deszczowo-roztopowe rzek w lecie są wyraźniejsze niż roztopowe. W latach z wezbraniem deszczowym nie występuje wezbranie wiosenne. Zdecydowanie jednak dominują (21 przypadków) letnie wezbrania deszczowe. Rzadziej (8 razy) wyróżnić można wezbrania deszczowo-roztopowe, a tylko sporadycznie (1 raz) roztopowo-deszczowe.

Najwyższe średnie przepływy miesięczne oczywiście zdarzają się w sierpniu (16 razy) i w lipcu (10 razy). Sierpniowe maksima odpływu są opóźnione o miesiąc w stosunku do najwyższych opadów i innych rzek Mongolii. Jest to spowodowane retencją szerokiej doliny, jeziora i lasów porastających górskie stoki. Zdarzają się również wysokie przepływy wiosną. Można sądzić, że są one wynikiem spływu podpiętrzonych wód rzeki powyżej zatorów lodowych. Ich powstawaniu sprzyja spływ kry lodowej z jez. Chubsuguł, zmienna szerokość, głębokość i roztokowy charakter koryta w rozszerzeniach doliny. Zimą (XI–III) odpływ jest stabilny i niżówkowy (ryc. 3). Najniższy przepływ w końcu zimy (II–III) jest związany z wyczerpywaniem się zasobów wód podziemnych (aluwialnych, podzmarzlinowych, szczelinowych), które stanowią główne źródło alimentacji.



Ryc. 3. Rodzaje wezbrań rzeki Eg w profilu hydrologicznym Chantaj Somon.
 A – deszczowe (1986), B – deszczowo-roztopowe (1987), C – roztopowo-deszczowe (1974),
 D – średni przebieg przepływu w latach 1961–1990

Types of high water on the Eg river at the Hantay Somon hydrological gauge.
 A – rainy flood (1986), B – rainy/snow-melt flood (1987), C – snow-melt/rainy flood (1974),
 D – mean discharge coefficient k (1961–1990)

W czasie występowania zjawisk lodowych trwających średnio 134 dni rzeka nie zamarza do dna, a grubość pokrywy lodowej może wynosić nawet 175 cm (Batima i inni, 2004). Odpływy jednostkowe osiągają wówczas minimalne wartości (0,1–0,4 $\text{dm}^3\text{s}^{-1}\text{km}^2$).

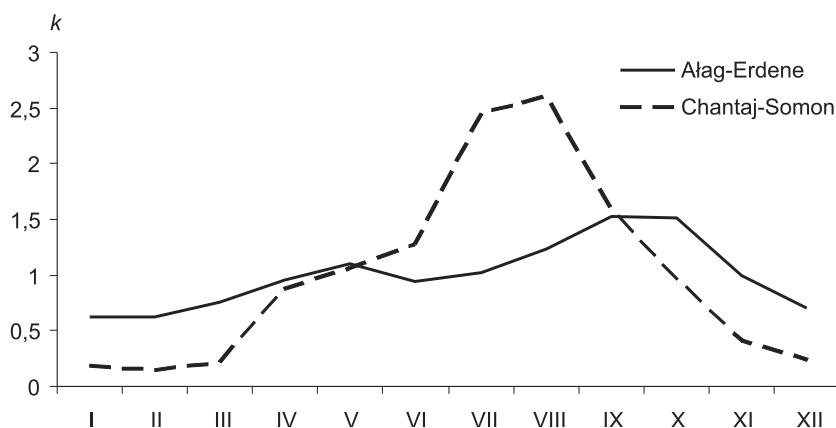
Odpływ sezonowy w dolnym biegu Eg układa się w następującej proporcji: wiosna (IV–V) – 13,8%, lato (VI–VIII) – 52,6%, jesień (IX–X) 23,4%, zima (XI–III) – 10,2%. Mała miąższość pokrywy śnieżnej decyduje o drugorzędnej roli zasilania roztopowego w porównaniu z deszczowym. W stosunku do innych rzek Mongolii Eg odznacza się wyższym odpływem jesienią i zimą, spowodowanym alimentacją jeziorną, gdy Chubsuguł osiąga najwyższe stany wody po opadach letnich.

Wpływ jeziora Chubsuguł na zmienność odpływu Eg

W górnym biegu Eg (Chatgał, Ałag Erdene) wyrównanie odpływu w ciągu roku jest spowodowane retencją (1,38 km^3) jez. Chubsuguł, w którym wahania stanów wody wynoszą około 50 cm. Odpływ Eg poniżej jeziora (Chatgał) wynosi średnio 25 m^3s^{-1} . Pojemność retencyjna jeziora jest tak duża, że odpowiada

odpływowi sumarycznemu z 17 lat. Decyduje to o jego zdolnościach do wyrównywania przepływu Eg w wieloleciu.

Najwyższe przepływy w górnym biegu Eg (Ałag Erdene) przypadają we wrześniu (niekiedy w październiku), tj. z opóźnieniem 2 miesięcy w stosunku do maksymalnych opadów w lipcu i z opóźnieniem 1–2 miesięcy w porównaniu z przekrojem Chantaj Somon (ryc. 4). Letnie wezbrania deszczowe rzeki przesuwają się na jesień, natomiast niższe pochodzenia roztopowego występują w maju. W górnej części dorzecza Eg i Üür, przewagę uzyskują wezbrania deszczowo-roztopowe, co świadczy o większej roli pokrywy śnieżnej w formowaniu wezbrań w porównaniu z dolną częścią dorzecza.

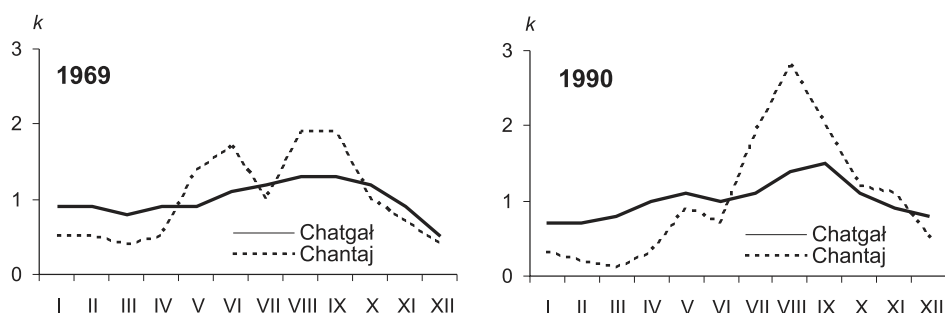


Ryc. 4. Sezonowa zmienność odpływu rzeki Eg poniżej jeziora Chubsuguł w latach 1974–1984 (profil Ałag-Erdene) i w dolnym biegu (profil Chantaj Somon)

Seasonal variability to runoff from the Eg river downstream of Lake Hovsugol (at the Ałag-Erdene hydrological gauge), and in its lower course (at the Hantaj Somon hydrological gauge)

Odływ niżówkowy poniżej jeziora Chubsuguł jest podwyższony w zimie (ryc. 4). W profilu Ałag-Erdene (1974–1984) odpływ w zimie stanowi 30,9% tj. 3-krotnie większy niż w dolnym biegu rzeki (Chantaj Somon – 10,1%). Z kolei w sezonie letnim udział ten jest 2-krotnie mniejszy (26,6%) w porównaniu z dolnym biegiem Eg (52,7%). Odpływ w jesieni w górnym biegu Eg (Ałag-Erdene) wynosi (25,4%), natomiast wiosną udział odpływu poniżej jez. Chubsuguł i w całym dorzeczu Eg jest podobny (16–17%). Stosunek najwyższego i najniższego przepływu miesięcznego w badanym wieloleciu 1974–1984 w profilu Ałag-Erdene wynosił 18,3, a w niżej położonym profilu Chantaj-Somon aż 87,3. Z biegiem rzeki wyrównujące oddziaływanie na odpływ jez. Chubsuguł zanika, natomiast wzrasta wpływ klimatu i innych warunków środowiska przyrodniczego. W latach suchych, zwłaszcza następujących po latach wilgotnych, zwiększony odpływ

z jeziora przeciwdziała niżówkom, a w latach wilgotnych retencja jeziorna wyrównuje wezbrania (ryc. 5).



Ryc. 5. Miesięczne współczynniki przepływów rzeki Eg na wypływie z jez. Chubsuguł (profil Chatgał) i w dolnym biegu (profil Chantaj Somon) w roku bardzo wilgotnym (1990) i suchym (1969)

Monthly discharge coefficients for the Eg river downstream of the outflow from Lake Hovsogol (at the Hatgal hydrological gauge), and in the lower course of the river (at the Hantay Somon hydrological gauge), in the very wet year 1990 and the dry year 1969

Rola doliny Eg w transformacji odpływu

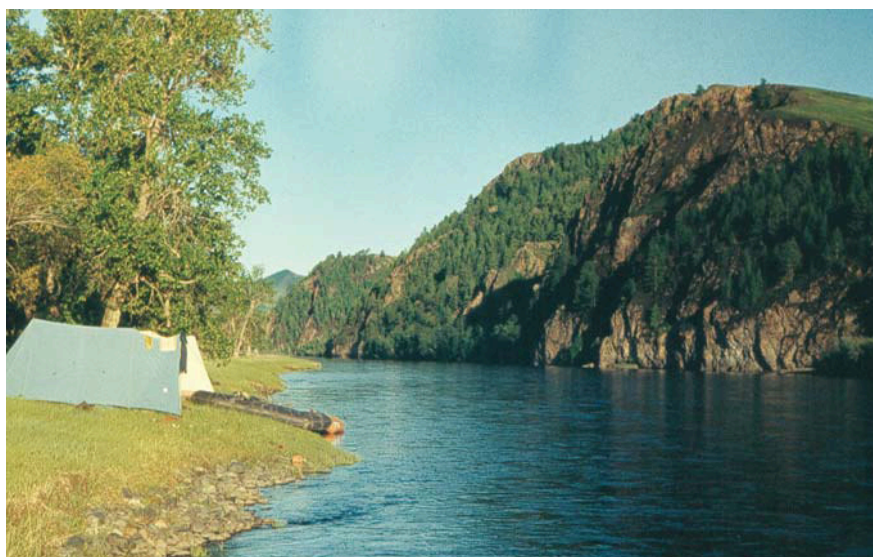
Poniżej jeziora Chubsuguł, na odcinku Chatgał–Ałag–Erdene rzeka Eg wykazuje anomalie przepływu (ryc. 1). W latach 1974–1984 średni przepływ roczny zmniejsza się 3-krotnie, tzn. od 21 do 7 m³s⁻¹. Oznacza to, że spadek natężenia przepływu wynosi około 0,35 m³s⁻¹ na 1 kilometr biegu rzeki. Na odcinku tym Eg płynie szeroką, o małym spadku, zabagnioną doliną wypełnioną wieloletnią zmarzliną. Jej koryto ma charakter roztopowy, dzieli się na wiele płytkich ramion (fot. 1). Ta anomalia może wynikać ze zwiększonych strat wody na ewapotranspirację. Świadczą o tym relatywnie niskie przepływy w miesiącach letnich, zwłaszcza w czerwcu i lipcu (por. ryc. 4).

Charakterystyczną cechą dolin rzek północnej Mongolii są kotlinowate rozszerzenia i łączące je odcinki przełomowe. Dotyczy to również doliny Eg (fot. 2). W kotlinach i dnach zabagnionych dolin zaznacza się zmniejszenie przepływu w wyniku rozczłonkowania koryt na wiele ramion (Glazik, 1995). Są to obszary o ujemnym bilansie wodnym, tj. straty wody są większe od zasilania. Z recypientem łączą się rzeki o obfitym odpływie. Większość mniejszych dopływów ma charakter okresowy tracąc wodę częściowo lub całkowicie. W odcinkach przełomowych o zwartym korycie następuje istotny wzrost natężenia przepływu z biegiem rzeki w wyniku zmniejszenia strat wody na parowanie, zasilania ze źródeł (szczelinowych, podzmarzlinowych) oraz zwiększonego drenażu wód podziemnych wskutek głębszego wcięcia cieku w dno doliny.



Fot. 1. Roztokowy charakter koryta rzeki Eg poniżej jeziora Chubsugul
w okresie niskich stanów wody

Braided channel course of the Eg river downstream of L. Hovsogol
and at a time of low flow



Fot. 2. Przelomowy odcinek rzeki Eg
The gap section of the Eg Valley

Podczas wezbrań letnich doliny są niekiedy zalewane, ale po przejściu fali następuje zwiększone zasilanie koryt wodami aluwialnymi. Doliny mimo zmniejszenia natężenia przepływu, mają duże możliwości alimentacyjne, przez co wyrównują odpływ w ciągu roku.

Maksymalny dobowy odpływ jednostkowy z dorzecza Eg (Chantaj Somon) przekracza $36,0 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$, co odpowiada przepływowi ponad $1500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (średni wieloletni – $93,7 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Autorzy nie dysponowali dobowymi pomiarami stanów wody rzeki Eg, ale przypuszczają, że podczas wezbrania podnosi się poziom rzeki o kilka metrów. Latem 1977 r. w rejonie ujścia potoku Urag-goł (lewy dopływ Eg powyżej przekroju Chantaj Somon) w koronach drzew obserwowano nanosy rzeczne na wysokości 5 m powyżej aktualnego stanu wody rzeki Eg. Wysokie stany wody rzeki mogą być również spowodowane zatorami lodowymi. Świadczą o tym uszkodzenia na pniach drzew od strony napływu kry lodowej (tzw. „blizny lodowe”), są one często spotykane na drzewach rosnących w pobliżu koryta rzeki.

Obieg wody w małych zlewniach

Stan rozpoznania procesów obiegu wody w małych zlewniach regionu jest dotychczas słaby. Jednym z obszarów badań ekspedycyjnych była część zlewni bezpośredniej jez. Chubsugul o typowej rzeźbie alpejskiej (Sodnom i Losev, 1976). W lipcu 1971 r. maksymalny odpływ jednostkowy z niewielkiej zlewni górskiej zachodniego Przychubsugula osiągnął $3330 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$ (Čerkasov i Batsuch, 1975), jest to dotychczas najwyższy zmierzony odpływ jednostkowy w Mongolii. Skrajnie wysokie dobowe odpływy jednostkowe wywoływane letnimi deszczami nawalnymi charakteryzują małe zlewnie o dużych spadkach, nieprzepuszczalnym podłożu (lite skały, wieloletnia zmarzlina), co sprzyja formowaniu się wysokich i stromych fal wezbraniowych z odpływu powierzchniowego o krótkim czasie trwania, czyli propagacji i recesji (Glazik, 1995).

Latem 1977 i 1978 przeprowadzono badania hydrologiczne w zlewni Bajan-goł ($256,6 \text{ km}^2$) w ramach Mongolsko-Polskich Ekspedycji Fizycznogeograficznych „Transmongolia”. Potok Bajan-goł jest lewym dopływem Eg i odwadnia pasmo górskie Chantaj (2171 m n.p.m.). Jego ujście (835 m n.p.m.) znajduje się około 8 km powyżej ujścia rzeki Eg do Selengi. Górną część zlewni Bajan-goł zajmuje górskie tajga, w dolnej dominuje lasostep ze stepową roślinnością w dnie doliny i na stokach o ekspozycji południowej. Odpływ ze zlewni był kontrolowany za pomocą limnigrafu, a powtarzalne pomiary przepływu prowadzono w czterech charakterystycznych zlewniach cząstkowych.

Rok 1977 był wilgotny ($k=1,18$), zaś 1978 – suchy ($k=0,66$) (por. ryc. 2). Lato 1977 r. cechował w miarę stabilny odpływ (fot. 3); występowały wówczas krótkie wezbrania opadowe, przedzielone niżówkami. Suchym latem 1978 r.

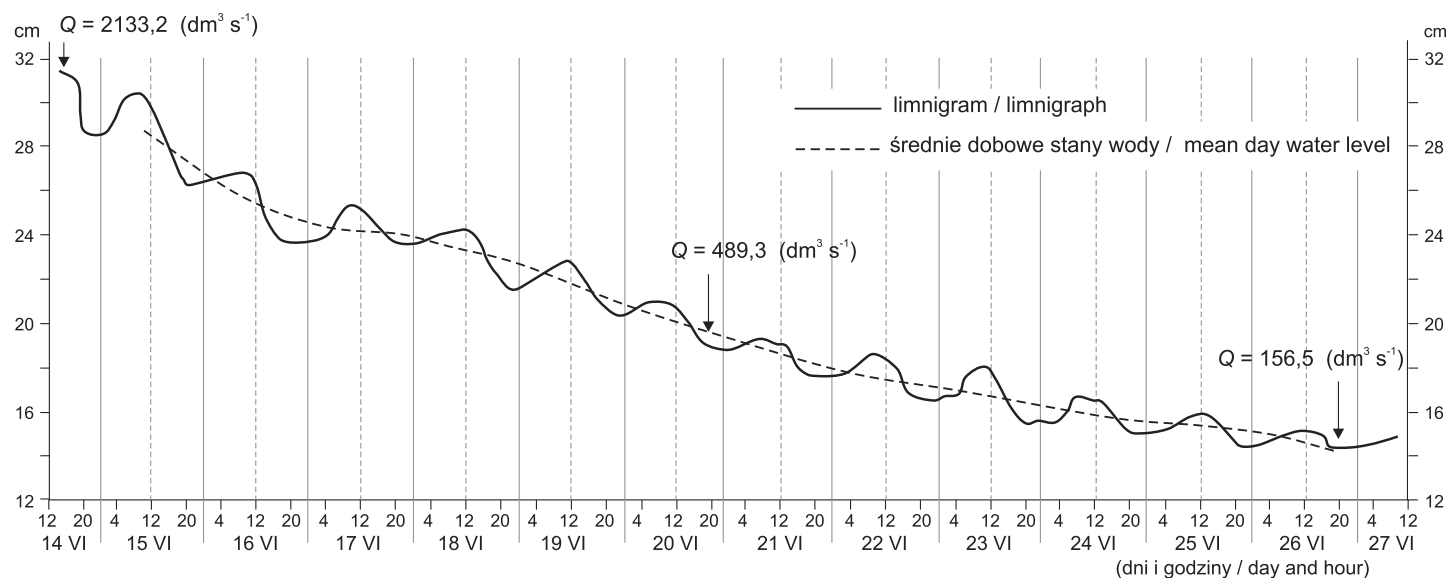
w porze dziennej potok wysychał (fot. 4), a bezpośrednio po opadach deszczu i w porze nocnej prowadził niewiele wody.



Fot. 3. Koryto Bajan-goł w roku wilgotnym (1977)
The Bajan-gol channel in a wet year (1977)



Fot. 4. Koryto Bajan-goł w roku suchym (1978)
The Bajan-gol channel in a dry year (1978)



Ryc. 6. Hydrogram stanów wody potoku Bajan-goł od 14 do 27.06.1977.
 1 – limnigram, 2 – średnie dobowe stany wody, Q – natężenie przepływu (dm³s⁻¹)
 Hour-hydrograph of the Bajan-goł stream over the period 14–27.06.1977.
 1 – limnigraph, 2 – mean daily water level, Q – discharge (dm³s⁻¹)

Dobowe stany wody i natężenie przepływu potoku Bajan-goł w dniach 14–27.06.1977 r. wykazywały stopniowe zmniejszenie, podobne do krzywej wysychania. Na początku okresu przepływ wynosił $2,133 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ($8,3 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$), a po upływie 13 dni zmniejszył się do $0,156 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ($0,6 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$), co świadczy o małej zdolności retencyjnej zlewni, związanej z zaleganiem stropu zmarzliny na małej głębokości. Wyraźnie zaznaczył się dobowy rytm wahań stanów wody, którego amplitudy nie przekraczały 2–4 cm. Minimalne stany wody w ciągu doby występowały w godzinach popołudniowych, tj. w czasie najwyższej insolacji i temperatury powierzchni gruntu (ponad 40°C). Po zachodzie słońca następował szybki i znaczny spadek temperatury powietrza (do 2– 4°C) powodujący podnoszenie się stanów wody potoku w godzinach przedpołudniowych następnego dnia. Przesunięcie kulminacji dobowych przepływów na godziny przedpołudniowe związane jest z czasem dopływu wody do profilu pomiarowego. Wydaje się, że mechanizm tych wahań dobrze oddaje dobową zmienność strat wody na ewapotranspirację.

Seria pomiarów natężenia przepływu, przeprowadzona 16.06.1977, dała odpływ jednostkowy z całej zlewni – $0,6 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$. Najwyższy odpływ stwierdzono w górnym biegu potoku (piętro górskiej tajgi), gdzie wynosił od 2,2 do $4,0 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$. Zasilanie cieków źródłami powodowało zwiększenie przepływu w funkcji powierzchni zlewni i długości potoków. Niska temperatura wód źródłanych (2– 3°C) świadczy o ich kontakcie z wieloletnią zmarzliną. Ujemny bilans wodny charakteryzuje dolną, stepową część zlewni, gdzie następuje 3,5-krotne zmniejszenie odpływu (z 0,521 do $0,156 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Część ta stanowi 36% całkowitej powierzchni zlewni. Przedstawione warunki kształtowania się odpływu są charakterystyczne dla wielu małych potoków północnej i środkowej Mongolii (Dauksza i Soja, 1977; Glazik, 1995; Oyunbaatar, 2001).

Wnioski

Obieg wody w dorzeczu Eg warunkują: skrajnie kontynentalny klimat, występowanie wieloletniej zmarzliny, wybitnie nierównomierny rozkład opadów w ciągu roku (latem 70–75% sumy rocznej), piętrowy układ warunków termiczno-wilgotnościowych (lasostep, górská tajga) oraz retencja jeziora Chubsuguł.

Odpływ z dorzecza Eg w latach 1960–1994 nie wykazywał trwałych tendencji, chociaż występowały sekwencje lat suchych i wilgotnych. Wyróżniono trzy typy wezbrań: deszczowe, deszczowo-roztopowe i roztopowo-deszczowe. Zdecydowanie dominują letnie wezbrania deszczowe, a zima (XI–III) jest okresem stabilnej, długotrwałej i głębokiej niżówki. W górnej części dorzecza (tajga) wzrasta rola wezbrań deszczowo-roztopowych.

Wynosząca około $1,4 \text{ km}^3$ wody retencja jeziora Chubsuguł powoduje wyrównanie przepływu Eg w cyklu rocznym i wieloletnim zwłaszcza w górnym biegu rzeki. Efektem sezonowego regulowania odpływu jest spłaszczenie i przesunięcie

na wrzesień (niekiedy październik) letnich wezbrań deszczowych i spływanie niszówek zimowych. W latach suchych i wilgotnych w górnym biegu Eg przepływy mają podobne wartości i wyrównany przebieg. Z biegiem rzeki maleje retencyjne oddziaływanie jez. Chubsuguł, czego przejawem jest wzrost sezonowej i wieloletniej zmienności odpływu.

Poniżej jez. Chubsuguł, na odcinku Chatgał-Ałag-Erdene najczęściej w czerwcu i lipcu dochodziło do prawie 3-krotnego spadku średniego rocznego przepływu Eg. W związku z tym, że rzeka płynie tam szeroką, zabagnioną doliną i ma charakter roztokowy zmniejszenie przepływu uwarunkowane jest zwiększonymi stratami wody na parowanie. Wpływ parowania na odpływ rzeczny wyjaśniły badania w zlewni Bajan-goł. Rytm zmian stanów wody i przepływów tej rzeki naśladuje dobową zmienność strat wody na parowanie. W okresach suchych dolna część tej zlewni charakteryzowała się ujemnym bilansem wodnym.

Mimo wielu cech środowiska naturalnego wpływających na zmniejszanie zasobów wodnych dorzecze Eg jest jednym z najzasobniejszych w wodę obszarów Mongolii (średnio $2,3 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$), zwłaszcza w zlewni jez. Chubsuguł ($4,5\text{--}6,5 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$). Wartości te należą do najwyższych na terenie Mongolii i są porównywalne z rzekami zachodniego skłonu Chenteju (Glazik, 1995). Znacznie mniejsze zasoby wodne mają rzeki odwadniające Changaj i wysokogórskie partie najwyższych gór Mongolii – Altaju Mongolskiego (Glazik i Gierszewski, 2001).

