

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA nr 31

**REKONSTRUKCJA I PROGNOZA
ZMIAN ŚRODOWISKA
PRZYRODNICZEGO
W BADANIACH GEOGRAFICZNYCH**



WARSZAWA 2004

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

Komitet Redakcyjny:

Krzysztof Błażejczyk (redaktor)
Bronisław Górz
Andrzej Kowalczyk
Teresa Kozłowska-Szczęsna
Roman Soja
Alojzy Woś
Barbara Jaworska (sekretarz)

Wydawca:
IG i PZ PAN

Adres redakcji:
00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55
tel.(48-22) 69 78 851
fax (48-22) 620 62 21

PL - ISSN 0012-5032
ISBN 83-87954-61-6

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego
ZAKŁAD GEOMORFOLOGII i HYDROLOGII NIŻU

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA nr 31

**REKONSTRUKCJA I PROGNOZA
ZMIAN ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO
W BADANIACH GEOGRAFICZNYCH**

Tom dedykowany Prof. dr. hab. Janowi Szupryczyńskiemu
w 70. rocznicę urodzin

Materiały z Sympozjum: Toruń, 21-22 października 2004 r.



WARSZAWA 2004

Komitet Organizacyjny Sympozjum
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń

Hanna Bargiel, Mirosław Błaszkiwicz, Dariusz Brykała,
Piotr Gierszewski, Halina Grobelska, Jarosław Kordowski,
Piotr Lamparski, Piotr Leśniak

Redakcja techniczna
Dariusz Brykała

Recenzenci tomu
Leon Andrzejewski, Zygmunt Babiński, Mieczysław Banach,
Ryszard Glazik, Marek Grześ

Sponsorzy Sympozjum

Komitet Organizacyjny składa wyrazy podziękowania niżej wymienionym instytucjom i firmom, które wsparły przygotowanie Sympozjum.

- Prezydent Miasta Torunia
- Geofizyka Toruń Sp. z o.o.
- Agis, Toruń
- Optiroc Sp. z o.o., Gniew
- Hotel pod Czarną Różą, Toruń
- Restauracja Oberża, Toruń

SPIS TREŚCI

Przedmowa	7
Zygmunt Babiński <i>Antropogeniczne przekształcenia dna doliny Dolnej Wisły i jej renaturyzacja w świetle prac hydrotechnicznych</i>	9
Mieczysław Banach <i>Ewolucja strefy brzegowej zbiorników zaporowych</i>	11
Arkadiusz Bartczak <i>Zmienność opadu i przepływu rzeki nizinnej na przykładzie dorzecza Zgłowiączki w wieloletniu 1961-2000</i>	13
Mirosław Błaszkwicz <i>Późnoglacialna ewolucja obniżeń jeziorno-doliny na wschodnim Pomorzu</i>	17
Andreas Börner <i>Stratigraphical division of Quaternary in Mecklenburg-Vorpommern</i>	19
Dariusz Brykała <i>Rekonstrukcja retencji zbiornikowej w ciągu ostatnich 200 lat na przykładzie zlewni Skrwy</i>	23
Anna Cedro <i>Rekonstrukcja warunków klimatycznych oraz ekstremalnych zmian pogodowych na podstawie przyrostów rocznych drzew</i>	27
Bernard Cedro <i>Rekonstrukcja sedymentacji postglacialnych i holoceńskich osadów fluwialnych, morskich i jeziorno-bagiennych doliny Regi w rejonie Mrzeżyna</i>	29
Tadeusz Ciupa <i>Badania geograficzne zagrożeń powodziowych na terenie zurbanizowanym (Kielce)</i>	31
Maciej Dąbski <i>Sortowane grunty strukturalne w strefach marginalnych lodowców Fláa (SE Islandia) i Elizy (NW Spitsbergen)</i>	35
Marek Degórski <i>Gleba jako indyktor zmian zachodzących w środowisku przyrodniczym</i>	39
Piotr Gierszewski <i>Charakterystyka hydrochemiczna Dolnej Wisły – ocena i przyczyny czasowo-przestrzennego zróżnicowania jakości wody, prognoza zmian</i>	41
Ryszard Glazik, Piotr Gierszewski <i>Wieloletnia i sezonowa zmienność odpływu z dorzecza Eg (Mongolia)</i>	43
Roman Gołębiewski, Wojciech Tylmann <i>Rekonstrukcja zmian zanieczyszczenia jezior Gdańska w ostatnich kilkuset latach</i>	47
Halina Grobelska <i>Morfologia i osady na platformie przybrzeżnej zbiornika pakoskiego (Noteć Zachodnia)</i>	49
Marek Grześ <i>Zmiany geometrii lodowców rejonu Kaffiøyry (NW Spitsbergen)</i>	53

Andrzej T. Jankowski <i>Znaczenie map hydrograficznych w ocenie dynamiki zmian środowiska wodnego.....</i>	57
Michał Jankowski <i>Chronologia procesów wydmotwórczych w Kotlinie Toruńskiej w świetle badań paleopedologicznych.....</i>	59
Olaf Juschus, Martin Melles <i>The Late Quaternary deposits of Lake El'gygytyn, Chukotka, Siberia – an excellent archive for reconstructing climatic changes within the Arctic.....</i>	61
Jacek Kaczmarzyk <i>Holocenińska paleohydrologia środkowej Wieprzy w świetle cech sedymentologicznych osadów korytowych.....</i>	63
Knut Kaiser <i>Pedogeomorphological transect studies in eastern Tibet: implications for landscape history and present-day dynamics.....</i>	65
Sławomir Kobojek <i>Rola procesów eolicznych w denudacji obszarów wyżynnych Polski w wistulianie.....</i>	69
Jarosław Kordowski <i>Osady polodowcowe i eoliczne w dolinie Dolnej Wisły (w rejonie Unisławia i Świecia).....</i>	71
Dorota Koszka-Maróń <i>Model przestrzenny rozwoju form i osadów obszaru współczesnego ujścia Wisły – wstępne dane.....</i>	75
Joanna Kościelniak <i>Zmiany funkcjonowania górskich systemów korytowych w wyniku przeprowadzonych regulacji hydrotechnicznych.....</i>	77
Adam Kotarba <i>Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr Wysokich w ostatnich 400 latach.....</i>	79
Jarmila Krzymińska <i>Malakofauna i ostrakofauna jako wskaźniki zmian paleośrodowiska w okresie późnego glacjału i holocenu na obszarze południowego Bałtyku.....</i>	83
Katarzyna Kubiak-Wójcicka <i>Wpływ regulacji dolnej Wisły na zmiany hydrograficzne równiny zalewowej na odcinku od Torunia do Bydgoszczy.....</i>	85
Piotr Lamparski <i>Możliwości rekonstrukcji elementów dawnego środowiska przyrodniczego metodą geofizycznego profilowania radarowego (GPR).....</i>	87
Władysław Lange, Wojciech Maślanka <i>Kierunki i nasilenie współczesnych przemian wybranych jezior Pomorza.....</i>	89
Andrzej A. Marsz <i>O momencie i przyczynach końca Małej Epoki Lodowcowej.....</i>	91
Małgorzata Mazurek <i>Udział drenażu wód podziemnych w rozwoju stref źródłiskowych na obszarach młodoglacjalnych (Pojezierze Drawskie).....</i>	93

Stanisław Musielak, Tomasz A. Łabuz, Piotr Olechnowicz <i>Rekonstrukcja rozwoju rzeźby akumulacyjnego brzegu wydmowego na podstawie struktur sedymentacyjnych.....</i>	95
Andrzej Osadczyk, Ryszard K. Borówka <i>Możliwość wykorzystania profilowania sejsmoakustycznego w paleogeograficznej rekonstrukcji rozwoju zbiorników sedymentacyjnych.....</i>	99
Zbigniew Podgórski, Jacek Szymańda <i>Parametry uziarnienia osadów małych zbiorników zaporowych Pojezierza Chełmińskiego na tle osadów wybranych środowisk sedymentacyjnych.....</i>	101
Zbigniew Rdzany <i>Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warciańskiego na obszarze Wzniesień Łódzkich i Równiny Piotrkowskiej w świetle analizy osadów.....</i>	105
Dorota Roguszczyk <i>Rekonstrukcja warunków środowiska przyrodniczego na podstawie zmienności zawartości pierwiastków w osadzie.....</i>	107
Małgorzata Roman <i>Formy reliktowe po wałach lodowo-morenowych w strefie marginalnej lądolodu zlodowacenia wisły w rejonie Sokołowa (południowe obrzeżenie Kotliny Płockiej).....</i>	109
Wacław Strobel, Ryszard K. Borówka, Stanisław Hałas <i>Zmiany temperatury wody w „Zatoce Szczecińskiej” podczas środkowego holocenu na podstawie badań izotopowych muszli 'Cardium glaucum'.....</i>	111
Anna Styszyńska <i>O wpływie stanu termicznego Atlantyku Północnego na współczesny bilans niektórych lodowców Spitsbergenu.....</i>	115
Jacek Szymańda <i>Znaczenie frakcji podstawowych w rozmieszczeniu próbek osadów na diagramie zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania, na przykładzie wybranych aluwów pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tażyny.....</i>	119
Józef Wojtanowicz <i>Geograficzne podstawy i zasady prognozowania zmian środowiska przyrodniczego.....</i>	123
Wojciech Wysota, Robert Sokołowski, Rafał Rządkowski, Paweł Molewski, Jacek Szymańda <i>Rekonstrukcja nasunięć glacialnych i dynamika ostatniego lądolodu skandynawskiego w środkowej części północnej Polski.....</i>	125
Zbigniew Zwoliński <i>Geosukcesja – na przykładzie systemów oazowych regionów polarnych, Spitsbergen i Wyspa Króla Jerzego.....</i>	129

PRZEDMOWA

Pracownicy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Nizu Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego PAN z radością przyjmują duże zainteresowanie, jakie wzbudziła konferencja – **Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych**. Dedykujemy ją wieloletniemu Kierownikowi naszego Zakładu – Profesorowi dr. hab. Janowi Szupryczyńskiemu, w siedemdziesięciolecie urodzin.

Problematyka ewolucji środowiska przyrodniczego pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych była zawsze podstawowym nurtem badawczym Zakładu Toruńskiego. Profesor Jan Szupryczyński inspirował i uczestniczył w większości z tych przedsięwzięć.

Prezentowany w niniejszym tomie zbiór referatów odzwierciedla szeroką problematykę i różne podejście badawcze do środowiska przyrodniczego. Obszary badań, przedstawiane w wystąpieniach, obejmują różnorodne strefy morfogenetyczne Polski, Niemiec, Rosji, Chin, Mongolii, Islandii i Spitsbergenu. Współczesny świat, w obliczu lawinowo narastającej antropopresji i związanych z tym zmian o charakterze globalnym, coraz bardziej potrzebuje kompetentnych prognoz rozwoju środowiska przyrodniczego. Nie mogą one powstać bez szczegółowych rekonstrukcji paleogeograficznych, w powiązaniu z analizami współczesnych zmian w środowisku przyrodniczym.

Organizatorzy mają nadzieję, że konferencja stanie się swobodnym forum wymiany doświadczeń, a jej pokłosiem będzie nie tylko publikacja w postaci numeru „Prac Geograficznych”, ale także nowe spojrzenie na „stary” świat.

Życzymy wszystkim uczestnikom konferencji satysfakcji z udziału w obradach, prezentacji referatów i posterów, inspirujących kontaktów osobistych oraz wielu wrażeń estetycznych związanych z obcowaniem z piękną architekturą Torunia.

Pracownicy Zakładu

Pracownicy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Rozpoznawania w Braniewie Lotaryckiego PAN z siedzibą w Braniewie, jako wstępujące kierunki – Rekonstrukcja i Prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geomorfologicznych. Zakład Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Rozpoznawania w Braniewie Lotaryckiego PAN z siedzibą w Braniewie, jako wstępujące kierunki – Rekonstrukcja i Prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geomorfologicznych. Zakład Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Rozpoznawania w Braniewie Lotaryckiego PAN z siedzibą w Braniewie, jako wstępujące kierunki – Rekonstrukcja i Prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geomorfologicznych.

Pracownicy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Rozpoznawania w Braniewie Lotaryckiego PAN z siedzibą w Braniewie, jako wstępujące kierunki – Rekonstrukcja i Prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geomorfologicznych. Zakład Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Rozpoznawania w Braniewie Lotaryckiego PAN z siedzibą w Braniewie, jako wstępujące kierunki – Rekonstrukcja i Prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geomorfologicznych.

Pracownicy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Rozpoznawania w Braniewie Lotaryckiego PAN z siedzibą w Braniewie, jako wstępujące kierunki – Rekonstrukcja i Prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geomorfologicznych. Zakład Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Rozpoznawania w Braniewie Lotaryckiego PAN z siedzibą w Braniewie, jako wstępujące kierunki – Rekonstrukcja i Prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geomorfologicznych.

Pracownicy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Rozpoznawania w Braniewie Lotaryckiego PAN z siedzibą w Braniewie, jako wstępujące kierunki – Rekonstrukcja i Prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geomorfologicznych. Zakład Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Rozpoznawania w Braniewie Lotaryckiego PAN z siedzibą w Braniewie, jako wstępujące kierunki – Rekonstrukcja i Prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geomorfologicznych.

Pracownicy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Rozpoznawania w Braniewie Lotaryckiego PAN z siedzibą w Braniewie, jako wstępujące kierunki – Rekonstrukcja i Prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geomorfologicznych. Zakład Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Rozpoznawania w Braniewie Lotaryckiego PAN z siedzibą w Braniewie, jako wstępujące kierunki – Rekonstrukcja i Prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geomorfologicznych.

ANTROPOGENICZNE PRZEKSZTAŁCENIA DNA DOLINY DOLNEJ WISŁY I JEJ RENATURYZACJA W ŚWIETLE PRAC HYDROTECHNICZNYCH

Z y g m u n t B A B I Ń S K I

Akademia Bydgoska im. Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz

Wielowiekowy wpływ gospodarczej działalności człowieka na zlewnię, 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 przypadku doliny Dolnej Wisły dominującą rolę w tym procesie odegrały budowle wodne, a więc wały przeciwpowodziowe, elementy regulacyjne koryta, czy jedyna konstrukcja przegradzająca koryto rzeczne – stopień wodny „Włocławek”. W ostatnim przypadku dotyczy to istotnej zamiany procesów korytowych na typowo zbiornikowe (jeziorne).

Tak zróżnicowana przestrzennie i czasowo ingerencja w procesy korytowe wykształciła nowy typ zarówno koryta, jak i towarzyszącej mu równiny zalewowej wraz z innymi elementami środowiska przyrodniczego, w tym głównie stosunków wodnych i odpowiadającej ich warunkom roślinności. Generalnie dotyczy to degradacji środowiska poprzez zmniejszenie zasobów wodnych w dnach dolin rzecznych, przesuszenie gleb z przeznaczeniem na grunty orne i syntropizacji roślinności.

Jednokierunkowy proces degradacji środowiska biotycznego i abiotycznego den dolin rzecznych, wynikający z „udoskonalania” tej formy na potrzeby gospodarcze, w ostatnim półwieczu znalazł jednak swój kres. Obecnie dąży się bowiem do odnowy i choćby częściowego odtworzenia pierwotnych warunków – do renaturyzacji. Dotyczy to w przypadku doliny Dolnej Wisły przede wszystkim zabezpieczenia odpowiedniej wysokości zwierciadła wód gruntowych w strefach pozawałowych i wprowadzenie roślinności wodolubnej zamiast pól uprawnych.

Istnieje szereg przedsięwzięć (prac) zmierzających do renaturyzacji den dolin rzecznych, które wpływają bezpośrednio na proces odnowy, bądź inicjują jej choćby częściowy powrót 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 za pośrednictwem budowy 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”. Nowum tego przedsięwzięcia polega na tym, że wąskiemu zbiornikowi wodnemu, ograniczonemu do strefy międzywału, towarzyszą na zawalu obszary depresyjne z układem rowów nawadniających, regulowanych zastawkami i zasilanych wodą ze zbiornika Greifenstein za pomocą kilku przelewów bocznych. Dzięki temu nastąpiła poprawa warunków wilgotnościowych w dolinie, która spowodowała intensywny rozwój roślinności szuwarowej i łąkowej, co z kolei wpłynęło nie tylko na wzrost wartości przyrodniczej doliny, ale również na zwiększenie jej walorów krajoznawczych i turystycznych. W ten sposób dokonano częściowej (znaczej) renaturyzacji środowiska abiotycznego, na które wkroczyła roślinność wodolubna wraz z całym jej światem zwierzęcym. Jednym z ważniejszych celów tych zabiegów było udroźnienie tego odcinka dla ryb, przez tworzenie dla nich „naturalnej” przepławki. Pomimo więc całkowitej zmiany procesu fluwialnego na proces jeziorny w odcinku Zbiornik Greifenstein, dzięki kanałowi opaskowemu, nie został przerwany transport rumowiska, a także nie nastąpiła, tak krytykowana przez tzw. ekologów, przerwa w środowisku biotycznym. System ten stanowi nowoczesne, alternatywne rozwiązanie problemu budowy stopni wodnych (kaskad) na potrzeby gospodarki człowieka, bez wyraźnej ingerencji w środowisko biotyczne, wręcz z możliwością renaturyzacji dna doliny.

W przypadku dna doliny Dolnej Wisły, na skutek ponad 100-letnich prac hydrotechnicznych, uległo ono trwałym przekształceniom i tym samym degradacji. Fakt ten wynika przede wszystkim z obniżenia zwierciadła wód gruntowych o około 1,5–2,0 m. Dlatego, każda próba podjęcia przedsięwzięć zmierzających do renaturyzacji tego obszaru musi być poprzedzona pracami umożliwiającymi powrót do stanu wód gruntowych odpowiadających tym sprzed regulacji. Zapewnić to mogą takie przedsięwzięcia, które doprowadzą do stałego podniesienia zwierciadła wód rzecznych i tym samym podziemnych (wody infiltracyjne) oraz do kontrolowanej gospodarki wodą. Jedynym wyjściem w tej sytuacji jest, podobnie jak to uczyniono w odcinku austriackim Dunaju, pełna kontrola reżimu hydrologicznego za pośrednictwem sztucznych zbiorników wodnych, najlepiej ujętych w system kaskadowy.

Wybudowanie kaskady Dolnej Wisły w systemie 7–9 stopni wodnych przyczyniłoby się do kontroli reżimu hydrologicznego wód rzecznych. Utworzenie w strefie międzywala zbiorników wodnych zapewniłoby dostateczną ilość wód o odpowiedniej wysokości ich zwierciadła w pozawałowej strefie depresyjnej, głównie w dolnej czaszy akwenów i środkowej (spiętrzonyj). Wykorzystanie, często już zdegradowanych, dawnych koryt i starorzeczy i ich udrożnienie za pośrednictwem systemu zastawek, ułatwiłoby proces renaturyzacji. W tych warunkach nie wystąpił więc, tak drastycznie przedstawiany przez tzw. ekologów, problem bariery ekologicznej tworzonej przez zaporę wodną, która jest przyczyną ograniczenia przemieszczania się niektórych zwierząt i niemal całkowitego zaniku (istnieją słabo funkcjonujące przepławki) migracji ryb.

Niewątpliwie w nowych warunkach środowiska wodnego strefy pozawałowej istotny może być nie tyle problem jej renaturyzacji, której ta strefa ma służyć, ile pojawienie się trudnych dla życia człowieka stosunków wodnych. Przeprowadzone bowiem w II połowie XIX wieku prace regulacyjne „dostosowały” to, dotychczas wilgotne, środowisko łągu wiązowo-jesionowego, do upraw rolniczych z przeznaczeniem także terenów pod zabudowę. Dlatego istnieje obawa, czy renaturyzacja tego obszaru i powrót do warunków odpowiadających funkcji równiny zalewowej zostałyby zaakceptowane przez ludność zamieszkującą obecnie te tereny.