Piśmiennictwo

- Atlas Oзера Chubsugul*, 1989, Glavnoe Upravlenie Geodezji i Kartografii pri Sovete Ministrov SSSR, Moskva.
- Batima P, Batnasan N., Bolormaa B., 2004, *Trends in river and lake ice in Mongolia*, AIACC (Assessments of Impact and Adaptations to Climate Change) Working Paper, 4 (www.aiaccproject.org)
- Batnasan N., 2001, *Water level increases in lakes Uvs and Uureg, Mongolia*, [w:] *International Symposium on Mountain and Arid Land Permafrost, 2–7 September, Ulaanbaatar, Mongolia*, Institute of Geography Mongolian Academy of Sciences, s. 21–22.
- Batnasan N., Sevastyanyov D.V., 2002, *Lakes in arid regions of Mongolia and their water resources changes*, [w:] *International Conference „Geographical Study of Central Asia and Mongolia”, 6–11 September, Ulaanbaatar, Mongolia*, Institute of Geography Mongolian Academy of Sciences, s. 4–5.
- Čerkasov A. E., Batsuch N., 1975, *O rezultatach i dalnejšich zadačach issledovanij vodnych resursov bassejna oz. Chubsugul*, *Voprosy Geografii Mongolii*, 14, Ulan Bator, s. 29–36 (w. jęz. mongolskim).
- Dauksza L., Soja R., 1977, *The zones and levels of water phenomena in the Tsagan-Turutuin-gol basin*, *Bulletin PAS, Terre*, 25, 3–4, s. 203–209.
- Glazik R., 1995, *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie Północnej Mongolii*, *Prace Geograficzne, IGiPZ PAN*, 164.
- Glazik R., Gierszewski P., 2001, *Ustrój hydrologiczny rzek obszarów endoreicznych Azji Centralnej: Kotlina Wielkich Jezior Mongolii*, [w:] M. Gutry-Korycka (red.), *Geograficzne uwarunkowania ustroju rzek*, WGiSR UW, Wydawnictwa UW, Warszawa, s. 139–170.

- Ma X., Yasunari T., Ohata T., Natsagdorj L., Davaa G., Oyunbaatar D., 2003, *Hydrological regime analysis of the Selenge River basin, Mongolia*, Hydrological Processes, 17, 14, s. 2929–2945.
- Narodowy Atlas Mongolii*, 1990, wyd. Akad. Nauk MRL i Akad. Nauk ZSRR, Ulan Bator-Moskwa (w jęz. mongolskim).
- Oyunbaatar D., 2001, *Runoff and rainfall distribution in the Selbe river basin*, [w:] *Proceedings of the International Workshop on GAME-ANN/Radiation, 7–9 March 2001, Phunket, Thailand*, GAME (GEWEX Asian Monsoon Experiment) Publication, 28, s. 102–106.
- Semenov V. A., Mjagmardżav B. (red.), 1977, *Gidrologičeskij režim rek bassejna r. Selengi i metody jego rasčëta*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Sodnom N., Losev N.F. (red.), 1976, *Prirodnye uslovija i resursy Prichubsugul’ja v Mongol’skoj Narodnoj Respublike*, Nedra, Moskva.

[Wpłynęło: listopad 2004; poprawiono: luty 2005 r.]

RYSZARD GLAZIK, PIOTR GIERSZEWSKI

THE HYDROLOGICAL REGIME OF THE EG BASIN (MONGOLIA)

The River Eg drains Lake Hovsogol and flows into the Selenge river (Fig. 1). The circulation of water in the river basin is relative to the extremely continental climate, the occurrence of permafrost, the remarkably unequal distribution of rainfall in the course of the year (70–75% of precipitation falls in summer), and vertical thermal-humidity zonation (of forest steppe and mountain taiga).

The main objective of research was to gain an understanding of the hydrological regimes and water resources of the river basin with special regard to the influence of Lake Hovsogol on the variability of the outflow.

No more persistent trends are to be noted for the changes in outflow from the basin in the years 1960–1994, though series of dry and wet years have appeared (Fig. 2). Three types of flood were supported, namely the rainy, rainy/snow-melt and snow-melt/rainy. The summer rainy flood is dominant, while the winter months (November–March) are a period of stable, prolonged and deep low water (Fig. 3). At the head of the river-basin (in the taiga), the role of the rainy/snow-melt type of flood increases.

Lake Hovsogol's storage is of about 1.4 km³ of water within one year's amplitude of water stages (50 cm). This causes the equalization of the streamflow of the Eg across yearly and long-term cycles, especially in the upper course of the river. The result of the seasonal regulation of the outflow is the flattening and displacement to September (sometimes October) of summer rainy floods, and the shallowing of winter low water (Fig. 4). In both dry and wet years, the upper course of the Eg is characterised by similar values for river discharges and a nearly straight course thereof. The downstream influence of lake Hovsogol (and its storage) is lessening, while the seasonal and long-term variability to outflow is increasing (Fig. 5).

Downstream of L. Hovsogol, along the Hatgal – Alag-Erdene section (fig. 1), a triple fall to the yearly average discharge from the Eg river is observed, especially in the months of June-July (Fig. 4). The river flows there in a wide, swampy valley and has a braided

character (Plate 1). The decrease in streamflow is probably caused by enhanced losses of water from evaporation.

In the Bajan-gol catchment a daily rhythm of changes in water stages and a discharge-imitative daily variability to losses of water due to evaporation were observed (Fig. 6). The authors showed that, in the dry period, the lower part of the catchment exhibits a negative water balance.

The Eg basin is one of Mongolia's most water-rich areas (average $2.3 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$), most especially in its Lake Hovsogol catchment ($4.5\text{--}6.5 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$). In August, the average monthly specific discharge from the basin amounts to $5.8 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$, though in winter it falls below $0.4 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}\text{km}^{-2}$.

Rekonstrukcja retencji zbiornikowej zlewni Skrwy Lewej w ciągu ostatnich 200 lat

*Impoundment reconstruction
of the Skrwa Lewa River basin in last 200 years*

DARIUSZ BRYKAŁA

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN,
87-100 Toruń, ul. M. Kopernika 19; e-mail: darek@geopan.torun.pl

Zarys treści. W wyniku szczegółowej kwerendy materiałów archiwalnych i badań terenowych odtworzono położenie, wielkość i czas istnienia kilkudziesięciu dolinnych zbiorników wodnych w zlewni Skrwy Lewej – niewielkiego dopływu dolnej Wisły. Przeanalizowano zróżnicowanie wielkości retencjonowanej w nich wody w okresie ostatnich 200 lat. Na tej podstawie określono potencjalne możliwości zwiększenia (przywrócenia) dyspozycyjnych zasobów wodnych w ramach retencji zbiornikowej.

Słowa kluczowe: retencja zbiornikowa, rekonstrukcja środowiska, wodne zasoby dyspozycyjne, mała retencja, zlewnia Skrwy Lewej.

Wprowadzenie

W latach sześćdziesiątych XX wieku wprowadzono w Polsce pojęcie „mała retencja”, oznaczające zasoby wodne zgromadzone w małych zbiornikach wodnych o pojemności poniżej 5 mln m³ (Dziewoński, 1973). Początkowo pojęcia tego używano w zasadzie wyłącznie przy wskazywaniu potrzeb budowy małych zbiorników wodnych. Obecnie poprzez „małą retencję” rozumie się cały kompleks działań zmierzających do zwiększenia zdolności retencyjnych zlewni (Mioduszewski, 1994).

Występuje wiele rodzajów i form retencji naturalnej i sztucznej, współzależnych i powiązanych ze sobą. W sposób uproszczony możliwy jest podział retencji na następujące formy: krajobrazową (siedliskową), glebową, wód gruntowych i podziemnych, wód powierzchniowych, śnieżną i lodowcową (Mioduszewski, 1994). W ramach retencji wód powierzchniowych wyróżnia się m.in. retencję

zbiornikową, rozumianą jako objętość wody zmagazynowanej w sztucznych zbiornikach wodnych.

Zadaniem realizowanego w Polsce od 1997 roku – a mającego w założeniach trwać do 2015 r. – Programu Rozwoju Małej Retencji (PRMR), jest regulacja obiegu wody w środowisku przyrodniczym. Ma ona na celu doprowadzenie do zwiększenia zasobów wodnych przez wykorzystanie wód okresowo występujących w nadmiarze oraz wstrzymanie odpływu w okresie wegetacyjnym (Kowalczak i inni, 1997). Planuje się to osiągnąć m.in. poprzez przywrócenie dawnych warunków hydrologicznych w miejscach osuszonych, za pomocą takich działań jak ponowne uwodnienie przesuszonych torfowisk, a także odtworzenie dawnych stawów i piętrzeń młyńskich. Celem PRMR, oprócz magazynowania wody, jest również oczyszczanie wód przy wykorzystaniu właściwości zlewni oraz regulacja transportu rumowiska (Kowalczak i inni, 1997; Mioduszeński, 2002).

W ciągu pierwszych pięciu lat (1997–2001) w ramach PRMR zrealizowano 1721 obiektów i uzyskano przyrost retencji o około 85 mln m³ wody, z czego ponad połowa przypadała na stawy rybne i zbiorniki. Zdecydowanie dominowały obiekty bardzo małe (tzw. miniretencja). Średnio jeden obiekt (stawy rybne i zbiorniki) zapewniał retencję 51 tys. m³ wody (Kowalewski i inni, 2002).

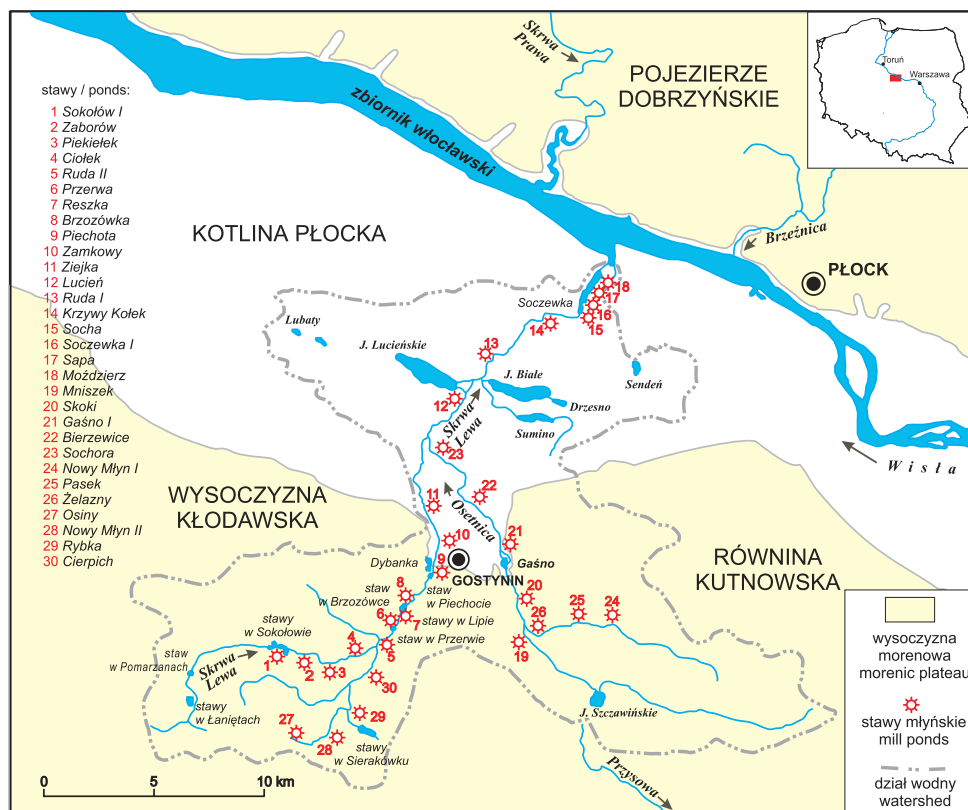
W opracowaniu podjęto próbę historycznej analizy zmian stopnia zagospodarowania hydrotechnicznego zlewni rzeki Skrwy Lewej. Oszacowano ilość wody, jaka była retencjonowana w sztucznych zbiornikach w ostatnich 200 latach. Dzięki temu określono potencjalne możliwości odbudowy retencji zbiornikowej w tej zlewni. Wzięto pod uwagę tylko przepływowe zbiorniki dolinne, jakie funkcjonują lub funkcjonowały na Skrwie i jej dopływach.¹

Obszar badań

Skrwa jest największym lewobrzeżnym dopływem uchodzącym do Wisły pomiędzy Bzurą a Zgłowiączką (ryc. 1). Jej źródła znajdują się na Wysoczyźnie Kłódawskiej, na południe od wsi Łanięta (powiat kutnowski), na wysokości 131 m n.p.m. Do zbiornika włocławskiego rzeka uchodzi (w 641,3 kilometrze Wisły) dwoma ramionami w miejscowości Soczewka (powiat płocki). Jej długość wynosi 41,8 km, a średni spadek dna doliny 1,79‰ (ryc. 2).

Jedynym większym dopływem Skrwy jest licząca 20 km długości Osetnica, która odwadnia obszar 135,5 km² (niemal 1/3 powierzchni zlewni). Większość pozostałych dopływów Skrwy to ciekły okresowe, zasilające rzekę główną tylko w czasie roztopów i po obfitych opadach deszczu. Okresowy charakter ma również źródłiskowy odcinek Skrwy do miejscowości Pomarzany (Brykała, 2001a).

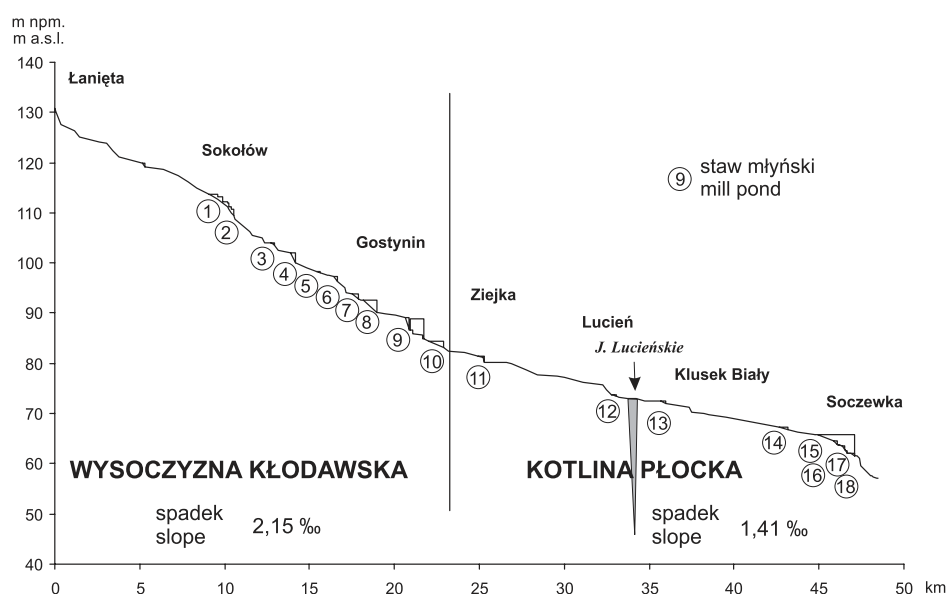
¹ W wyniku prac regulacyjnych, w drugiej połowie XX wieku na Skrwie Lewej i jej dopływach utworzono 16 stopni piętrzących wodę w korycie na wysokość 0,2–0,6 m. Ich retencyjna rola została w niniejszym opracowaniu pominięta.



Ryc. 1. Lokalizacja zbiorników retencyjnych w zlewni Skrwy Lewej
Location of reservoirs within the Skrwę Lewą River basin

Cała, licząca 418,4 km² powierzchni, zlewnia jest położona w strefie młodogłacjalnej, na bezpośrednim zapleczu maksymalnego zasięgu zlodowacenia Wisły. Dotychczas nie jest rozstrzygnięta kwestia, czy łądolód osiągnął tu swoją maksymalną pozycję podczas fazy poznańskiej, czy leszczyńskiej (Roman, 2003).

Zlewnia Skrwy Lewej ma wyraźnie dwudzielny charakter. Południowa część jest położona w strefie wysoczyznowej (Wysoczyzna Kłodawska i Równina Kutnowska). Istotną rolę w procesie odprowadzania wody odgrywają w niej rynny subglacjalne, które wykorzystują Skrwę i Osetnicę. Z kolei północna część zlewni, położona w Kotlinie Płockiej, ma bardziej jednostajny krajobraz, urozmaicony jedynie rozległymi, równoleżnikowo przebiegającymi, polami wydumowymi. Choć Skrwę jest największą rzeką wschodniej części Kotliny Płockiej, nie wytworzyła ona tu wyraźnej formy dolinnej. Jedynie kilkukilometrowy ujściowy odcinek Skrwy, na którym rzeka rozcina terasy pradolinne oraz terasę nadzalewową Wisły, ma wyraźnie wykształconą (wciętą na około 10 m) dolinę. Ten obszar należy do najbardziej malowniczych terenów Gostynińsko-Włocławskiego Parku Krajobrazowego.



Ryc. 2. Profil podłużny rzeki Skrwy Lewej (numery zbiorników jak na ryc. 1)
 Longitudinal section of the Skrwa Lewa River (for numbers of ponds see Fig. 1)

W ujściowym odcinku rzeki część wody ze zbiornika Soczewka jest odprowadzana do Wisły kanałem wschodnim (fot. 1). Z wykonanych pomiarów wynika, że odpływało tędy średnio $0,35 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ wody (Brykała, 2001a). Większość przepływu, szacowana średnio na $1,3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Trębała, 1995), jest odprowadzana poprzez kanał zachodni do elektrowni wodnej w Soczewce, z której woda jest zrzucana bezpośrednio do Wisły.

Na podstawie danych z posterunku IMGW w Klusku (z okresu 1961–2000) oraz założeń H. Kostrzewy (1980), dotyczących metodyki określania przepływu nienaruszalnego, określono przeciętny roczny odpływ dyspozycyjny ze zlewni na 28 mln m^3 (porównaj: Dębski, 1960). Udział zasilania podziemnego w odpływie rzeczny Skrwy został oceniony przez W. Błaszczkiewicza (1992) na około 80%.

W zlewni znajduje się kilkadziesiąt różnej wielkości zbiorników wodnych, zarówno naturalnych, jak i sztucznych (Brykała, 2001a). Jeziora w większości są zlokalizowane w Kotlinie Płockiej. Ich łączna pojemność wynosi 38,6 mln m^3 . Na Skrwie Lewej i Osetnicy funkcjonuje również 11 sztucznych zbiorników wodnych o łącznej pojemności około 1,8 mln m^3 (tab. 1). Po raz pierwszy ich parametry opisał S. Lencewicz (1929). Są to w większości małe zbiorniki pochodzenia młyńskiego. Jedynym większym sztucznym akwenem jest zbiornik Soczewka (1,2 mln m^3).

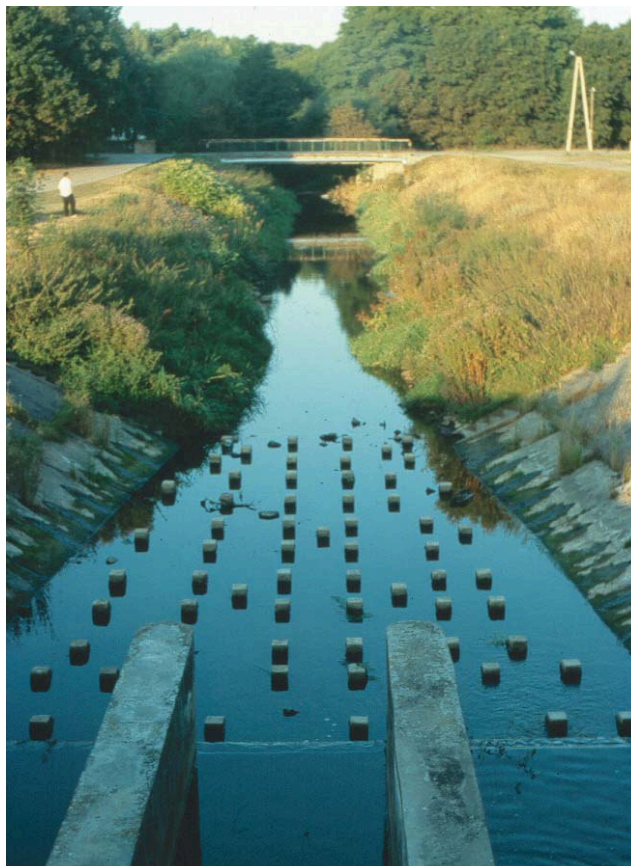
Rekonstrukcja retencji zbiornikowej zlewni Skrwy Lewej

77

Tabela 1. Charakterystyka zbiorników wodnych w zlewni Skrwy Lewej

Nazwa zbiornika	Rzeka	Powierzchnia zbiornika (ha)	Maksymalna wysokość piętrzenia (m)	Objętość zbiornika (tys. m ³)	Rok powstania	Przeznaczenie
Moździerz*	Skrwa	2,0	?	24	1346	staw młyński
Sapa*	Skrwa	2,9	?	32	1472	staw młyński
Soczewka I*	Skrwa	4,6	?	60	1530	staw młyński
Socha*	Skrwa	3,4	?	34	1441	staw młyński
Soczewka II	Skrwa	46,2	4,4	1 222	1853	zb. przemysłowy
Krzywy Kolek*	Skrwa	3,0	2,7	60	1775 (?)	staw młyński
Ruda II*	Skrwa	1,0	2,3 (?)	10	1538	staw młyński
Lucień*	Skrwa	3,3	1,7	33	1496	staw młyński
Ziejka*	Skrwa	10,0	2,6	110	1496	stawy młyńskie
Zamkowy*	Skrwa	3,2	2,0	32	1462	staw młyński
Dybanka	Skrwa	4,1	1,5	90	1978	zb. rekreacyjny
Piechota	Skrwa	6,9	3,1	70	1453	staw młyński
Brzozówka	Skrwa	5,0	1,9	50	1775 (?)	staw młyński
Reszka*	Skrwa	6,2	1,7	57	1700 (?)	staw młyński
Lipa	Skrwa	7,0	1,5	70	1980	stawy rybne
Przerwa	Skrwa	4,7	1,1	22	1700 (?)	staw młyński
Ruda I*	Skrwa	4,0	2,0	60	1530	staw młyński
Ciołek*	Skrwa	6,0	2,2	60	1530	staw młyński
Piekielek*	Skrwa	3,3	1,7	35	1530	staw młyński
Zaborów*	Skrwa	3,6	2,4 (?)	40	1530	staw młyński
Sokolów I*	Skrwa	?	?	?	1530	staw młyński
Sokolów II	Skrwa	18,2	2,2	156	1951 (?)	stawy rybne
Pomarzany	Skrwa	0,7	1,2	6	1930 (?)	stawy rybne
Łanięta	Skrwa	5,3	1,3	52	1930 (?)	zb. przemysłowe
Sochora*	Osetnica	1,7	1,9	12	1462	staw młyński
Bierzewice*	Osetnica	2,2	2,3	30	1405	staw młyński
Gašno I*	Osetnica	8,6	2,9	90	1406	staw młyński
Gašno II	Osetnica	3,7	2,2	36	1989	zb. rekreacyjny
Skoki*	Osetnica	11,2	2,2	134	1454	staw młyński
Mniszek*	Osetnica	1,2	1,5	10	1530	staw młyński
Żelazny*	d. Osetnicy	1,0	1,7	10	1530	staw młyński
Pasek*	d. Osetnicy	1,8	1,8	15	1568	staw młyński
Nowy Młyn I*	d. Osetnicy	1,2	1,1	8	1802	staw młyński
Cierpich*	d. Skrwy	2,8	2,8	35	1530	staw młyński
Rybka*	d. Skrwy	1,7	2,2	14	1530	staw młyński
Sierakówek	d. Skrwy	3,0	1,4	23	1951 (?)	stawy rybne
Nowy Młyn II*	d. Skrwy	1,2	1,4	7	1530	staw młyński
Osiny*	d. Skrwy	2,0	1,1	8	1800 (?)	staw młyński

* zbiorniki nieistniejące.



Fot. 1. Kanał wschodni rzeki Skrwy Lewej (odpływ ze zbiornika Soczewka)
Eastern canal of the Skrwa Lewa River (outlet from the Soczewka Reservoir)

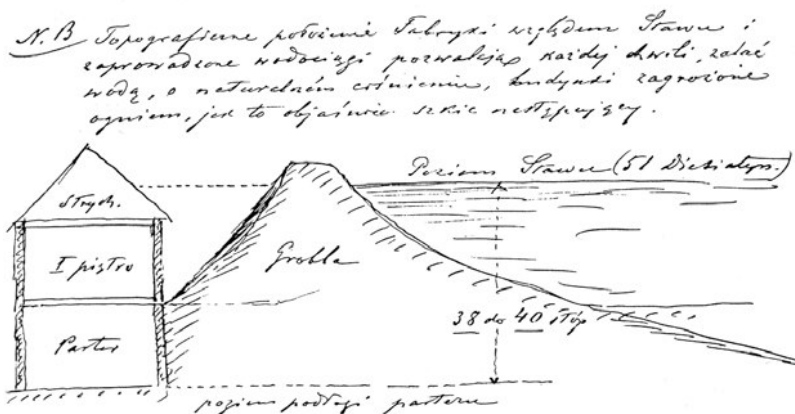
Metoda badawcza

Podstawową trudnością w odtworzeniu stopnia zabudowy hydrotechnicznej Skrwy Lewej, było określenie parametrów technicznych nieistniejących obecnie zbiorników. Po przeprowadzeniu szczegółowej kwerendy materiałów archiwalnych, kartograficznych i zdjęć lotniczych, udało się określić liczbę i okresy funkcjonowania tych obiektów (Brykała, 2001b, 2003). W kilku przypadkach – z literatury (Lencewicz, 1929) oraz z materiałów archiwalnych (ryc. 3 i 4) – uzyskane zostały również dane dotyczące powierzchni, wysokości piętrzenia, a nawet średniej głębokości zbiorników.

Następnie przeprowadzono kartowanie geomorfologiczne doliny Skrwy i jej dopływów. Ustalono dokładne położenie pozostałości po urządzeniach piętrzących. Najczęściej były to groble zapór czołowych oraz zdewastowane jazy

PYTANIA.	ODPOWIEDZI.
8. Czy urządzenia wymienione wyżej w p. 3—8, posiadają w miejscach właściwych dostateczną ilość rękawów i smoków, za pomocą których fabrykę ze wszystkich stron polewać można?	Bezrazumowo, i groźnego szkodę organizowanemu i uciążliwym straci opiewany własny; i likwidacji kotła parowego i = przewidziano i kompletnie bierze konnych i wszelkimi przyborami naturalnymi. Stroni te stnieją od 50 lat i bierze pobiera na - przy przy piorach w okolicy.

Podpis ubezpieczonego



Ryc. 3. Dokument ubezpieczeniowy Papierni „Soczewka” z 1902 r. z danymi odnośnie do piętrzenia i powierzchni zbiornika Soczewka (Archiwum Państwowe w Płocku, Zespół: Towarzystwo Papierni „Soczewka”, sygn. 491)

Insurance policy for the "Soczewka" Paper Mill dated 1902, with parameters for the Soczewka Reservoir

(fot. 2). Przeprowadzono pomiary niwelacyjne tych budowli określając wysokość korony grobli oraz rzędne czaszy zbiorników.

Kolejnym etapem było określenie potencjalnej ilości wody retencjonowanej w poszczególnych zbiornikach. W związku z tym, że opracowanie miało charakter rekonstrukcji środowiska przyrodniczego (por. Maruszczak, 1988), niezbędne było przyjęcie kilku założeń.

1. Na podstawie współcześnie istniejących w zlewni budowli piętrzących przyjęto, że 4/5 wysokości korony grobli odpowiada maksymalnej rzędnej piętrzenia w analizowanym zbiorniku. Znając tę wartość, na planach wysokościowych w skali 1:2 000 określono zasięg cofki oraz powierzchnię większości zbiorników.

2. Trudne było określenie średniej głębokości zbiorników (do obliczenia pojemności), zwłaszcza już nieistniejących. Tam gdzie się to udało, wartości te



Ryc. 4. Plan gruntów należących do młyna wodnego Ziejka z 1830 r. (Archiwum Główne Akt Dawnych w Warszawie, Zbiór Kartograficzny, sygn. 362-3)
Plan of the Ziejka Watermill's land in 1830

zawierały się w przedziale od 0,6 m do 1,5 m. Dla pozostałych zbiorników wartość średniej głębokości przyjęto na poziomie $h = 0,8$ m. Podobną wartość przyjęli również P.J. Wood i S. Barker (2000), analizując ekologiczne zasoby stawów przemysłowych w zachodniej Anglii.

3. Przyjęto, że obliczona pojemność zbiorników była stała w okresie, gdy one funkcjonowały. Błąd wynikający z tego założenia jest nieznaczny, gdyż średnio co kilkanaście lat stawy były opróżniane i przeprowadzano ich bagrowanie.

4. Uzyskane wyniki retencji zbiornikowej odniesiono do zasobów dyspozycyjnych zlewni. Określono je na podstawie 40 lat obserwacji stanów wody i przepływów w profilu wodowskazowym IMGW w Klusku. Choć zlewnia zamknięta tym profilem obejmuje 86% całej zlewni, przyjęto, że zasoby odnoszą się do jej całej powierzchni.

5. Poprzez analogię, uzyskane wartości przeciętnych zasobów dyspozycyjnych z lat 1961–2000, odniesiono do szczegółowo badanego okresu ostatnich 200 lat.²



Fot. 2. Zamulony staw młyński i zniszczone urządzenia piętrzące młyna Brzozówka na Skrwie Lewej

The silting mill pond and destroyed weir of the Brzozówka watermill
(Skrwa Lewa River)

² Autor opracowania ma świadomość, że warunki klimatyczne, jakie panowały w XIX wieku i I połowie XX wieku, a także zagospodarowanie terenu (struktura użytkowania, zasięg prac melioracyjnych) uległy zasadniczej zmianie i spowodowały modyfikację bilansu wodnego, a co za tym idzie również zasobów wodnych zlewni.

Wyniki

Funkcjonowanie i przeznaczenie zbiorników retencyjnych

Zapoczątkowane w średniowieczu znaczne rozwinięcie technik rolniczych oraz zwiększenie areалу pól uprawnych kosztem powierzchni zalesionych, przyczyniło się do trwałego przekształcenia naturalnego środowiska przyrodniczego (Maruszczak, 1988), a tym samym zmiany warunków odpływu. Wraz ze wzrostem plonów zbóż poszukiwano nowych sposobów ich przetwarzania. Na przełomie XI i XII wieku pojawiły się na ziemiach polskich młyny wykorzystujące w tym celu energię rzek (Dembińska, 1973; Baranowski, 1977). Początkowo były to zakłady napędzane jednym kołem wodnym, używanym do poruszania kamieni mielących zboże. Od XVI w. urządzenia młyńskie poruszało już kilka kół, a obok młynów zbożowych zaczęły pojawiać się również folusze, kaszarnie, olejarnie, garbarnie oraz tartaki, które w niniejszym artykule występują pod wspólną nazwą młynów. Aż do początku XX wieku stanowiły one główny element zagospodarowania małych rzek (por.: Ivan, 1989). W zlewni Skrwy Lewej młyny wodne funkcjonowały w 30 miejscach (ryc. 1).

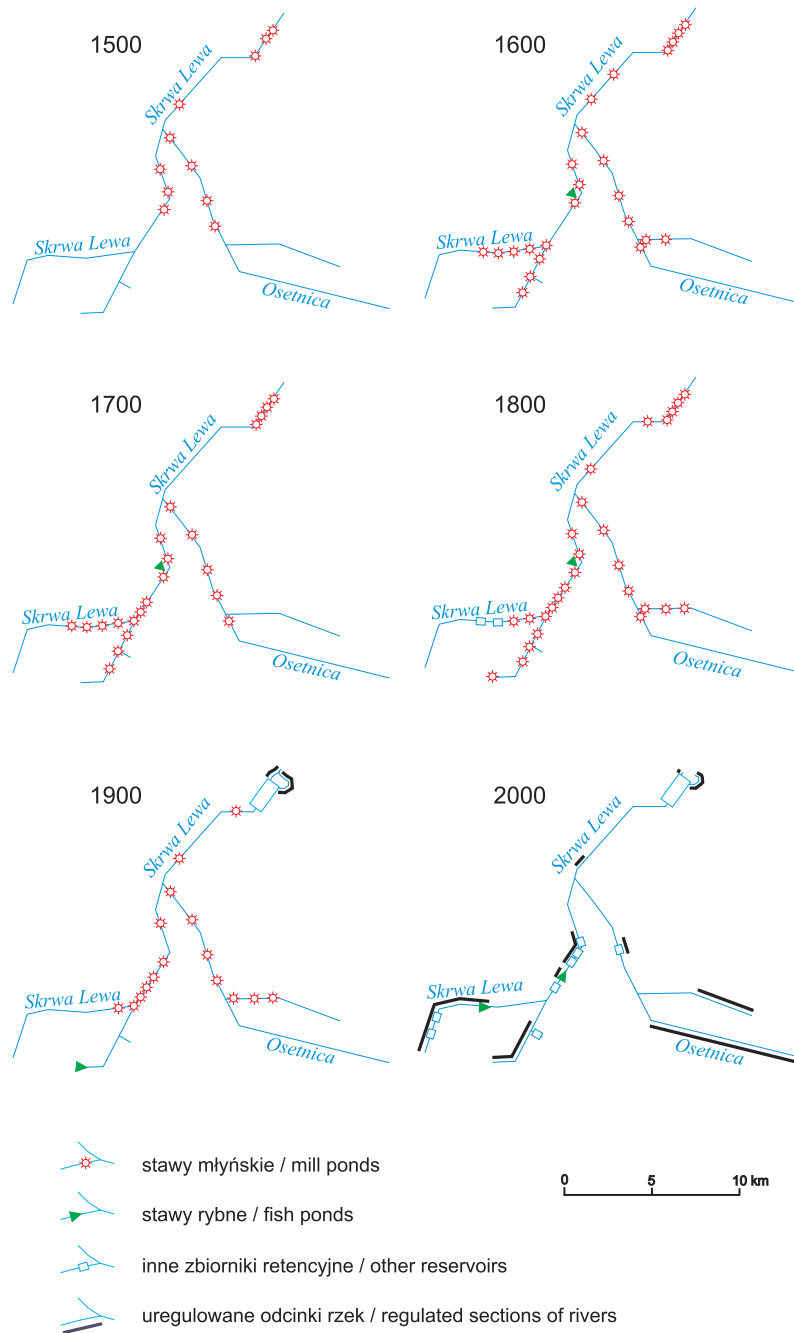
Pierwsza udokumentowana wzmianka o młynie wodnym w zlewni pochodzi z 1346 r. i dotyczy młyna Moździerz w ujściowym odcinku Skrwy (w Brwilnie). W tym czasie obszar zlewni był słabo zasiedlony. Dopiero lokacja w 1382 r. miasta Gostynina stworzyła korzystne warunki do dalszego rozwoju osadnictwa na tych terenach. Intensywnie zaczęło się rozwijać rolnictwo, co sprzyjało powstawaniu kolejnych młynów wodnych. W 1500 r. istniało już 11 takich zakładów (ryc. 5). Aż do połowy XIX wieku ich liczba wzrastała. Rewolucja przemysłowa zahamowała jednak rozwój tego typu zakładów, a następnie doprowadziła do ich powolnej likwidacji, zdecydowanie przyspieszonej po II wojnie światowej.

Z uwagi na niekorzystne warunki zasilania i odpływu, koniecznością było zakładanie przy młynach stawów, magazynujących zapas wody (Brykała, 2001b; Bartczak, 2003). Ich rozmiary nie były duże (tab. 1) – piętrzenie nie przekraczało z reguły 3 m (fot. 3), a powierzchnia – kilkunastu hektarów. Największe stawy młyńskie, z których część istnieje do dzisiaj (Brzozówka, Piechota, Przerwa), były zlokalizowane w rynnach subglacialnych oraz w strefie krawędziowej wysoczyzny morenowej (najkorzystniejsze warunki do lokalizacji – por.: Brykała, 2001b). Były to obiekty trwałe i istniały dość długo, a w przypadku zniszczenia często stawiano w tym samym miejscu nowy młyn (por. np. Holt, 1988; Langdon, 1991; Kreiner, 1996; Kaniecki, 1999; Podgórski, 2004). Często się więc zdarzało, że młyny wodne funkcjonowały w jednym miejscu przez całe stulecia, np. młyn w Gaśnie – 600 lat (fot. 4).

Od XVI wieku nastąpił okres szczególnego rozwoju stawowej gospodarki rybnej (m.in. Szczygielski, 1959). Polegała ona na planowym i sztucznym zarybianiu stawów, a także ich ciągłym ulepszaniu i konserwacji urządzeń piętrzących. Do hodowli wykorzystywano bardzo często stawy wcześniej powstałe przy

Rekonstrukcja retencji zbiornikowej zlewni Skrwy Lewej

83



Ryc. 5. Rekonstrukcja zabudowy hydrotechnicznej w dolinach Skrwy Lewej i Osetnicy od XV do XX wieku

Reconstruction of hydraulic structures in the valleys of the Skrwa Lewa and Osetnica Rivers between the 15th and 20th centuries



Fot. 3. Jaz stawu młyńskiego w Brzozówce na Skrwie Lewej
Weir of the Brzozówka mill pond (Skrwa Lewa River)



Fot. 4. Młyn wodny i staw w Gaśno na Osetnicy
Watermill and mill pond at Gaśno on the Osetnica River

młynach. Na bazie wcześniej istniejącego stawu młyńskiego założone zostały stawy hodowlane w Sokołowie II i Reszce (istnieją do chwili obecnej). Z kolei w Pomarzanach i Sierakówku specjalnie w tym celu spiętrzone rzekę, tworząc po kilka stawów.

Z urządzeniami młyńskimi piętrzącymi wodę Skrwy związana jest również historia zbiornika Soczewka. Do 1848 roku w ujściowym odcinku rzeki funkcjonowały cztery młyny wodne: Moździerz, Sapa, Soczewka I i Socha. Na ich bazie utworzono w 1853 r. jeden duży zbiornik wodny, w celu uzyskania energii do uruchomienia urządzeń fabrycznych papierni w Soczewce. Na potrzeby cukrowni utworzono kilka niedużych zbiorników wodnych w Łaniętach (początek XX w.). Z kolei do celów rekreacyjnych utworzone zostały zbiorniki: Dybanka w Gostyninie (w 1978 r.) oraz Gašno II (w 1989 r.) – również na bazie istniejącego tu wcześniej stawu młyńskiego.

Retencja zbiornikowa

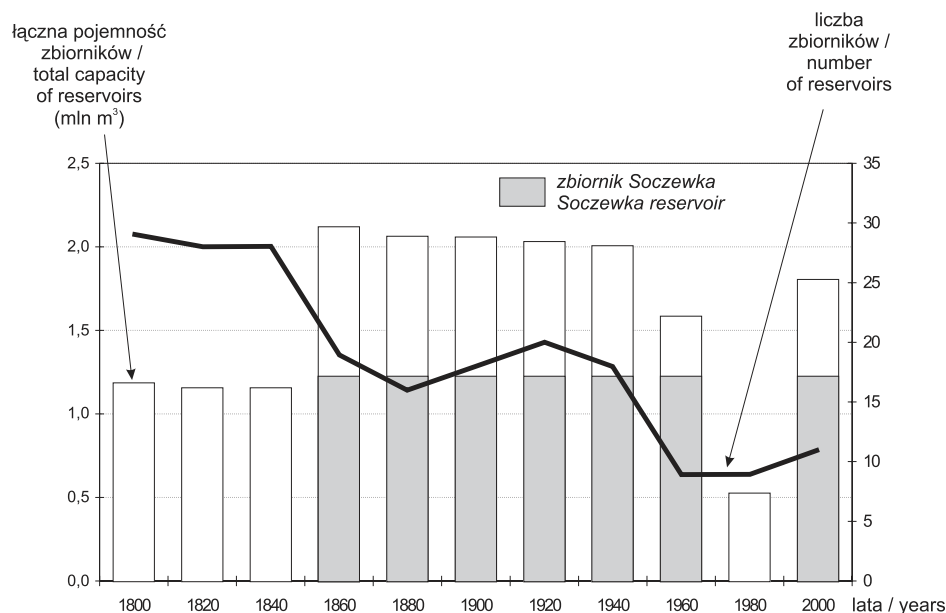
Do połowy XIX wieku liczba zbiorników wodnych kształtowała się na niemal stałym poziomie (28–29), co dawało retencję blisko 1,2 mln m³ wody (ryc. 6). Biorąc pod uwagę stosunkowo niewielkie rozmiary zlewni (około 400 km²) oraz jej skromne zasoby wodne, trzeba przyznać, że ilość wody zmagazynowanej w zbiornikach była znaczna (4,3% zasobów dyspozycyjnych). W połowie XIX wieku, pomimo że 9 stawów przestało istnieć, dzięki powstaniu zbiornika Soczewka ilość zretencjonowanej wody uległa podwojeniu, do około 2,1 mln m³ (7,6% zasobów dyspozycyjnych).

Do połowy XX wieku retencja zbiornikowa w analizowanej zlewni jeszcze przekraczała 2 mln m³ wody (7,3% zasobów dyspozycyjnych). Od tego momentu notuje się powolny spadek liczby stawów młyńskich. W 1960 roku poza zbiornikiem Soczewka istniało zaledwie 8 zbiorników gromadzących łącznie zaledwie 358 tys. m³ wody.

Po upływie kolejnych 20 lat powstały dwa nowe zbiorniki na Skrwie Lewej (Lipa i Dybanka). Jednak na skutek braku konserwacji urządzeń piętrzących, w 1979 r. spłynął zbiornik Soczewka. Ta katastrofa spowodowała, że w roku 1980 całkowita retencja zbiornikowa w zlewni Skrwy wynosiła zaledwie 524 tys. m³ wody (1,9% zasobów dyspozycyjnych). Odbudowa zbiornika Soczewka oraz powstanie 2 nowych zbiorników (Gašno II i Sierakówek) pozwoliło zwiększyć tę wartość do 1,80 mln m³ w 2000 r. (6,5% zasobów dyspozycyjnych). Mimo to nie udało się odbudować retencji sprzed II wojny światowej (ponad 2 mln m³).

Podsumowanie

Stosunkowo rzadko podejmowane są próby rekonstrukcji środowiska przyrodniczego w ujęciu dynamicznym, z uwzględnieniem zmian w zagospodarowaniu



Ryc. 6. Zmiany retencji zbiornikowej w zlewni Skrzywy Lewej w ciągu ostatnich 200 lat
Impoundment changes within the Skrzywa Lewa River basin over the past 200 years

hydrotechnicznym zlewni. Autorzy takich opracowań przypisują szczególną rolę młynom wodnym. To ich urządzenia piętrzące zapoczątkowały trwałą zmianę warunków hydrologicznych w dolinach rzecznych (Sheppard, 1958; Bond, 1979; Bork i inni, 1998; Brykała, 2003, 2004). Według szacunków B. Baranowskiego (1977) już w połowie XVI wieku na ziemiach polskich funkcjonowało około 12 tys. młynów (łącznie z wiatrakami). Jeszcze w 1954 r. zewidencjonowanych było 6600 czynnych i 800 zamkniętych elektrowni wodnych (Szramka i Różycki, 1999).

Liczne zbiorniki wodne były – oprócz oczywistej funkcji retencyjnej – ważnym elementem regulującym procesy erozji, transportu i akumulacji rumowiska (Łoś, 1978; Podgórski, 2004). Na skutek postępującej dewastacji zakładów wykorzystujących energię wodną, wiele akwenów uległo po II wojnie światowej zamuleni, inne przestały istnieć na skutek braku konserwacji urządzeń piętrzących (por.: Gołaski, 1980, 1988, 1993, 2002).

Obecnie podejmowane są próby działań w kierunku zwiększenia zasobów wodnych w zlewniach. Jednym z przykładów takich działań jest PRMR. Szkoda jednak, że przy opracowywaniu tych programów nie wykonano inwentaryzacji piętrzeń, które wcześniej uległy likwidacji (Kowalewski i inni, 2002).

Opracowany w 1996 roku Program Małej Retencji dla województwa płockiego zakłada budowę lub modernizację 11 obiektów w zlewni Skrwy Lewej. Do 2015 roku wielkość uzyskanej retencji ma sięgnąć blisko 850 tys. m³, z tego ponad połowa dotyczyć ma tylko 1 obiektu (podpiętrzenie Jeziora Szczawińskiego). Planuje się powstanie 6 zbiorników retencyjnych na Skrwie i jej dopływach, o łącznej pojemności około 260 tys. m³; 5 z tych obiektów to dawne piętrzenia młyńskie. Do chwili obecnej żadne z zakładanych przedsięwzięć PRMR (na terenie zlewni) nie zostało zrealizowane.

Wszystkie większe cieki w zlewni Skrwy były średnio co 2,5 km podpiętrzone. Sytuacja taka miała miejsce przez całe stulecia (Brykała, 2003), nawet wówczas, gdy nie istniały już młyny. Tak więc, mimo iż zmieniony został naturalny charakter rzeki, długi okres funkcjonowania stawów młyńskich pozwolił na osiągnięcie swoistej równowagi w systemie fluwalnym. W II połowie XX wieku stan ten uległ zachwianiu. Odtworzenie dawnych piętrzeń pozwoliłoby na zwiększenie (przywrócenie) retencji w zbiornikach przepływowych o około 0,5 mln m³. Taki krok pociągnąłby za sobą również wzrost retencji w innych formach (krajobrazowa, gruntowa).

W celu poprawy bilansu wodnego i ograniczenia zagrożeń zjawiskami ekstremalnymi (powódzie, susze), odbudowa retencji wodnej zlewni wydaje się być metodą najbardziej przyjazną środowisku przyrodniczemu i spełniającą warunki zrównoważonego rozwoju (Mioduszewski, 2002; Kowalewski, 2003).

Od około 15 lat dużą szansą na odbudowę retencji zbiornikowej w Polsce są małe elektrownie wodne (MEW), które wykorzystują dogodnie (sprawdzone już w przeszłości) lokalizacje młynów wodnych (Smith, 1980; Dąbkowski i Mioduszewski, 1996). Łączna pojemność sztucznych zbiorników wodnych w Polsce (o pojemności większej niż 1 mln m³) stanowi 6% średniego rocznego odpływu z obszaru kraju (Zieliński i inni, 1996). Szacuje się, że gdyby odbudować piętrzenia młyńskie w miejscach, gdzie one przez całe stulecia funkcjonowały, można by uzyskać dodatkową retencję około 2–3 % średniego rocznego odpływu ze zlewni. Nie jest to zapewne wartość znacząca, ale trzeba pamiętać, że jest to tylko jedna z form retencji wodnej. W tym miejscu należałoby przywołać jeszcze jeden argument. Do 2010 roku państwa Unii Europejskiej zobowiązały się osiągnąć minimum 12% udziału energii odnawialnej w bilansie energetycznym UE. W Polsce wartość ta wynosi obecnie 2,4% (Szramka i Różycki, 1999; Janiszewska, 2002).

*

Autor pragnie wyrazić podziękowanie Pracownikom Zakładu Atlasu Historycznego Instytutu Historii PAN w Warszawie za udostępnienie Kartoteki Słownika Historyczno-Geograficznego Mazowsza oraz Pani mgr inż. Ewie Maciążek z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie za udostępnienie niepublikowanych danych hydrologicznych z posterunku wodowskazowego IMGW w Klusku.