EWOLUCJA STREFY BRZEGOWEJ ZBIORNIKÓW ZAPOROWYCH

Mieczysław BANACH

Pomorska Akademia Pedagogiczna, Słupsk

Skala i forma przekształcania brzegów zależy od wielkości akwenu, warunków fizyczno-geograficznych doliny oraz reżimu (ustroju) eksploatacji zbiornika. Reżim wahań stanów wody określa skalę i czas trwania poszczególnych stadiów przekształcania brzegów i tworzenia się płycizny przybrzeżnej. Im jest większa amplituda wahań zwierciadła wody, tym bardziej złożony jest rozwój strefy brzegowej i dłuższy czas dochodzenia do stanu dynamicznej równowagi. Ogólny charakter transformacji brzegów polega na początkowym urozmaiceniu ich konfiguracji, a potem na stopniowym wyrównywaniu linii brzegowej. W przekroju poprzecznym zachodzi rozmyw (abrazja) brzegu macierzystego, jego cofanie się i często wzrost wysokości klifów. W zatokach zachodzi akumulacja osadów z rozmywanych odcinków. Równocześnie zachodzi spływanie i wyrównywanie podwodnej części i tworzy się płycizna (platforma) przybrzeżna.

Według mego rozeznania w literaturze przedmiotu najdłuższy okres badania strefy brzegowej w Polsce ma zbiornik na Dolnej Wiśle we Włocławku. Proces transformacji jego strefy brzegowej badano wieloaspektowo i systematycznie przez pierwsze 22 lata po zakończeniu piętrzenia Wisły w 1970 r. (Banach 1994), a ostatnie 11 lat - epizodycznie. Zmiany strefy brzegowej mierzono geodezyjnie na kilkudziesięciu przekrojach poprzecznych. Kartowanie geodynamiczne wykonywano kilkakrotnie. Wykorzystano również zdjęcia lotnicze z różnych okresów. W latach 1969-1998 prowadzono badania w ramach zadań badawczych Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Toruniu, a później w ramach badań własnych i statutowych w Instytucie Geografii Pomorskiej Akademii Pedagogicznej w Słupsku.

Zbiornik Włocławek jest akwenem nizinny, dolinny, przepływowym, średniej wielkości w skali zbiorników na świecie, a u nas największym pod względem powierzchni ($70,4 \text{ km}^2$) i drugim co do objętości (408 min m^3). Wahania stanów wody są nieregularne, ale małe (roczne amplitudy $< 1 \text{ m}$, a dobowe – około 19 cm).

Po 33 latach eksploatacji zbiornika abrazji podlega jeszcze około 70% linii brzegowej brzegu wysokiego, prawego i około 50% brzegu lewego, niskiego (nie licząc zatok). W prawie 58 % swej rozciągłości brzegi zbudowane są tylko z utworów czwartorzędowych, a pozostałe budują utwory neogeńskie, przykryte czwartorzędem.

Szczegółowa analiza uzyskanych danych z prowadzonych pomiarów i badań transformacji strefy brzegowej w całym okresie 33 lat eksploatacji zbiornika Włocławek, jako przykładu zbiornika dolinnego średniej wielkości pozwala wydzielić trzy stadia (etapy):

1) narastania tempa przekształcania, 2) zmiennego spadku tempa przekształcania, 3) dynamicznej równowagi.

Pierwsze stadium, trwające 3–8 lat charakteryzowało się narastaniem tempa rozwoju procesów brzegowych i stokowych. Równocześnie z degradacją brzegów wysokich i stromych zachodziła akumulacja osadów w strefie przybrzeżnej i ich masowe przemieszczanie w poprzek brzegu, ku większym głębokościom. Najszybciej cofały się wtedy brzegi wysokie i największe kubatury osadów zostały rozmyte i odtransportowane od linii brzegowej ku głębiom i do zatok. Koluwia przemieszczały się z prędkością $2,8\text{--}3,6 \text{ m/rok}$ w centralnej i dolnej części badanych osuwisk, tj. 38,5% szybciej niż przed spiętrzeniem. Spowodowane to zostało wzrostem tempa rozmywania deponowanych na brzegu zbiornika koluwiów. W końcu tego stadium rozpoczęła się abrazja (rozmyw) brzegów niskich, pologich, które dotychczas były jedynie „zlizywane” przez fale. Jest to inaczej stadium kształtowania się nowych brzegów Wisły lub okres reżimu nie ustalonego rozwoju, czyli młodości (Vendrov 1989).

W stadium drugim, trwającym 9–12 lat natężenie abrazji brzegów i rozwoju osuwisk było zróżnicowane, ale z tendencją malejącą. Przybrzeżna płycizna osiągnęła już wtedy znaczne rozmiary (16–20 m) i osady rozmywane przez fale były transportowane wzdłuż brzegu, a coraz mniejsza ich ilość była wynoszona na otwarty akwen, ku głębiom. Szybko przyrastały odsypy przybrzeżne w zatokach – wgłębieniach linii brzegowej oraz na zawietrznych stronach wszelakich wypukłości brzegu. Ujścia wąwozów i małych dolinek zostały odcięte mierzejami, a powstałe laguny zaczęły wypełniać się osadami wynoszonymi przez dopływające ciekłe stałe i okresowe. Linia brzegowa uległa wyraźnemu wyrównaniu, głównie akumulacyjnemu. Wyraźnie wzrosła długość jednorodnych litologicznie odcinków brzegu, wzdłuż których migrują osady po płyciźnie przybrzeżnej. Na odcinkach osuwiskowych linia brzegowa zaczęła postępować ku zbiornikowi – na skutek wyraźnego zwolnienia procesu abrazji; w pierwszym stadium stale cofała się. Dynamika procesów stokowych spadła do 1,0–1,7 m/rok, tj. poniżej tempa przed spiętrzeniem rzeki.

Po 12 – 20 latach strefa brzegowa osiągnęła stan równowagi dynamicznej – trzecie stadium rozwoju, w którym natężenie procesów brzegowych i stokowych spadło do stanu przed piętrzeniem rzeki. Zarówno osuwiska na zboczu, jak i abrazja na brzegu uległy wyraźnemu zahamowaniu. Płycizny przybrzeżne były już w pełni ukształtowane, a ich powierzchnie stabilne, na co wskazywała obecność podwodnej roślinności i bentosu (fauny dennej), a szczególnie małża racicznicy (*Dreissena polymorpha*), który wymaga stabilnego podłoża i jest wrażliwy na ruch osadów piaszczystych, drażniących i raniących jego system filtracyjny. Na powierzchni wysokich klifów, czynnych niegdyś obrywów i osypisk wkroczyła roślinność, a rzeźba osuwiskowa uległa zatarciu, wyrównaniu. Procesy brzegowe i stokowe zaczęły się „wpisywać” w naturalny rytm rozwoju krajobrazu doliny Wisły, a intensywność niektórych z nich, np. osuwania, splukiwania powierzchniowego i liniowego oraz wietrzenia na zboczu spadły poniżej stanu ich rozwoju przed spiętrzeniem.

Powyższy stan – dynamicznej równowagi – może ulec zachwianiu, ale tylko lokalnie, punktowo w czasie dłużej trwających wysokich stanów wody i równoczesnego silnego falowania, w okresach wzmożonych opadów i małego w tym czasie parowania, tj. zimą lub wczesną wiosną. Tak stało się właśnie w roku 2001, a szczególnie w lutym 2002 roku, od kiedy to stan dynamicznej równowagi strefy brzegowej uległ zachwianiu. Przyczyną były nadzwyczaj wysokie opady w dwóch kolejnych latach; w 2001 r. aż 827 mm – najwyższy w 32-letnim okresie eksploatacji zbiornika. Roczna suma opadu w 2002 r. też była wysoka (621 mm), jak na rejon kujawsko-dobrzyński, ale wyjątkowo wysoki był opad deszczu w lutym (101 mm), w pełni zimy. Przekroczył on 4,7 razy średnią wartość z trzydziestolecia (1971 – 2000) dla tego miejsca. Wyraźny, trwały wzrost poziomu piętrzenia wody Wisły na zaporze od lutego 2002 r. (o prawie 20 cm w stosunku do stanu średniego z 2001 r. i lat poprzednich) wzmógł dodatkowo, przy nadmiernych opadach „rozluźnienie” osadów wzdłuż linii brzegowej i na stoku, a w efekcie wzrost natężenia abrazji brzegów. Obecne ożywienie, zaktywizowanie się procesów stokowych (osuwisk) i brzegowych (abrazji) to tylko drobny epizod w ogólnym procesie ich wygasania w czasie.

Omówione wyżej trzy stadia w transformacji strefy brzegowej zbiornika Włocławek, oraz czas ich trwania można odnieść do innych nizinnych, dolinnych zbiorników średniej wielkości o zbliżonych wahań stanów wody (≤ 1 m/rok). Ze wzrostem powierzchni akwenu i wahań jego lustra wody wydłuża się czas trwania poszczególnych stadiów (Banach 1994). Zbiornik Jeziorsko na Warcie jest jeszcze, po 10 latach, w pierwszym stadium swego rozwoju z powodu znacznych rocznych amplitud wahań zwierciadła (od 3,9 do 5,6 m w minionym dziesięcioleciu).

Literatura

- Banach M., 1994, *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 161.
Vendrov S.L., 1989, *Problemy preobrazowanija rečnych sistem SSSR*, Gidrometeoizdat, Leningrad.

ZMIENNOŚĆ OPADU I PRZEPŁYWU RZEKI NIZINNEJ NA PRZYKŁADZIE DORZECZA ZGŁOWIĄCZKI W WIELOLECIU 1961 – 2000

Arkadiusz BARTCZAK

Włocławskie Towarzystwo Naukowe, Włocławek

Zgłowiączka należy do największych dopływów dolnej części Wisły. Długość rzeki wynosi 79 km, a całkowita powierzchnia jej dorzecza 1495,6 km². Dorzecze Zgłowiączki z jednej strony charakteryzuje się niekorzystną strukturą bilansu wodnego – występują tu jedne z najniższych opadów w Polsce – szczególnie w okresie wegetacyjnym, z drugiej strony ma wybitnie rolniczy charakter – ok. 80 % dorzecza zajmują użytki rolne.

Analizę zmienności przepływu rzeczno przeprowadzono na podstawie średnich miesięcznych wartości przepływu Zgłowiączki w profilu Przyruda, natomiast zmienność opadów atmosferycznych na podstawie miesięcznych sum opadów na czterech posterunkach znajdujących się w dorzeczu. Dane uzyskano z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Warszawie. Okres analizy obejmuje czterdziestolecie 1961 – 2000.

Zmienność badanego zjawiska w czasie można przedstawić za pomocą wielu metod i wskaźników statystycznych. Do najczęściej stosowanych w hydrologii miar zmienności przepływu można zaliczyć współczynnik zmienności C – stosunek odchylenia standardowego przepływu do wartości średniej z analizowanego okresu (m.in. Dobija 1986; Glazik 1995; Choiński 1998); (tab. 1).

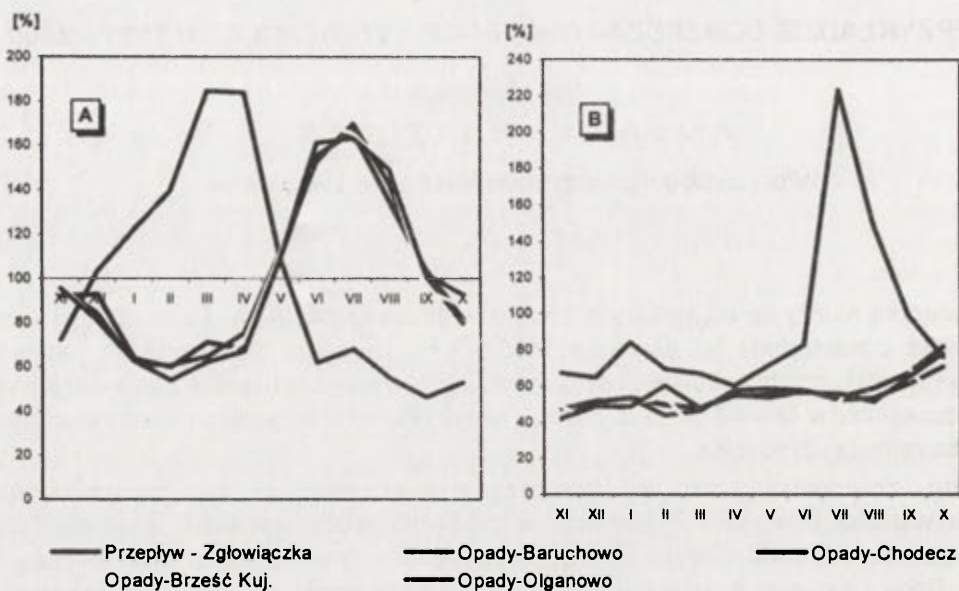
Tabela 1. Współczynnik zmienności średniego rocznego opadu i przepływu Zgłowiączki w wieloleciu 1961-2000

	Q [m ³ ·s ⁻¹] / P [mm]	Cv [%]
Przepływ – Zgłowiączka (profil Przyruda)	3,95	51,18
Opady - Baruchowo	527,80	17,05
Opady - Chodecz	560,80	16,89
Opady – Brześć Kuj.*	455,40	17,34
Opady – Olganowo*	539,06	19,11

* dane z lat 1961-1991

Na potrzeby niniejszej pracy, obok wyżej wymienionych, wykorzystano metodę statystyczną nazwaną „modelem wahań w czasie” (Sobczyk 2001). Metoda ta została zastosowana do analiz hydrologicznych przez S. Czaję (1988, 1999), S. Czaję i A.T. Jankowskiego (1989), ale zastosowano ją również do oceny zmienności opadów atmosferycznych (Czaja, Radosz 1989). Zaletą tej metody jest możliwość określenia tendencji rozwojowej badanego zjawiska (trendu), wahań sezonowych i wahań przypadkowych oraz oceny roli tych wahań w kształtowaniu przepływu (Czaja 1988).

1. Tendencję rozwojową obliczono na podstawie liniowej funkcji trendu, a weryfikację istotności współczynnika determinacji przeprowadzono przy użyciu testu F Fishera-Snedecora na poziomie istotności $\alpha = 0,05$ (Ozga-Zielińska, Brzeziński 1997). Przeprowadzona analiza wykluczyła istnienie statystycznie istotnej wyraźnej tendencji rozwojowej przepływu Zgłowiączki, jak również opadów atmosferycznych na wybranych posterunkach opadowych w analizowanym okresie. Na tej podstawie można stwierdzić, że o zmienności przepływów Zgłowiączki decydują czynniki sezonowe i przypadkowe.



Ryc. 1. Wahania sezonowe (A) i przypadkowe (B) średnich miesięcznych przepływów Zgłowiączki oraz miesięcznych sum opadów atmosferycznych w Chodczu, Baruchowie, Brześciu Kuj. i Olganowie w latach 1961-2000

- Wahania sezonowe, a więc takie, które powtarzają się z roku na rok w tych samych jednostkach kalendarzowych (Sobczyk 2001). Najwyższe przepływy sezonowe w cyklu rocznym przypadają na marzec i kwiecień (ryc. 1A). Przepływ w tych miesiącach jest wyższy od średniej wieloletniej o ok. 84 %. Najniższe przepływy sezonowe występują od czerwca do października, z minimum osiąganym we wrześniu, gdzie przepływ może stanowić jedynie 46,5 % średniego przepływu z wielolecia. Opady atmosferyczne powyżej średniej przypadają na okres od maja do września, z kulminacją w czerwcu (Brześć Kuj.) i lipcu (Baruchowo, Chodecz, Olganowo). Sezonowość opadów w tym okresie nie przekłada się jednak na wielkość sezonowego przepływu w rzece. Spowodowane jest to wysokim parowaniem, jak również zużyciem wody opadowej przez rośliny będące w tym czasie w okresie wegetacji. Sezonowe opady poniżej średniej przypadają na okres od października do kwietnia, z minimum przypadającym na styczeń i luty. Opady z części tego okresu, kiedy czasowo zalegają na powierzchni w postaci pokrywy śnieżnej, przekładają się na sezonowy wzrost przepływu.
- Wahania przypadkowe powodują zaburzenie sezonowego rytmu przepływu i mogą być najczęściej spowodowane wyjątkowymi warunkami meteorologicznymi, np. bardzo wysokimi opadami atmosferycznymi, lub też działalnością człowieka. Najczęściej mają one charakter ekstremalny. W analizowanym czterdziestoleciu najwyższe wahania przypadkowe przepływu wystąpiły w lipcu – przewyższenie wyniosło 223,5 % średniego przepływu dla lipca (ryc. 1 B). Powyższa analiza świadczy o bardzo dużej roli opadów atmosferycznych w półroczu zimowym (XI-IV) w kształtowaniu się sezonowego przepływu rzeki nizinnej. Rytm sezonowy przepływu jest często przerywany przypadkowymi przepływami, które są trudne do przewidzenia i mają często charakter ekstremalny.

Literatura

- Choiński A., 1988, *Zróżnicowanie i uwarunkowania zmienności przepływów rzek polskich*, Seria Geografia, 39, UAM, Poznań.
- Czaja S., 1988, *Zmiany stosunków wodnych w zlewni Brynicy w wyniku gospodarczej działalności człowieka*, Geographia. Studia et dissertationes, 11, s. 60-93.
- Czaja S., 1999, *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej)*, Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Czaja S., Jankowski A.T., 1989, *Zastosowanie modelu wahań w czasie do oceny antropogenicznych zmian odpływu rzek województwa katowickiego w dwudziestoleciu 1961–1980*, Geographia. Studia et dissertationes, 13, s. 7-23.
- Czaja S., Radosz J., 1989, *Zmienność opadów atmosferycznych na terenie województwa katowickiego w latach 1961-1980*, Czasopismo Geograficzne, 60 (2), s. 177-189.
- Dobija A., 1986, *Sezonowa zmienność średnich miesięcznych odpływów jednostkowych w Polsce*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 44, s. 81-91.
- Glazik R., 1995, *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie północnej Mongolii*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 164.
- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1997, *Hydrologia stosowana*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Sobczyk, 2001, *Statystyka*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

- Case 1. 1987. [Faint text]
- Case 2. 1987. [Faint text]
- Case 3. 1987. [Faint text]
- Case 4. 1987. [Faint text]
- Case 5. 1987. [Faint text]
- Case 6. 1987. [Faint text]
- Case 7. 1987. [Faint text]
- Case 8. 1987. [Faint text]
- Case 9. 1987. [Faint text]
- Case 10. 1987. [Faint text]
- Case 11. 1987. [Faint text]
- Case 12. 1987. [Faint text]
- Case 13. 1987. [Faint text]
- Case 14. 1987. [Faint text]
- Case 15. 1987. [Faint text]
- Case 16. 1987. [Faint text]
- Case 17. 1987. [Faint text]
- Case 18. 1987. [Faint text]
- Case 19. 1987. [Faint text]
- Case 20. 1987. [Faint text]

PÓŻNOGLACJALNA EWOLUCJA OBNIŻEŃ JEZIORNO-DOLINNYCH NA WSCHODNIM POMORZU

Mirosław BŁASZKIEWICZ

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

Doliny rzeczne na obszarach młodoglacjalnych są z reguły formami poligenetycznymi, składającymi się z fragmentów o różnorodnej genezie, powiązanej z rozwojem i zanikiem ostatniego lądolodu. Są one najczęściej połączone przełomowymi odcinkami rzeczny. Głównym kryterium w typologii dolin rzecznych jest z jednej strony geneza pierwotnych obniżeń (Basalykas 1968; Sylwestrzak 1978), z drugiej zaś stopień ich transformacji fluwialnej (Falkowski 1972). Podejmowane były także próby tworzenia podziałów dolin rzecznych na bazie łączenia obu tych kryteriów (Andrzejewski 1994).

Autor od kilkunastu lat prowadzi badania geomorfologiczne w obniżeniach rzecznych i jeziornych usytuowanych we wschodniej części Pomorza (doliny Wierzycy, Wdy, Wietcisy i Piesiennicy), (Błaszkiwicz 1998; Błaszkiwicz, Krzywińska 1992). W ich trakcie zwrócono uwagę na dużą rolę jezior w ewolucji dolin rzecznych. Misy jeziorne i doliny rzeczne tworzą ewolucyjnie powiązane ze sobą systemy hydrograficzne. Szczegółowe badania pozwoliły na rozpoznanie trzech generacji jezior w dnach dolin rzecznych: jeziora przedallerödskie, jeziora z kompleksu bölling-alleröd i jeziora preborealne. To czasowe zróżnicowanie początku tworzenia się jezior uzależnione było przede wszystkim od przebiegu procesu wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu, a ten z kolei warunkowany był m.in. relacją mis jeziornych do organizującej się w późnym glacie sieci rzecznej.

Analiza wzajemnych relacji osadów i struktur jeziornych oraz fluwialnych ma bardzo dużą wymowę paleogeograficzną. Na badanym obszarze dostarczyła m.in. przekonujących dowodów na możliwość przetrwania brył martwego lodu do okresu preborealnego. W tabeli 1 dokonano syntetycznego zestawienia ważniejszych procesów geomorfologicznych, jakie miały miejsce w późnym glacie w obniżeniach jeziorno-dolinnych na Wschodnim Pomorzu.

Literatura

- Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym vistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Basalykas A., 1968, *Różnorodność morfogenetyczna dolin krajobrazu polodowcowego na przykładzie Litewskiej SSR*, Przegląd Geograficzny, 40, 4.
- Błaszkiwicz M., 1998, *Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie*, Dokumentacja Geograficzna, 10.
- Błaszkiwicz M., Krzywińska J., 1992, *Późnoglacialna faza jeziorna w dolinie Wierzycy*, Przegląd Geograficzny, 64 (3-4), s. 369-380.
- Falkowski E., 1972, *Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*, Biuletyn Geol. UW, 12, s. 5-121.
- Sylwestrzak J., 1978, *Zagadnienia morfologii i typizacji dolin północnego skłonu Pomorza*, Biuletyn PIG, 306.

Tabela 1. Procesy geomorfologiczne w obniżeniach jeziornych i rzecznych na wschodnim Pomorzu

Chronologia	Ważniejsze procesy geomorfologiczne
Preboreat	Ostateczne wytopienie, tkwiących w dnach niektórych obniżeń, brył martwego lodu. Tamże po fazie torfowiskowej rozwój jezior najmłodszej generacji. W jeziorach już istniejących niższy poziom wody – akumulacja gytii organiczno-węglanowych. Ostatnie większe zmiany przebiegu dolin rzecznych związane z pojawianiem się niższych dróg odpływu po ostatecznym wytopieniu się brył martwego lodu. Intensywne wypełnianie mis jeziornych znajdujących się na linii przepływu rzecznego. Wprowadzane do jezior delty stają się bazą rozwoju koryt meandrujących.
Młodszy dryas	Rozwój procesów erozyjno-denudacyjnych w strefach zboczowych obniżeń. Akumulacja w dnach jezior gytii mineralnych oraz mułków i ilów jeziornych. Aktywność fluwialna w dnach dolin rzecznych – zmiana dominującego typu erozji rzecznej z wgłębnej na boczną.
Alleröd (Starszy Dryas) Bölling	Intensyfikacja procesów wytapiania się brył martwego lodu. W większości obniżeń, z reguły po krótkiej fazie torfowiskowej, termoabrazja gromadzącej się wody prowadzi do bardzo szybkiego i całkowitego odpreparowania mis jeziornych – głębokowodna akumulacja gytii węglanowo-organiczno-mineralnych. W erozyjnych fragmentach dolin rzecznych występuje intensywna erozja wgłębna wywołana m.in. obniżaniem się lokalnych, jeziornych baz erozyjnych w odcinkach odziedziczonych – powstawanie meandrów ześlizgowych i erozyjnych teras nadzalewowych.
Najstarszy Dryas	Konserwacja obniżeń bryłami martwego lodu. Powstawanie pierwszych, lokalnych zbiorników jeziornych głównie w strefach przykrawędziowych obniżeń; sedimentacja mineralno-biogeniczna, która w niektórych obniżeniach jest kontynuacją fazy kemowej. Tworzenie się większych rozcięć w poligenetycznych odcinkach dolin – przełomów przelewowych związanych z łączeniem się (spływaniem) tych zbiorników.
Pleniglacjał	Degradacja brył martwego lodu w otoczeniu obniżeń oraz częściowo w ich obrębie – powstawanie form kemowych w obniżeniach – akumulacja mineralna (głównie rytmy glacialimniczne). Koncentracja odpływu wód w pojawiających się obniżeniach – powstawanie pomiędzy nimi pierwszych połączeń.
	Sedymентация glacialimniczna i glaciofluwialna w strefie marginalnej lądolodu. Rozwój krótkotrwałych zastoisk i wysoko położonych form kemowych – zanik stagnującego lądolodu. Konserwacja obniżeń pogrzebanymi bryłami martwego lodu. Założenie obniżeń głównie w wyniku erozji wód subglacialnych oraz egzaracji lodowcowej (i ich współdziałania). Zagadnienie przetrwałości (reprodukcji) większych obniżeń.

STRATIGRAPHICAL DIVISION OF QUATERNARY IN MECKLENBURG-VORPOMMERN

Andreas BÖRNER

State Geological Survey of Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow, Germany

This short abstract provides a general overview of the recent state of Quaternary research in Mecklenburg-Vorpommern (M-V), northern Germany, and is based on publications by Bülow et al. (2000), Müller et al. (1995) and Müller (in prep.).

The oldest Pleistocene deposits in M-V are fluvial gravels in SW Mecklenburg named "Loosener Kiese". They contain a mixture of material of Nordic origin and lydites and porphyrites of a southern source area. This fluvial sediments were assigned to the Plio-/Pleistocene boundary (Bülow 2000) or to the Early Pleistocene (Müller et al. 1995).

In the buried, deep erosional channels of SW Mecklenburg the base of the Pleistocene cover is found at the maximum depth of 550 m b.s.l. The greatest thickness of Pleistocene deposits encountered so far is 427 m (borehole at Hagenow). The oldest cold climate sediments at the base of the channels are overlain by glacio-fluvial sands. The pro-glacial deposits of the Elsterian ice advance indicate the change to the first complete glacial-interglacial cycle in the area of M-V. The Elsterian tills can be found in the morainic plateaus at a depth around and slightly below sea level, but in channels these tills occasionally occur at a depth of 300 m b.s.l. These dark-brown coloured tills contain high percentages of reworked Tertiary material and resistant quartz, sand- and flintstones. During the decay phase of the Elsterian glaciation, glacio-lacustrine sediments were deposited. In the area of the Lower Elbe (SW of M-V), these silty clays are often more than 100 m thick and are termed „Lauenburger Ton“. Palynological investigations of these deposits show the change from sub-arctic conditions to the interglacial climate of the „Holsteinian“. Intercalations of marine-brackish, lacustrine and fluvial facies have been found in SW Mecklenburg, especially south of Schwerin. These Late Holsteinian deposits are overlain by silts with palynological content typical for the cold-artic climate of the „Lower Saalian“, and should therefore be correlated with the „Fuhne Cold Stage“. Together with locally till sheets they may give evidence of the "Fuhne" glaciation in SW M-V according to Bülow (2000). The „Fuhne" cold stage is separated from the younger Middle Saalian by the „Dömnitz" period documented by an interglacial palynological succession.

The Middle Saalian glacial began with the deposition of proglacial coarse sands of the older Saalian ice advance (qs1), which represents an excellent aquifer in M-V. Furthermore, two Saalian till units, which can locally be separated by sand or gravel lenses, are widely distributed. The use of the conventional subdivision of the Saalian into „Drenthe" and „Warthe" substages is suggested by the large number of drillings and investigations using gravel analysis. The „Drenthe" ice deposited a strongly variable, frequently very thick till sheet that often contains lenses and rafts of redeposited allochthonous material. Glacigenic deposits of the „Drenthe" mostly occur at a depth of more than 200 m b.s.l. and extend over large areas. The dynamic of the glacier advances has formed the morphology of the pre-Pleistocene substrate surface. The distribution of the second Saalian till „Warthe" (qs2) is less continuous and less homogeneous, but in the northeastern part of M-V only this till forms the basal unit of the Saalian sequence.

The occurrences of marine deposits of „Eemian" age are largely restricted to the present coastal areas. The bight of the Eemian Sea extended 20 km to the S in the region of Rostock/Schwaan. Complete Eemian interglacial successions in lake and bog deposits were investigated in a few boreholes, e.g. near Schwerin, Neubrandenburg and Parchim.

It is not possible to draw a sharp boundary between Saalian and Weichselian deposits in M-V by gravel statistical methods. However, evidence of an Early Weichselian glaciation has been found on top of the autochthonous Eemian deposits of the Neubukow depression (W of Rostock), in the

region S of Rostock (Laage, Güstrow) and in the surrounding of Schwerin. In these regions, the Early Weichselian glacial deposits are separated from those of Middle Weichselian age by well investigated interstadial sediments of the Early Weichselian „Sassnitz“ interstadial. This lower Weichselian sequence has been identified in many drillings and cliff exposures of the coastal zone NW of Rostock (Stoltera cliff). In two boreholes, drilled south of Rostock, bones of large mammals have been found in glacio-fluvial deposits (Müller et al. 1995). These fossil records suggest the existence of a cold-climatic mammalian Tundra in transition from „Sassnitz“ interstadial to Middle Weichselian glaciation. The beginning of the Middle Weichselian glaciation is marked by the first occurrence of a till sheet. This glaciation is characterized by its fresh landforms that reflect the most recent glacial reshaping of the landscape. Interestingly, interbedded interstadial deposits of Middle Weichselian age seem not to exist in M-V. Morphostratigraphical evidence together with small gravel countings using the TGL norm (TGL 25 232) provide the basis for a subdivision of three major Middle Weichselian ice advances.

The lowest Middle Weichselian glacial sequence consists of a till sheet of the „Brandenburg“ main advance (qw1) and its proglacial outwash deposits. The decay and re-advances of the Brandenburg ice is represented by the deposits and end moraines of the Frankfurt advance which is considered as qw1-oscillation in M-V. The Pomeranian advance is separated in two sub-advances. The earlier “Pomeranian” advance (qwFP) pushed more southern forward as the „Pomeranian“ main advance (qwPO) and both till layers clearly prove an oscillation area which occur approximately 50 km in the northern outback of the Pomeranian main end moraines (qwPO). The stable Pomeranian ice advance created good visible end moraines and large proglacial outwash planes. The Pomeranian ice retreat led to a migration of the ice divide in Scandinavia towards the E. This was the reason for changing of the ice flow direction of the following re-advance of the “Mecklenburgian” ice sheet (qw3) from N–S or NE–SW to NE–SW and E–W. After the final ice retreat in the Late Weichselian, the last buried dead ice melted in the basins and deep channel systems in the Younger Dryas.

General overview of the Quaternary stratigraphy in Mecklenburg-Vorpommern Holocene

Weichselian complex (115 – 10 ka BP)

Upper Weichselian (14-10 ka BP)

Middle Weichselian [Weichselian glaciation] (20 ± 14 ka BP)

- qw3V = Velgast re-advance (qw3-oscillation)
- qw3 = Mecklenburgian main advance (Rosenthal advance)
- qw2o = qwPO = Pomeranian main advance
- qw2u = qwFP = Early Pomeranian advance
- qw1F = Frankfurt re-advance (qw1-oscillation)
- qw1B = Brandenburgian advance

Lower Weichselian

- Sassnitz interstadial marine Cyprintenton ± 27 ka BP
- Wittenburg interstadial limnic muds and peats

qw0 - Warnow glacial period (70-50 ka BP?)

Eemian interglacial stage (128-115 ka BP)

Saalian complex (210-128 ka BP)

Upper Saalian

Middle Saalian [Saalian glaciation]

Younger Saalian advance [qs2; Warthe]

Older Saalian advance [qs1; Drenthe]

Lower Saalian

Dömnitz-interglacial period

Fuhne glacial period (cold stage?)

Holstein-interglacial stage (370-347 ka BP)

Elsterian complex (475 – 37 ka BP)

Upper Elsterian

(with glacio-lacustrine and marin-brackish deposits "Lauenburger Ton")

Middle Elsterian [Elsterian glaciation]

Younger Elsterian advance ?

Older Elsterian advance ?

Lower Elsterian

Cromer – complex (> 475 - ± 750 ka BP)

Old Pleistocene complex [Prategelen-Bavel-complex] (> 750 – ± 2,500 ka BP)

References

- Bülow W. v. (ed.), 2000, *Geologische Entwicklung Südwest-Mecklenburgs seit dem Ober-Oligozän*, [in:] Schriftenreihe für Geowissenschaften, 11, Verlag der Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., Berlin, p. 31-60, 399-413.
- Müller U., Rühberg N., Krienke H.-D., 1995, *The Pleistocene sequence in Mecklenburg-Vorpommern*, [in:] Ehlers J. et al. (ed.), *Glacial deposits in North-East Europe*, Balkema, Rotterdam, p. 501 – 514.
- Müller U. (in prep.), *Weichsel-Frühglazial in Nord-West Mecklenburg*, [in:] Meyniana, Institut für Geowissenschaften, Kiel.
- TGL 25 232, 1971, *Fachbereichsstandard Geologie: Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen*, Blatt 1-6, Central Geological Survey of GDR, Berlin.

REKONSTRUKCJA RETENCJI ZBIORNIKOWEJ W CIĄGU OSTATNICH 200 LAT NA PRZYKŁADZIE ZLEWNI SKRWY*

Dariusz BRYKAŁA

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

Celem niniejszego opracowania jest ilościowe zobrazowanie możliwości retencyjnych wybranej zlewni nizinnej. Podjęto również próbę odtworzenia oraz prześledzenia w czasie stopnia zagospodarowania hydrotechnicznego rzek tej zlewni. Do analizy wzięto pod uwagę jedynie zbiorniki dolinne, jakie funkcjonują lub funkcjonowały w zlewni Skrwy (lewobrzeżny dopływ Dolnej Wisły).

W ujściowym odcinku Skrwa prowadzi około $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ wody. Na podstawie danych z posterunku IMGW w Klusku (z okresu 1961-2000) oraz założeń H. Kostrzewy (1980) dotyczące metodyki określania przepływu nienaruszalnego, określono przeciętny roczny odpływ dyspozycyjny ze zlewni na ok. 28 mln m^3 .

Zadaniem realizowanego w Polsce od 1997 roku – a mającego w założeniach trwać do 2015 r. – Programu Małej Retencji (PMR), jest regulacja i kontrola 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. Planuje się to osiągnąć m.in. poprzez przywrócenie dawnych stosunków wodnych w miejscach osuszonych - przede wszystkim ponowne uwodnienie przesuszonych torfowisk, a także przez odtworzenie dawnych stawów i piętrzeń młyńskich. Oprócz magazynowania wody celem PMR jest również oczyszczanie wód przy wykorzystaniu właściwości zlewni oraz regulacja transportu rumowiska (Kowalczak i in. 1997; Łoś 2002; Mioduszeński 2002).

W ciągu pierwszych pięciu lat (1997-2001) w ramach PMR zrealizowano 1721 obiektów i uzyskano przyrost retencji o ok. 85 mln m^3 wody. Zdecydowanie dominowały obiekty bardzo małe (tzw. miniretencja). Średnio jeden obiekt (stawy rybne i zbiorniki) zapewniał retencję 51 tys. m^3 wody (Kowalewski i in. 2002).

Opracowany przez BIPROMEL *Program Małej Retencji dla województwa płockiego* (1996) zakłada w pierwszym etapie (lata 1997-2005) wykonanie w zlewni Skrwy budowli piętrzących (różnego typu) w miejscowościach: Krzywy Kołek, Ciołek, Przerwa, Żelazne (to dawne piętrzenia młyńskie) i Łanięta. Do chwili obecnej żadne z tych przedsięwzięć nie zostało zrealizowane.

Podstawową trudnością niniejszego opracowania było odtworzenie wielkości zbiorników. Po przeprowadzeniu szczegółowej kwerendy materiałów archiwalnych, kartograficznych i zdjęć lotniczych, udało się określić liczbę i okresy ich funkcjonowania (Brykała 2001, 2003). W kilku przypadkach z materiałów archiwalnych uzyskane zostały również dane dotyczące powierzchni, wysokości piętrzenia, a nawet średniej głębokości zbiorników.

W następnej kolejności przeprowadzono kartowanie geomorfologiczne doliny Skrwy i jej dopływów. Ustalono dokładne położenie pozostałości po urządzeniach piętrzących. Najczęściej były to groble zapór czołowych oraz zdewastowane jazy. Wysokość tych form została dokładnie zmierzona nad poziom morza.

Po uzyskaniu tych danych rozpoczęto ich kameralne opracowanie. W związku z tym, że opracowanie ma charakter rekonstrukcji środowiska przyrodniczego (porównaj Maruszczak 1988), niezbędne było przyjęcie kilku założeń.

* Opracowanie zostało wykonane w ramach grantu KBN Nr 3 P04E 019 24 pt. „Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie warunków i struktury odpływu rzecznego w zlewni Skrwy”, realizowanego w latach 2003-2005.

1. 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 większości zbiorników. Pozwoliło to (po splanimetrowaniu) obliczyć ich powierzchnię.

2. Dużą trudnością było określenie średniej głębokości zbiorników (do obliczenia pojemności), zwłaszcza dla akwenów już nie istniejących. Tam gdzie się to udało wartości te zawierały się w przedziale od 0,6 m do 1,5 m. Przyjęto więc dla wszystkich zbiorników wartość średniej głębokości na poziomie $h = 0,8$ m. Podobną wartość przyjęli również P.J. Wood i S. Barker (2000), analizując ekologiczne zasoby stawów przemysłowych w Anglii.

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

4. Zasoby dyspozycyjne zlewni określono na podstawie 40 lat obserwacji w profilu wodowskazowym IMGW w Klusku. Choć zlewnia zamknięta tym profilem obejmuje 86 % całej zlewni, to jednak przyjęto, że zasoby odnoszą się do jej całej powierzchni.

5. Poprzez analogię, uzyskane wartości przeciętnych zasobów dyspozycyjnych z lat 1961-2000, odniesiono do całego badanego okresu.

Do połowy XIX wieku liczba zbiorników wodnych kształtowała się na niemal stałym poziomie (26), co dawało retencję ok. 1 mln m^3 wody. Biorąc pod uwagę stosunkowo niedużą wielkość zlewni (ok. 400 km^2) oraz jej skromne zasoby wodne, trzeba przyznać, że ilość zmagazynowanej w zbiornikach wody była imponująca (3,7% zasobów dyspozycyjnych). W połowie XIX wieku, pomimo że 7 stawów przestało istnieć, utworzenie Zbiornika Soczewka spowodowało, że ilość zretencjonowanej wody uległa podwojeniu, do ok. 2 mln m^3 (7,2% zasobów dyspozycyjnych)!

Na przełomie XIX i XX wieku retencja zbiornikowa w analizowanej zlewni osiągnęła swoje maksimum, około 2,13 mln m^3 wody (7,7% zasobów dyspozycyjnych). Od tego momentu notuje się powolny spadek liczby stawów młyńskich, od 21 do 18 (1,94 mln m^3) w połowie XX wieku. W 1960 roku poza Zbiornikiem Soczewka istniało jedynie 8 zbiorników, w których zretencjonowane było zaledwie 250 tys. m^3 wody.

Po upływie kolejnych 20 lat powstały dwa nowe zbiorniki na Skrwie (Lipa i Dybanka). Jednak na skutek braku konserwacji urządzeń piętrzących, w 1979 roku spłynął Zbiornik Soczewka. Ta katastrofa spowodowała, że w 1980 roku całkowita retencja zbiornikowa w zlewni Skrwy wynosiła zaledwie 455 tys. m^3 wody (1,6% zasobów dyspozycyjnych). Odbudowa Zbiornika Soczewka oraz powstanie 2 nowych zbiorników (Gašno II i Sierakówek) pozwoliło zwiększyć tę wartość do 1,74 mln m^3 w 2000 roku (6,3 % zasobów dyspozycyjnych). Mimo to nie udało się odbudować retencji sprzed II wojny światowej (1,94 mln m^3).