Piśmiennictwo

- Baranowski B., 1977, *Polskie młynarstwo*, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk.
- Bartczak A., 2003, *Charakterystyka młynów wodnych w dorzeczu Zgłowiączki (Kujawy Wschodnie)*, Wiadomości Melioracyjne i Łąkarskie, 46, 4, s. 201–205.
- Błaszczkiewicz W., 1992, *Zasoby wodne dorzecza Skrzy Lewej*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa (maszynopis).
- Bond C.J., 1979, *The reconstruction of the medieval landscape; the estates of Abingdon Abbey*, Landscape History, 1, s. 59–75.
- Bork H.R., Bork H., Dalchow C., Faust B., Piorr H.P., Schatz T., 1998, *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. Wirkungen des Menschen auf Landschaften*, Klett-Perthes, Gotha-Stuttgart.
- Brykała D., 2001a, *Wstępne wyniki badań nad odpływem rzeczonym ze zlewni Skrzy Lewo-brzeżnej*, Zapiski Kujawsko-Dobrzyńskie, 16, Włocławskie Towarzystwo Naukowe, Włocławek, s. 35–43.
- , 2001b, *Uwarunkowania przyrodnicze lokalizacji młynów wodnych w zlewni Skrzy*, [w:] K. German, J. Balon (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Polski a jego funkcjonowanie*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 10, Uniwersytet Jagielloński – Polska Asocjacja Ekologii Krajobrazu, Kraków, s. 164–171.
- , 2003, *Rekonstrukcja zagospodarowania hydrotechnicznego doliny Skrzy i Osetnicy od XV do XX wieku*, [w:] U. Myga-Piątek (red.), *Woda w przestrzeni przyrodniczej i kulturowej*, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, 2, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, s. 54–64.
- , 2004, *Impoundment changes within the Skrzy River catchment area (central Poland) in the 19th and 20th centuries*, Limnological Review, 4, s. 25–32.
- Dąbkowski S.L., Mioduszeński W., 1996, *Program rozwoju małej retencji wodnej i jego korelacja z małą energetyką*, [w:] *Mała hydroenergetyka-mikroretencja-środowisko. Materiały z sympozjum, 13–14.09.1996*, Towarzystwo Rozwoju Małych Elektrowni Wodnych, Bielsko-Biała, s. 20–38.
- Demińska M., 1973, *Przetwórstwo zbożowe w Polsce średniowiecznej (X–XVI wiek)*, Instytut Historii Kultury Materialnej PAN, Ossolineum, Wrocław.
- Dębski K., 1960, *Bilans wodny rzeki Skrzy w powiecie gostyńskim*, Gospodarka Wodna, 20, 12, s. 522–525.
- Dziewoński Z., 1973, *Rolnicze zbiorniki retencyjne*, PWN, Warszawa.
- Gołaski J., 1980, *Atlas rozmieszczenia młynów wodnych w dorzeczach Warty, Brdy i części Baryczy w okresie 1790–1960. Cz. I. Środkowa Warta, Prosna i Barycz*, Akademia Rolnicza w Poznaniu, Poznań.
- , 1988, *Atlas rozmieszczenia młynów wodnych w dorzeczach Warty, Brdy i części Baryczy w okresie 1790–1960. Cz. II. Dolna Warta i Obra*, Akademia Rolnicza w Poznaniu, Poznań.
- , 1993, *Atlas rozmieszczenia młynów wodnych w dorzeczach Warty, Brdy i części Baryczy w okresie 1790–1960. Cz. III. Dolna Noteć, Drawa i Gwda*, Akademia Rolnicza w Poznaniu, Poznań.
- , 2002, *Atlas rozmieszczenia młynów wodnych w dorzeczach Warty, Brdy i części Baryczy w okresie 1790–1960. Cz. IV. Brda i Górna Noteć*, Akademia Rolnicza w Poznaniu, Poznań.
- Holt R., 1988, *The Mills of Medieval England*, Basil Blackwell, Oxford-New York.

- Ivan A., 1989, *Vodní náchony. Opomíjené antropogenní tvary reliéfu*, Sborník Československé Geografické Společnosti, 94, 2, s. 89–102.
- Janiszewska K., 2002, *Wykorzystanie odnawialnych źródeł energii w Unii Europejskiej do roku 2010 – raport przygotowany w ramach programu Altener*, Biuletyn Urzędu Regulacji Energetyki, 6, Warszawa, s. 30–33.
- Kaniecki A., 1999, *Młyny wodne w dawnym Poznaniu i ich wpływ na przeobrażenie stosunków wodnych*, Acta Universitatis Nicolae Copernici, Geografia, 29, s. 337–346.
- Kreiner R., 1996, *Städte und Mühlen im Rheinland. Das Erftgebiet zwischen Müntereifel und Neuss vom 9. bis ins 18. Jahrhundert*, Alano Herodot Verlag, Aachen.
- Kostrzewa H., 1980, *Przepływy nienaruszalne – stan i kierunki badań. Artykuł dyskusyjny*, Gospodarka Wodna, 40, 1, s. 12–14.
- Kowalczak P., Farat R., Kępińska-Kasprzak M., Kuźnicka M., Mager P., 1997, *Hierarchia potrzeb obszarowych małej retencji*, Materiały Badawcze, Seria: Gospodarka Wodna i Ochrona Wód, 19, IMGW, Warszawa.
- Kowalewski Z., 2003, *Wpływ retencjonowania wód powierzchniowych na bilans wodny małych zlewni rolniczych*, Woda, Środowisko, Obszary Wiejskie, Rozprawy Naukowe i Monografie, 6, IMUZ, Falenty.
- Kowalewski Z., Mioduszewski W., Bury C., 2002, *Stan realizacji programów rozwoju małej retencji*, Gospodarka Wodna, 62, 12, s. 506–511.
- Langdon J., 1991, *Water-mills and windmills in the West Midlands, 1086–1500*, Economic History Review, 44, 3, s. 424–444.
- Lencewicz S., 1929, *Jeziora Gostyńskie*, Przegląd Geograficzny, 9, s. 87–140.
- Łoś M.J., 1978, *Likwidacja młynów wodnych i jej skutki*, Gospodarka Wodna, 38, 12, s. 361–364.
- Maruszczak H., 1988, *Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych*, [w:] L. Starkel (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk-Łódź, s. 109–135.
- Mioduszewski W., 1994, *Ochrona i kształtowanie zasobów wodnych w małych rolniczych zlewniach rzecznych*, Materiały Informacyjne, 25, IMUZ, Falenty.
- , 2002, *Odbudowa retencji małych zlewni rzecznych elementem ochrony przed powodzią i suszą*, Gospodarka Wodna, 62, 11, s. 459–464.
- Podgórski Z., 2004, *Wpływ budowy i funkcjonowania młynów wodnych na rzeźbę terenu i wody powierzchniowe Pojezierza Chełmińskiego i przyległych części dolin Wisły i Drwęcy*, Wydawnictwo Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.
- Program Małej Retencji dla województwa płockiego*, 1996, Biuro Studiów i Projektów Gospodarki Wodnej Rolnictwa BIPROMEL, cz. 2, *Koncepcja rozwiązań technicznych budowy obiektów i urządzeń służących do retencjonowania wód na obszarze zlewni rzek województwa płockiego*, Warszawa (maszynopis).
- Roman M., 2003, *Rozwój rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina*, Acta Geographica Lodzienia, 84, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź.
- Sheppard J.A., 1958, *The Hull valley: the evolution of a pattern of artificial drainage*, Geographical Studies, 5, 1, s. 33–44.
- Smith N.A.F., 1980, *Water power*, History Today, 30, 3, s. 37–41.
- Szczygielski W., 1959, *Dzieje gospodarki stawowo-rybnej w Wieluńskim od XVI do końca XVIII wieku*, Rocznik Łódzki, 2, s. 227–247.
- Szramka R., Różycki A.W., 1999, *Perspektywy dla małych elektrowni wodnych*, Biuletyn Urzędu Regulacji Energetyki, 2, 4, s. 21–24.
- Trębała B., 1995, *Małe elektrownie wodne województwa płockiego*, Notatki Płockie, 164, 3, Towarzystwo Naukowe Płockie, Płock, s. 35–41.

- Wood P.J., Barker S., 2000, *Old industrial mill ponds: a neglected ecological resource*, Applied Geography, 20, 1, s. 65–81.
- Zieliński J., Słota H., Madej P., Korol R., Konieczny R., Grela J., 1996, *Stan i wykorzystanie zasobów wód powierzchniowych Polski*, Materiały Badawcze, Seria: Gospodarka Wodna i Ochrona Wód, 20, IMGW, Warszawa.

Materiały archiwalne, kartograficzne i ich opracowania

- Archiwum Skarbu Koronnego, Oddział 1, Archiwum Główne Akt Dawnych, Warszawa, Sygnatury: 22, 48 cz. II, 49 cz. II, 51 cz. I.
- Archiwum Skarbu Koronnego, Oddział 46, Archiwum Główne Akt Dawnych, Warszawa, Sygnatury: 172, 181, 195.
- Archiwum Skarbu Koronnego, Oddział 56, Archiwum Główne Akt Dawnych, Warszawa, Sygnatury: G-1I, G-1II.
- Atlas historyczny Polski, 7, Mazowsze w drugiej połowie XVI wieku*, 1973, W. Pacuski (red.), Część I: Mapa. Plany; Część II: Komentarz. Indeksy, Instytut Historii PAN, PWN, Warszawa.
- Chudzyński M., 1990, *Dzieje Gostynina i ziemi gostynińskiej*, Wydawnictwo Akcydensowe, Warszawa.
- Deutsche Heereskarte*, 1944, skala 1:25 000, npdst. polskiej mapy topograficznej z 1930 r., Centralna Biblioteka Geografii i Ochrony Środowiska, Warszawa, Arkusze: 3829 G, 3829 H, 3928 F, 3929 A, 3929 B, 3929 D, 3929 E.
- Duma J., 1999, *Nazwy rzek lewobrzeżnego Mazowsza (z całym dorzeczem Pilicy)*, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, Warszawa.
- Encyklopedia Powszechna*, 1864–1866, S. Orgelbrand (red.), Warszawa, t. X, XVII, XVIII, XX, XXIII.
- Gostyniński Urząd Powiatowy, Zespół 50\420\0, Archiwum Państwowe w Płocku, Sygnatury: 4, 6.
- Grzybowski M.M., 2000, *Ziemia Gostynińska*, Materiały do dziejów ziemi płockiej. Z archiwaliów diecezjalnych płockich XVIII w., t. 11, Towarzystwo Naukowe Płockie, Płock.
- Karta dawnej Polski z przyległymi okolicami krajów sąsiednich według nowszych materiałów na 1:300 000, 1840–1859*, Chrzanowski W., Kowalski J., Wrotnowski F., Zabłocki T. (red.), Paryż, Biblioteka Narodowa, Warszawa, Arkusze: XVIII (Poznań), XIX (Warszawa).
- Kartoteka Słownika Historyczno-Geograficznego Mazowsza*, Instytut Historii PAN, Warszawa, Działy: Województwo Rawskie, Wody Mazowieckie, Fizjografia II, Miejscowości.
- Kędzińska Z., 1959, *Lustracje województwa rawskiego 1564 i 1570*, Instytut Historii PAN, PWN, Warszawa.
- , 1965, *Lustracje województwa rawskiego XVII wieku*, Instytut Historii PAN, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Kraków.
- , 1971, *Lustracja województwa rawskiego 1789 r.*, Instytut Historii PAN, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk.
- Kodeks dyplomatyczny norbertanek w Płocku*, W. Mąkowski (red.), Archiwum Diecezjalne w Płocku (rękopis).
- Księga Wieczysta: „Osada Fabryczna Soczewka”*, Archiwum Państwowe w Płocku, Sygnatura: 66.
- Księgi Ziemskie Gostynińskie i Gąbińskie*, Archiwum Główne Akt Dawnych, Warszawa, Sygnatury: 1, 3.

- Mapa topograficzna, 1:10 000*, 1972, Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa, Arkusze: 261.223, 261.234, 261.241, 261.243, 261.411, 261.412, 261.421.
- Mapa topograficzna, 1:25 000*, 1994 (npdst. pomiarów z r. 1991), Sztab Generalny Wojska Polskiego, Zarząd Topograficzny, Warszawa, Arkusze: N-34-123-D-d, N-34-124-C-a, N-34-124-C-c.
- Mapa topograficzna, 1:100 000*, 1930, Wojskowy Instytut Geograficzny, Warszawa, Arkusz: Pas 38 Słup 29 (Płock), Pas 39 Słup 28 (Kłodawa).
- Mapa topograficzna, 1:100 000*, 1951, Sztab Generalny, Warszawa, Arkusze: Pas 39 Słup 29 (Gostynin), Pas 38 Słup 29 (Płock).
- Matricularum Regni Poloniae Summaria*, t. 1 – 5/1, wyd. T. Wierzbowski, Warszawa 1905–1919, t. 5/2, wyd. J. Płocha, A. Rybarski, I. Sułkowska, Warszawa 1961, Pozycje: I – 1754, III – 291, III – 1634, IV/1 – 270, IV/1 – 2697, IV/1 – 6939, IV/1 – 7080, IV/1 – 7759, IV/3 – 444, IV/3 – 793, IV/3 – 1229, V/1 – 2830, V/1 – 4125, V/2 – 5454, V/2 – 5557, V/2 – 7230, V/2 – 9755.
- Novaja Topografičeskaja Karta Zapadnoj Rossii*, 1914, skala 1:84 000, Pietrogród, Centralna Biblioteka Geografii i Ochrony Środowiska, Warszawa, Arkusze: XXI-5, XXI-6, XXII-5, XXII-6.
- Nowowiejski A.J., 1931, *Płock. Monografia historyczna*, Płockie Wydawnictwo Diecezjalne, Płock, Wydanie II (reprint – 1991).
- Nowy kodeks dyplomatyczny Mazowsza, cz. II, Dokumenty z lat 1248–1355*, 1989, red. I. Sułkowska-Kuraś, S. Kuraś, Instytut Historii PAN, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk-Łódź.
- Nowy kodeks dyplomatyczny Mazowsza, cz. III, Dokumenty z lat 1356–1381*, 2000, red. I. Sułkowska-Kuraś, S. Kuraś, Instytut Historii PAN, Mazowiecka Wyższa Szkoła Humanistyczno-Pedagogiczna w Łowiczu, Wyd. DiG, Warszawa.
- Powiat Gostynin, województwo warszawskie, Mapa topograficzna, 1:25 000*, 1959, Zarząd Topograficzny Sztabu Generalnego, Warszawa.
- Powiatowa Rada Narodowa i Prezydium Powiatowej Rady Narodowej w Gostyninie, Zespół 50\416\0, Archiwum Państwowe w Płocku, Sygnatura: 2507
- Powiatowy Urząd Ziemi w Gostyninie, Zespół 50\466\0, Archiwum Państwowe w Płocku, Sygnatury: 272, 388.
- Skorowidz miejscowości Rzeczypospolitej Polskiej z oznaczeniem terytorialnie im właściwych władz i urzędów oraz urządzeń komunikacyjnych*, 1925, red. T. Bystrzycki, Wydawnictwo Książnicy Naukowej, Przemyśl-Warszawa.
- Słownik geograficzny Królestwa Polskiego i innych krajów słowiańskich*, 1880–95, red. F. Sulimierski, B. Chlebowski, W. Walewski, t. I–XIV, Warszawa.
- Słownik staropolskich nazw osobowych*, 1965–1987, red. W. Taszycki, M. Malec, t. I–VII, Instytut Języka Polskiego PAN, Kraków.
- Starostwo Powiatowe w Gostyninie 1945–1950 (1959), Zespół 50\88\0, Archiwum Państwowe w Płocku, Sygnatury: 263, 264, 265.
- Stogowska A., 1986, *Papiernia „Soczewka”*, Rocznik Muzeum Mazowieckiego w Płocku, 12, PWN, Warszawa, s. 5–106.
- Tabella miast, wsi, osad Królestwa Polskiego z wyrażeniem ich położenia i ludności*, 1827, Warszawa, t. 1 i 2.
- Topograficzna karta Królestwa Polskiego*, 1843, Kwatermistrzostwo Generalne Wojska Polskiego, skala 1:126 000, Centralna Biblioteka Geografii i Ochrony Środowiska, Warszawa, Arkusze: Kol. II Sek. III oraz Kol. III Sek. III.
- Towarzystwo Papierni „Soczewka”*, Zespół 50\312\0, Archiwum Państwowe w Płocku, Sygnatury: 1-16, 20, 21, 30, 40, 120, 481, 482, 485, 490, 491.

- Wąsicki J. (red.), 1962, *Opisy miast polskich z lat 1793–1794*, UAM, Poznań, cz. I i II.
- Wójcik U., 2001, *Nazwy miejscowe dawnego województwa rawskiego*, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, Instytut Języka Polskiego PAN, Warszawa-Kraków.
- Zbiór Kartograficzny, Archiwum Główne Akt Dawnych, Warszawa, Sygnatury: 6-1 ark. 7, 27-2 ark. 2, 40-20, 43-10, 43-36, 47-19a, 47-19b, 69-8 ark. 5, AK 108, 209-34, 259-15, 259-16, 259-20, 259-25, 268-26, 279-18, 283-24 ark. 1 i 2, 285-3, 297-30, 315-61, 315-63, 326-58, 326-60, 361-47, 362-2, 362-3, 362-4, 374-35, 374-36, 393-8.
- Zbiór planów i map, Zespół 51\160\0, Archiwum Państwowe w Płocku Oddział w Kutnie, Sygnatura: 404.

[Wpłynęło: listopad 2004; poprawiono: luty 2005 r.]

DARIUSZ BRYKAŁA

IMPOUNDMENT RECONSTRUCTION OF THE SKRWA LEWA RIVER BASIN OVER THE LAST 200 YEARS

Until the Middle Ages, human activity across Polish lands had influenced the changes in river patterns and conditions of runoff in only an insignificant way. However, when agricultural techniques developed well, the area of plough land increased at the expense of forests. As a result, grain crops increased in importance, contributing to a search for new ways in which to mill flour. At the turn of the 11th and the 12th centuries, water mills appeared all over the Polish lands. They remained the main element impounding the water of small rivers until the beginning of the 20th century (Fig. 5).

As can be seen in Fig. 1, thirty water mills once operated within the area of the Skrwa River basin. The analysis of the collected materials attests to the water in the rivers of this relatively small basin have been dammed every 2.5 kilometres (Fig. 2). Such a situation lasted for centuries, even when the mills themselves ceased to exist. Milling enterprises can thus be thought to have changed the natural character of the river considerably. At the same time, the fluvial conditions of the entire system have been modified, inasmuch as that almost the entire course of the river is characterised by alternating sections of heightened and lowered values for water-flow velocity.

A basic difficulty with the work described here was the reconstruction of sizes of the different bodies of water. However, investigation of archival and cartographical materials as well as detailed aerial photographs, did provide for a determination of both numbers and period of existence. In a few cases, it was even possible to acquire the aforementioned data on area, as well as others concerning lifting height and even mean depth (Figs: 3 and 4).

Further on, geomorphological mapping of the valley of the Skrwa River and its tributaries was undertaken. Accurate locations for the remains of the lifting constructions were established. In most cases these were dykes of main dams and devastated weirs.

Having acquired these data, the author began to process them. As the study aimed at reconstructing conditions of the natural environment, a few assumptions had to be made:

1. It was assumed that 4/5 of the height of a dyke's crown corresponded with the maximum for the damming datum in the analysed body of water. With these data it was

in most cases possible to define the backwater range on 1:2 000 scale maps. This in turn allowed for calculations of their area.

2. As a determination of the mean depths of bodies of water were necessary for calculations of their capacity, and as this was at best difficult – or even very difficult where the reservoirs no longer existed, values that were obtained (ranging from 0.6 to 1.5 m) served as the basis for an assumption that the value for mean depth of all the reservoirs would be $h = 0.8$ m.

3. It was further assumed that the calculated capacity of the reservoirs was stable over the time of their existence.

4. Disposable reserves of the catchment area were taken to be determinable on the basis of 40 years of observations at the Institute of Meteorology and Water Management gauging station in Klusek.

5. Analogically, the values of the mean dispositional water resources calculated for the years 1961–2000 were related to the entire 200-year study period.

Until the mid 19th century, the number of water reservoirs had remained almost stable (at 28–29), with a resultant retention of about 1.1 million m^3 of water. The establishment of the Soczewka Reservoir in the mid 19th century resulted in a doubling of the volume of stored water, which amounted to about 2.1 mln m^3 (7.6% of disposable reserves).

By the mid-20th century, impoundment within the analysed basin was of 2 million m^3 of water (7.2% of disposable reserves). In 1960 besides Soczewka Reservoir there were only 8 others, in which a mere 358,000 m^3 of water was stored (Fig. 6).

By 1980, total impoundment within the Skrwa Lewa River basin had fallen to a mere 524,000 m^3 of water (or 1.9% of disposable reserves). A rebuilding of the Soczewka Reservoir and creation of 2 new ones increased the amount of stored water to 1.80 million m^3 in 2000 (6.5% of disposable reserves).

**Porównanie form krasowych wyspy Madre de Dios
(Patagonia Chilijska)
z formami kriokrasowymi na lodowcach
północno-zachodniego Spitsbergenu**

*Comparison of the karst forms of the island of Madre de Dios
(Chilean Patagonia)
with the cryo-karst forms on the glaciers of north-western Spitsbergen*

IRENEUSZ SOBOTA

Instytut Geografii UMK, 87-100 Toruń, Fredry 6/8; e-mail: irso@geo.uni.torun.pl

Zarys treści. W artykule porównano formy krasowe występujące na wyspie Madre de Dios z formami kriokrasowymi obserwowanymi na lodowcach północno-zachodniego Spitsbergenu. Specyficzne warunki przyrodnicze wyspy sprzyjają szybkiemu rozwojowi i dużemu bogactwu form, o cechach podobnych do form tworzących się na lodowcach. Badania prowadzono w czasie wypraw polarnych na Spitsbergen organizowanych przez Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu oraz podczas wyprawy eksploracyjno-badawczej na wyspę Madre de Dios w Patagonii Chilijskiej.

Słowa kluczowe: formy krasowe, formy kriokrasowe, lodowce, Chile, Spitsbergen.

Wstęp

Krasowe formy powierzchniowe i podziemne można porównać do form powstałych w wyniku procesów ablacyjnych oraz selektywnego topnienia lodowców, a także procesów zachodzących wewnątrz masy lodowej. Procesy te nazywane są też kriokrasem (Pulina, 1997). Ze względu na duże podobieństwo niektórych form krasowych wyspy Madre de Dios (Patagonia Chilijska) do form występujących na lodowcach północno-zachodniego Spitsbergenu, podjęto próbę ich sklasyfikowania i porównania. Szczególnie dużo wspólnych cech stwierdzono w przypadku form powierzchniowych. Badania prowadzono w czasie wypraw polarnych na Spitsbergen w latach 1996–2003 oraz podczas wyprawy eksploracyjno-badawczej na Madre de Dios w roku 2003. Należy podkreślić, że porównywanie procesu krasowienia i zjawisk zachodzących na lodowcach dotyczy głównie form rzeźby powierzchniowej i podziemnej.

Procesy krasowe były szeroko opisywane w literaturze (m.in. Dreybrodt, 1988; Ford i Williams, 1989; Klimaszewski, 1978; Kunsy, 1956; Pulina, 1999). Zjawiska kriokrasowe oraz formy powstałe w wyniku selektywnego wytapiania powierzchni lodowców na Spitsbergenie opisywali między innymi: A. Cudziło, 1998; M. Grześ, 1990; M. Pulina, 1977, 1982, 1997; I. Sobota, 2001; J. Szupryczyński, 1963. Zjawiska krasowe na Madrze de Dios, oprócz ekspedycji polskiej, opisywali badacze francuscy: R. Maire (1999) oraz F. Hoblea i inni (2001), jednakże ich badania dotyczą innego obszaru niż poniższa analiza.