Aby przedstawione wyżej wartości odnieść do szerszego otoczenia zlewni, warto w tym miejscu przypomnieć, że łączna pojemność sztucznych zbiorników wodnych w Polsce (o pojemności większej od 1 mln m^3) stanowi 6 % średniego rocznego odpływu z obszaru kraju (Zieliński i in. 1996).

Przeprowadzona inwentaryzacja budowli hydrotechnicznych istniejących obecnie lub w przeszłości, a następnie próba odtworzenia parametrów zbiorników, powinna być pierwszym krokiem przy realizacji PMR.

Wszystkie większe ciek w zlewni Skrwy były średnio co 2,5 km podpiętrzone. Sytuacja taka miała miejsce przez całe stulecie (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 zlewnia-odpływ.

Od około 15 lat dużą szansą na odbudowę retencji zbiornikowej w Polsce są małe elektrownie wodne, które wykorzystują dogodnie (sprawdzone już w przeszłości) lokalizacje młynów wodnych. Szacuje się, że gdyby odbudować piętrzenia młyńskie w miejscach, gdzie one przez całe stulecie funkcjonowały, można by uzyskać retencję ok. 2-3 % średniego rocznego odpływu ze zlewni. Nie jest to zapewne wartość oszałamiająca, ale trzeba pamiętać, że jest to tylko jedna z form retencji wód.

Literatura

- Brykała D., 2001, *Uwarunkowania przyrodnicze lokalizacji młynów wodnych w zlewni Skrwy*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 10, Przemiany środowiska przyrodniczego Polski a jego funkcjonowanie, UJ – PAEK, Kraków, s. 164-171.
- Brykała D., 2003, *Rekonstrukcja zagospodarowania hydrotechnicznego doliny Skrwy i Osetnicy od XV do XX wieku*, [w:] *Woda w przestrzeni przyrodniczej i kulturowej*, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, 2, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, s. 54-64.
- Kostrzewa H., 1980, *Przepływy nienaruszalne – stan i kierunki badań. Artykuł dyskusyjny*, Gospodarka Wodna, 40 (1), Warszawa, s. 12-14.
- Kowalczak P., Farat R., Kępińska-Kasprzak M., Kuźnicka M., Mager P., 1997, *Hierarchia potrzeb obszarowych małej retencji*, [w:] *Materiały Badawcze, Gospodarka Wodna i Ochrona Wód*, 19, IMGW, Warszawa.
- Kowalewski Z., Mioduszewski W., Bury C., 2002, *Stan realizacji programów rozwoju małej retencji*, Gospodarka Wodna, 62 (12), Warszawa, s. 506-511;
- Łoś M.J., 2002, *Mała retencja – nadzieje i ograniczenia*, Gospodarka Wodna, 62 (8), Warszawa, s. 340-347.
- Maruszczak H., 1988, *Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk-Łódź, s. 109-135.
- Mioduszewski W., 2002, *Odbudowa retencji małych zlewni rzecznych elementem ochrony przed powodzią i suszą*, Gospodarka Wodna, 62 (11), Warszawa, s. 459-464.
- 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.
- Wood P.J., Barker S., 2000, *Old industrial mill ponds: a neglected ecological resource*, Applied Geography, 20, Elsevier Science, London, 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, Gospodarka Wodna i Ochrona Wód, 20, IMGW, Warszawa.

Faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page.

REKONSTRUKCJA WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH ORAZ EKSTREMALNYCH ZMIAN POGODOWYCH NA PODSTAWIE PRZYROSTÓW ROCZNYCH DRZEW

Anna CEDRO

Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

Do rekonstrukcji klimatycznych opartych na analizie sekwencji przyrostów rocznych drzew są wykorzystywane metody bazujące na: szerokości i gęstości przyrostów radialnych drzew, datowaniu zdarzeń wskazujących na zmiany klimatyczne lub określających ekstremalne wartości parametrów klimatycznych, analizie izotopów stabilnych zawartych w tkankach drewna oraz analizie podobieństwa przebiegu dendrogramów.

W niniejszym opracowaniu rekonstrukcje wybranych parametrów klimatycznych (termiki powietrza i opadów atmosferycznych) oparto na analizie szerokości przyrostów rocznych drzew. Podstawą odtworzenia warunków termiczno-pluwialnych poza okres obserwacji instrumentalnych jest znajomość reakcji różnych gatunków drzew na zmieniające się czynniki meteorologiczne. Zależności te wyznaczyć można na podstawie analizy lat wskaźnikowych i analizy funkcji odpowiedzi w okresie pomiarów instrumentalnych, a następnie bazując na wyznaczonych powiązaniach, prześledzić zmiany klimatyczne w okresie obejmującym zasięg chronologii.

Podstawą badań były trzy standardy dendrochronologiczne złożone dla Pomorza Zachodniego: PZsosna (1777-2002) reprezentujący drzewa z gatunku *Pinus silvestris* L., PZjedlica (1894-2002) zestawiony z dąglezi zielonych i DABs (1568-2002) charakteryzujący przyrosty radialne drzew z rodzaju *Quercus* sp. rosnących na siedliskach borowych i lasów mieszanych.

W celu zbadania relacji „przyrost radialny drzew–klimat”, wyznaczono lata wskaźnikowe dla złożonych chronologii oraz powiązano je z warunkami meteorologicznymi okresu wegetacji i okresu poprzedzającego aktualny sezon wzrostu. Analiza funkcji odpowiedzi (*response function*) pozwoliła na wyznaczenie dominującego czynnika mającego wpływ na kształtowanie się szerokości przyrostu radialnego oraz wyznaczenie przybliżonego okresu występowania najsilniejszych zależności. Następnie opierając się na wyżej stwierdzonych związkach zestawiono przebieg średnich szerokości słoików ze średnimi temperaturami powietrza lub sumami opadów w różnych miesiącach i okresach, określono zgodność przebiegu krzywych oraz siłę związku liniowego pomiędzy badanymi cechami. Wystąpienie silnych związków pomiędzy badanym parametrem klimatycznym a krzywą przyrostową upoważniło do powiązania tendencji przyrostowych z przebiegiem czynników klimatycznych oraz do rekonstrukcji klimatycznych, tzn. wyznaczania przybliżonych okresów z przewagą danej cechy rekonstruowanego czynnika.

Na podstawie przeprowadzonych analiz dendroklimatycznych zrekonstruowano okresy z przewagą mroźnych i długich zim oraz ciepłych miesięcy zimowych i szybko rozpoczynającej się wiosny dla ostatnich 200 lat na podstawie chronologii regionalnych dla gatunków: *Pinus sylvestris* L. i *Pseudotsuga menziesii* oraz okresów suszy lub niedoborów opadów i lat z równomiernym i wysokim uwilgotnieniem w miesiącach letnich na podstawie chronologii dębowej dla ostatnich 400 lat.

Wyznaczone zależności przyrost radialny-klimat mogą być podstawą rekonstrukcji wybranych parametrów meteorologicznych obejmujących szerszy przedział czasowy. Uzyskanie dłuższych standardów sosnowych i dębowych będzie przedmiotem badań w przyszłości.

Szerokość rocznego przyrostu jest wynikiem aktywności drzewa w danym roku, która zależna jest od wpływu czynników środowiskowych. Szczegóły budowy anatomicznej drewna mogą dostarczyć

wielu dodatkowych informacji na temat reakcji kambium na zmieniające się warunki termiczno-opadowe w trakcie sezonu wegetacyjnego. Analiza liczby i rozmiarów komórek drewna, szerokości ścian komórkowych i wszelkich nieprawidłowości w budowie anatomicznej drewna pozwala na dokładniejsze określenie aktywności procesów wzrostu drzewa.

W celu identyfikacji wpływu ekstremalnych zjawisk pogodowych na budowę wewnętrzną tkanek drewna wykonano na mikrotomie skrawki cienkie drewna, które były podstawą analizy mikroskopowej. Jednym z wyników tej analizy jest identyfikacja stojów mrozowych w drewnie drzew iglastych, które są wskaźnikiem wystąpienia późnych przymrozków wiosennych i letnich lub/i zapisem globalnych spadków temperatury powiązanych ze zwiększonym zapyleniem atmosfery po wybuchach wulkanicznych (np. wybuchu wulkanu Katmai na Alasce latem 1912 roku). Wykonane zdjęcia pozwoliły na zobrazowanie lat wskaźnikowych (szczególnie korzystnych lub niekorzystnych do rozwoju drzew) oraz reakcji drzew na zmieniające się warunki pogodowe.

REKONSTRUKCJA SEDYMENTACJI POSTGLACJALNYCH I HOLOCENSKICH OSADÓW FLUWIALNYCH, MORSKICH I JEZIORNO-BAGIENNYCH DOLINY REGI W REJONIE MRZEŻYNA

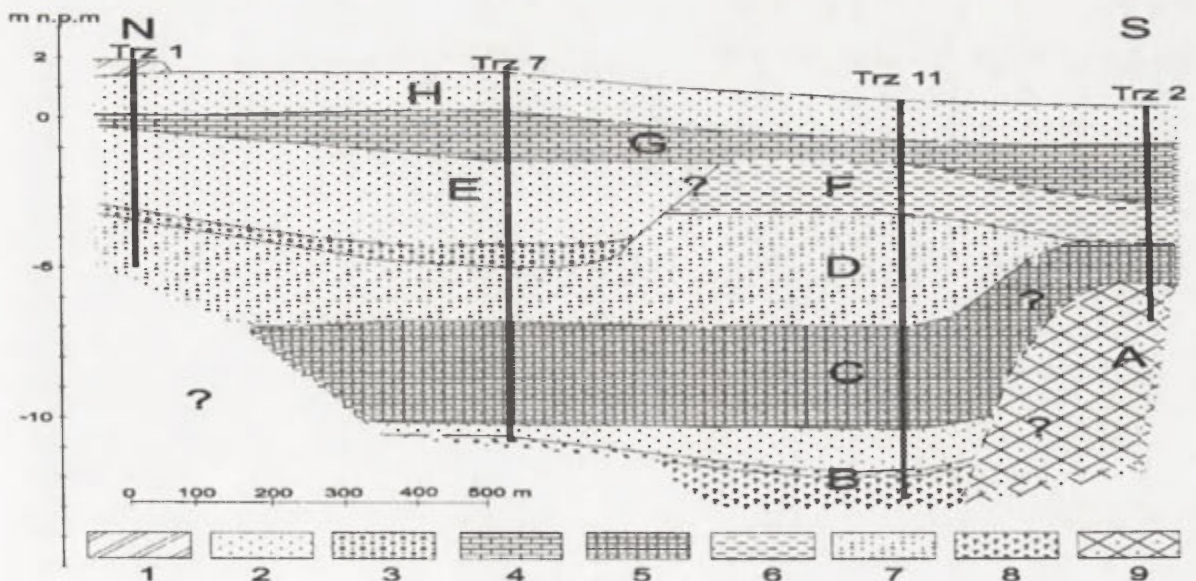
Bernard CEDRO

Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

W trakcie wierceń badawczych prowadzonych w latach 2002-2003 w ujściowym odcinku doliny Regi natrafiono na występujące pod przykryciem osadów bagienno-jeziornych piaszczyste osady morskie, zawierające liczne fragmenty muszli *Cardium sp*, *Macoma sp* i *Mytilus sp*.

Prace badawcze prowadzono w okolicy Mrzeżyna, pomiędzy brzegiem Bałtyku a Starą Regą. Wykonano tu 4 wiercenia sięgające do głębokości od 7 do 13 m, stosując wiertnicę mechaniczną MERES. Prace te zostały podjęte w celu rekonstrukcji rozwoju doliny Regi w strefie przylegającej bezpośrednio do wybrzeża Bałtyku. Zmierzają one także w kierunku odtworzenia zmian zasięgu Południowego Bałtyku w tym rejonie, a także zmian poziomu morza i jego wpływu na rozwój doliny Regi.

Na podstawie zestawienia profili wiertniczych wykonano interpretację południkowego przekroju geologicznego na odcinku: droga Mrzeżyno–Rogowo do Starej Regi przy moście prowadzącym w kierunku wsi Roby.



Ryc. 1. Przekrój geologiczny: Mrzeżyno-Rogowo – Stara Rega wraz z wydzielonymi seriami osadowymi: 1 – nasyp, 2 – piaski, 3 – piaski i żwiry, 4 – torfy, 5 – torfy, gytie, ropy i muły jeziornego, 6 – gytie, 7 – piaski morskie, 8 – piaski z materią organiczną, 9 – glina

Wydzielono 8 (od A do H) serii osadowych: osady gliny morenowej, pradolinne osady piaszczyste i piaszczysto-mułkowe, wczesnoholoceńskie osady jeziorno-bagiennie, osady morskie, osady fluwialne, osady jeziorne (gytie), osady bagiennie (torfy) oraz osady eoliczne. Na poziom najstarszy (A) składają się gliny zwałowe nie przewiercone do spągu. Serię B reprezentują piaski drobnoziarniste z licznymi przewarstwieniami napławionej materii organicznej. Oddzielone są one cienką warstwą bruku rezydualnego od wyżej leżących piasków drobnoziarnistych. Miąższość osadów tego poziomu wynosi około 2,5 m. W serii C wyróżniono ility jeziorne i gytie z licznymi wkładkami torfu. Pospolite są tutaj szczątki fauny i flory. Miąższość osadów tej serii wynosi około 3 m. Osady tej serii występują na północ od kopalnej krawędzi zbudowanej z glin zwałowych. Seria D jest zbudowana przeważnie z piasku drobnoziarnistego, miejscami średnio- i gruboziarnistego. Licznie występują tu fragmenty oraz całe muszle *Cardium* sp, *Macoma* sp i *Mytilus* sp, często są one spotykane w pozycji przyżyciowej. Miąższość serii D waha się od 2 do 3,5 m. W osady morskie włożone są utwory rzeczne, wydzielone jako seria E. Granicę między tymi seriami wyznacza warstwa żwirów rzecznych, miejscami z liczną obecnością ciemnych związków manganu. W serii tej występują piaski średnio- i drobnoziarniste z dużą zawartością materii organicznej. Miąższość osadów rzecznych wynosi około 3 m. Równoległe do serii rzecznej, jednakże położone dalej na południe, występują osady gytii wydzielone jako seria F. Jest to gytia glonowa z dużą ilością skorupki fauny słodkowodnej. Miąższość osadów tej serii wynosi około 2 m. Na całym badanym obszarze występują średnio rozłożone torfy, najczęściej turzycowe, wydzielone jako seria G o miąższości od 1 do 2,5 m. Torfy te także odsłaniają się na pobliskim wybrzeżu na poziomie morza. Wszystkie wymienione jednostki litologiczne znajdują się pod przykryciem osadów eolicznych o zmiennej miąższości, wyróżnione jako seria H.

BADANIA GEOGRAFICZNE ZAGROŻEŃ POWODZIOWYCH NA TERENIE ZURBANIZOWANYM (KIELCE)

T a d e u s z C I U P A

Akademia Świętokrzyska, Kielce

Proces ciągłego rozszerzania się terenów zurbanizowanych przyczynia się do wzrostu zagrożeń powodziowych, związanych m.in. z nadmiernym uszczelnieniem podłoża, zabudową terenów zalewowych, niewydolnym systemem kanalizacji burzowej, niewystarczającą przepustowością wielu mostów, itd. (Jankowski 1986; Jankowski, Kaniecki 1996; Trząski, Molenda, Kupka 2000; Ciupa 2001, Jokiel 2002). Rozmiary potencjalnych strat i zagrożeń można znacznie ograniczyć, a nawet częściowo wyeliminować wykorzystując współczesne osiągnięcia techniczne, organizacyjne i prawne. Jednym z tych przedsięwzięć jest wyznaczenie obszarów zalewowych w celu ograniczenia działalności człowieka w obszarach zagrożonych powodzią. Rodzą się przy tym jednak konflikty między chęcią swobodnego zagospodarowania tych terenów a planem ochrony zmierzającym do zapewnienia bezpieczeństwa ludności i mienia prywatnego oraz komunalnego. W pracy przedstawiono identyfikację zagrożeń powodziowych na terenie Kielc.

Obszar Kielc w granicach administracyjnych należy do dwóch zlewni IV rzędu, tj. Bobrzy i Lubrzanki. Zachodnią, północną oraz środkową część miasta odwadniają dwie rzeki: Sufraganiec i Silnica, będące dopływami Bobrzy. Przez centrum Kielc przepływa rzeka Silnica.

Głównym problemem Kielc związanym z występowaniem nadmiaru wody pochodzącej z opadów nawałnych, jest zbytne uszczelnienie powierzchni wynikające ze struktury użytkowania zlewni Silnicy. Skutkiem tego jest przeciążenie systemu kanalizacyjnego, który nie radzi sobie z dużą ilością wody pochodzącej z gwałtownych, krótkotrwałych opadów. Szybka koncentracja odpływu powierzchniowego i duża objętość odpływającej wody wymaga drożnego systemu korytowego i dolinnego. Tymczasem na drodze odpływu wody w strefie miejskiej Kielc pojawiają się liczne mosty i przepusty o niewystarczającej przepustowości, które powodują podpiętrzanie odpływającej wody w czasie wysokich wezbrań. Ponadto naturalne tereny zalewowe ulegają ciągłemu uszczuplaniu na skutek presji w kierunku koryta rzeki, to jest nadsypywaniu, a następnie jej zabudowywaniu. Powoduje to zmniejszenie możliwości retencji powodziowej, a także zmiany hydraulicznych warunków odpływu. W Kielcach dodatkowym czynnikiem sprzyjającym szybkiemu spływowi powierzchniowemu wód opadowych są dość duże spadki w obrębie stoków i ulic, a także stosunkowo słaba przepuszczalność podłoża na terenach niezabudowanych (Kupczyk, Biernat, Ciupa 1998; Biernat, Ciupa 2001; Biernat, Ciupa, Eliasiewicz 2003).

Plan Przestrzennego Zagospodarowania Miasta Kielc powinien uwzględniać aktualną mapę obszarów zalewowych, na której wyznaczone są tereny (strefy), gdzie zabudowa jest zabroniona, dopuszczona lub ograniczona. Mapy takie w sytuacjach kryzysowych mogą stanowić niezbędną pomoc w podejmowaniu wielu decyzji w akcji ratowniczej.

Aby wyznaczyć aktualne zasięgi występowania obszarów zalewowych dla wody $Q_{ww1\%}$ i $Q_{ww10\%}$ należy:

- wykonać profile poprzeczne dna doliny wraz z określeniem charakteru użytkowania, w celu określenia parametru szorstkości na ich poszczególnych odcinkach;

- wykonać obliczenia hydrauliczne, w celu określenia wartości prędkości przepływu, rzędnej zwierciadła wód powierzchniowych i szerokości ich rozlania;
- wyznaczyć na mapach topograficznych w skali 1:500 w dolinie Silnicy zasięg wód powodziowych o prawdopodobieństwie wystąpienia 1% i 10%;
- określić przepustowość mostów i przepustów;
- dokonać analizy wynikającej z oddziaływania aktualnych uszczupień terenów zalewowych w dnie doliny Sinicy, a także prac hydrotechnicznych prowadzonych obecnie w dolinie rzeki i planowanych w najbliższym czasie.

W pracy przyjęto maksymalne roczne przepływy rzeki Silnicy o zadanym prawdopodobieństwie przewyższenia obliczane Metodą Racjonalną dla wody $Q_{ww1\%}$ $37,2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, a dla wody $Q_{ww10\%}$ $21,6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Przyjęte przepływy, w świetle dokonanych obserwacji terenów zalewowych w czasie powodzi i prowadzonych badań monitoringowych, wydają się być odpowiednie.