Formy krasowe na wyspie Madrze de Dios

Wyspa Madrze de Dios jest położona w jednym z archipelagów południowej, chilijskiej części Ameryki Południowej (ryc. 1). Jest to obszar Patagonii Chilijskiej i południowych krańców Andów, Kordyliery Nadbrzeżnej. Na południe od 42°S obniża się ona i częściowo zanurza w wodach Oceanu Spokojnego, tworząc skupiska górzystych przybrzeżnych wysp silnie przekształconych podczas ostatniego zlodowacenia, wśród których znajduje się archipelag z wyspą Madrze de Dios (Mydel i Groch, 1999). Głównym elementem rzeźby terenu są płaskie wierzchołki gór, wynurzające się z Oceanu Spokojnego. Są to sięgające 500–700 m n.p.m. pasma marmuru i wapieni, które podlegają wyjątkowo szybko zachodzącym procesom krasowienia; skutkiem tego jest niespotykana różnorodność form krasowych. Ich zróżnicowanie i bogactwo czyni z Madrze de Dios jeden z najbardziej interesujących regionów krasowych na świecie, nie poznany dotychczas przez człowieka.

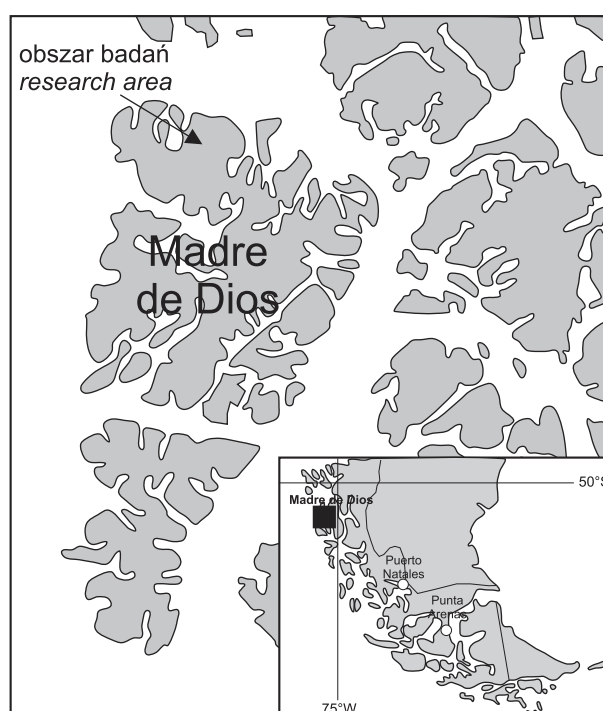
Obszar ten charakteryzują bardzo wysokie opady, sięgające do około 10 000 mm rocznie. W czasie badań wyspy (15 II–01 III 2003 r.) łączna suma opadów atmosferycznych wyniosła 320 mm. Wyjątkowo surowe warunki klimatyczne: niska temperatura powietrza, silne wiatry i rekordowe opady deszczu, w istotny sposób kształtują jej współczesną rzeźbę. Dodatkowo obszar ten porasta gęsty las deszczowy z dominacją buka antarktycznego oraz roślinnością krzaczastą, mchami i porostami. Jest to wyjątkowo bogate źródło CO₂, co w połączeniu z zimnymi opadami, niską temperaturą powietrza i porywistym wiatrem przyczynia się do intensywnego rozpuszczania i silnej erozji skał.

Warunki te spowodowały, że na wyspie mamy do czynienia z krasem zarówno odkrytym (gołym), jak i zielonym¹. Skały, które podlegają procesom krasowym w tym regionie to przede wszystkim marmury, czyli przeobrażone skały wapienne. Z geologicznego punktu widzenia jest to kras węglanowy, górski, z klimatycznego zaś – kras subpolarny.

Spośród form powierzchniowych możemy tu wymienić mikroformy, mezoformy oraz makroformy. Mikrorelief krasowy rozwinął się przede wszystkim pod

¹ Kras odkryty (goły) występuje, gdy powierzchnia skał krasowych jest odsłonięta, zielony zaś wtedy, gdy rozwija się w płaszczu lub pod płaszczem roślinnym i glebowym.

wplywem rzeźbotwórczej działalności wody, głównie opadowej. Bardzo charakterystycznymi mikroformami wyspy są żłobki bruzdowe i deszczowe, osiągające centymetrowe rozmiary (tabl. 1). Na nachylonych powierzchniach skalnych, szczególnie w częściach znajdujących się poniżej miejsc, na których zbiera się woda opadowa, liczne są też żłobki rynnowe i ścienne. Agresywny chemicznie deszcz sprzyja tworzeniu się żłobków schodkowych. Stwierdza się także bardzo dużą ilość żłobków szczelinowych, które często tworzą wysokie, spiczaste bruzdy, osiągające nawet 5–7 m wysokości.



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań na wyspie Madre de Dios (Patagonia Chilijska)
Location of research area on Madre de Dios (Chilean Patagonia)

Spotyka się również mikroformy owalne, szczególnie na powierzchniach poziomych. Najważniejszą rolę w ich tworzeniu odgrywa bezpośrednia korozja wód deszczowych. Są to niewielkie jamki korozyjne, osiągające centymetrowe głębokości, o bardzo ostrych krawędziach. Nazywane są one psimi zębami i są powszechne dla krasu tropikalnego i subtropikalnego. Występują też kotły i kociołki, niekiedy o dużych rozmiarach i łagodnym bądź nierównym dnie oraz ostrych krawędziach. Powstają one także wskutek wietrzenia mechanicznego. Liczne są również rury krasowe o metrowych głębokościach.

Miejscami odnotowywano istnienie stołów krasowych. W wielu miejscach obserwowano na powierzchni krasowej głązy lub mniejsze formy z materiału nierozpuszczalnego, urozmaicające rzeźbę terenu (tabl. 1).

Większość z tych form powstaje nie tylko na skutek rozpuszczania skał, ale w dużej mierze na skutek korozyjnej działalności wody opadowej i płynącej (głównie w porze deszczowej). Ze względu na intensywność opadów deszczu w tym rejonie, woda ma istotne znaczenie w kształtowaniu rzeźby powierzchniowej i prędkości erozji tych form.

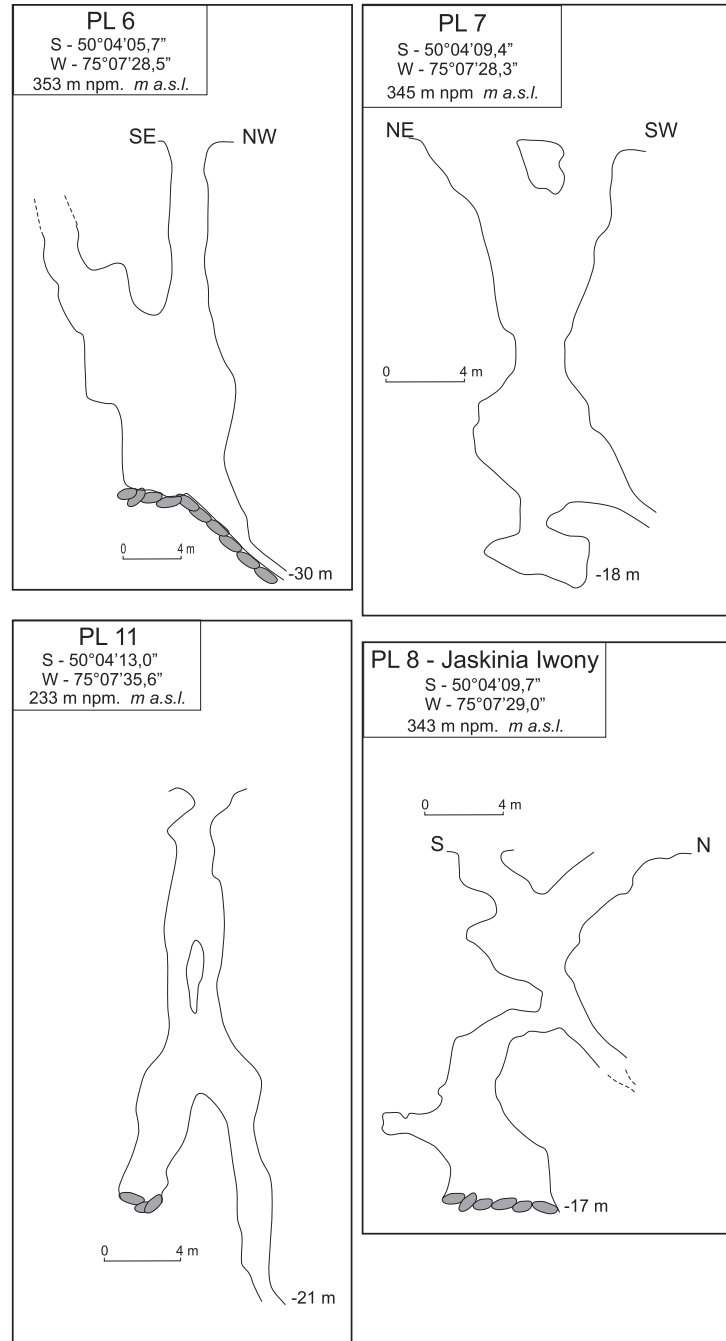
Do mezoform krasowych na wyspie Madre de Dios należą przede wszystkim leje krasowe (tabl. 2). Osiągają one zwykle kilkanaście metrów średnicy, choć spotykane są też leje o średnicy kilkudziesięciu metrów. Tego typu leje są związane przede wszystkim z procesami korozyjnymi, grawitacyjnymi oraz w znaczącej mierze z procesami fluwialnymi (Pulina, 1999). Leje – i korozyjne, i zapadliskowe – często mają dna wypełnione materiałem pochodzenia zapadliskowego i zwietrzelinowego. Formy te nie osiągają dużych rozmiarów, gdyż szybko są zasypywane przez zapadające się ściany i materiał powierzchniowy, powstający na skutek wyjątkowo intensywnej erozji skał.

W wyniku korozyjnej i mechanicznej działalności wód płynących na wyspie powstało wiele mikroform i mezoform fluwiokrasowych. Szczególnie licznie występują formy linijne, spotykane na powierzchniach zarówno nachylonych, jak poziomych. W czasie opadów stanowią one proste, schodkowe oraz meandrujące koryta wypełnione wodą, które często mają zakończenie w studniach krasowych. Charakterystyczne jest, że na niewielkiej powierzchni można spotkać bardzo dużo takich cieków. Większość z nich odpływa do gęstego lasu deszczowego, porastającego niższe partie opisywanego obszaru. Wiele z tych form ma postać silnie meandrujących, głębokich koryt cieków. Ich głębokość sięga do kilku metrów, a szerokość nawet do 3–4 m. W okresie opadów, w ciągu kilku minut puste koryta zamieniają się w rwące rzeki o cechach zbliżonych do cieków supraglacialnych na lodowcach. Opady mają często charakter nawalny, dlatego działalność wód (erozja i rozpuszczanie dna) jest wyjątkowo silna i aktywna. Powstałe formy ze względu na różne rozmiary można zaliczyć do przejściowych.

Występują także formy fluwiokrasowe takie jak: mosty krasowe oraz krasowe doliny ślepe (wywierzyskowe, ponorowe) i otwarte. Obserwowane makroformy to przede wszystkim depresje krasowe.

Na wyspie Madre de Dios odkryto i stwierdzono istnienie licznych podziemnych form krasowych w postaci jaskiń pionowych i poziomych (ryc. 2). Zdecydowanie przeważają formy pionowe: przede wszystkim pojedyncze studnie, ale występują także proste systemy studni, połączone krótkimi odcinkami poziomymi. Głównymi formami są tu zatem pionowe kominy i studnie. Mają one owalny profil poprzeczny i dobrze wymyte marmurowe ściany.

Ze względu na rekonesansowy charakter wyprawy nie eksplorowano jaskiń o bardzo dużych głębokościach. Zbadano ponad 20 jaskiń, głównie o charakterze



Ryc. 2. Przekroje wybranych jaskiń eksplorowanych na wyspie Madre de Dios przez W. Porębskiego, P. Słupińskiego i I. Sobotę
Selected drafts of explored caves on Madre de Dios from W. Porębski, P. Słupiński and I. Sobota

studni, które sięgały do 60 m głębokości. W wyniku bardzo intensywnej erozji, kruszenia i rozpuszczania skał, a także procesów grawitacyjnych wewnątrz masywu krasowego, jaskinie często są zawalone głazami i gruzem, które w wielu przypadkach zamykają dostęp do niżej leżących korytarzy. Liczne takie połączenia stwierdzono w jaskiniach pionowych wyspy. Jedną z ciekawszych form podziemnych jest jaskinia oznaczona jako PL 25. Jej głębokość oszacowano na 24 m, miała ona jednak wyraźne połączenia, przysypane materiałem skalnym, korytarzami meandrycznymi z kolejnymi formami podziemnymi.

Analizowane formy podziemnego krasu na wyspie związane są z tak zwaną strefą wadyczną, która obejmuje wnętrze górnej części masywu. Jak podaje M. Pulina (1999) cyrkulacja wód w takiej strefie jest swobodna i grawitacyjna. Jest to strefa charakterystyczna dla występowania jaskiń pionowych. Duża liczba zaobserwowanych jaskiń świadczy o tym, że na tym obszarze strefa ta ma dużą miąższość.

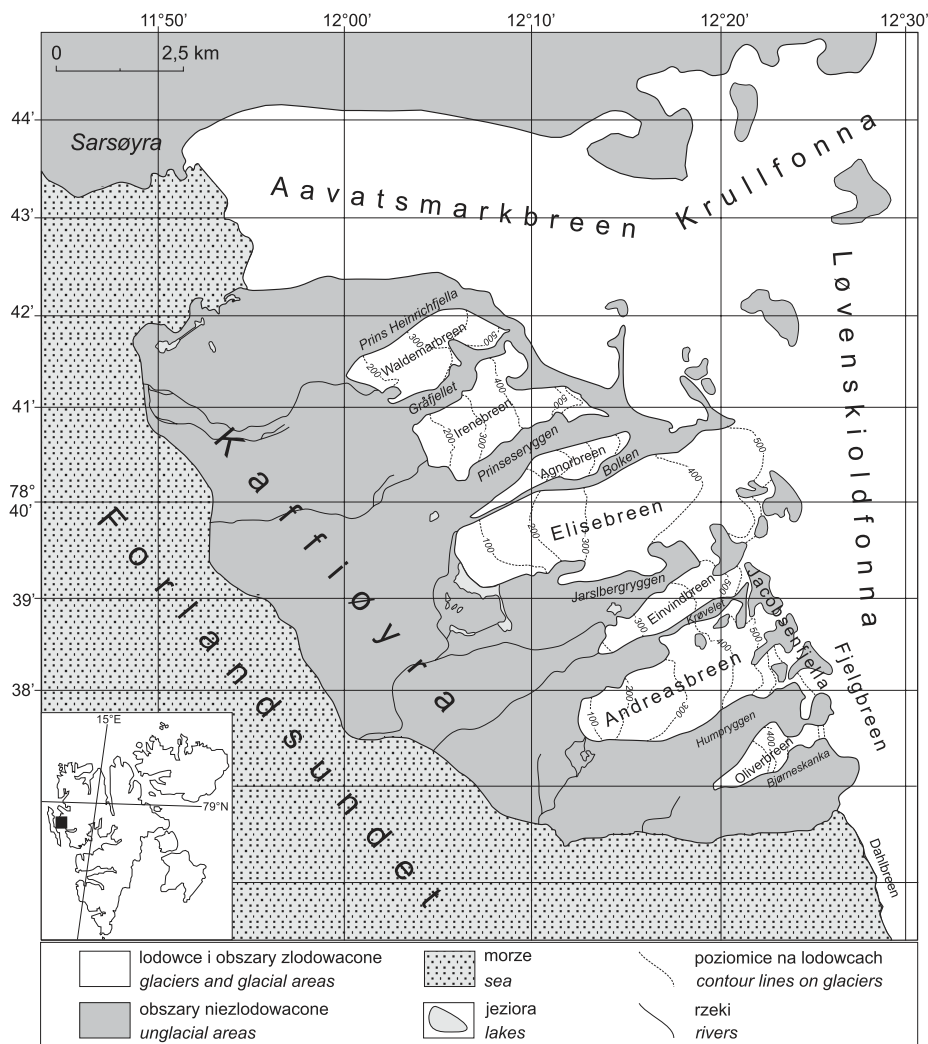
W czasie opadów deszczu system jaskiniowy wyspy wypełniany jest błyskawicznie wodami spływającymi z dużych, głównie nachylonych powierzchni skalnych. O wielkości tego zjawiska świadczy tworzące się w zatoce, przed skalną ścianą, potężne wywierzysko. Można się w związku z tym spodziewać, że fragmenty jaskiń należą również do strefy przejściowej i są okresowo zalewane wodą.

Zarówno formy powierzchniowe, jak i podziemne występujące w północnej części wyspy Madre de Dios cechuje duże urozmaicenie i olbrzymie nagromadzenie na niewielkim obszarze. W czasie badań dokonano rozpoznania całego szeregu mikro- i mezoforn oraz kilkudziesięciu jaskiń. Duża liczba form i ich wielkie zróżnicowanie jest wynikiem specyficznych, ekstremalnych warunków klimatycznych i przyrodniczych, które powodują, że rozpuszczanie podłoża skalnego i erozja skał są wyjątkowo intensywne.

Formy kriokrasowe na lodowcach północno-zachodniego Spitsbergenu

Do form kriokrasowych zalicza się mikroformy linijne i owalne. Są to formy ablacyjne powstające w kilkudziesięciocentymetrowej warstwie odsłoniętego spod śniegu zimowego lodu lodowcowego, poddanego działaniu radiacji solarnej. Duży wpływ na tempo rozwoju i rodzaj mikroform kriokrasowych ma występowanie na powierzchni lodu materiału mineralnego, a przede wszystkim bloków i gruzu skalnego. Spośród licznych mikroform ablacyjnych wiele jest podobnych do form krasowych (Pulina, 1997, 1999).

Analizowano formy kriokrasowe głównie na lodowcach Waldemara i Ireny, zlokalizowanych na północno-zachodnim Spitsbergenie (ryc. 3). Pierwszy jest lodowcem typu alpejskiego, spływającym doliną ku równinie Kaffiøyra. Zajmuje powierzchnię około 2,7 km². Pole akumulacyjne znajduje się na wysokości 380–490 m npm., natomiast czoło lodowca na wysokości 130 m npm. Lodo-



Ryc. 3. Lokalizacja lodowców, na których prowadzono badania form kriokrasowych na Spitsbergenie

Location of glaciers on which investigations of cryo-karst forms on Spitsbergen were carried out

wiec Irenej jest zlokalizowany na południe od lodowca Waldemara i również sływa ku równinie Kaffiøyra. Jego powierzchnia wynosi 4,3 km², długość 4 km, a szerokość od około 1 km w strefie czołowej do około 1,5 km na wschodzie (Lankauf, 2002). Omówiono ponadto kilka form z lodowca Aavatsmarka o powierzchni 75 km².

Intensywność procesu ablacji i kształtowania się form kriokrasowych w dużym stopniu może być powiększana lub pomniejszana poprzez pokrycie powierzchni lodowca materiałem morenowym. Materiał ten stanowią różnego rodzaju okruchy skalne, które w zależności od wielkości, średnicy i barwy mają określoną zdolność odbijania promieniowania słonecznego, jak również pochłaniania ciepła. V. Schytt (1967) uważa, że w badaniach ablacji należy uwzględnić cały zespół czynników lokalnych. Prowadzą one do znacznego zróżnicowania topnienia nawet na niewielkich powierzchniach (Grześ, 1990).

Główne niemeteorologiczne czynniki decydujące o zróżnicowaniu topnienia to: zmienna gęstość warstwy topniejącej, nachylenie powierzchni i sposób jej odwodnienia, występowanie linii foliacji i wychodni powierzchni poślizgu, spękań, szczelin oraz obecność materiału morenowego i eolicznego na powierzchni, a także w przypowierzchniowej warstwie lodu. Każdy z tych czynników może doprowadzić do powstania wypukłych lub wklęsłych form rzeźby powierzchni lodowca.

Pokrycie lodowca materiałem morenowym powoduje między innymi różnice w strukturze bilansu energetycznego różnych typów powierzchni. Największa ablacja zachodzi pod 1-centymetrową warstwą moreny. Przy mniejszej od 1 cm grubości, topnienie równe jest 120–130 % ablacji czystego lodu (Dolgushin i inni, 1972). Materiał morenowy dostarczany jest na powierzchnię lodowca w różny sposób. Jego główne źródła to: materiał ekstraglacialny (dostarczany na powierzchnię lodu w wyniku procesów grawitacyjnych oraz przyniesiony przez wiatr) i inglacialny (głównie materiał spod lodowca i z jego wnętrza). Przemieszczanie materiału jest możliwe dzięki naturalnemu ruchowi lodowca, niezależnie od jego przyczyn, w związku z tym istotną rolę w dostawie materiału odgrywa bilans masy lodowca (Boulton, 1970).

Powierzchnia obu lodowców miejscami pokryta jest w znacznym stopniu moreną powierzchniową. Materiał ten pochodzi z otaczających lodowiec stoków górskich. Stanowią go przede wszystkim łupki kwarcytowe, kwarcyty oraz zlepieńce. Tak zwana strefa pierwotnej koncentracji i transportu materiału morenowego w dół sięga do wysokości około 300 m npm. na lodowcu Waldemara i do 250 m npm. na lodowcu Ireny. W przypadku lodowca Waldemara najwięcej materiału znajduje się w południowej części strefy czołowej oraz w najniższych partiach, po południowej stronie moreny środkowej. Z kolei lodowiec Ireny pokryty jest prawie równomiernie materiałem morenowym w strefie czołowej.

Stożki ablacyjne na lodowcu Waldemara osiągają wysokość do kilkudziesięciu centymetrów. Lodowy rdzeń pokryty jest warstwą moreny o grubości od 2 do 15 cm. „Rosną” one średnio z prędkością 2–3 cm na dobę. Z kolei na wychodniach linii płynięcia osiągają one długość do 37 m, szerokość do 4,5 m, a wysokość do 1,7 m (Cudziło, 1998). Stoły lodowcowe występują dość licznie w środkowej części czoła lodowca Waldemara u podnóża moreny środkowej, a także na czole Ireny. Ich wysokość przekracza często 50 cm, nie licząc niejednokrotnie zalegają-

cych na nich olbrzymich głazów. Licznie na obu lodowcach występują zagłębienia kriokonitowe. Ich tworzeniu szczególnie sprzyja warstwa ablacyjna. Maksymalna głębokość rurek kriokonitowych wynosiła około 50 cm. Na badanych lodowcach istnieje też bogata sieć cieków supraglacialnych. Występują również szczeliny i studnie lodowcowe oraz formy zapadliskowe, szczególnie w marginalnej partii lodowca Waldemara (Sobota, 2001).

Lodowiec Waldemara charakteryzuje niewielka dynamika, o czym świadczy mała ilość szczelin na jego obszarze. Pomimo to w każdym sezonie letnim stwierdza się istnienie kilku szczelin i studni. Znaczna ich część zlokalizowana jest w partii brzeżnej lodowca i na granicy pola akumulacyjnego. Zdecydowanie większe szczeliny wykształcone są na lodowcu Ireny, głównie na wysokości linii rocznej równowagi i w części akumulacyjnej. Na obu lodowcach stwierdzono obecność kilku studni lodowcowych, głębokość niektórych sięgała ponad 30 m na lodowcu Waldemara i jeszcze głębiej na Irenie. Wszystkie wspomniane formy osiągają zdecydowanie największe rozmiary na lodowcu Aavatsmarka.

Charakterystyka porównawcza form krasowych i kriokrasowych

Formy, które występują na lodowcach Spitsbergenu, takie jak: kriokonity oraz ablacyjne mikroformy linijne, owalne, meandryczne, jak również stoły lodowcowe można zaliczyć do powierzchniowych mikroform. Są one najbardziej podobne do rzeźby krasu powierzchniowego wyspy Madre de Dios (tabl. 1). Na lodowcach Waldemara i Ireny występują między innymi bruzdy lodowe i meandryczne kanały, niewielkie zagłębienia i kriokonity, podobne do miseczek, kociołków skalnych i do mikroform cylindrycznych na Madre de Dios. Na powierzchni tych lodowców spotyka się także zagłębienia linijne: różnego rodzaju żłobki deszczowe, bruzdowe, meandryczne i rynnowe, które przypominają krasowe żłobki bruzdowe, rynnowe i ścienne.