W pracy zastosowano model Hydrologic Engineering Center – River Analysis System (HEC – RAS). HEC-RAS jest modelem opracowanym przez US Army Corps of Engineers. Oprogramowanie HEC-RAS należy do rodziny HEC i jest powszechnie stosowane w Europie (Model Hydrologic Engineering Center – River Analysis System 2003). Model HEC-RAS jest dostosowany do systemu Windows, przyjazny dla użytkownika, a w szczególności w zakresie: przygotowania i wprowadzania danych wejściowych, obliczeń wstępnych, prezentacji numerycznej i graficznej wyników, liczby wprowadzanych do pakietów wynikowych charakterystyk przepływu przydatnych dla użytkownika.

Model ten odwzorowuje ustalony oraz zmienny przepływ uwzględniając: zabudowę koryta (w tym wały przeciwpowodziowe, jazy, stopnie, progi, mosty, przepusty), zmienny kształt doliny rzecznej i koryta głównego, opisywany przekrojami poprzecznymi, które można dowolnie zagęszczać na żądanie użytkownika; zróżnicowane długości drogi przepływu na terasach zalewowych i w korycie głównym; transport rumowiska.

Analiza przepływu i stref zasięgów obszarów zalewowych w świetle obliczeń modelem HEC-RAS ściśle wiąże się z określeniem przepustowości mostów. Większość mostów swobodnie przepuszcza wodę $Q_{ww1\%}$ i $Q_{ww10\%}$. Mosty, które podpiętrzają wody powodziowe przyczyniają się do powstawania lokalnych rozlewisk i podtopień.

Bardzo istotnym i pilnym problemem w Kielcach jest przedsięwzięcie systemowych działań zmierzających do zmniejszenia spływu powierzchniowego w całej zlewni Silnicy, a zwłaszcza w centrum miasta, poprzez kontrolę wzrostu powierzchni nieprzepuszczalnych. Skutkiem tego procesu jest przeciążenie systemu kanalizacyjnego, który nie radzi sobie z dużą ilością wody pochodzącej z gwałtownych, krótkotrwałych opadów.

Szybkie odprowadzanie wód deszczowych przez systemy kanalizacji powinno zostać zweryfikowane i konieczne jest przyjęcie reguł zagospodarowania wód deszczowych zgodnie z zasadami zrównoważonego rozwoju. Docelowo chodzi o zaproponowanie takiego systemu obiegu wody na terenach miejskich, aby był on jak najbardziej zbliżony do naturalnego. Można to osiągnąć poprzez zmniejszenie spływu powierzchniowego wód opadowych i doprowadzenie możliwie największej części wody deszczowej do bezpośredniego wsiąkania w grunt. Alternatywą wobec infiltracji wód deszczowych w grunt może być ich retencjonowanie w specjalnie do tego przygotowanych zbiornikach i przeznaczenie tych wód do praktycznego wykorzystania.

W procesie zagospodarowania terenów miejskich należy stosować proprzyrodnicze rozwiązania dotyczące ochrony ekosystemów rzecznych przed presją cywilizacji, co zwiększyłoby bezpieczeństwo dla mieszkańców miasta Kielce. Osiągnąć to można poprzez: budowę małych zbiorników retencyjnych i suchych polderów w dnie doliny Silnicy, stosowanie kanałów ulgi, zachowanie rozległych terenów zalewowych, przebudowę mostów o zbyt małej przepustowości.

Należy dążyć do dalszej poprawy stanu czystości wód powierzchniowych poprzez budowę podocyszczalni wód burzowych, identyfikację i likwidację dzikich zrzutów ścieków komunalno-bytowych, a sporadycznie i przemysłowych, do kanalizacji burzowej.

Literatura

- Biernat T., Ciupa T., 2001, *Zagrożenie powodziowe obszaru zurbanizowanego na przykładzie Kielc*, [w:] Ciupa T., Kupczyk E. (red.), *Wpływ użytkowania terenu i antropogenicznych przekształceń środowiska przyrodniczego na elementy obiegu wody w zlewni rzecznej*, Kielce – Wólka Milanowska, 25-27 września 2001r., Instytut Geografii AŚ, Kielce, s. 169-172.
- Biernat T., Ciupa T., Eliasiewicz R., 2003, *Ekspertyza hydrologiczna w zakresie skutków uszczuplenia terenów zalewowych w wyniku realizacji zabudowy doliny rzeki Silnicy*, Arch. Miasta Kielce.
- Ciupa T., 2001, *Funkcjonowanie systemu fluwialnego Silnicy i Sufragańca w strefie miejskiej Kielc*. [w:] Karczewski A., Zwoliński Z. (red.), *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych, Monitoring – ochrona – edukacja*, s. 103-113.
- Jankowski A.T., 1986, *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysłowanym i urbanizowanym (na przykładzie Rybnickiego Okręgu Węglowego)*. Wyd. UŚ, Katowice.
- Jankowski A. T., Kaniecki, A. (red.), 1996, *Dziejowe przemiany stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych*. PTG, UM, Poznań-Sosnowiec.
- Jokiel P., 2002, *Woda na zapleczu wielkiego miasta. Możliwości wykorzystania i problemy ochrony zasobów i obiektów wodnych w małej zlewni strefy podmiejskiej Łodzi*. Wyd. IMiGW, Warszawa.
- Kupczyk E., Biernat T., Ciupa T., 1998, *Przyrodnicze podstawy naturalnej regeneracji rzeki antropogenicznie przekształconej*, [w:] Magnuszewski A., Soczyńska U. (red.), *Hydrologia u progu XXI wieku*. Konferencja hydrologiczna, Mądralin k. Warszawy, s. 167-180.
- Model Hydrologic Engineering Center – River Analysis System (HEC – RAS)*, 2003, <http://www.hec.vsace.army.mil/software/hec-ras/>.
- Trząski L., Molenda T., Kupka R., 2000, *Renaturyzacja miejskiego potoku – program dla Ślepotki*, *Problemy Ekologii*, 4 (1).

**SORTOWANE GRUNTY STRUKTURALNE
W STREFACH MARGINALNYCH LODOWCÓW FLÁA (SE ISLANDIA)
I ELIZY (NW SPITSBERGEN)**

Maciej DĄBSKI

Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Sortowane grunty strukturalne powstałe w obrębie stref marginalnych, utworzonych głównie w XX w. nie są częstym przedmiotem badań, m.in. ze względu na rzadkie występowanie i słabe wykształcenie. Spośród nielicznych prac, w których poświęcono uwagę sortowanym sieciom, poligonom i pasom występującym na relatywnie młodych morenach islandzkich należy wymienić prace J. Czerwińskiego (1973), J. Krugera (1994) oraz M. Dąbskiego i E. Gryglewicz (1998). Autorowi nie są znane analogiczne prace z rejonu Spitsbergenu poza pracą M. Dąbskiego (2003).

Powszechnie uważa się, że rozwój gruntów strukturalnych zależy od klimatu i czasu jego oddziaływania na dany osad. Istnieje zasadnicza różnica pomiędzy klimatem SE Islandii i NW Spitsbergenu (tab. 1), natomiast podobny jest czas ekspozycji osadu glacialnego na procesy peryglacialne. Czoła lodowców dolinnych Fláa i Elizy cofnęły się w ciągu XX w. o ok. 1,5 km, w wyniku czego na wysokości 30–80 m n.p.m. zdeponowane zostały moreny o podobnej wielkości i wieku (Lankauf 2002; Dąbski 2002).

Tabela 1. Wybrane dane klimatyczne dla terenów badań

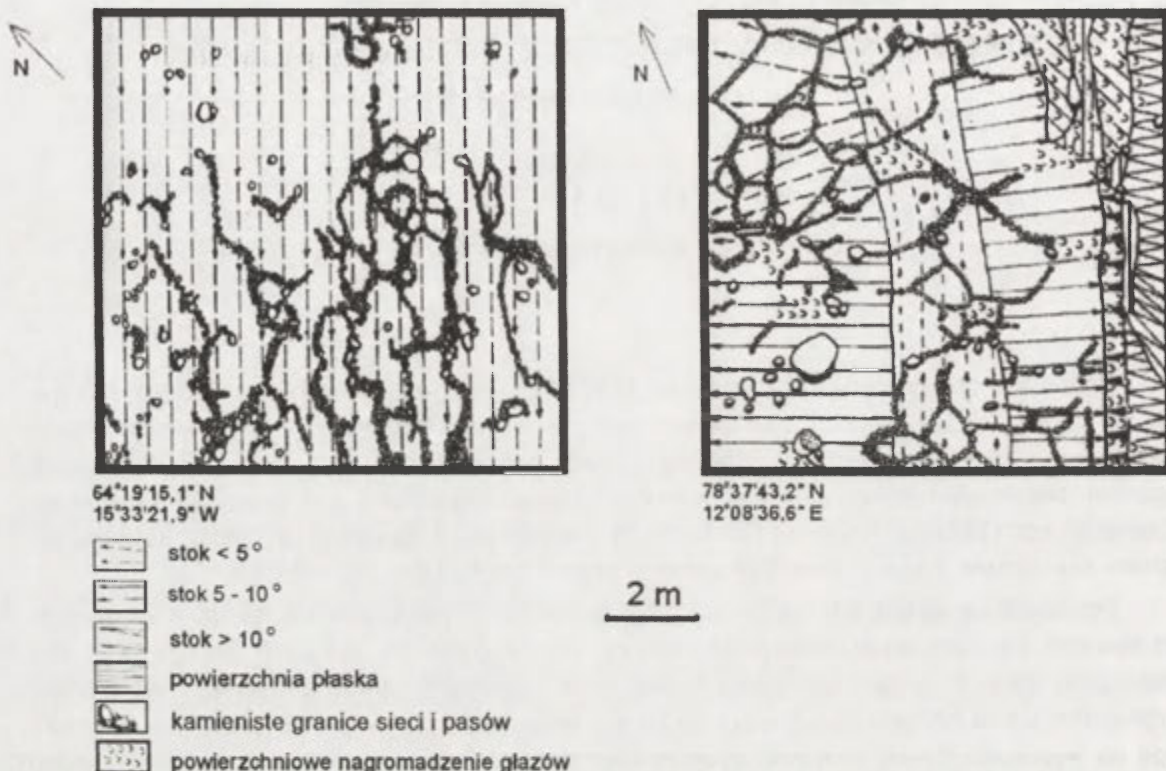
	Średnia roczna temp. powietrza	Średni roczny opad atmosferyczny	Liczba dni z temp. min. > 0 C	Liczba dni przymrozkowych	Liczba dni mroźnych
SE Islandia	+4,4°C	1474 mm	232	88	45
NW Spitsbergen	- 6,4°C	385 mm	95	64	206

Dane pochodzą z *Veðurstofa Íslands* oraz *Det Norske Meteorologiske Institutt*

W obu strefach marginalnych formy sortowania powierzchniowego nie są dobrze rozwinięte i zazwyczaj można zauważyć tylko pojedyncze komórki sieci, czy też niewielkie zespoły pasów kamienistych na starych morenach czołowych i w obrębie młodszej moreny dennej. Pełne zestawienie form sortowania powierzchniowego, a także hipotetycznych procesów genetycznych przeprowadził M. Dąbski (2003). Rycina 1 przedstawia wybrane najwyraźniejsze zespoły form z obu stref marginalnych, które można nazwać gruntami strukturalnymi.

Powierzchnia moreny lodowca Flaa
(SE Islandia)

Powierzchnia moreny lodowca Elizy
(NW Spitsbergen)



Ryc. 1. Najlepiej wykształcone zespoły sortowanych sieci i pasów na obszarze badań

Zaprezentowane formy islandzkie rozwinęły się na dystalnej stronie wału recesyjnej moreny czołowej, utworzonej ok. 85 lat temu (Dąbski 2002). Formy spitsbergeńskie, o nieco większych rozmiarach, występują na wierzchołwie najwyższego wału moreny czołowej powstałej ok. 100 lat temu (Lankauf 2002).

W obu przypadkach głębokość sortowania ograniczona jest do bardzo płytkiej warstwy gruntu (10 – 20 cm). Głaziki stanowiące granice form ułożone są zazwyczaj chaotycznie. Jedynie w przypadkach bocznego nacisku wywołanego soliflukcją stwierdza się ułożenie głazików zgodnie z kierunkiem kamienistej granicy. Gлина zwałowa zdeponowana przez lodowiec Fláa charakteryzuje się mniejszą zawartością frakcji pylastej w porównaniu z gliną lodowca Elizy, jednakże obie gliny spełniają kryterium wysadzinowości G. Beskova (1935).

Struktura form sortowanych sugeruje działanie procesu zróżnicowanego pęcznienia mrozowego. W warunkach islandzkich rozwój sortowanych sieci był prawdopodobnie inicjowany lodem włóknistym. Obecność wieloletniej zmarzliny na przedpolu lodowca Elizy (miąższość warstwy czynnej ok. 1 m) wydaje się nie mieć istotnego wpływu na rozwój opisywanych form, gdyż nie zaobserwowano ani głębokich spękań mrozowych, ani struktur związanych z konwekcją warstwy czynnej. Uważa się zatem, że sortowane sieci na morenach lodowca Elizy zainicjowane zostały zróżnicowanym rozwojem lodu segregacyjnego.

Literatura

- Beskow G., 1935, *Tjälbildningen och tjällyftningen med särskild hänsyn till vägar och järnvägar*, Sveriges Geologiska Undersökning, C, 375, Stockholm.
- Czerwiński J., 1973, *Niektóre elementy mikroreliefu na przedpolu lodowca Breidamerkurjökull (Islandia) i zagadnienie tgz. „fluted moraine”*, Czasopismo Geograficzne, 44 (2), s. 305-314;
- Dąbski M., 2002, *Dating of the Fláajökull moraine ridges, SE – Iceland; comparison of the glaciological, cartographic and lichenometrical data*, Jökull, 51, s. 17-24.
- Dąbski M., 2003, *Analiza porównawcza gruntów strukturalnych i innych typów sortowania powierzchniowego w strefach marginalnych lodowców Fláa (SE Islandia) i Elizy (NW Spitsbergen)*, praca doktorska wykonana w Pracowni Sedymentologicznej WGiSR UW.
- Dąbski M., Gryglewicz, E., 1998, *Selected forms of frost sorting in the marginal zone of Fláajökull (Iceland)*, Biuletyn Peryglacjalny, 37, s. 19-34.
- Krüger J., 1994, *Glacial processes, sediments, landforms, and stratigraphy in the terminus region of Myrdalsjökull, Iceland*, Folia Geographica Danica, XXI, Esbjerg.
- Lankauf K. R., 2002, *Recesja lodowców rejonu Kaffiöyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen) w XX wieku*, Prace Geograficzne, IGIPIZ PAN, 183.
- Washburn A.L., 1956, *Classification of patterned ground and review of suggested origins*, Bulletin, Geological Society of America, 67, s. 823-865.

GLEBA JAKO INDYKATOR ZMIAN ZACHODZĄCYCH W ŚRODOWISKU PRZYRODNICZYM

Marek DEGÓRSKI

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa

Przyjmując, iż środowisko przyrodnicze jest, zgodnie z teorią Ludwiga von Bertalanffy systemem, to jego podmiotem są abiotyczne i biotyczne komponenty przestrzeni przyrodniczej o określonej strukturze, która kształtowana jest przez kompleks wewnętrznych interakcyjnych zależności pomiędzy poszczególnymi komponentami i zewnętrznymi związków z otoczeniem, jakim jest środowisko antropogeniczne. Pokrywa glebowa jest zatem jednym z podsystemów środowiska przyrodniczego, przez wielu geografów gleb uważanym za system otwarty, cechujący się zarówno dopływem, jak i utratą materii.

Gleba jest tworem trójwymiarowym o określonej zmienności poziomej i pionowej, która kształtowała się w długim horyzoncie czasowym, a której cechy wynikają z wpływu wielu czynników litologicznych, geomorfologicznych, klimatycznych, hydrologicznych, biotycznych i antropogenicznych. Oddziaływanie tych czynników na glebę znalazło zatem swoje odzwierciedlenie w jej właściwościach.

Gleba spełnia również wiele zadań w środowisku przyrodniczym, które można ująć w kilka podstawowych funkcji:

- środowiskotwórczą – wyrażającą się udziałem gleby w kształtowaniu lub rozwoju: klimatu lokalnego, gospodarki wodnej, szaty roślinnej, czy też rzeźby;
- ekologiczną, określaną również jako funkcja przestrzeni życiowej i zasobów genowych – z uwagi na udział gleby w przepływie energii oraz obiegu i retencji pierwiastków biogennych;
- edaficzną, inaczej zasobu naturalnego – rozumianą jako generowanie przez glebę warunków rozwoju dla roślin i zwierząt;
- sozologiczną nazywaną również regulacyjną – poprzez udział gleby w neutralizacji szkodliwych wpływów egzogenicznych, zwłaszcza antropogenicznych.

Otwartość systemu glebowego, jego ściśle powiązanie z innymi podsystemami środowiska przyrodniczego i środowiskiem antropogenicznym oraz wielofunkcyjność gleby w środowisku przyrodniczym, sprawia, że ma ona wartość wskaźnikową (indykacyjną), przy ocenie sprawności całego geosystemu oraz zmian w nim zachodzących. Jednym z nowych trendów badawczych współczesnej geografii gleb jest poszukiwanie wskaźników glebowych, które charakteryzowałyby warunki panujące w środowisku w czasie ich powstawania, określałyby aktualny stan środowiska, zarówno w aspekcie naturalnych jego właściwości, jak i przekształconych pod wpływem czynników antropogenicznych, a zarazem takich, które byłyby pomocne w interpretacji zjawisk i procesów, jakie zachodziły i zachodzą w środowisku geograficznym. Do najczęściej stosowanych w analizach funkcjonalno-strukturalnych środowiska przyrodniczego wskaźników glebowych należą:

- pedogeniczne, pomocne w interpretacji warunków paleogeograficznych panujących w danym regionie geograficznym;
- współczesnego funkcjonowania pokrywy glebowej, pomocne w interpretacji aktualnych warunków siedliskowych w danym regionie geograficznym;
- degradacji gleb, pomocne w interpretacji stopnia antropopresji na środowisko przyrodnicze.

Konstruowanie takich wskaźników jest bardzo trudne. Wynika to z kilku podstawowych cech systemu glebowego warunkujących jego funkcjonowanie, które należy brać pod uwagę przy formułowaniu i opracowywaniu koncepcji i założeń wskaźników glebowych. Jako najważniejsze należy wymienić następujące:

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

Świadomi ograniczeń wynikających z powyższych uwarunkowań, geografowie gleb podejmują jednak próby konstruowania wskaźników pomocnych przy rekonstrukcji, diagnozie oraz ocenie właściwości środowiska przyrodniczego.

Celem prezentacji jest pokazanie i omówienie najczęściej stosowanych wskaźników glebowych w diagnozie zmian, jakie zachodzą w środowisku przyrodniczym, ze szczególnym uwzględnieniem zastosowania wskaźników glebowych do interpretacji warunków paleogeograficznych. Na większości obszarów centralnej i północnej Europy inicjacja powstawania gleb następowała po ustąpieniu lądolodu, czyli geneza tych gleb obejmuje plejstocen i holocen. Warunki, w jakich powstawały gleby w tych regionach 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 polipemony, bądź też następowało nakładanie się cech specyficznych dla danego środowiska pedogenicznego na istniejące już gleby.

Podstawowymi wskaźnikami glebowymi do oceny uwarunkowań paleogeograficznych są chemiczne wskaźniki pedogenetyczne oraz wskaźniki konstruowane na podstawie badań porównawczych chronosekwencji.

Na podstawie przeprowadzonych badań w różnych regionach środkowej i północnej Europy można stwierdzić dużą przydatność wskaźników glebowych w badaniach zmienności środowiska przyrodniczego, rozpatrywanej w różnych horyzontach czasowych.