Na lodowcach spotyka się również szereg form owalnych, które swym charakterem odpowiadają mikroformom krasowym. Szczególnie interesujące są formy zbliżone do tak zwanych rur krasowych, czyli kriokonity o głębokości nawet do 50 cm, które w dużych ilościach występują w strefie czołowej lodowców Ireny i Waldemara. Innymi ciekawymi odpowiednikami form krasowych są stoły lodowcowe. Zwraca również uwagę duże podobieństwo materiału powierzchniowego – na krasowych obszarach wyspy Madre de Dios są to różnego rodzaju skały nierozpuszczalne, a także materiał odsłaniający się na wychodniach skalnych, na lodowcach zaś jest to materiał morenowy, zarówno drobny, jak i potężne głazy. W przypadku powierzchni krasowych częściowo jest to materiał autochtoniczny, który nie uległ erozji i rozpuszczeniu, połączony ze skałami krasowiejącymi. Na lodowcu jest to materiał luźny, pochodzący z erozji zboczy skalnych otaczających lodowiec.

Wszystkie te niewielkie, głównie pochodzenia ablacyjnego, formy powierzchniowe na lodowcach można porównać i odnieść do obszaru krasowego.

Do mezofর্ম krikrasowych, odpowiadających na analizowanych lodowcach lejom i depresjom krasowym zaliczają się zagłębienia zapadliskowe (tabl. 2). Szczególnie ciekawe występuje na lodowcu Waldemara, w jego południowej części, u podnóża moreny środkowej, utworzone w pobliżu niewielkiego jeziora zaporowego. Powstało ono pomiędzy 1990 a 1995 rokiem w wyniku zablokowania odpływu z tej części lodowca przez wał moreny środkowej. Prawdopodobnie główną przyczyną było zawalenie i zablokowanie tunelu inglacjalnego. Przyczyną mogło być także ograniczenie przepływu istniejącymi drogami, co spowodowało gromadzenie się wód w obniżeniu. Przed rokiem 2000 wody tego zbiornika spłynęły, odsłaniając krikrasową dolinę marginalną, której towarzyszy duże zagłębienie zapadliskowe, w miejscu wpływania wód w tunel inglacjalny pod wał moreny środkowej. W roku 2003 obserwowano ponowne gromadzenie się wód w tym zagłębieniu. Interesujące zagłębienie zapadliskowe funkcjonuje w strefie czołowej północnej części lodowca. W sezonie letnim wyraźnie zwiększa ono swoją powierzchnię, wypełniając się wodą (w sierpniu 2003 r. miało 341 m² i głębokość 21 m).

W strefach czołowych wszystkich analizowanych lodowców występują czasem duże doliny marginalne, odpowiadające krasowym dolinom ślepyim. Dodatkowo przed czołem lodowca Aavatsmarka obserwuje się intensywne wypływy wód ablacyjnych o cechach wywierzyska, co można porównać z krasową doliną wywierzyskową odnotowaną na Madrze de Dios.

Do form przejściowych między mikro- i mezofর্মami na lodowcach możemy zaliczyć ciekę supraglacjalne. Na powierzchni lodowca Waldemara i Ireney istnieje wiele stałych, wieloletnich potoków supraglacjalnych wciętych na głębokość do 2 m. Nie zmieniają one istotnie swojego położenia i wraz z obniżającą się powierzchnią lodowca zachowują cały czas podobną głębokość wcięcia koryt. Spadki zwierciadła wody w korytach osiągają najwyższe wartości na czole: w granicach 1–1,5 % (Brykała, 1998). Jest kilka cieków pojawiających się w każdym sezonie letnim. Są to stałe potoki supraglacjalne, które prowadzą wodę w odpreparowanych korytach. Po opuszczeniu lodowca płyną na ogół jako rzeki marginalne. Oba lodowce mają podobny rozkład gęstości cieków jak inne tego typu lodowce subpolarne. Zróznicowanie gęstości sieci potoków supraglacjalnych na lodowcu jest wynikiem selektywnego topnienia, co z kolei można powiązać z wysokością nad poziom morza, ekspozycją i warunkami pogodowymi sezonu letniego. Rozkład obszarów o określonej gęstości cieków jest podobny, a jej wartości zmieniają się jedynie w zależności od wielkości ablacji w danym sezonie letnim (Pawłowski, 1997). Wyjątkowa intensywność procesu rozpuszczania i erozja materiału skalnego spowodowała, że na płaskich i nachylonych powierzchniach skalnych wyspy Madrze de Dios utworzyła się bardzo bogata sieć form liniowych, o właściwościach koryt okresowo wypełnianych wodą. Podobnie jak w przypadku cieków supraglacjalnych bardzo silnie meandrują, a głębokość wzrasta wraz z ich biegiem, osiągając nawet do kilku metrów. Niektóre z nich na pewnych odcin-

kach płyną schodkowo, wiele z nich kończy się w zagłębieniach o cechach studni krasowych. O ich intensywnym zasilaniu w wodę świadczą także liczne żłobki deszczowe na ścianach koryt. Różnica właściwości koryt krasowych i kriokrasowych polega głównie na ciągłości zasilania: ciekki supraglacialne prowadzą wodę prawie przez cały okres letni, podczas gdy koryta krasowe prowadzą wodę tylko w okresie opadów deszczu. Tak wyraźna sieć koryt cieków na obszarze krasowiejącym rzadko jest spotykana w innych regionach. Jednakże formy te należy zaliczyć do ważnego elementu krajobrazu krasowego. Podobne formy wyróżnia M. Pulina (1997) na lodowcach południowego Spitsbergenu.

Formy podziemne w terenie zlodowaconym – to studnie i jaskinie lodowcowe. Na wyspie Madre de Dios stwierdzono istnienie wielu studni o głębokości do 30 m. Podobną głębokość osiągają studnie na lodowcach Waldemara i Ireney, a jeszcze większe na Aavatsmarku (tabl. 2). W północnej części jezora lodowca Aavatsmarka znajduje się duża jaskinia lodowcowa. Częściowo przepływa przez nią ciek, który ma wypływ w czołowej części lodowca. Połączona jest ona systemem korytarzy z innymi studniami lodowcowymi. W dużym stopniu wypełniona jest materiałem morenowym i okruchami lodu. Ponadto w lodowcach licznie występują tunele inglacialne i subglacialne. Na obszarach krasowych Madre de Dios formami podziemnymi są jaskinie z całym systemem studni i korytarzy.

Na badanych lodowcach Spitsbergenu istnieje jeszcze wiele innych form, ale nie znaleziono ich krasowych odpowiedników na Madre de Dios.

Podsumowanie

Największe podobieństwo jakościowe i ilościowe form krasowych na Madre de Dios do form kriokrasowych na lodowcach Spitsbergenu stwierdzono w przypadku mikroreliefu powierzchniowego. Należy podkreślić, że formy te występują przede wszystkim w strefie czołowej lodowców spitsbergeńskich, a na obszarze wyspy Madre de Dios na całej skalnej powierzchni krasowej. Jednak spotykane są pochylone obszary skalne, w niektórych częściach opisywanej platformy krasowej, które można porównać do jezora lub strefy czołowej lodowca, gdzie szczególnie intensywnie rozwinęły się zwłaszcza formy linijne.

Stwierdzono istnienie wielu form kriokrasowych na lodowcach północno-zachodniego Spitsbergenu. Są to zarówno formy powierzchniowe, związane głównie z procesami ablacyjnymi i selektywnego topnienia na lodowcu, jak również wewnątrzlodowcowe. Wiele z nich można porównać z rzeźbą krasową powstałą na Madre de Dios w Patagonii Chilijskiej. Zwraca uwagę fakt, że na wyspie procesy krasowe zachodzą zdecydowanie szybciej, niż w innych regionach świata, co ma istotny wpływ na bogactwo i różnorodność form, a także na fakt, że niektóre z nich osiągają niespotykane gdzie indziej rozmiary (na przykład żłobki i koryta cieków). Dzięki temu część z nich staje się wyraźnie podobna do lodowcowych form kriokrasowych.

Piśmiennictwo

- Boulton G. S., 1970, *On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers*, Journal of Glaciology, 9(56), s. 213–229.
- Brykała D., 1998, *Evolution of supraglacial drainage on Waldemar Glacier (Spitsbergen) in period 1936–1998*, [w:] *Materiały XXV Sympozjum Polarnego w Warszawie, wrzesień 1998*, Instytut Geofizyki PAN, Warszawa, s. 247–264.
- Cudziło A., 1998, *Rola pokryw morenowych i materiału skalnego w selektywnym topnieniu Lodowca Waldemara (NW Spitsbergen) na przykładzie sezonu letniego 1996*, maszynopis w Instytucie Geografii UMK w Toruniu.
- Dolgušin L. D., Lebedeva I.M., Osipova T.D., Rototaeva O.B., 1972, *Vlijanie eolovoj zaplennosti lednikov i poverchnostnoj moreny na tajanie lednikov Srednej Azii*, *Materiały Glacjologičeskich Issledovanij*, 20.
- Dreybrodt W., 1988, *Processes in Karst Systems Physics, Chemistry and Geology*, Springer Series in Physical Environment, 4, Springer-Verlag, New York.
- Ford D. C., Williams P., 1989, *Karst Geomorphology and Hydrology*, Unwin Hyman, Winchester, Massachusetts.
- Grześ M., 1990, *Experimental studies of moraine covers over selected glaciers, South-Western Spitsbergen*, *Quaestiones Geographicae*, 13/14.
- Hoblea F., Jaillot S., Maire R., 2001, *Erosion et ruissellement sur karst nu en contexte subpolaire océanique: les îles calcaires de l'archipel de Patagonie chilienne*, *Karstologia*, 38, s. 13–18.
- Jelonek A., 1997, *Ameryka Południowa. Encyklopedia geograficzna świata*, Tom III, OPRESS, Kraków.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Kunsky J., 1956, *Zjawiska krasowe*, PWN, Warszawa.
- Lankauf K.R., 2002, *Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemi Oskara II-Spitsbergen) w XX wieku*, *Prace Geograficzne, IGiPZ PAN*, 183.
- Maire R., 1999, *Les „glaciers de marbre” de Patagonie, Chili*, *Karstologia*, 33, s. 25–40.
- Mydel R., Groch J., 1999, *Ameryka Południowa*, Oficyna Wydawnicza FOGRA, Kraków.
- Pawłowski B., 1997, *Development of the supraglacial stream system on Waldemar Glacier (NW Spitsbergen), 1996 summer*, [w:] *Dynamics of Polar Environment. Spitsbergen Geographical Expeditions, Polar Session*, UMCS, Lublin, s. 143–146.
- Pulina M., 1977, *Uwagi o zjawiskach krasowych w południowej części Spitsbergenu*, *Kras i Speleologia*, 1(X), UŚ, Katowice, s. 104–129.
- , 1982, *Karst – related phenomena at the Bertil Glacier, West Spitsbergen*, *Kras i Speleologia*, 4(XIII), UŚ, Katowice, s. 67–82.
- , 1997, *Relieves of surface on subpolar glaciers*, *Polish Polar Studies*, 24th Polar Symposium, Warszawa, s. 215–222.
- , 1999, *Kras. Formy i procesy*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Schytt V., 1967, *A study of "ablation gradient"*, *Geografiska Annaler*, 49, 2–4, s. 327–332.
- Sobota I., 2001, *Studia nad bilansem masy lodowca Waldemara na tle lodowców Svalbardu*, maszynopis w Instytucie Geografii UMK w Toruniu.
- Szuprzyński J., 1963, *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu*, *Prace Geograficzne, IG PAN*, 39.

[Wpłynęło: luty; poprawiono: czerwiec 2004 r.]

IRENEUSZ SOBOTA

COMPARISON OF THE KARST FORMS OF THE ISLAND OF MADRE DE DIOS
(CHILEAN PATAGONIA) WITH THE CRYO-KARST FORMS ON THE GLACIERS
OF NORTH-WESTERN SPITSBERGEN

Surface and underground karst forms can be compared to the forms originating through ablation processes and selective ice melting, as well as the processes ongoing within an ice mass. As some karst forms on the island of Madre de Dios (Chilean Patagonia) demonstrate considerable similarity with those to be observed on the glaciers of north-western Spitsbergen, an attempt at classification and comparison was made. The surface forms of the two areas were found to bear an especially strong resemblance, the research being conducted during polar expeditions of the 1996–2003 and an exploratory/research expedition to Madre de Dios in 2003.

Madre de Dios is within one of the archipelagos of southernmost Chile, South America. Cryo-karst forms were mainly analysed on the Waldemar and Irene glaciers, located on the Kaffiøyra Plateau, NW Spitsbergen, and covering areas of 2.7 and 4.3 km² respectively.

The most striking qualitative and quantitative similarity between the karst forms of Madre de Dios and the cryo-karst forms on the Spitsbergen glaciers concerned the surface microrelief. It must be stressed that the forms in question are mainly in the frontal zone of the Spitsbergen glaciers, while they occur across the entire rock karst surface on Madre de Dios.

The numerous cryo-karst forms recorded on the glaciers of NW Spitsbergen include both surface forms mainly connected with ablation and selective melting processes, and those within the glacier. Many can be compared with the karst relief existing on Madre de Dios, though it must be noted that the relevant processes take a much faster course on the island than in other regions of the world. This contributes to the richness and variety of forms, as well as accounting for the exceptional size of some (e.g. karst flutes and river beds). Thanks to that, some of those present closely resemble the glacier cryo-karst forms.

R E C E N Z J EPRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2005, 77, 1, s. 109–116**R.S. Čalov, A.S. Zavadsky, A.V. Panin – *Rečnyje izlučiny (River meanders)*, Moskovskij Gosudarstvennyj Universitet im. M.V. Łomonosova, Geografičeskij Fakultet, Moskva, 2004; 370 s.**

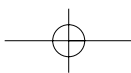
W skład Wydziału Geograficznego Uniwersytetu im. M.V. Łomonosowa w Moskwie wchodzi Naukowo-Badawcze Laboratorium Erozji Gleb i Procesów Korytowych, założone przez wybitnego znawcę procesów korytowych rzek (*rusloved*), N.I. Makkaveeva. Obecnym kierownikiem Laboratorium jest jego uczeń – kontynuator prac badawczych, znany na świecie twórca m.in. typologii procesów korytowych, R.S. Čalov. Profesor Čalov jest autorem kilkuset prac, w tym 19 pozycji książkowych¹, a także promotorem licznych rozpraw doktorskich, w tym dwu współautorów recenzowanej książki.

Książka *Meandry rzeczne* powstała z okazji 250-lecia założenia Uniwersytetu im. Łomonosowa, 95-lecia urodzin twórcy szkoły procesów korytowych rzek N. Makkaveeva i 50-lecia jego pracy naukowej (1908–1983). Składa się na nią 9 rozdziałów oraz literatura, zawierająca 241 pozycji w języku rosyjskim i 109 obcych, głównie anglojęzycznych. Zestaw cytowanej literatury świadczy o wszechstronnym podejściu do problemu meandrów, jest zarazem „zderzeniem” dwóch różniących się między sobą koncepcji: typologii koryt (zachód) i typów procesu korytowego (Rosja). Jest podręcznikiem przeznaczonym dla specjalistów i studentów z zakresu procesów korytowych, hydrologii i geomorfologii fluwialnej, gospodarki wodnej i hydrotechniki. Jak twierdzą sami autorzy, książka dotyczy głównie aspektów meandrowania rzek: mechanizmu formowania i ewolucji zakoli rzecznych wymuszonych, odziedziczonych i wciętych; warunków hydraulicznych przepływu i transportu rumowiska; relacji pomiędzy parametrami koryta i zjawiskami hydrologicznymi; rozwoju pojedynczych meandrów i długoterminowej ewolucji koryt w ujęciu paleogeograficznym.

Początkowe dwa rozdziały, oparte na obszernej literaturze światowej, ze szczególnym uwzględnieniem badań R. Čalova i jego mistrza N. Makkaveeva, stanowią wprowadzenie do problematyki książki. Rozdział pierwszy, zatytułowany *Meandry jako morfodynamiczny typ koryta*, zawiera informacje dotyczące klasyfikacji koryt rzecznych, opracowanych przez różnych autorów, w tym głównie wiodącego autora książki i pozycje, jakie zajmują w nich meandry. Przedstawia elementy i parametry meandrów, a także ich typologię opartą na dostępnej autorom literaturze.

W drugim rozdziale, zatytułowanym *Powstawanie meandrów*, autorzy scharakteryzowali przyczyny, mechanizm i warunki tworzenia tych form, z uwzględnieniem transportu rumowiska wlezonego, dynamiki wód rzecznych (kierunek i prędkość płynięcia wody), w powiązaniu z tzw. przepływami formującymi koryto. W ostatnim przypadku mowa

¹ Recenzję jednej z nich (*Geografičeskije issledovanija ruslovyh processov*) opublikowano w Przeglądzie Geograficznym 1981, 53, 1, s. 180–182.



o progowych (ang. *thresholds*) przejściach procesu korytowego, zaproponowanych w połowie ubiegłego wieku przez Makkaveeva.

Kolejne trzy rozdziały 3–5, zawierają wyczerpującą analizę czterech głównych typów genetycznych meandrów: swobodnych, wymuszonych i odziedziczonych oraz wciętych. Meandry swobodne są formami o cechach naturalnych, rozwijającymi się w warunkach podłoża aluwialnego, dlatego autorzy poświęcają im najwięcej miejsca. Wnikliwie przedstawiają m.in. sposoby i mechanizm przemieszczania się meandrów, ich asymetrię i zmiany parametrów w profilu podłużnym rzeki. Wszystko to następnie ujmują w formie analizy zależności warunków hydrologicznych i morfologicznych. Uzupełnieniem charakterystyki meandrów swobodnych jest opis kształtowania się pozostałych, wyżej wymienionych, trzech typów form. Drugorzędne ich znaczenie wynika z tego, że zasięg rozwoju tych meandrów jest przede wszystkim ograniczony budową geologiczną strefy brzegowej koryta oraz modyfikowany przez czynniki niefluwialne (klimat, roślinność, działalność człowieka).

Krótki, syntetyczny rozdział 6, *Relief koryta meandrującego*, zawiera informacje dotyczące powiązań i zależności pomiędzy podstawowymi parametrami koryta, tj. głębokością (maksymalną), szerokością, asymetrią profilu poprzecznego, kątem krzywizny zakola itp.

Następny rozdział – *Meandrowanie koryt i formowanie równiny zalewowej* – dotyczy procesów korytowych zachodzących na obszarze całego łóżysku rzeki. Oznacza to połączenie morfodynamiki koryta z równiną zalewową. Na różnych przykładach den dolin rzecznych, głównie z obszaru Rosji, dokonano analizy rzeźby równiny zalewowej z podziałem na trzy główne jej typy w odniesieniu do przebiegu koryta: jednostronna, dwustronna i naprzemianległa. Określono przyczyny kształtowania się poszczególnych układów poziomów zalewowych.

Rozdział 8, *Analiza paleogeograficzna swobodnego meandrowania*, zawiera takie zagadnienia jak: metodyka badań paleokoryt, transformacja meandrujących koryt na granicy późnego plejstocenu i holocenu oraz ogólne tendencje rozwoju koryt meandrujących w holocenie. Poza przykładami paleokoryt w planie (mapy), problem ich rozwoju został uzupełniony analizą zdjęć lotniczych i dokumentacją geologiczną.

Ostatni rozdział – *Geografia koryt meandrujących* – zawiera niejako podsumowanie książki. Dokonano tu przestrzennej regionalizacji podstawowych typów rzek meandrujących dla obszaru Południowej Eurazji na tle głównych czynników geograficznych mających wpływ na meandrowanie koryt, reprezentowanych przez takie charakterystyki jak: przepływy formujące koryto, stopień pokrycia roślinnością równiny zalewowej oraz trwałość (stałość) koryt w powiązaniu z transportem rumowiska. Szczególne znaczenie w tej analizie odegrały badania autorów książki w dorzeczu górnego i środkowego biegu rzeki Ob oraz Oki i Wyczegdy. Osiągnięte wyniki, w tym przede wszystkim analiza zmian koryt ujęta w formie kartograficznej, mogą służyć jako materiał aplikacyjny do wszelkich prac hydrotechnicznych, planowanych w obrębie den dolin rzecznych.

Generalnie, książka wnosi istotny wkład w badania procesów korytowych rzek meandrujących. Dzięki licznym przykładom zmian koryt rzecznych w czasie i przestrzeni, odnoszących się do konkretnych odcinków o zróżnicowanych cechach krajobrazu, może służyć jako podręcznik dla studentów geografii i specjalistów z zakresu hydrotechniki o znaczeniu zarówno teoretycznym jak i aplikacyjnym. Książkę wzbogacają liczne ryciny i fotografie fragmentów koryt rzecznych, pochodzących głównie z obszaru Rosji, ale także

z całego świata. Jest namacalnym dowodem dorobku naukowo-badawczego moskiewskiej szkoły fluwialnej, godnym polecenia badaczom procesów rzecznych.

Zygmunt Babiński

Instytut Geografii Akademii Bydgoskiej, Bydgoszcz

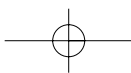
M. Williams – *Deforesting the Earth: From Prehistory to Global Crisis*, Chicago University Press, Chicago-London, 2003; 697 s.

Książka napisana przez profesora geografii Uniwersytetu w Oksfordzie, specjalisty z zakresu geografii historycznej, jest obszerną, liczącą prawie siedemset stron monografią wylesiania Ziemi przez człowieka. Przedstawia ten proces od czasów najdawniejszych po dzień dzisiejszy. Stanowi ona kontynuację tematyki poprzednich książek autora, poświęconych zagadnieniu wylesiania różnych regionów świata (Ameryka Północna, Australia) oraz licznych artykułów, wśród których są np. przeglądowe opracowania problemu wylesiania w czasopiśmie *Journal of Historical Geography* (2000, 26, s. 28–46), czy też *Progress in Physical Geography* (1989, 13, s. 176–208).

Jest to monografia doskonale udokumentowana – wystarczy powiedzieć, że same przypisy oraz literatura zajmują ponad 150 stron. Choć brak jest kolorowych, przyciągających wzrok rycin, książka jest także bogato ilustrowana. Oprócz map i wykresów, interesujące są reprodukcje dawnych grafik czy też obrazów, których tematyka nawiązuje do poruszanych przez autora zagadnień. Należą do nich szkice G. Pauliniego, przedstawiające wylesianie obszarów górskich w północnych Włoszech (s. 202–205), czy też cykl szkiców, poświęconych życiu pionierów w Stanach Zjednoczonych Ameryki Północnej w XVIII w. i przedstawiających przemiany krajobrazu od założenia farmy aż po kres życia jego założyciela (s. 306–308). Całość napisana jest żywym językiem, wykraczającym poza schemat publikacji naukowej.

Zdaniem M. Williamsa, wylesianie jest tym dziełem człowieka, które w największym stopniu zmieniło oblicze Ziemi. Trudno się z tym twierdzeniem nie zgodzić w świetle przytaczanych przez autora danych o wyrębach lasu na wielką skalę. Dane te pochodzą z różnych okresów historii, poczynając od momentu upowszechniania się rolnictwa tysiące lat temu aż po czasy współczesne, i dotyczą praktycznie każdego regionu Ziemi, gdzie warunki naturalne pozwalają na rozwój zbiorowisk leśnych.

Układ książki jest chronologiczny, a całość podzielona na trzy części. W pierwszej autor zaczyna omawianie problematyki wylesiania od czasów prehistorycznych, sięgając do bogatej dokumentacji, jakiej dostarczają prace archeologiczne oraz paleobotaniczne i kończy tę część na schyłku średniowiecza. W drugiej części omawia okres kolonialnej ekspansji Europejczyków i jego konsekwencje dla lasów świata. Wreszcie część trzecia, zatytułowana wymownie: *Las globalny*, jest poświęcona współczesnemu wylesianiu. Końcowe uwagi, dotyczące skutków wylesiania oraz możliwych scenariuszy dalszych zmian powierzchni lasów stanowią zamknięcie i podsumowanie całości. Pomimo iż książka dotyczy wylesiania, autor nie stroni od zagadnień związanych z ochroną lasów, omawiając też początki współczesnych metod hodowli lasów i wskazując, że w dużej mierze stanowiły one reakcję na postępujące wylesianie i jego konsekwencje.