CHARAKTERYSTYKA HYDROCHEMICZNA DOLNEJ WISŁY – OCENA I PRZYCZYNY CZASOWO-PRZESTRZENNEGO ZRÓŻNICOWANIA JAKOŚCI WODY PROGNOZA ZMIAN¹

Piotr G I E R S Z E W S K I

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

Celem opracowania jest ocena charakteru reżimu hydrochemicznego oraz przestrzennej i sezonowej zmienności jakości wody Dolnej Wisły. W analizie wykorzystane zostały wyniki państwowego monitoringu jakości wody oraz IMGW, dotyczące pomiarów natężenia przepływu wody z lat 1990-1995. Szczególną uwagę zwrócono na rolę zbiornika wrocławskiego w procesie transformacji właściwości fizyczno-chemicznych wody rzecznej. Analiza wpływu, jaki wywiera zbiornik wrocławski na środowisko hydrochemiczne rzeki posłużyła do przedstawienia prognozy zmian jakości wody Wisły w przypadku budowy zapory poniżej Włocławka.

Woda Dolnej Wisły, podobnie jak całej rzeki, charakteryzuje się nadmierną mineralizacją ogólną. Decydują o tym przede wszystkim wysokie stężenia chlorków. Z wyjątkiem krótkich odcinków poniżej ujścia Narwi i Drwęcy woda Dolnej Wisły reprezentuje typ chlorkowo-wapniowy, co świadczy o jej antropogenicznym przekształceniu.

Pomimo, że charakter hydrochemiczny Dolnej Wisły jest zdeterminowany stanem jakości wód górnego i środkowego biegu rzeki, również na odcinku dolnej Wisły dokonują się istotne zmiany ich chemizmu. Uwidaczniają się one już poniżej ujścia Narwi, gdzie dopływ słabiej zmineralizowanych wód tej rzeki zaznacza się wyraźnym zmniejszeniem ogólnej mineralizacji i stężeń chlorków w Wiśle. Jednak już w dolnej części zbiornika wrocławskiego, a następnie poniżej zrzutu ścieków z zakładów sodowych w Inowrocławiu i Janikowie, zasolenie wód wiślanych znacząco wzrasta. Od ujścia Brdy obserwowany jest ponowny spadek mineralizacji ogólnej, a początkowo również stężeń chlorków.

Zdecydowanie największy wpływ na jakościową transformację wód dolnej Wisły mają procesy zachodzące w zbiorniku wrocławskim. W związku z krótkim, wynoszącym średnio 4,5 doby czasem retencji wody w tym zbiorniku, skala zmian jej jakości jest zróżnicowana. W górnej części akwenu są one niewielkie. Dopiero zdecydowana zmiana warunków hydrodynamicznych w dolnej części zbiornika zaznacza się spadkiem lub wzrostem koncentracji większości analizowanych substancji. Zmniejszenie prędkości płynięcia wody w zbiorniku wpływa na wzrost sedymentacji zawiesiny oraz korzystniejsze warunki do biodegradacji związków organicznych. Intensywniejsza mineralizacja materii organicznej, resuspensja osadów oraz wyższa latem temperatura wody w zbiorniku zaznacza się spadkiem koncentracji tlenu. Procesy biodegradacyjne zachodzące w toni wodnej i osadach zbiornika są istotnym źródłem dostawy substancji biogenicznych.

Analiza wpływu warunków hydrologicznych na zmienność koncentracji transportowanego Dolną Wisłą materiału wykazała, że niskim przepływom letnio-jesiennym odpowiadają wysokie wartości mineralizacji ogólnej wody i stężeń chlorków. Związane jest to z większym udziałem ścieków, w tym również silnie zasolonych wód kopalnianych w odpływie rzeczonym, przy zmniejszonym w tym czasie zasilaniu rzeki ze zlewni. Podobny charakter mają związki przepływu ze stężeniami fosforanów i azotu organicznego. Ważnym źródłem dostawy fosforanów są także osady denne zbiornika wrocławskiego. Odmienna, dodatnia korelacja stężeń z przepływem wody stwierdzona została dla

¹ Opracowanie wykonane w ramach projektu badawczego KBN: 3 PO4E 01722.

tłenu i azotanów. Związane jest to z lepszą rozpuszczalnością tlenu w chłodniejszej wodzie oraz wolniejszym w takim środowisku przebiegiem procesów biodegradacyjnych. Warunki takie są typowe dla charakteryzujących się większymi przepływami miesięcy zimowych i wczesnowiosennych. Silna dodatnia zależność koncentracji azotanów z przepływem spowodowana jest natomiast zwiększoną ich dostawą ze zlewni w czasie wezbrań roztopowych.

Na podstawie wyników analizy czynnikowej wyodrębnione zostały dwie grupy substancji decydujące o hydrochemicznym zróżnicowaniu Dolnej Wisły. Pierwsza charakteryzuje zmienność stężeń metali ciężkich, fosforanów, chlorków oraz mineralizację ogólną wody. Wyraża ona przede wszystkim dopływ zanieczyszczeń ze źródeł punktowych oraz procesy wydzielania fosforanów z osadów dennych zbiornika wrocławskiego. Druga, określając zmienność koncentracji azotanów i azotu organicznego, odzwierciedla dopływ zanieczyszczeń obszarowych i efekty przemian azotowych zachodzących w zbiorniku wrocławskim.

Ocena stanu czystości wody Dolnej Wisły przeprowadzona za pomocą indeksu jakości wody IJW wykazała, że do pogorszenia jakości wody, początkowo III klasy czystości, dochodzi poniżej dopływu Bzury. Niskie wartości IJW odpowiadające wodom ponadnormatywnie zanieczyszczonym występują jeszcze w górnej części zbiornika wrocławskiego. Wzrost wartości indeksu z 40 do 65 punktów na zaporze pozwala zaklasyfikować wody dolnej części zbiornika do III klasy czystości. Poniżej Nieszawy, aż do ujścia rzeki, jakość wody oscyluje na granicy II i III klasy czystości.

Wykorzystując metodę hierarchicznego grupowania Warda wydzielono cztery grupy punktów kontrolno-pomiarowych różniące się jakością wody. Grupa „A” obejmuje punkty w Górsku i Łęgnowie charakteryzujące wodę Wisły między Toruniem a Bydgoszczą. Odmienność tego odcinka rzeki wyraża się małą koncentracją zanieczyszczeń organicznych i zawiesiny. Niskie są również stężenia azotu amonowego i fosforanów. Wysokie stężenia chlorków i ogólnej mineralizacji wody, szczególnie w przypadku punktu w Łęgnowie, wiążą jakość wody tej grupy z punktami grupy „B”. Obejmuje ona trzy punkty w dolnym odcinku rzeki oraz punkt w Rajszewie opisujący jakość wody Wisły środkowej. Oprócz wysokich stężeń chlorków i mineralizacji ogólnej punkty tej grupy cechuje dobre natlenienie wody. Inny charakter hydrochemiczny wykazują dwie pozostałe grupy punktów. Grupę „C” obejmującą stanowiska pomiarowe na zaporze we Wrocławku oraz w Nieszawie charakteryzuje słabe natlenienie wody, niski poziom zanieczyszczeń organicznych oraz podwyższone stężenia substancji biogenych. Ostatnia z wyróżnionych – grupa „D” – to punkty Wyszogród, Płock i nieco słabiej z nimi związany, głównie ze względu na gorsze natlenienie wody, punkt położony w Brwilnie na granicy górnej i środkowej części zbiornika wrocławskiego. Ten odcinek rzeki wyróżniają wysokie koncentracje zawiesiny ogólnej i zanieczyszczeń organicznych. Wyodrębnione grupy hydrochemiczne odzwierciedlają podział dolnej Wisły na dwa fragmenty rozdzielone zbiornikiem wrocławskim. Należy podkreślić, że efekty zmian jakości wody w zbiorniku widoczne są jeszcze w Nieszawie położonej 27 km poniżej zapory.

Budzący najmniej kontrowersji wariant koncepcji zagospodarowania Dolnej Wisły przewiduje wybudowanie stopnia wyrównawczego na 703,7 kilometrze biegu rzeki w okolicach Nieszawy. W efekcie spiętrzenia wód Wisły o około 8 metrów ma powstać zbiornik o objętości około 90 mln m³ i powierzchni 30 km². Będzie więc on o blisko 2/3 mniejszy od zbiornika wrocławskiego. Obszar zalewu ma ograniczać się do koryta wody powodziowej. Ze względu na położenie w podobnym pod względem warunków naturalnych i natężenia antropopresji obszarze, zbliżone cechy batygraficzne i warunki hydrologiczne, zbiorniki wrocławski i nieszawski będą pod wieloma względami porównywalne. Nie należy się więc spodziewać większych niż w zbiorniku wrocławskim zmian jakości wody tym bardziej, że planowany zbiornik będzie charakteryzował się większą przepływowością. Przy założeniu prędkości przepływu wody na poziomie około 0,2-0,5 m/s oraz istnieniu uprzywilejowanej drogi przepływu związanej z wyraźnie zaznaczoną w morfologii dna zbiornika rynną, zdolność rzeki do samooczyszczania zmniejszy się tylko w niewielkim stopniu.

WIELOLETNIA I SEZONOWA ZMIENNOŚĆ ODPIYWU Z DORZECZA EG (MONGOLIA)

Ryszard GLAZIK¹, Piotr GIERSZEWSKI²

¹Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

²Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

Rzeka Eg jest dopływem Selengi i odwadnia jez. Chubsugul (ryc. 1). Powierzchnia dorzecza, zamknięta przekrojem Chantaj Somon, wynosi 41 500 km². Dorzecze ma charakter górsko-wyżynny, leży w strefie górskiej tajgi i lasostepów. W całości należy do Regionu Chubsugulskiego. Góry Chubsugulskie, zaliczane do południowych odgałęzień Sajanów, obejmują liczne pasma górskie wkraczające z południowej Syberii na obszar Mongolii. Grzbiety górskie sięgają 2500-3000 m n.p.m. (Mönch Sar'dag uul – 3491 m n.p.m.). Obok pasm górskich o rzeźbie alpejskiej występują wyrównane powierzchnie szczytowe, płaskowyże i głębokie zapadliska (jez. Chubsugul – 1645 m n.p.m., maksymalna głębokość – 262 m). W budowie geologicznej duży udział mają skały węglanowe (wapienie, dolomity, marmury). Występują też metamorficzne łupki, gnejsy, piaskowce oraz granity i skały wulkaniczne.

Na tle warunków obiegu wody w dorzeczu przedstawiono wieloletnią i sezonową zmienność przepływów Eg oraz wpływ jez. Chubsugul na ustrój hydrologiczny rzeki. W literaturze brak dotąd prac poświęconych temu problemowi. Skąpe informacje dotyczące reżimu Eg można znaleźć w monografii V.A. Semienova i B. Mjagmardżava (1977) na temat ustroju hydrologicznego rzek dorzecza Selengi, w pracy pod redakcją N. Sodnoma i N.F. Loseva (1976) poświęconej warunkom przyrodniczym zlewni jez. Chubsugul, w wydawnictwach kartograficznych (*Atlas Oзера Chubsugul* 1989; *Narodowy Atlas Mongolii* 1990) oraz w pracy R. Glazika (1995). W opracowaniach tych charakterystykę reżimu oparto głównie na regionalnych zależnościach odpływu od parametrów fizycznogeograficznych dorzecza, bądź na krótkich seriach pomiarowych.

Temat opracowano na podstawie średnich miesięcznych przepływów z przekrojów hydrometrycznych Mongolskiej Służby Hydrologicznej na rzece Eg (przekroje Chatgał, Alag-Erdene, Chantaj Somon) i jej głównym dopływie Üür (przekrój Cagaan-Üür), (ryc. 1). Przekrój Chatgał zamyka zlewnię jez. Chubsugul (4 920 km²), w której lustro jeziora (2 760 km²) zajmuje aż 56% powierzchni zlewni. Przekrój Alag-Erdene (8 600 km²) usytuowany jest ok. 40 km poniżej przekroju Chatgał (jeziorność 32,1%), a przekrój Chantaj Somon (41 500 km²) znajduje się w dolnym biegu Eg (jeziorność 6,7%). Dopływ Üür po przekrój Cagaan-Üür odwadnia 4480 km². Serie pomiarów przepływu obejmują następujące lata: Chatgał – 1968-1969 i 1989-1991, Alag-Erdene – 1974-1984, Chantaj Somon – 1959-1994 (brak danych z lat 1991-1992), Cagaan-Üür – 1990-1994. Warto dodać, że w zlewni Bajan-goł (dopływ Eg poniżej przekroju Chantaj Somon) w sezonach letnich 1977-1978 prowadzono badania hydrologiczne w ramach Mongolsko-Polskich Ekspedycji Fizycznogeograficznych „Transmongolia” (ryc. 1).

Obieg wody w Regionie Chubsugulskim warunkuje skrajnie kontynentalny klimat. Jest to 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 jest inwersyjny rozkład temperatury powietrza. Średnia temperatura stycznia na brzegach jez. Chubsugul mieści się w granicach od -24°C do -27°C, a w dnie doliny Eg osiąga -30°C. Lipiec jest najchłodniejszy nad jez. Chubsugul (10-12°C) i w strefie wysokogórskiej (poniżej 10°C). W południowej części dorzecza średnia temperatura lipca wzrasta do 16-18°C.

Roczna suma opadów w wysokich górach przekracza 500 mm, a w szczytowych partiach Sajarów – ponad 600 mm. W dnie doliny Eg spada poniżej 250-300 mm. W sezonie ciepłym (V-IX) opady stanowią 85-90% sumy rocznej. Na lato (VI-VIII) przypada ok. 70-75%, z tego na lipiec aż 25-30%. Udział opadów zimowych (XI-III) wynosi około 5%. Dorzecze Eg leży w strefie zwałego występowania trwałej zmarzliny i tylko w części południowej zmarzlina ma charakter wyspowy.

Górzysty teren, niska temperatura powietrza (małe parowanie), relatywnie wysokie opady i występowanie trwałej zmarzliny sprzyjają formowaniu się odpływu w ciepłej porze roku. Dorzecza Regionu Chubsugulskiego (Eg i Delger) należą do najzasobniejszych w wodę na terenie Mongolii. W latach 1961-1990 średni przepływ Eg (Chantaj Somon) wynosił $93,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($2,3 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$). W latach skrajnie wilgotnych (1994) osiągał $190,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($4,6 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$), a w bardzo suchych (1981) – $50,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($1,2 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$). Współczynnik zmienności przepływów rocznych wynosił 3,81. Warto dodać, że udział Eg w przepływie Selengi (Ingettołgojn – ryc. 1) wynosi ok. 42%, a odpływ jednostkowy z górnej części dorzecza Selengi (Chutag Somon – ryc. 1) wynosi $1,7 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ i jest wyraźnie mniejszy niż z dorzecza Eg.

Na podstawie krzywej sumowej odchyłań rocznych współczynników przepływów (k) od średniej wieloletniej (k-1) wykazano, że w przekroju Chantaj Somon odpływ z dorzecza Eg w latach 1961-1977 wykazywał niewielką tendencję wzrostu przy przewadze lat przeciętnych lub wzajemnym przeplataniu się lat wilgotnych i suchych. Lata 1978-1985 to okres zdecydowanie suchy z minimum odpływu w 1981 r. (k=0,53). Od 1986 roku bardzo wyraźnie przeważały lata wilgotne z kulminacją odpływu w 1994 roku (k=2,03).

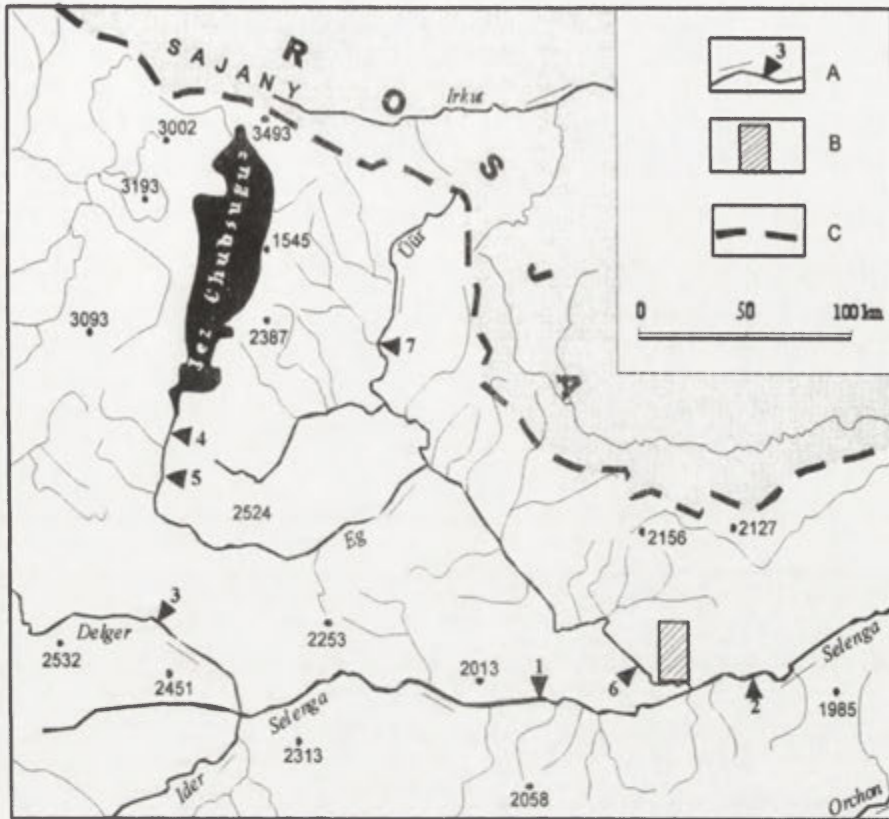
W rozkładzie odpływu w ciągu roku w dorzeczu Eg wyróżniono systematycznie powtarzające się głębokie niżówki zimowe z minimum odpływu w styczniu-marcu oraz wezbrania deszczowe, deszczowo-roztopowe i roztopowo-deszczowe.

W dolnym biegu Eg (Chantaj Somon) zdecydowanie dominują letnie wezbrania deszczowe (VIII i VII). Rzadziej pojawiają się wezbrania deszczowo-roztopowe, dające drugą, niższą kulminację odpływu wiosną (IV-V). Sporadycznie mogą występować wezbrania roztopowo-deszczowe z kulminacją odpływu w kwietniu (jeden przypadek w 1974r.). W górnej części dorzecza Eg i na dopływie Uür przewagę uzyskują wezbrania deszczowo-roztopowe.

Rozkład odpływu na pory roku w przekroju Chantaj Somon przedstawia się następująco: wiosna (IV-V) – 13,8%, lato (VI-VIII) – 52,6%, jesień (IX-X) – 23,4%, zima (XI-III) – 10,2%. W porównaniu z innymi rzekami Mongolii, Eg odznacza się podwyższonym odpływem jesienią i zimą. W latach 1961-1994 najwyższy średni miesięczny przepływ wystąpił w lipcu 1993r. i wyniósł aż $709 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($17,1 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$).

W górnym biegu Eg (Chatgał, Alag Erdene) następuje znaczne wyrównanie odpływu w ciągu roku spowodowane oddziaływaniem jez. Chubsugul. W strefie rocznych amplitud stanów wody (50 cm) jezioro retencjonuje $1,38 \text{ km}^3$ wody. Przyjmując, że odpływ z jeziora rzeką Eg (Chatgał) wynosi średnio $25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pojemność retencyjna jeziora odpowiada odpływowi za okres ponad 17 lat.

Jezioro wpływa na znaczne wyrównanie wieloletnich i sezonowych wartości odpływu Eg. Obniżeniu ulegają wezbrania deszczowe, a podwyższeniu niżówki zimowe. Najwyższe przepływy w górnym biegu Eg przypadają na wrzesień (niekiedy październik), tj. z opóźnieniem 2 miesiące w stosunku do maksymalnych opadów w lipcu. Współczynniki zmienności średnich miesięcznych przepływów (1974-1984) wynoszą: Alag Erdene – 18,3, Chantaj Somon – 87,3. Interesujące jest znaczne zmniejszenie przepływów Eg na odcinku Chatgał – Alag-Erdene (o około 65%). Rzeka płynie tutaj szeroką, zabagnioną doliną (zmarzlina) o małym spadku. Koryto ma charakter roztokowy i dzieli się na wiele płytkich ramion. Spadek przepływu jest spowodowany zasilaniem wód aluwialnych i zwiększonym parowaniem. Świadczą o tym relatywnie niskie przepływy w miesiącach letnich.