Autor koncentruje się przede wszystkim na Europie Zachodniej, Ameryce Północnej oraz, w okresie po 1500 r., obszarze lasów strefy międzyzwrotnikowej. Dogłębna jest analiza wylesiania Europy Zachodniej w okresie średniowiecza, i później, po 1500 roku, kiedy to Europa dokonała niezwykle postępu technologicznego i rozległej ekspansji terytorialnej. Równie szeroka jest panorama ekspansji kolonialnej w Ameryce Północnej i wylesiania wschodniej części Stanów Zjednoczonych. Z regionów nieco bardziej egzotycznych dużo miejsca poświęcono Indiom oraz Brazylii. Znacznie mniej uwagi poświęca autor lasom strefy umiarkowanej Europy Wschodniej i Azji, chociaż omawia znaczenie i rozmiary handlu drewnem regionu bałtyckiego, być może dlatego, że stanowił on główne źródło zaopatrzenia Wielkiej Brytanii w surowiec do budowy okrętów. Polskiego czytelnika mogą razić nieścisłości i uproszczenia, które pojawiają się w rozdziałach poświęconych Europie Środkowej i Wschodniej, a szczególnie Polsce i krajom ościennym. Na przykład, na mapie środkowej i wschodniej Europy (ryc. 7.7, s. 198) niezbyt precyzyjnie przedstawione są granice polityczne, choć autor słusznie zastrzega, że w okresie XVII–XVIII w. ulegały one zmianom. Napis „Polska”, zamiast centralnie, umieszczony jest na wschodzie, pomiędzy Niemnem i Dnieprem. Podpis pod ryciną skrótowo i błędnie ujmuje dzieje Polski w XVII i XVIII wieku: „The Baltic and Scandinavian timber trade in the seventeenth and eighteenth centuries. (...) two parts of Prussia were joined after 1720; and Poland did not exist as a separate state entity but was variously partitioned between neighbouring states until 1810.”

W wielu wypadkach autor podejmuje polemikę z dość powszechnie zakorzenionymi stereotypami. Jednym z nich jest pogląd na stan zasobów leśnych Ameryki na początku XVI wieku. Obraz dziewiczych puszczy, które padły pod toporem europejskich kolonizatorów, jest, jak wykazuje Williams co najmniej niedokładny, gdyż w momencie przybycia Europejczyków do Ameryki zastali oni obszar w dość znacznym stopniu przekształcony przez człowieka i zagospodarowany rolniczo. W tym czasie liczba rdzennej ludności obu Ameryk przekraczała zapewne 50 milionów, a w niektórych gęsto zaludnionych regionach, na przykład wokół Tenochtitlan, stolicy azteckiego imperium, niedobór drewna stanowił dotkliwy problem. Dopiero zetknięcie z białymi, a ściślej rzecz biorąc z chorobami, jakie ze sobą przynieśli spowodowało niewyobrażalne wyludnienie kontynentu i spadek liczby tubylczej ludności rdzennej do około 5–6 mln w 1650 roku! Tak szybkie wyludnienie pociągnęło za sobą ekspansję lasów na opuszczone obszary, i często dopiero właśnie te lasy wycinane były później przez białych osadników.

To, że książkę napisał geograf, wpłynęło niewątpliwie na zakres poruszanych zagadnień. Autor często koncentruje się na społeczno-ekonomicznej otoczce procesu wylesiania, wskazując znaczenie, jakie mają przemiany społeczne, technologiczne, czy też zmiany postaw człowieka wobec lasu (a także drzew) dla szybkości niszczenia lasów na świecie. Niezwykle ciekawe są rozważania na temat postaw amerykańskich pionierów wobec otaczających ich lasów. Liczba ściętych drzew była przez nich uznawana za wyznacznik postępu, co dobrze oddaje przytoczony przez Williamsa cytat z opisu podróży do Ameryki Alexisa de Tocqueville'a, przedstawiający życie na pograniczu w 1831 roku: „Pionier, żyjący w dziczy (...) ceni tylko dzieła człowieka. Chętnie pośle cię, abys zobaczył drogę, most, piękną wieś, ale to, że ktoś może cenić wielkie drzewa i piękno samotności, kompletnie go nie obchodzi (...) można o nich powiedzieć, że nie dostrzegają potężnych lasów, dopóki te nie padną pod ich toporem.”

W ostatnim rozdziale Michael Williams pisze o swojej książce: „(...) *Deforesting the Earth: From Prehistory to Global Crisis* jest właśnie tym: relacją, jak ludzie odnosili się do swych lasów przez ostatnie siedem tysięcy lat. Nie jest to kompendium rozwiązań problemu degradacji środowiska, ale próba znalezienia sensu w bardzo długim, ważnym procesie zmian (...). Jeśli (...) wskazałem, jak różnym społeczeństwom i kulturom udało się zrobić coś innego ze swoimi lasami niż tylko je zniszczyć, to przykłady te będą mieć wartość dla naszej wiedzy o możliwościach działania. Ta książka może stanowić tylko zaproszenie do refleksji, a nie instrukcję działania. To zostawiam innym.”

Jest to trafne podsumowanie. Niewątpliwie autorowi udało się znaleźć sens w badanym procesie wylesiania Ziemi i pobudzić na jego temat refleksję. I to uważam za wielki walor książki Michaela Williamsa, wartościowej zarówno dla czytelników zajmujących się zawodowo problematyką leśną lub wpływem człowieka na środowisko przyrodnicze, jak i dla tych, których fascynują lasy jako jedno z najpiękniejszych dzieł przyrody ożywionej.

Jacek Kozak
Instytut Geografii UJ, Kraków

A.S. Pullin – *Biologiczne podstawy ochrony przyrody*, (przekład pod red. nauk. Januarego Weinerja), Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 2004; 393 s.

Ukazanie się tego tłumaczenia wśród wielu innych na naszym rynku wydawniczym nie byłoby chyba powodem zbytniego zainteresowania gdyby nie fakt, że – jak podkreśla w przedmowie redaktor – „brak jest jakiegokolwiek podręcznika naukowych podstaw ochrony przyrody dostępnego w języku polskim” na poziomie akademickim.

Autorem oryginału jest Brytyjczyk, profesor Andrew S. Pullin, który od wielu lat wykłada biologię środowiskową, ekologię i naukowe podstawy ochrony przyrody na uniwersytecie w Birmingham (Wielka Brytania). Jako uczony zdobył światową renomę pracami na temat ekologii i ochrony bezkręgowców (zwłaszcza motyli) i badaniami różnorodności biotycznej na poziomie gatunkowym i genetycznym.

Książka składa się z III części i 15 rozdziałów, z których każdy kończy podsumowanie, problemy do dyskusji i literatura uzupełniająca polska i anglojęzyczna. Dodatkowym ułatwieniem dla czytelnika i uzupełnieniem treści jest podanie po każdym rozdziale adresów stron internetowych dotyczących omawianych zagadnień.

W części pierwszej zawarto ogólne informacje o świecie przyrody, różnorodności biotycznej – czyli o tym, co należy chronić. Przedstawiono główne ekosystemy świata: lądowe, górskie i wodne wyjaśniając, w jaki sposób są one kształtowane przez panujące w nich warunki środowiskowe.

W części drugiej zawarte są informacje o wpływie człowieka na przyrodę, związanym między innymi z przyrostem populacji ludzkiej oraz „rewolucją przemysłową”. Omówiono tu dość dokładnie zagadnienia niszczenia siedlisk, trwałego i nietrwałego wykorzystywania zasobów naturalnych, nadmiernej eksploatacji dzikich populacji oraz skutków nadmiernego pozyskiwania zasobów nieożywionych. Jako jedną z konsekwencji niszczenia siedlisk wymieniono ich fragmentację i kurczenie się zasięgów gatunków.

W części trzeciej zawarte są praktyczne aspekty ochrony przyrody, teoretyczne podstawy tej dziedziny nauki oraz cała idea projektowania obszarów chronionych i zarządzania nimi. Powołano się przy tej okazji na główne konwencje stanowiące kanon ochrony przyrody i różnorodności biologicznej. Podstawowe miejsce i odpowiednio wysoką rangę zajmuje ochrona gatunkowa. Poświęcono jej w książce dwa rozdziały (10 i 11). W pierwszym omówiono ochronę gatunków w miejscu ich bytowania (ochrona *in situ*), w drugim zaś ochronę gatunków w sztucznych warunkach (*ex situ*) i przenoszenie pojedynczych osobników z siedliska naturalnego do sztucznych warunków w celu ich rozmnożenia albo zachowania puli genowej. W kontekście ochrony gatunkowej szerzej zdefiniowano pojęcie introdukcji i reintrodukcji. Przy tej okazji, krytycznej ocenie poddano zasadność reintrodukcji pojedynczych gatunków ze względu na ilość potrzebnych środków, podczas gdy rezultat jest trudny do przewidzenia.

Podkreślono przy tym, że z punktu widzenia ochrony gatunkowej najważniejszym czynnikiem jest stopień zagrożenia. Międzynarodowa Unia Ochrony Przyrody i jej Zasobów (International Union for the Conservation of Nature – IUCN) zestawiała listy gatunków zagrożonych wraz z oszacowaniem stopnia ich zagrożenia. Zamieszczono przy tym definicje sześciu kategorii zagrożeń na poziomie gatunku wg IUCN.

Tematyka ochrony przyrody w wyżej zorganizowanych jednostkach przestrzennych – krajobrazach znalazła miejsce w rozdziale 12. Zwrócono w nim uwagę na znaczenie wielkości i przestrzennego ułożenia płatów siedliska dla przetrwania gatunku. Połączenie zasad ekologii krajobrazu i dynamiki populacji pozwala, zdaniem autora, zrozumieć, w jaki sposób gatunek może zniknąć z krajobrazu albo z pojedynczych płatów, nawet jeśli te fragmenty siedliska nie zostały w żaden sposób zmienione. Ochrona przyrody w skali krajobrazu została omówiona na przykładzie koncepcji Obszarów Naturalnych w Wielkiej Brytanii.

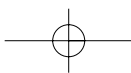
Dalsze miejsce w opracowaniu (co nie znaczy drugoplanowe), zajmuje problematyka dalekosiężnej wizji ochrony przyrody omówiona w kontekście stale zachodzących procesów ewolucji. Pozwala to spojrzeć na ochronę przyrody w skali długoterminowej. Planowanie ochrony przyrody może dotyczyć także skali biogeograficznej. Biogeografia może ułatwić zrozumienie, w jaki sposób naturalne procesy (wg autora mogą to być procesy genetyczne) i procesy ewolucji współdziałają ze sobą w decydowaniu o rozmieszczeniu poszczególnych gatunków i kształtowaniu ich zasięgów. Te dwie dyscypliny, czy też dwa podejścia do badań, mogą być łączone w jedno – analizę określaną mianem biogeografii filogenetycznej. Posłużono się przy tym przykładem wykorzystania historycznych danych biogeograficzno-filogenetycznych do opracowania planu strategii ochronnej gatunków na przykładzie niedźwiedzia brunatnego (*Ursus arctos*). Okazało się bowiem, że jego europejskie izolowane populacje z południowej Skandynawii są najbardziej spokrewnione z nielicznymi populacjami, które zachowały się na Półwyspie Iberyjskim, a nie z najbliższymi zlokalizowanymi populacjami północno-wschodniej Skandynawii i Rosji. To pozwala przypuszczać, że w okresie glacialnym istniały liczne refugia, z których gatunek ten wraz z końcem ostatniej epoki lodowcowej napłynął do północnej Europy i powtórnie ją skolonizował. Bez powyższych danych można by się spodziewać, że populacje zamieszkujące południową Skandynawię nie będą się różniły od sąsiednich. W tej sytuacji izolowane południowo-skandynawskie populacje nie byłyby postrzegane jako priorytetowy cel ochrony przyrody, ponieważ w pobliżu znajdują się większe grupy innych, kontaktujących się ze sobą populacji.

Fundamentalne pytanie jakie autor zadaje przy tej okazji dotyczy skali, w jakiej należy planować działania „ochroniarskie”. Chodzi tu o zastosowanie paradygmatów takich jak teoria metapopulacji – specyficznej dla gatunków, podczas gdy celem ochrony powinna być i często jest ochrona różnorodności biotycznej jako całości. Kluczowym zagadnieniem jest zrozumienie, jak kształtuje się wzorzec różnorodności genetycznej w przestrzeni geograficznej, określony dla licznych i reprezentatywnych gatunków (jako namiastki całej biocenozy) i na tej zasadzie dostosowywanie skali podejmowanych działań. Podkreślono także, że systematyka może pomóc w zrozumieniu i identyfikacji ewolucyjnych epizodów o charakterze przejściowym, takich jak strefy mieszańcowe, ale trzeba zdecydować, jak należy się do nich odnosić w kategoriach czynnej ochrony przyrody. Wnioskiem kończącym te rozważania jest postulat, aby przesunąć priorytety ochrony przyrody z celów zorientowanych na gatunek i siedlisko w kierunku idei ochrony procesu ewolucji, od którego zależy różnorodność biotyczna.

Cały rozdział (14) poświęcono procesowi restytucji. Traktuje się go jako metodę ochrony nie tylko gatunków, ale także biotycznej różnorodności i ekosystemów, definiując jako „restytucję ekologiczną” (*ecological restoration*). Przytoczono przykłady działań restytucyjnych: odtwarzanie ekosystemu prerii w Stanach Zjednoczonych i suchego lasu podzwrotnikowego w Kostaryce oraz restytucję mokradeł w Broadland w Wielkiej Brytanii. Zwrócono jednak uwagę także na złe strony restytucji ekologicznej. Jej ograniczenia stanowią: koszty, granice możliwości restytucji (obecnie są to ograniczenia bardzo surowe) oraz niebezpieczeństwo zbyt optymistycznego traktowania łagodzących skutków tych działań, które może spowodować, iż możliwość łagodzenia zniszczeń będzie wykorzystywana jako usprawiedliwienie rozwoju urbanistycznego czy przemysłowego, przynoszącego szkody środowisku. Za mało chyba wymieniono przy tej okazji przykładów restytucji gatunków, skupiając się głównie na „restytucji ekologicznej”. Ładnie i poetycko brzmi przyrównanie procesu restytucji do renowacji dzieł sztuki (np. malarstwa), które polega na przywracaniu zniszczonym obiektom ich dawnej świetności.

Ostatni rozdział podręcznika (15) łączy zagadnienia nauki i praktyki w ochronie przyrody. Przydatność biologicznych podstaw ochrony przyrody i poszukiwanie skutecznych zasad postępowania, które umożliwiłyby wykorzystanie w praktyce najnowszych osiągnięć naukowych, to treść tego rozdziału. Zadaniem podstawowym jest poszukiwanie przez praktyków odpowiednich informacji. Nie powinni oni polegać, zdaniem autora, na „danych anegdotycznych”, gdyż zmniejsza to skuteczność działania. Termin „dane anegdotyczne” jest niezrozumiały i jego znaczenie pozostaje prawdopodobnie tylko w świadomości autora lub tłumacza. Odmienność postaw praktyka i badacza jest oczywista. Rozwiązaniem tego odwiecznego problemu powinno być wypracowanie zasad postępowania, które zagwarantują wykorzystanie dostępnych ustaleń naukowców przy formułowaniu planu działań. Rozdźwięk jednak polega na tym, że naukowcy zajmujący się ochroną przyrody przejawiają tendencję do postrzegania gatunków i siedlisk jako głównego problemu, podczas gdy praktycy borykają się z regulacjami prawnymi planowania i kwestią własności gruntów oraz z kosztami utrzymania i robocizny.

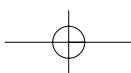
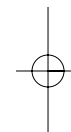
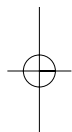
Dość ciekawe i oryginalne jest porównanie ochrony przyrody z medycyną. Przekonująco brzmią analogie – co działa a co nie, „wydajność kosztów”, ile kosztuje?. Niepotrzebne jest jednak wprowadzanie terminów typu „rewolucja skuteczności”, które nie wnoszą nic nowego, a źle się kojarzą.



Podręcznik kończą przykłady wdrożenia planów ochrony gatunkowej oraz siedliskowej ptaka derkacza (*Crex crex*), rośliny żabieńca (*Damasonium alisma*) oraz plany ochrony siedliskowej torfowisk niskich. Każdy obiekt podlega ochronie według ustalonego planu (schematu), który zawiera następujące elementy: 1. Stan obecny, 2. Współczesne czynniki powodujące straty i spadek liczebności gatunku, 3. Bieżące akcje ochronne, 4. Założenia i cele akcji ochronnej, 5. Proponowane działania i główni wykonawcy, 6. Kosztorys.

Książka *Biologiczne podstawy ochrony środowiska* to podręcznik akademicki, adresowany głównie do studentów. Bardzo dobrze się stało, że ukazał się w Polsce, nie wypełni on jednak luki, jaka istnieje w tej dziedzinie na polskim rynku wydawniczym. Nie jest tak, jak pisze w przedmowie do wydania polskiego prof. January Weiner: „nasz rozwój cywilizacyjno-kulturalny pozostaje w tyle za Europą Zachodnią.” Wielkie tradycje i sukcesy w zakresie ochrony przyrody w Polsce (o czym niewątpliwie autor tłumaczenia wie) pozwalają mieć nadzieję, że polskie dziedzictwo kulturowe i niezwykle bogactwo przyrody jakie pozostało, będzie chronione. Rola edukacyjna jest jeszcze do spełnienia, a pomoc w tym może wydanie kolejnego podręcznika, tym razem o ochronie przyrody w Polsce, nie ustępującej pod względem bogactwa i różnorodności form ochronie w żadnym kraju wspomnianej Europy Zachodniej.

Bożenna Grabińska
IGiPZ PAN, Warszawa



K R O N I K APRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
2005, 77, 1, s. 117–125**Działalność Rady Naukowej
Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. S. Leszczyckiego PAN w 2004 roku**

W roku 2004 Rada Naukowa IGiPZ PAN pracowała pod kierunkiem prof. dr. hab. J. Szupryczyńskiego, w składzie wybranym w dniu 18 stycznia 2003 r. (na kadencję 2003–2006), zmniejszonym o 1 osobę. W roku sprawozdawczym Rada Naukowa IGiPZ PAN liczyła więc 36 członków. Odbyło się 5 posiedzeń Rady (25 lutego, 21 kwietnia, 16 czerwca, 3 listopada i 8 grudnia). Na posiedzeniach tych przeprowadzono: 1 postępowanie o nadanie tytułu naukowego profesora, 3 przewody habilitacyjne i 1 przewód doktorski, a ponadto wszczęto 2 przewody habilitacyjne i 4 doktorskie.

Przyjęto sprawozdanie z działalności Instytutu w 2003 roku, a także plany: badań, współpracy z zagranicą, działalności wydawniczej oraz plan finansowy na 2004 rok. Opiniowano wnioski Dyrektora Instytutu w sprawie przedłużenia (na lata 2005–2006) pełnienia funkcji kierowników zakładów i redaktorów czasopism, a także rozpatrywano wnioski w sprawach personalnych. Opiniowano wnioski o nagrody naukowe. Wybrano kandydata w wyborach członka korespondenta PAN – został nim prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski. Zatwierdzono regulamin oceny pracowników naukowych oraz powołano Komisję w składzie: prof. dr hab. A. Gawryszewski – przewodniczący, doc. dr hab. E. Nowosielska, doc. dr hab. J. Matuszkiewicz, dr Z. Rączkowska i dr T. Komornicki. Komisja ta przeprowadziła ocenę działalności naukowej ponad 50 pracowników IGiPZ PAN w latach 2000–2003. Przyjęto projekt regulaminu Studium Doktoranckiego.

Na podstawie uchwały Rady Naukowej z dnia 3 listopada 2004 r. przedstawiono kandydaturę doc. dr. hab. Krzysztofa Błażejczyka do tytułu naukowego profesora. Prowadzone w 2003 roku postępowanie o nadanie tytułu naukowego doc. dr. hab. Zygmuntowi Babińskiemu zakończyło się pozytywnie nominacją z dnia 16 stycznia 2004 r.

W 2004 r. odbyły się 3 kolokwia habilitacyjne zakończone nadaniem stopnia doktora habilitowanego nauk o Ziemi w zakresie geografii:

- dr. Romana Kulikowskiego – w dniu 25 lutego 2004 r. Dorobek naukowy i rozprawę habilitacyjną pt.: *Syntetyczne metody badań produktywności i towarowości rolnictwa. Zastosowania w badaniach geograficznych w Polsce* (Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, nr 187, Warszawa 2003) recenzowali: prof. dr hab. Benicjusz Głębocki (UAM), prof. dr hab. Czesław Guzik (UJ) oraz prof. dr hab. Włodzimierz Kamiński (IERiGŻ);
- dr. Tomasza Komornickiego – w dniu 3 listopada 2004 r. Dorobek naukowy i rozprawę habilitacyjną Kandydata oceniali 5 recenzentów: dr hab. Stanisław Ciok, prof. UW, prof. dr hab. Bolesław Domański (UJ), prof. dr hab. Wiesław Maik, dr hab. Beniamin Kostrubiec – prof. UŚ, prof. dr hab. Jerzy Parysek (UAM-UMK). Tytuł rozprawy habilitacyjnej: *Przestrzenne zróżnicowanie powiązań społeczno-gospodarczych w Polsce* (Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 190, Warszawa 2003).

– dr. Andrzeja Miszczuka – w dniach 21 kwietnia 2004 r. i powtórnie 8 grudnia 2004 r. Recenzentami dorobku naukowego i rozprawy habilitacyjnej byli: prof. dr hab. Marek Koter (UŁ), prof. dr hab. Andrzej Kowalczyk (UW), prof. dr hab. Jerzy Parysek (UAM). Tytuł rozprawy habilitacyjnej: *Regionalizacja administracyjna III Rzeczypospolitej. Koncepcje teoretyczne a rzeczywistość* (Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin 2003);

Wszczęto przewód habilitacyjny dr. Piotra Gębicy (UR), powołano Zespół do spraw przewodu habilitacyjnego dr. Zbigniewa Podgórskiego (UMK).

W roku sprawozdawczym nadano stopień doktora nauk o Ziemi w zakresie geografii dr. Ewie Korcelli-Olejniczak (Zakład Geografii Miast i Ludności IGIPZ PAN). Obrona rozprawy doktorskiej pt.: *Funkcje metropolitalne Berlina i Warszawy w latach 1990–2002. Współzależność pozycji w systemie miast Europy Środkowej* odbyła się w dniu 15 czerwca przed Komisją powołaną do przeprowadzania przewodów doktorskich z zakresu geografii społeczno-ekonomicznej.

Wszczęto przewody doktorskie: mgr. Dariusza Brykały (Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizy IGIPZ PAN), mgr. Ariela Ciechańskiego (Zakład Geografii Miast i Ludności IGIPZ PAN), mgr. Stanisława Kędzi (Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGIPZ PAN), mgr. Dariusza Świątka (Zakład Przestrzennego Zagospodarowania i Badań Regionalnych IGIPZ PAN) oraz powołano recenzentów w przewodzie doktorskim mgr. Jarosława Kordowskiego (Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizy IGIPZ PAN). Umorzono 4 przewody doktorskie wszczęte w latach 1990., z uwagi na brak postępów w przygotowaniu rozprawy doktorskiej.

Zaopiniowano wnioski o powołanie 3 osób na stanowisko docenta, 2 na stanowisko adiunkta oraz 1 na stanowisko asystenta. Wnioskowano także o przyznanie nagrody naukowej Wydziału VII doc. dr. hab. M. Degórskiemu za pracę pt.: *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne różnicowanie czynników pedogenicznych*.

Barbara Krawczyk
IGIPZ PAN, Warszawa

30. Kongres Międzynarodowej Unii Geograficznej

Glasgow, 15–20 VIII 2004 r.

W dniach od 15 do 20 sierpnia 2004 r. odbył się w Glasgow 30. Kongres Międzynarodowej Unii Geograficznej (MUG). W Kongresie wzięło udział ponad 1800 uczestników z 81 krajów. Gości powitał przewodniczący komitetu organizacyjnego prof. Ken Gregory, a otwarcia Kongresu dokonała Prezydent MUG prof. Anne Buttimer. Wykład inauguracyjny pt. *The changing search for geographical order (Zmieniające się poszukiwania geograficznego porządku)* wygłosił prof. Peter Haggett. Jako cechy geograficznych koncepcji i modeli rzeczywistości wskazał „mapowalność”, elegancję, użyteczność, rozwojowość, skalę, powtarzalność i wyobraźnię.

W ciągu pięciu dni Kongresu w ramach kilkudziesięciu sekcji tematycznych przedstawiono kilkaset referatów. Równoległe odbywała się Międzynarodowa Konferencja Geomorfologiczna. Polskę reprezentowało w ramach Kongresu MUG i Konferencji

Tabela 1. Komisje Międzynarodowej Unii Geograficznej 2004–2008

Nazwa Komisji lub Grupy Zadaniowej	Przewodniczący
Climatology	Lawrence Nkemdirim (Kanada)
Coastal Systems	Douglas Sherman (USA)
Dynamics of Economic Spaces	Richard LeHeron (Nowa Zelandia)
Evolving Issues of Geographical Marginality	Etienne Nel (RPA)
Gender and Geography	Tovi Fenster (Izrael)
Geographical Education	Lex Chalmers (Nowa Zelandia)
Geographical Information Sciences	Gregory Elmes (USA)
Geography and Public Policy	Doris Wastl-Walter (Szwajcaria)
Geography of the Information Society	Aharon Kellerman (Izrael)
Geomorphical Response to Environmental Change	Anthon Parsons (Wlk. Brytania)
Hazards and Risks	David Alexander (Wlk. Brytania)
Health and Environment	Mark Rosenberg (Kanada)
History of Geographical Thought	Anne Godlewska (Kanada)
Karst	David Gillieson (Australia)
Land Degradation and Desertification	Gudrun Gisladottir (Islandia)
Marine Geography	Brian Slack (Kanada)
Modelling Geographical Systems	Richard Thomas (Wlk. Brytania)
Monitoring Cities of Tomorrow	Gerhard Braun (Niemcy)
Population and Vulnerability	Allan M. Findley (Wlk. Brytania)
Sustainability of Rural Systems	Christopher Bryant (Kanada)
World Political Map	André-Louis Sanguin (Francja)
Diversity in Mountain Systems	Joerg Stadelbauer (Niemcy)
Applied Geography	Antoine Bailly (Szwajcaria)
Geography of Tourism, Leisure, and Global Change	Jarkko Saarinen (Finlandia)
Global Change and Human Mobility	Armando Montanari (Włochy)
Land Use and Land Cover Change	Alexander Mather (Wlk. Brytania)
Cultural Approach in Geography	Benno Werlen (Niemcy)
Water Sustainability	A. A. Jones (Wlk. Brytania)
Arid Lands, Humankind and Environment	Mahmoud M. Ashour (Egipt)
Cold Region Environments	Martin Gude (Niemcy)
Environmental Evolution	A. A. Veličko (Rosja)
Landscape Analysis	Nikoloz Beruchašvili (Gruzja)
MegaCities	Frauke Kraas (Niemcy)
Vulnerability	Colin Polsky (USA)
Geo Parks	Narciso Barrera (Meksyk)
Olympiad	Joop van der Schee (Holandia)

Geomorfologicznej 16 referentów, pochodzących z Polskiej Akademii Nauk oraz sześciu ośrodków uniwersyteckich. Przed Kongresem w różnych miejscowościach Wielkiej Brytanii miały miejsce spotkania komisji i grup zadaniowych MUG.

Pełnoprawnymi członkami MUG jest, po przyjęciu Peru i Macedonii, 57 krajów. Ponadto 12 państw jest członkami stowarzyszonymi, a 39 ma status obserwatora. Podstawowa działalność naukowa Unii koncentruje się w 30 komisjach tematycznych i 4 grupach

zadaniowych (tab. 1), które co roku organizują własne konferencje oraz publikują prezentowane na nich wyniki badań.

W dyskusjach na temat działalności MUG szczególną uwagę zwracano na wspieranie uczestnictwa w życiu naukowym geografów z krajów rozwijających oraz stymulowanie wymiany i współpracy między młodymi badaczami. Od kilku lat działa w Rzymie Villa Celimontana – Home of Geography (Dom Geografii), stanowiące archiwum i ośrodek badawczy MUG. Z zasobów bibliotecznych oraz sal konferencyjnych Villa Celimontana mogą korzystać geografowie ze wszystkich krajów członkowskich MUG. Szczegółowe informacje na temat Domu Geografii oraz działalności MUG dostępne są na stronie internetowej www.igu-net.org.

Zgromadzenie Ogólne MUG, w którym uczestniczyli przedstawiciele 48 narodowych komitetów geograficznych, dokonało wyboru nowych władz MUG. Zakończyła się kadencja prof. Anne Buttimer jako Prezydenta MUG. Nowym Prezydentem został wybrany prof. Adalberto Vallega z Włoch, Sekretarzem Generalnym pozostał na kolejną kadencję prof. Ronald F. Abler ze Stanów Zjednoczonych. Wiceprezydentami zostali, w większości również na drugą kadencję, prof. prof.: Nikita Głazowski (Rosja), Changming Liu (Chiny), Markku Löytönen (Finlandia), Lindisizwe M. Magi (RPA), José Luis Palacio-Prieto (Meksyk), Hiroshi Tanabe (Japonia) i Woo-ik Yu (Korea Płd.).

Medalami Międzynarodowej Unii Geograficznej wyróżnionych zostało sześciu wybitnych geografów: Paul Claval (Francja), Maria Teresa Guitirrez de McGregor (Meksyk), Robert W. Kates (USA), Mohammed Shafi (Indie), Harley J. Walker (USA) i Alan Wilson (Wielka Brytania).

Jedną z najważniejszych decyzji był, poprzedzony szeroką dyskusją, wybór miejsca Kongresu MUG w 2012 r. O organizację ubiegały się Chiny, Chile i Niemcy. Propozycja niemiecka kongresu w Kolonii uzyskała w tajnym głosowaniu poparcie 24 delegatów narodowych, dystansując ofertę Chile (17 głosów). Najbliższy Kongres MUG odbędzie się w 2008 r. w Tunisie w Tunezji. Konferencje regionalne organizowane pomiędzy kongresami będą miały miejsce w 2006 r. w Brisbane (Australia) i w 2010 w Izraelu.

Delegacja Komitetu Nauk Geograficznych PAN przedstawiła propozycję zorganizowania w Polsce Konferencji Regionalnej MUG w 2014 r., z której inicjatywą wyszło Polskie Towarzystwo Geograficzne. Decyzję na temat miejsca tej Konferencji podejmie Zgromadzenie Ogólne MUG w roku 2008.

Bolesław Domański

Institut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków

Inicjatywa organizacji Konferencji Regionalnej MUG w Polsce – oferta przedłożona na Kongresie MUG w Glasgow

Ostatnie światowe spotkanie geografów zorganizowane pod auspicjami Międzynarodowej Unii Geograficznej w randze kongresu odbyło się w Polsce (Warszawa) w roku 1934, czyli ponad 70 lat temu. W naszym kraju wyrosły już zatem nowe pokolenia geografów, które nie miały możliwości uczestniczyć w Kongresie czy też Konferencji Regionalnej MUG zorganizowanej przez nich samych. W czasie takich prestiżowych spotkań

naukowców z całego świata, poza wymianą myśli i prezentacją najnowszych wyników badań, dla organizatorów jest także okazja do szerszego zaprezentowania własnego dorobku naukowego, historii rozwoju myśli geograficznej i kultury swojego kraju.

Od kilku lat w środowisku polskich geografów dojrzewała myśl o potrzebie zorganizowania w kraju Kongresu lub Konferencji Regionalnej MUG. Prekursorem działań na rzecz podjęcia przez nasze środowisko stosownych starań we władzach Międzynarodowej Unii Geograficznej było Polskie Towarzystwo Geograficzne, a lansowana przez PTG idea znalazła zrozumienie oraz poparcie Komitetu Narodowego Geografów Polskich, Komitetu Nauk Geograficznych PAN, a także władz wielu jednostek geograficznych w Polsce, zarówno wyższych uczelni jak i Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.

Wynikiem wstępnych konsultacji i rozmów było oficjalne postawienie wniosku na posiedzeniu Komitetu Narodowego Geografów Polskich o potrzebie zorganizowania w Polsce Konferencji Regionalnej MUG. Stosownie do ustaleń podjętych przez Komitet Narodowy Geografów Polskich i Komitet Nauk Geograficznych PAN, decyzją Przewodniczącego tych komitetów Profesora Stanisława Liszewskiego z dnia 19 kwietnia 2004 r. powołana została Grupa Robocza ds. zorganizowania w Polsce Konferencji Regionalnej Międzynarodowej Unii Geograficznej. W skład niej weszli przedstawiciele Komitetu Nauk Geograficznych i Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN (M. Degórski), Komitetu Narodowego Geografów Polskich (B. Domański), Polskiego Towarzystwa Geograficznego (J. Bański, T. Komornicki, P. Śleszyński), Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW (M. Jędrusik), Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ (R. Guzik) oraz Wydziału Nauk o Ziemi UŚ (A. Tyc). Funkcję przewodniczącego Grupy Roboczej powierzono piszącemu te słowa.

Do podstawowych zadań jakie wyznaczyła sobie Grupa Robocza było przygotowanie rozwiązań logistycznych i założeń merytorycznych Konferencji: tytułu, miejsca obrad, podziału na sekcje i zakresu tematycznego sympozjów. Sprawą otwartą pozostał też termin przedsięwzięcia. Kalendarz planowanych i przyjętych przez Zgromadzenie Generalne MUG kongresów oraz konferencji regionalnych jest już wypełniony do roku 2012. Zatwierdzone przez MUG kongresy odbędą się w Tunezji (2008) i Republice Federalnej Niemiec (2012), zaś konferencje regionalne w Australii (2006) oraz Izraelu (2010). Dla Polski pierwsza realna szansa organizacji Konferencji Regionalnej to rok 2014.

Grupa Robocza zaproponowała zatem termin konferencji w Polsce w dniach 17–20 sierpnia 2014 r., zaś jej hasło przewodnie sformułowano jako „Człowiek w zmieniającym się środowisku”. Zarysowała również wstępny schemat organizacyjny konferencji z podziałem na sesje plenarne i tematyczne, które odbywałyby się od poniedziałku (17 VIII) do środy (20 VIII) oraz przedstawiła plan wycieczek studialnych, zarówno jedno- jak i wielodniowych, przed- i pokongresowych.

Priorytetowym działaniem dla członków Grupy Roboczej od początku jej powołania było przygotowanie materiałów promocyjnych, zawierających powyższe informacje na temat konferencji, jak i wiadomości o Polsce i polskich ośrodkach geograficznych, które można byłoby rozpowszechnić w czasie Kongresu Międzynarodowej Unii Geograficznej w Glasgow, odbywającym się w sierpniu 2004 r. Pomimo bardzo krótkiego czasu na realizację przedsięwzięcia i szczupłość środków finansowych udało się przygotować foldery informacyjne, postery oraz dyski CD z nagraniem prezentacją przedstawiającą nasz kraj, polską szkołę geograficzną i propozycje dotyczące konferencji. Materiały te rozpowszechniono w

czasie Kongresu, szczególnie istotne było ich kolportowanie w czasie Zgromadzenia Generalnego MUG.

Propozycja organizacji przez nasz kraj Konferencji Regionalnej została również przedstawiona w czasie krótkiego wystąpienia przedstawiciela Komitetu Narodowego Geografów Polskich, B. Domańskiego, na posiedzeniu Zgromadzenia Generalnego Międzynarodowej Unii Geograficznej w Glasgow. Delegacje członków MUG przyjęły ją z dużą życzliwością, niemniej jednak potwierdził się fakt ogromnej konkurencji w potencjalnych chęciach organizowania międzynarodowych spotkań geografów wśród państw członkowskich. Równoległe do oferty Polski, przygotowywana jest oferta zgłoszona przez Indie, które również sygnalizowały w Glasgow chęć zorganizowania Konferencji Regionalnej MUG w 2014 r.

Niezależnie od tego, czy polskiemu środowisku geograficznemu uda się zrealizować swoje zamierzenia w roku 2014, czy też przyjdzie mu jeszcze podjąć walkę o organizację konferencji czy też kongresu w dalszej, niestety już bardzo odległej perspektywie, to niewątpliwie cieszy fakt, że polscy geografowie widzą potrzebę zorganizowania u siebie międzynarodowego spotkania geografów i powrotu do odbudowywania pozycji Polski w strukturach Międzynarodowej Unii Geograficznej. Życzymy sobie uporów, wytrwałości oraz realizacji naszych marzeń.

Marek Degórski
IGiPZ PAN, Warszawa

**Międzynarodowa Konferencja Geomorfologiczna
(połączona z Kongresem Międzynarodowej Unii Geograficznej)**
Glasgow, 17–20 VIII 2004 r.

Doroczny zjazd Brytyjskiej Geomorfologicznej Grupy Badawczej (BGRG) miał wyjątkowy charakter, gdyż został zorganizowany jako otwarta międzynarodowa konferencja afiliowana przy Kongresie Międzynarodowej Unii Geograficznej. Uczestniczyło w nim łącznie około 200 osób (w tym blisko połowa obcokrajowców), wiele z zaproszonymi referatami. Miał tradycyjną strukturę, czyli obok sesji problemowych rozpoczynał go tzw. *frost lecture*, odbywało się wręczenie medali i dyplomów, wykład sponsorowany przez oficynę wydawniczą J. Wiley i uroczysta kolacja.

Główny temat konferencji brzmiał: „Geomorfologia i zrównoważony rozwój”. Program składał się z 4 grup tematycznych, a tematyka i czołowi referenci zostali starannie dobrani. Nad programem czuwali prezes BGRG Adrian Harvey i gospodyni konferencji Janet Hooke.

Pierwszy blok tematyczny dotyczył zagadnień niestabilności systemów geomorfologicznych i ich relacji do zmian krótko- i długookresowych (26 referatów i 17 posterów). Eksponowana była rola zdarzeń ekstremalnych – przykłady pochodziły ze wszystkich kontynentów.

Drugi blok zatytułowany „Geomorfologia XXI wieku” obejmował kilka aktualnych zagadnień: skale przestrzenne i czasowe, porównanie badań kontynentalnych i oceanicznych, rola neotektoniki w obszarach pustynnych, środowisko glacialne i peryglacialne, rozwój technik datowania (17 referatów i 37 posterów). Z tematyką pustynną wiązał się

wykład plenarny A. Goudiego o roli pyłu w środowisku, a także wykład D. Breshearsa sponsorowany przez wydawnictwo J. Wileya o porównaniu roli wodnej erozji i wiatru w ekosystemach pustynnych.

Trzecia całodniowa sesja, niefortunnie odbywająca się równolegle z poprzednią była poświęcona wynikom programu: „Zdarzenia hydrologiczne w przeszłości – aby zrozumieć globalne zmiany klimatu” kierowanego przez Komisję Paleohydrologii Kontynentalnej INQUA (przew. K. Gregory) i sponsorowanego przez ICSU (17 referatów i 3 postery). Zaprezentowano tu m.in. wyniki analiz rozkładu datowań radiowęglą, wskazujących na częstotliwość zdarzeń ekstremalnych zapisanych w dolinach rzek Polski, Wielkiej Brytanii i Hiszpanii. Dzięki współpracy kilku komisji o profilu hydrologicznym i geomorfologicznym uzgodniono terminologię i wskazano kierunki dalszych badań.

Czwarty blok „Gospodarowanie w krajobrazie i odbudowa środowiska naturalnego” (21 referatów i 11 posterów) obejmował szeroki wachlarz tematów, poczynając od zagadnień filozoficznych, przeciwdziałania skutkom erozji po zagadnienia ekologiczne i ochrony środowiska, często daleko wykraczające poza pole geomorfologii. Świadczy to jednak o wielkiej ekspansywności i aplikacyjnym podejściu całej brytyjskiej geografii fizycznej (i jej zaradności w zdobywaniu środków na badania).

Medal D. Lintona za osiągnięcia w zakresie geomorfologii glacialnej otrzymał David Sugden z Edynburga, który wygłosił wspaniały wykład na temat ewolucji łańdżu Antarktydy.

Konferencja pokazała wysoki poziom geomorfologii angielskiej, zarówno teoretycznej jak dynamicznej i historycznej. Anglicy dysponują też bogatym zapleczem młodych, nowoczesnych badaczy. Wydano szczęśliwie zeszyt abstraktów referatów i posterów, czego brakowało na Kongresie Geograficznym. Niestety bardzo brakowało czasu na dyskusję. Udział Polaków był skromny – ograniczył się do wygłoszenia jednego referatu, udziału w drugim i prezentacji 8 posterów (reprezentowane były tylko ośrodki krakowski, górnośląski i wrocławski).

Leszek Starkel
IGiPZ PAN, Kraków

**„Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego
w badaniach geograficznych”. Sympozjum z okazji Jubileuszu
70-lecia urodzin Profesora Jana Szupryczyńskiego**

Toruń, 21–22 X 2004 r.

W dniach 21–22 października 2004 r. odbyło się w Toruniu okolicznościowe Sympozjum pt. „Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych”. Sympozjum zorganizowali pracownicy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN i zadedykowali je długoletniemu Kierownikowi Zakładu, Profesorowi dr. hab. Janowi Szupryczyńskiemu z okazji 70-lecia urodzin.

Temat sympozjum jest ściśle związany z problematyką badawczą realizowaną przez pracowników Zakładu. Prowadzone od wielu lat badania ewolucji środowiska przyrodniczego Niżu Polskiego, szczególnie obszaru Dolnego Powiśla, obejmowały zarówno zagadnienia

rekonstrukcji paleogeograficznych jak i analizę dynamiki współczesnych procesów morfo-genetycznych. W badaniach tych szczególną uwagę zwracano na ich aspekt aplikacyjny, w tym również na przedstawianie prognoz dotyczących zmian poszczególnych komponentów środowiska przyrodniczego.



Profesor Jan Szupryczyński (trzeci od lewej) wśród uczestników obrad
(fot. R. Dorożyński)

Ze względu na osobę Jubilata, jak również zaproponowaną przez organizatorów szeroką tematykę Sympozjum, spotkało się ono z dużym zainteresowaniem środowiska geograficznego. Świadczy o tym liczba zarówno uczestników, jak i zgłoszonych referatów.

W sympozjum uczestniczyło ponad sto osób reprezentujących prawie wszystkie geograficzne ośrodki akademickie oraz Państwowy Instytut Geologiczny i Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN. Uczestniczyli w nim również przyjaciele Profesora i współpracujący z zakładem toruńskim geografowie z Niemiec i Austrii. Zgłoszonych zostało pięćdziesiąt referatów. Ich streszczenia opublikowano w przygotowanym na sympozjum 31 zeszytcie Dokumentacji Geograficznej.

Dzięki uprzejmości Dyrekcji Instytutu Geografii UMK obrady sympozjum odbyły się w budynku Collegium Geographicum. Rozpoczęła je seria sześciu referatów wprowadzających. Prof. Leon Andrzejewski przedstawił wyniki badań zespołu geomorfologów toruńskich dotyczących rekonstrukcji procesów glacialnych i glaciofluwialnych w zachodniej części strefy marginalnej Vatnajökull na Islandii. Kolejne wystąpienia odnosiły się do zagadnień rekonstrukcji i prognozy zmian zasięgu poziomu południowego Bałtyku na obszarze Niziny Szczecińskiej (prof. Krzysztof Borówka) oraz ewolucji zbiorników jeziornych na obszarze ostatniego zlodowacenia (prof. Bolesław Nowaczyk). Referat prof. Ada-

ma Kotarby dotyczył metod badań ewolucji rzeźby środowiska przyrodniczego Tatr Wysokich i dokonanych na ich podstawie rekonstrukcji klimatycznych. Prelegent zwrócił uwagę na morfotwórczą rolę katastrofalnych zjawisk hydrometeorologicznych szczególnie w okresie małej epoki lodowej. Zainteresowanych wpływem małej epoki lodowej na zmiany środowiska przyrodniczego Tatr warto odesłać do wydanego w 2004 r. pod redakcją A. Kotarby 197 tomu Prac Geograficznych IGiPZ PAN. Kolejne referaty dotyczyły wykorzystania wskaźników glebowych jako narzędzia do rekonstrukcji warunków paleogeograficznych oraz diagnozy i oceny środowiska przyrodniczego (doc. Marek Degórski) i przydatności map hydrograficznych do analiz zmian środowiska wodnego (prof. Andrzej Jankowski).

Następnie odbyła się część jubileuszowa Sympozjum. Sylwetkę jubilata przedstawił prof. Zygmunt Babiński, podkreślając szczególne zasługi Profesora Jana Szupryczyńskiego na polu szkolenia kadry naukowej Instytutu Geografii i PZ PAN. Wśród licznych życzeń i gratulacji dla Jubilata były między innymi życzenia od Dyrektora Instytutu Geografii i PZ PAN prof. Piotra Korcellego, Dyrektora Instytutu Geografii UMK prof. Leona Andrzejewskiego, Przewodniczącego Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich prof. Andrzeja Kostrzewskiego, Przewodniczącego Klubu Polarnego PTG prof. Marka Grzesia oraz Dyrektora Państwowego Instytutu Geologicznego prof. Andrzeja Sadurskiego. W imieniu Prezydenta Miasta Torunia i „Geofizyki Toruń” sp. z o.o., głównych sponsorów Sympozjum, życzenia złożyli Dyrektor Wydziału Środowiska i Zieleni mgr Szczepan Burak oraz Prezes mgr Rudolf Lanc. Na zakończenie części jubileuszowej Profesor Szupryczyński, nie kryjąc wzruszenia, podziękował za złożone życzenia, a uczestnikom Sympozjum za przybycie i przygotowanie referatów.

Następnie rozpoczęły się, kontynuowane także drugiego dnia Sympozjum, wystąpienia referatowe. Problematykę przedstawioną w referatach można podzielić na pięć głównych bloków tematycznych: stratygrafia i rozwój paleogeograficzny obszarów Niżu Środkowoeuropejskiego, ewolucja środowiska obszarów współcześnie zlodowaconych, kształtowanie się systemów rzeczno-jeziornych w późnym glacie i ich dalsza ewolucja, funkcjonowanie Doliny Dolnej Wisły w warunkach zróżnicowanej antropopresji oraz zastosowanie różnych podejść metodycznych w rekonstrukcjach paleogeograficznych. Wygłoszone referaty wzbudziły duże zainteresowanie słuchaczy, o czym świadczyła ożywiona dyskusja.

Wieczorem pierwszego dnia uczestnicy Sympozjum spotkali się na uroczystym bankiecie, który odbył się w reprezentacyjnym gmachu Wydziału Sztuk Pięknych UMK, Pałacu Dombskich. Pierwsza, bardziej oficjalna część bankietu, z licznymi toastami za pomyślność Jubilata, zakończyła się Polonezem As-dur Chopina w wykonaniu Pawła Wakarecego, laureata Konkursu Chopinowskiego w Szafarni. Następnie uczestnicy Sympozjum bawiąc się do późnych godzin wieczornych dowiedli, iż dobrze się prezentują nie tylko w salach seminaryjnych, ale także na parkiecie.

Podsumowania obrad dokonał Jubilat. Zwrócił między innymi uwagę na wysoki poziom naukowy Sympozjum. Podkreślił, że w większości referatów zaprezentowane zostały wyniki nowych, oryginalnych prac badawczych. Pełne teksty większości wystąpień zostały opublikowane w niniejszym zeszycie Przeglądu Geograficznego oraz w Pracach Geograficznych IGiPZ PAN (nr 200).

Mirosław Błaszkiwicz, Piotr Gierszewski
IGiPZ PAN, Toruń