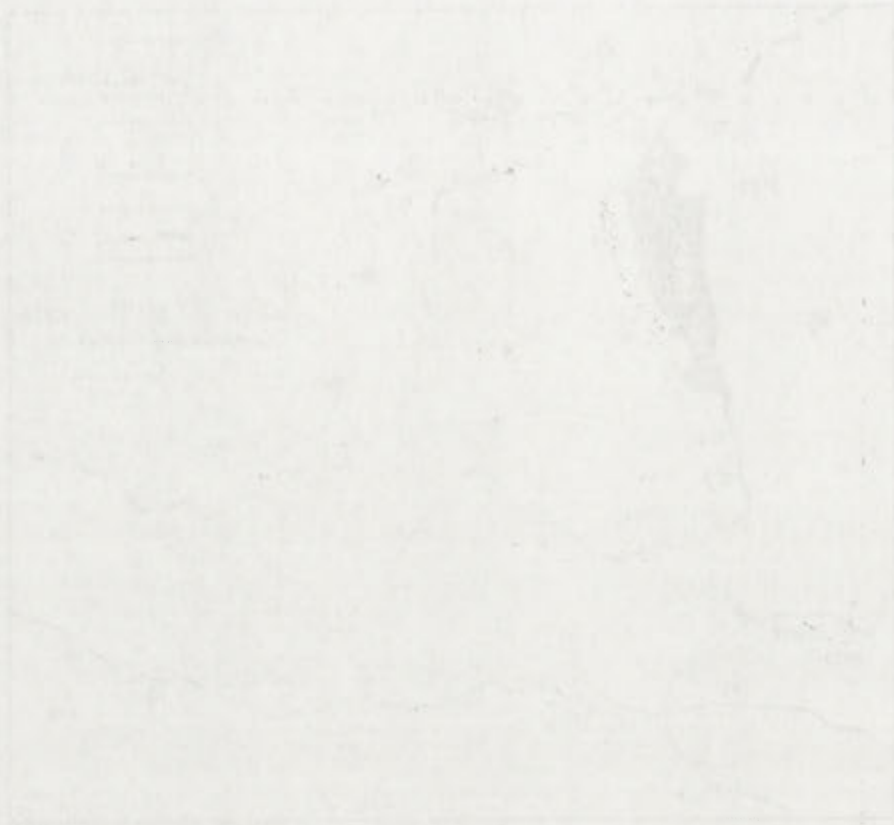


Ryc. 1. Obszar badań

- A – przekroje hydrometryczne Mongolskiej Służby Hydrologicznej: 1 – Chutag Somon, 2 – Ingettołgojn, 3 – Mörön, 4 – Chatgał, 5 – Alag-Erdene, 6 – Chantaj Somon, 7 – Cagaan Üür;
 B – teren badań Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizycznogeograficznej w latach 1977 i 1978 (zlewnia Bajan-goł);
 C – granica państwa

Literatura

- Atlas Oзера Chubsugul*, 1989, Glavnoje Upravlenie Geodezji i Kartografii pri Sovete Ministrov SSSR, Moskwa.
 Glazik R., 1995, *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie Północnej Mongolii*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 164.
Narodowy Atlas Mongolii, 1990, wyd. Akad. Nauk MRL i Akad. Nauk ZSRR, Ulan Bator – Moskwa (w jęz. mongolskim).
 Semienov V.A., Mjagmardżav B., 1977 (red.), *Gidrologičeskij režim rek bassejna r. Selengi i metody jego rasčëta*, Gigrometeoizdat, Leningrad.
 Sodnom N., Losev N.F. (red.), 1976, *Prirodnyje uslovija i resursy Prichubsugul’ja v Mongol’skoj Narodnoj Respublike*, Nedra, Moskwa.



100
 200
 300
 400
 500
 600
 700
 800
 900
 1000
 1100
 1200
 1300
 1400
 1500
 1600
 1700
 1800
 1900
 2000
 2100
 2200
 2300
 2400
 2500
 2600
 2700
 2800
 2900
 3000
 3100
 3200
 3300
 3400
 3500
 3600
 3700
 3800
 3900
 4000
 4100
 4200
 4300
 4400
 4500
 4600
 4700
 4800
 4900
 5000
 5100
 5200
 5300
 5400
 5500
 5600
 5700
 5800
 5900
 6000
 6100
 6200
 6300
 6400
 6500
 6600
 6700
 6800
 6900
 7000
 7100
 7200
 7300
 7400
 7500
 7600
 7700
 7800
 7900
 8000
 8100
 8200
 8300
 8400
 8500
 8600
 8700
 8800
 8900
 9000
 9100
 9200
 9300
 9400
 9500
 9600
 9700
 9800
 9900
 10000

REKONSTRUKCJA ZMIAN ZANIECZYSZCZENIA JEZIOR GDAŃSKA W OSTATNICH KILKuset LATACH

Roman GOŁĘBIEWSKI, Wojciech TYLMANN

Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Wraz z rozwojem cywilizacji zmiany w środowisku przyrodniczym powodowane przez człowieka odgrywają coraz większą rolę. Szczególnie ciekawy jest okres ostatnich kilkuset lat, z uwagi na wzrost aktywności ludzkiej od początków dziewiętnastego wieku związany z rewolucją przemysłową. W okresie tym rozwój gospodarczy stał się przyczyną daleko idących zmian użytkowania ziemi oraz wprowadzenia do środowiska naturalnego wielu zanieczyszczeń, co spowodowało postępującą degradację środowiska naturalnego, w drugiej połowie dwudziestego stulecia przybierającą nierzadko dramatyczny obraz. Ponieważ pomiary instrumentalne zmian jakości wód obejmują zwykle relatywnie krótki okres i dotyczą tylko niektórych obiektów, analizy paleolimnologiczne mogą być przydatnym narzędziem odtworzenia zmian środowiska spowodowanych działalnością człowieka. Bogaty zasób indykatorów zmian środowiska oraz metody datowania osadów pozwalają na określenie zarówno czasu wystąpienia zmian, jak ich zakresu i intensywności. Liczne źródła informacji, takie jak źródła historyczne i materiały kartograficzne ułatwiają natomiast identyfikację bezpośrednich przyczyn niekorzystnych zmian w środowisku.

Obiektami, które są najsilniej przekształcane przez człowieka są zbiorniki położone w bezpośrednim sąsiedztwie dużych aglomeracji miejskich lub obiektów przemysłowych. Celem podjętych badań było ukazanie wielkości i charakteru antropogenicznych zmian cech osadów wytypowanych zbiorników oraz ich powiązanie ze zmianami w zlewni, wywołanymi rozwojem przestrzennym aglomeracji. Jako główny wskaźnik zanieczyszczenia wybrano zmienność zawartości metali ciężkich w osadach.

Na terenie miasta Gdańsk i w jego najbliższym sąsiedztwie znajduje się kilkanaście naturalnych i sztucznych zbiorników wodnych. Po szczegółowym rozpoznaniu warunków lokalnych i uwarunkowań historycznych do szczegółowych badań wybrano dwa zbiorniki: jezioro Pusty Staw oraz jezioro Jasień. Wybrane obiekty są bardzo podobne pod względem morfometrii, ich położenie zaś pozwalało sądzić, iż jezioro Pusty Staw powinno być reprezentatywne dla kilkusetletniego okresu zmian antropogenicznych w bezpośrednim sąsiedztwie historycznego Gdańsk i dzisiejszego centrum, jezioro Jasień natomiast powinno oddać intensywne zmiany drugiej połowy XX wieku i względnie stabilny okres poprzedzający.

Z każdego z jezior pobrano cztery rdzenie osadów o miąższości ponad 100 cm, które następnie podzielono na dwucentymetrowe sekwencje. Główne rdzenie wydatowano przy zastosowaniu ^{210}Pb , a następnie skalę czasową zweryfikowano ^{137}Cs . Badania laboratoryjne objęły oznaczenie składu granulometrycznego, podstawowych składników osadu oraz elementów składu chemicznego (Ca, Mg, Na, K, Al, Fe, Mn, Cu, Zn, Cd i Pb).

Datowanie rdzeni z obydwu jezior pozwoliło ustalić wiarygodną skalę czasową dla sekwencji osadów za ostatnie niemal 200 lat, czyli dla okresu, w którym zaszły duże zmiany antropogeniczne w zlewniach badanych jezior prowadzące do wzrostu ich zanieczyszczenia. Ponieważ trudno porównywać bezwzględne wartości stężeń metali ciężkich w osadach różnych jezior, zastosowano współczynnik wzbogacenia (EF), będący stosunkiem zawartości danego pierwiastka w analizowanej warstwie do zawartości odpowiadającej okresowi przedindustrialnemu.

W osadach Pustego Stawu współczynnik EF osiąga znaczące wartości, od ponad 10 dla Cu do niemal 20 dla Pb. Znaczący wzrost zanieczyszczenia zanotowano już w połowie XIX wieku, co było wynikiem turystycznego i kuracyjnego zagospodarowania terenów wokół jeziora. Od początku XX wieku następował dalszy konsekwentny wzrost zanieczyszczenia, którego głównym sprawcą były zakłady pasmanteryjne zlokalizowane nad jeziorem. Taki stan utrzymywał się również w drugiej połowie XX wieku, co spowodowane było rozwojem dzielnicy Gdańsk Stogi, w której położone jest jezioro, a także ogólnym trendem wzrostu zanieczyszczenia atmosfery.

W osadach jeziora Jasień charakterystyczny jest ustabilizowany przebieg wartości wskaźników w dolnych partiach rdzenia. Znaczny wzrost współczynnika wzbogacenia odnotowano dopiero w drugiej połowie XX wieku. W latach sześćdziesiątych na wschodnim brzegu jeziora zlokalizowano ogródki działkowe, będące poważnym źródłem zanieczyszczeń w związku z nieuregulowaną gospodarką ściekową. Zdecydowanie najwyższe wartości średnie i maksymalne EF, wynoszące niemal 10, odnotowano dla ołowiu. Maksimum w ostatniej dekadzie XX wieku wydaje się w pełni uzasadnione, zważywszy na zmiany przestrzenne w zlewni, jakie zaszły właśnie w tym okresie. Podczas dekady 1990-2000 presja człowieka nieustannie wzrastała w związku ze zwiększeniem natężenia ruchu samochodowego na ulicy Kartuskiej i Obwodnicy Trójmiejskiej, przebiegających w bezpośrednim sąsiedztwie jeziora.

Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzić należy, że zastosowana metodyka umożliwiła rekonstrukcję zmian zanieczyszczenia analizowanych jezior. Uogólniając, jezioro położone w pobliżu centrum historycznego miasta podlegało niekorzystnym przemianom spowodowanym antropopresją już od kilkuset lat, a natężenie tych zmian było duże już w XIX wieku. Zanieczyszczenie jeziora położonego w dzielnicy peryferyjnej ogranicza się w zasadzie do drugiej połowy XX wieku i jego tendencja jest bardzo niekorzystna.

MORFOLOGIA I OSADY NA PLATFORMIE PRZYBRZEŻNEJ ZBIORNIKA PAKOSKIEGO (NOTEĆ ZACHODNIA)

Halina GROBELSKA

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

Parametry platformy przybrzeżnej sztucznych zbiorników wodnych, a także charakter występujących na jej powierzchni osadów, uzależnione są od wielu czynników, m.in. budowy geologicznej otoczenia, w szczególności odporności występujących skał na rozmywanie, pierwotnej morfologii zarówno otaczającego jak i zalanego terenu, czy w końcu gospodarki wodnej prowadzonej na zbiorniku, która bezpośrednio decyduje o wielkości i charakterze występujących wahań stanów wody.

Zbiornik pakoski został utworzony na Noteci Zachodniej w 1975 r. Powstał on w efekcie spiętrzenia o 4,5 m wód w dwóch połączonych ze sobą jeziorach. Jest to średniej wielkości akwen o objętość 86,5 mln m³ (ponad 110% wzrost objętości akwenu w efekcie piętrzenia) i powierzchni 13,0 km² (przed piętrzeniem zaledwie 8,1 km²). Pozostałe parametry zbiornika to: długość 20,1 km, głębokość: średnia 9,2 m, maksymalna 19,3 m i szerokość: średnia 0,74 km, maksymalna 2 km. Zbiornik ten położony jest w obrębie asymetrycznej południkowo przebiegającej rynny subglacjalnej. Stok wschodni zarówno w nad- jak i podwodnej części jest bardziej stromy. Lokalnie przyjmuje on postać pionowego, aktywnego klifu. W bezpośrednim kontakcie linii brzegowej występują głównie zwarte gliny pylaste, które w południowej części przechodzą w gliny piaszczyste, często przewarstwione bądź pokryte piaskami. Lokalnie w obrębie strefy brzegowej występują również torfy związane z wodami gruntowymi, których liczne wypływy występują powyżej bądź w strefie obecnych wahań stanów wody.

Zbiornik pakoski jest typowym sztucznym zbiornikiem znacznych wahań stanów wody w cyklu rocznym. Poziom wody zmienia się w zakresie 75,5-79,4 m n.p.m., przy czym stan minimalny wznosi się 0,6 m ponad naturalne stany wody w jeziorach przed ich spiętrzeniem. Stany wysokie przypadają na okres późnowiosenny, a niskie na miesiące jesienne. Średnia roczna amplituda w wieloleciu 1975-2003 wyniosła 2,4 m i wahała się od 0,65 do 3,59 m. Poziom wody zarówno w okresie piętrzenia, jak i spracowywania zbiornika zmienia się o około 1-3 cm na dobę.

Przy rozpatrywaniu czynników mogących mieć wpływ na charakter obecnej, kształtującej się strefy brzegowej zbiornika pakoskiego nie należy zapominać o jego jeziornej przeszłości. Najczęściej w przypadku podpiętrzonych jezior mamy do czynienia jedynie z korektą, niewielkim przemodelowaniem wcześniej w pełni wykształconej i ustabilizowanej strefy brzegowej. Jednak w przypadku znacznych piętrzeń, z jakim mamy m.in. do czynienia w przypadku zbiornika pakoskiego, zatopiona stara platforma przybrzeżna znajduje się poniżej zasięgu oddziaływania fal. Proces tworzenia takiej strefy brzegowej akwenu rozpoczyna się od nowa (Finarov 1986; Grobelska 2002a).

Platforma przybrzeżna rozwija się w dwóch płaszczyznach, poziomej i pionowej. W poziomie rozwój zachodzi zarówno w efekcie cofania się w kierunku lądu ograniczającej zasięg linii wody ściany klifu, jak i poprzez wynoszenie osadów w kierunku akwenu, a następnie ich akumulacji na skłonie. Zdzieranie materiału, jego segregacja, transport i w ostateczności depozycja prowadzą w obrębie platformy do zmian pionowych. Najintensywniejszy ruch osadów na powierzchni platformy następuje do głębokości 0,5-1 m poniżej poziomu wody, przy czym miąższość ruchomej, kilkucentymetrowej warstwy spada wraz z oddalaniem się od brzegu (Banach 1994; Ovcinnikov, Karnauchova 1985;

Finarov 1986). Z rozwojem pływicy jej szerokość wzrasta, a nachylenie zmniejsza się. Generalnie można powiedzieć, że jej górna, odlądowa część jest obniżana, natomiast część zewnętrzna, odzbiornikowa – przeciwnie – nadbudowywana zarówno w poziomie, jak i pionie.

Platformy sztucznych zbiorników wodnych rozwijają się w trzech zasadniczych typach. Typ abrazyjny, cechujący się brakiem osadów na powierzchni platformy przybrzeżnej, obecnie nie jest obserwowany na zbiorniku pakoskim. Jego przeciwieństwem jest typ akumulacyjny, gdzie ilość dostarczanego i akumulowanego na jej powierzchni materiału wyraźnie przewyższa jego straty. Występuje on wzdłuż 20% nieumocnionych brzegów zbiornika pakoskiego. Często tym fragmentom brzegu towarzyszą znacznych rozmiarów formy akumulacyjne (Grobelska 2002b). Najczęściej na sztucznych zbiornikach wodnych obserwujemy jednak pośredni, abrazyjno-akumulacyjny typ rozwoju platformy przybrzeżnej. Materiał stanowiący pierwotne podłoże w wewnętrznej, abrazyjnej jej części jest wmywany i transportowany w kierunku zbiornika, a następnie akumulowany w jej zewnętrznej, akumulacyjnej części oraz na jej skłonie, będącym przedłużeniem strefy akumulacji bezfalowej. Ten typ rozwoju platformy przybrzeżnej wyraźnie dominuje obecnie na zbiorniku pakoskim, jednocześnie będąc przedmiotem dalszej części rozważań.

Prowadzone przez autorkę w okresie 1999-2003 r. badania terenowe, w ramach których wykonano m.in. 16 serii pomiarowych platformy przybrzeżnej przy różnych stanach wody, połączone z poborem 1050 prób osadów powierzchniowych, dla których następnie wykonano analizy laboratoryjne, umożliwiły rozpoznanie zarówno morfologii platformy przybrzeżnej zbiornika pakoskiego, jak i osadów występujących na jej powierzchni.

Po 28 latach eksploatacji na zbiorniku pakoskim, jak już wcześniej wspomniano, dominuje abrazyjno-akumulacyjny typ rozwoju jego platformy przybrzeżnej. Jest ona stosunkowo wąska i stroma. Ma 21-55 m szerokości i nachylenie w przedziale 2°30'-8°30'. Najwyższa i najbardziej stroma występuje wzdłuż wyraźnie przyglębionych fragmentów brzegu, a najszersza wzdłuż brzegów przypłydzynowych, zarówno o abrazyjnym, jak i akumulacyjnym charakterze.

W morfologii podwodnej części strefy brzegowej zbiornika pakoskiego można rozpoznać elementy dawnej rzeźby. Wyraźnie zaznaczają się dwa poziomy, rozdzielone kilkumetrowej szerokości strefą o wyraźnie większym nachyleniu. Poziom górny, rozciągający się od 78-78,5 do 75-74,5 m n.p.m. – to właściwa pływicy przybrzeżna, powstała w wyniku utworzenia zbiornika, od momentu rozpoczęcia jego funkcjonowania. Natomiast poziom niższy, zaznaczający się od 74,5 do 73,5 m n.p.m., to pozostałość dawnej platformy jeziornej, obecnie stanowiący przedłużenie właściwej pływicy przybrzeżnej. Najczęściej, o czym świadczą cechy występujących tu osadów, jest to jej akumulacyjny fragment. Rozdzielający półki wyraźny stok, to przekształcona krawędź wyznaczająca dawny zasięg jezior przed ich piętrzeniem. Naturalny poziom wody w jeziorach nie przekraczał wysokości około 74,9 m n.p.m. Obecnie krawędź ta jest nadbudowywana osadami. Obok skłonu i skrajnie wewnętrznej, najwyższej części platformy przybrzeżnej, jest to najintensywniej przekształcany jej fragment. Na obecnym etapie jej rozwoju stopień ten nie został jeszcze w pełni zniwelowany, zatarty, a zachodzące tu zmiany pionowe dochodziły tu do 10-15 cm w jednym cyklu pracy zbiornika, podczas gdy powyżej niej, w środkowej typowo abrazyjnej części platformy, wahania te wynosiły zaledwie 2-3 centymetry. W okresowo osuszanej części platformy przybrzeżnej miąższość występujących osadów wynosi od 0 m w części abrazyjnej do 0,6 – 1 m w części akumulacyjnej. W ich obrębie, poniżej 10 cm, rzadziej 20 cm serii piasków gruboziarnistych występuje bardzo wyraźny poziom bruku, składający się z żwirów i kamieni o średnicy dochodzącej do 10-15 cm. W górnej, abrazyjnej części platformy poziom ten leży bezpośrednio na pierwotnym podłożu, natomiast w niższej, abrazyjno-akumulacyjnej części jest podścielony kilkucentymetrową serią piaszczystą. Występującą na powierzchni serię o wyraźnie podwyższonym udziale frakcji grubszej, można utożsamiać z okresowo ruchomą warstwą osadów, pozbawianych w ten sposób najdrobniejszych frakcji.

W osadach powierzchniowych platformy przybrzeżnej zbiornika pakoskiego na obecnym etapie jej rozwoju zaznaczają się trzy strefy: abrazyjna, abrazyjno-akumulacyjna i akumulacyjna, które wraz ze zmieniającymi się stanami wody podlegają przemieszczaniu. Na powierzchni całej platformy dominują piaski o średnicy 0,2-0,4 mm, które stanowią ponad 90% osadów. Najczęściej są one średnio bądź słabo wysortowane, ich odchylenie standardowe waha się od 0,5 do 2,5 phi, sporadycznie więcej. Strefową zmienność osadu dobrze ilustruje rozkład materiału grubszego o średnicy powyżej 2 mm, których udział waha się od kilku do ponad 90% oraz mułków i mułków ilastych o średnicy poniżej 0,05 mm, których udział wzrasta maksymalnie do ponad 20% na skłonie platformy przybrzeżnej.

Literatura

- Banach M., 1994, *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 161.
- Finarov D.P., 1986, *Geomorfologičeskij analiz i prognozirovanie epereformirovania beregovoj zony i dna vodochranilišč*, Nauka, Leningrad.
- Grobelska H., 2002a, *Jezioro czy sztuczny zbiornik pakoski*, *Gospodarka Wodna*, 9, s. 372-375.
- Grobelska H., 2002b, *Strefa brzegowa zbiornika pakoskiego na Noteci Zachodniej – morfologia i osady platformy przybrzeżnej*, *Przegląd Geograficzny*, 2002, 74 (4), s. 547-567.
- Ovčinnikov G.I., Kamauchova G.A., 1985, *Pribrježnyje nanosy i donnyje otłożenija Bratskogo vodochranilišča*, Nauka, Nowosybirsk.

ZMIANY GEOMETRII LODOWCÓW REJONU KAFFIØRY (NW SPITSBERGEN)

Marek GRZEŚ

Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Liczne prace topograficzne, glaciologiczne i geomorfologiczne przeprowadzone w rejonie Kaffiøry umożliwiły dokonanie kompleksowej analizy zmian geometrii lodowców na przestrzeni kilkudziesięciu lat. Pierwsze prace topograficzne, których efektem była mapa w skali 1:200 000, przeprowadziła wyprawa G. Isaksena w 1909 roku (*The place names of Svalbard* 2003). Pierwsze obserwacje glaciologiczne na lodowcach Kaffiøry przeprowadził w 1938 roku M. Klimaszewski (1960). Uczestnicy tej wyprawy pracowali głównie na mapach Isaksena oraz na rękopiśmiennych mapach norweskich. Pierwsze mapy, które wykorzystano w analizie zmian geometrii lodowca powstały w 1975 roku i obejmowały część lodowca Elizy (Zapolski 1977). W następnych latach powstają następne mapy topograficzne i geomorfologiczne wszystkich lodowców, wraz z kolejnymi powtórzeniami (Lankauf 2002). W latach sześćdziesiątych dostępne stają się zdjęcia lotnicze północno-zachodniego Spitsbergenu. Ostatnie obrazy lotnicze pochodzą z sierpnia 1990 roku. Nowy rozdział w badaniach geometrii lodowców stanowią profile wysokościowe z lotniczego altimetru laserowego (ALA) wykonane przez NASA 23.05.1996 r. (Jania i in. 2002). Dzięki uprzejmości Misji dla Planety Ziemia (*Mission to Planet Earth, MPE*), systemu obserwacji Ziemi (*Earth Observing System, EOS*) finansowanego przez NASA, wykorzystano dane zarchiwizowane przez USGS EROS Data Center. Przetworzenia danych i wizualizacji dokonał dr Z. Perski z Pracowni Wizualizacji Geologicznej wykonując kompozycję barwną kanałów barwnych w zakresie światła widzialnego i bliskiej podczerwieni (VNIR) obrazu satelitarnego sensora ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*) satelity „Terra” zarejestrowane pod koniec sezonu ablacyjnego 17 sierpnia 2000 r. Od 1996 roku w czasie badań lodowców Kaffiøry stosowane są systematycznie odbiorniki nawigacyjne GPS – Garmin. Uzyskiwaną dokładność w określeniu położenia uznano za wystarczającą w kartowaniu glaciologicznym. Przy określaniu wysokości korzystano z altimetru ciśnieniowego wbudowanego w GPS oraz precyzyjnego altimetru ciśnieniowego typu *Paulin*. Wielokrotnie przeprowadzano weryfikację wyników pomiarów porównując je z miejscami, których położenie wyznaczono metodami referencyjnymi (Jania i in. 2002).

Granice rejonu Kaffiøry na północy i południu wyznaczają kończące się w morzu lodowce Aavatsmark (75 km²) i lodowiec Dahl (132 km²). Od strony wschodniej, w kierunku Niziny Kawowej – Kaffiøry, spływa 6 lodowców dolinnych o łącznej powierzchni około 27 km², które wraz z nadmorską niziną wyniesioną izostatycznie zajmują powierzchnię 103 km². Wszystkie lodowce kończące się na lądzie mają klasycznie wykształcone strefy marginalne wraz z wałami lodowo-morenowymi z Małej Epoki Lodowej. Problemem czekającym na rozwiązanie są subakwalne moreny lodowca Aavatsmark w Zatoce Hornbaek oraz lodowca Dahl w zatoce o tej samej nazwie. Badania nad subakwalną rzeźbą glacialną w rejonie Forlandsundet zapoczątkowano w 2002 roku. Pierwsze wyniki obserwacji są niezwykle interesujące, szczególnie jeśli chodzi o maksymalne zasięgi lodowców kończących się w morzu w Małej Epoce Lodowej (w opracowaniu).

Lodowce Aavatsmark i Dahl były przedmiotem badań międzynarodowej wyprawy GEOCALVEX – 2001. Z wykorzystaniem obrazów radarowych satelity ERS SAR oraz metod geodezji satelitarnej (GPS) dokonano porównania stanu lodowców z 1936 roku oraz profilami wysokościowymi z lotniczego altimetru radarowego (ALA), wykonanymi przez NASA 23.05.1996 r. Jak podaje J. Jania i in. (2002), lodowiec Aavatsmarka w okresie od 1936–1987 wycofał się o 600–950 m, a od 1987 do

2001 r. o dalsze 660 m, lodowiec Dahl zaś o około 1050 m w okresie 1936–2001. W akumulacyjnej części tych lodowców stwierdzono nadbudowywanie profilu podłużnego w części akumulacyjnej. Wyraźna redukcja grubości lodu ma miejsce w dolnych partiach lodowców. Istnieją pośrednie i bezpośrednie dowody na niestabilny przepływ masy lodu ze strefy akumulacyjnej do ablacyjnej i „przygotowywanie się” lodowców do kolejnej szarży. Ostatnia zarejestrowana szarża lodowca Aavatsmarka miała miejsce w 1984/85 roku. Jak podaje K.R. Lankauf (2003), lodowiec Avatsmarka stracił o około 10% więcej swojej powierzchni od lodowca Dahla. Głównym powodem jest tu różnica w powierzchni pól firnowych. Biorąc pod uwagę zasięgi lodowców Aavatsmark i Dahl na podstawie subakwalnych moren, ich maksymalne powierzchnie w okresie maksymalnego zlodowacenia na przełomie XVIII/XIX wieku znacznie przekraczały 100 km² i 170 km².

Szczegółowymi obserwacjami glaciologicznymi i pomiarami topograficznymi objęto sześć lodowców dolinnych kończących się na Kaffiøyrze. W tym miejscu należy podkreślić ogromny wkład K.R. Lankaufa (2002), który to wykonał szereg map topograficznych lodowców oraz zebrał wszystkie dostępne materiały kartograficzne z Ziemi Oskara II. Od 1995 roku w Zakładzie Kriologii i Badań Polarnych prowadzone są badania nad bilansem masy lodowców Kaffiøry. Stanowią one istotny przyczynek do poznania zmian geometrii lodowców tego rejonu. W okresie od 1909 do 1995 roku powierzchnia tych lodowców uległa zmniejszeniu z około 40 km² do około 28 km², (tj. o ponad 31%). Jak podaje K.R. Lankauf (2002) największą recesję wykazały lodowce Olivera – 68% i Eivinda – 50,9%. Recesja pozostałych lodowców oceniona została na 22–28%. Autor ten podjął też próbę oceny obniżenia się powierzchni lodowców okresie 1936–1995. I tak na przykład powierzchnia lodowca Waldemara w XX wieku uległa obniżeniu o przeszło 100 m. Precyzyjną informację o geometrii lodowca uzyskuje się na podstawie krzywej hipsograficznej. Stwierdzono, że recesji lodowca towarzyszy stopniowy spadek jego średniej wysokości. W okresie od 1978 do 2000 roku średnia wysokość lodowca Waldemara obniżyła się z 308 do 293 m n.p.m. (0,68 m/rok). Linia równowagi (ELA) na lodowcu Waldemara w latach 1996–2003 kształtowała się na wysokości około 389 m n.p.m. Przeciętna wieloletnia wysokość linii równowagi (ELA) dla NW Spitsbergenu wynosi około 300 m n.p.m. (Hagen i in. 1993).

W analizie zmian geometrii lodowców dość często stosowana była i jest metoda R. Finsterwaldera (1954). Dość powszechnie stosowane są w tej chwili numeryczne modele lodowców (DEA). Metody te wymagają precyzyjnego materiału wyjściowego.

Ocenił metodą R. Finsterwaldera względne obniżanie się powierzchni lodowców Waldemara, Ireny i Elizy w okresie 1978–2002 w poszczególnych strefach wysokościowych były podobne i nie przekraczały 2 m/rok. Najwyższe średnie wartości (1,05 m/rok) stwierdzono w strefie ablacyjnej lodowca Ireny. Najmniejsze średnie zanotowano w strefie czołowej Elizy – zaledwie 0,28 m/rok (1989–1995).

W analizie zmian geometrii lodowca pod uwagę trzeba brać jego dynamikę – przepływ masy lodowej. W przypadku lodowca Elizy najwidoczniejsze zmiany geometrii zaznaczają się recesją czoła. Obniżanie się jego powierzchni jest wyraźnie mniejsze w stosunku do innych lodowców rejonu. Stwierdzony został nawet jeden przypadek przyrostu masy (wysokości). Inaczej przedstawiają się zmiany geometrii lodowca Ireny. Przy niewielkich zmianach położenia czoła, stwierdza się znaczne obniżenie jego powierzchni. Największe zmiany w geometrii obserwuje się na lodowcu Waldemara. W okresie 1978–2000 średnie obniżenie powierzchni wynosiło 0,33 m/rok, a w okresie 1989–1995 aż 0,88 m/rok.

Interesująco przedstawia się kształt zarysu czoł lodowców. Opracowano wskaźnik asymetrii czoła, który w przypadku analizowanych lodowców zmienia się w granicach od 1,43 do 2,08 z wyraźną dominacją umownej północnej części czoła. Stwierdzono przypadek asymetrii czoła lodowca wywołanej nalodzią supraglacialną (Grześ 2004).

Jednym z ważniejszych wskaźników zmienności geometrii lodowca jest jego bilans masy, a właściwie struktura bilansu masy i jego przestrzenna zmienność. Średni roczny bilans masy lodowca

Waldemara (1966-2003) obliczony przez I. Sobotę (2004) wyniósł $-0,59$ m e.w. Skumulowana wartość bilansu masy dla całego lodowca wyniosła $-4,17$ m e.w. W strefie czołowej wyniosła ona $-7,69$ m e.w., a w polu firnowym $+0,53$ m e.w. Przedstawione wartości w tak zwanym ekwiwalencie wodnym są odpowiednio wyższe, jeśli wyrazimy je w warstwie lodu.

Geometria lodowca w znacznym stopniu zależy od rzeźby podłoża i miąższości mas lodu, natomiast jej zmiany wywołane są zmianami klimatycznymi i lokalnymi uwarunkowaniami. Zmniejszanie się miąższości lodowca często doprowadza do zmian dynamiki lodowca (lodowiec Waldemar), pojawiania się nowych szczelin i uzależnienia geometrii od rzeźby podłoża (lodowiec Eliza). Interesujące wyniki w tym zakresie osiągnął P. Weckwerth (2004), badając związek pomiędzy morfostrukturą powierzchni lodowca Waldemara a prawdopodobną (nieznaną) rzeźbą podłoża.

Wydawnictwo (1998-2000) [Wydawnictwo (1998-2000)]
[Wydawnictwo (1998-2000)] [Wydawnictwo (1998-2000)]
[Wydawnictwo (1998-2000)] [Wydawnictwo (1998-2000)]
[Wydawnictwo (1998-2000)] [Wydawnictwo (1998-2000)]
[Wydawnictwo (1998-2000)] [Wydawnictwo (1998-2000)]
[Wydawnictwo (1998-2000)] [Wydawnictwo (1998-2000)]
[Wydawnictwo (1998-2000)] [Wydawnictwo (1998-2000)]
[Wydawnictwo (1998-2000)] [Wydawnictwo (1998-2000)]
[Wydawnictwo (1998-2000)] [Wydawnictwo (1998-2000)]
[Wydawnictwo (1998-2000)] [Wydawnictwo (1998-2000)]

ZNACZENIE MAP HYDROGRAFICZNYCH W OCENIE DYNAMIKI ZMIAN ŚRODOWISKA WODNEGO

A n d r z e j T. J A N K O W S K I

Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Od pewnego czasu obserwuje się nasilenie badań nad intensywnością zmian środowiska przyrodniczego w całości lub jego elementów. Zasadnicze pytania stawiane przy okazji tych badań, na które poszukiwana jest odpowiedź, dotyczą kwestii: czy dostrzegane zmiany spowodowane są czynnikami naturalnymi, a zatem czy można je traktować jako objawy ich krótko- lub długookresowych fluktuacji, czy też zachodzą pod wpływem różnorodnych oddziaływań antropogenicznych.

W przypadku środowiska wodnego niektóre jego zmiany mają swoje podłoże w antropopresji. Dotyczy to szczególnie terenów uprzemysłowionych i zurbanizowanych. Aby można było przedstawić stan środowiska, trzeba przeprowadzić kompleksowe i syntetyczne badania. Chodzi zatem o to, aby uchwycić wszelkie źródła zakłóceń i ocenić stopień ich oddziaływania. Dobrą syntezą występowania lub oceny stanu przestrzennego zróżnicowania jakiegokolwiek elementu środowiska przyrodniczego jest niewątpliwie mapa, która powstaje w wyniku kartowania terenowego. Idea kartowania hydrograficznego pojawiła się na I Kongresie Nauki Polskiej w 1951 roku i od razu zyskała pełną aprobatę geografów-hydrografów polskich. Inicjatywa przyjęta została z tym większym zrozumieniem i akceptacją, że zbiegła się z podjęciem przez środowiska hydrologów działań zmierzających do oceny zasobów wodnych kraju. W latach 1950-1951 opracowano koncepcję zarysu treści i sposobu wykonania „Mapy Hydrograficznej Polski” w skali 1:50 000. Przyjęto wówczas, że mapa będzie efektem szczegółowego kartowania terenowego i zawierać będzie wszystkie zjawiska wodne zarówno naturalne, uwarunkowane przyrodniczo, jak też antropogeniczne. Było to duże wyzwanie dla geografów-hydrografów i w konsekwencji spowodowało zdecydowane poszerzenie hydrograficznej tematyki badawczej, od początkowego inwentaryzacyjnego podejścia przejawiającego się rejestrowaniem i opisem zjawisk i obiektów wodnych (czyli ujęcia statycznego) do wyraźnie dynamicznego i środowiskowego podejścia, zmierzającego do oceny obiegu wody, poszczególnych jego faz na tle i w powiązaniu z innymi elementami środowiska geograficznego, z jednoczesnym zwróceniem uwagi na wpływ czynników antropogenicznych w kształtowaniu stosunków wodnych badanych zlewni i dorzeczy. Koordynację prac nad opracowaniem, redakcją oraz drukiem map powierzono dwóm jednostkom Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, tj. w Toruniu i Krakowie. W celu ujednoczenia metod prowadzenia badań terenowych (kartowania hydrograficznego) oraz opracowania edytorskiego map, przygotowano odpowiednią instrukcję zdjęcia hydrograficznego Polski, wydaną w 1958 roku, następnie zmodyfikowaną w 1964 roku, zawierającą ponad 100 wydzieleń elementów i zjawisk hydrograficznych oraz obiektów związanych z gospodarką wodną. Na ówczesne czasy mapa hydrograficzna była pierwszym tego typu opracowaniem w Europie. Na jej podstawie podjęto w kraju hydrograficzne kartowania terenowe, co zaowocowało wkrótce wydaniem drukiem pierwszych arkuszy tzw. „Mapy Hydrograficznej”. W koncepcji autorskiej mapa hydrograficzna miała zdecydowanie poszerzyć zakres informacji o stosunkach wodnych zawartej na mapach topograficznych. Dlatego treść hydrograficzna przedstawiana była na tle orograficzno-litologicznym, tzn. na podkład hipsometryczny z wprowadzonymi wydzieleniami litologicznymi (podatność utworów powierzchniowych na infiltrację) wnoszono wszystkie stwierdzone podczas kartowania terenowego zjawiska i obiekty wodne (wód powierzchniowych stojących i płynących) oraz

wszelkie obiekty gospodarki wodnej, a także nanoszono informacje o występowaniu pierwszego poziomu wód podziemnych.

Kartowanie terenowe odbywa się w ściśle określonym czasie, a zatem rejestruje sytuację typową dla danego czasu, co prowadzi do określenia sytuacji chwilowej, bardziej statycznej niż dynamicznej. Ponadto pełnego i wiarygodnego rozpoznania antropogenicznych, a tym bardziej przyrodniczych zmian środowiska (jego elementów) nie da się wykonać w krótkim czasie. Niestety idea kartowania hydrograficznego nie doczekała się szerokiego publikacyjnego uogólnienia, bowiem jego efekty w postaci arkuszy mapy należały do materiałów zastrzeżonych, nie podlegających upowszechnieniu. Fakt ten, jak również to, że nie każdemu arkuszowi towarzyszył komentarz, co stanowiło niewątpliwie zubożenie możliwości oceny zasobów wodnych oraz warunków hydrologicznych w sensie zmienności stanów wód czy przepływów, spowodował czasowe zmniejszenie zainteresowania mapą.

W roku 1981 ponownie wrócono do idei kartowania hydrograficznego z inicjatywy Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii. Po wielu dyskusjach w gronie praktyków-odbiorców mapy oraz hydrologów i kartografów, a także ankiecie przeprowadzonej wśród użytkowników mapy na temat jej przydatności, czytelności oraz treści komentarza zamieszczanego na odwrocie arkusza, doprowadzono do opracowania nowej instrukcji kartowania i opracowania mapy. Jej ostatnia i obowiązująca wersja wyszła drukiem w 1997 roku. Zgodnie z tą instrukcją mapa przedstawia warunki obiegu wody w powiązaniu ze środowiskiem geograficznym, stopniem ekonomicznego zainwestowania terenu i jego przekształceniem. Treść mapy hydrograficznej składa się z 7 poziomów informacyjnych przedstawionych na tle mapy topograficznej. Są to: 1 – topograficzne działy wodne, 2 – wody powierzchniowe (zbiorniki wodne, sieć rzeczna, tereny podmokłe), 3 – wypływy wód podziemnych, 4 – wody podziemne pierwszego poziomu, 5 – przepuszczalność gruntów w sześciu klasach, 6 – zjawiska i obiekty gospodarki wodnej (w tym: kanały, ciekły, wały przeciwpowodziowe, formy hydrotechnicznej zabudowy koryt, przerzuty wody, rzuty ścieków, klasy czystości wód, zasięg kanalizacji, antropogeniczne zaburzenia reżimu hydrologicznego), 7 – punkty hydrometryczne pomiarów stacjonarnych.

Każdy arkusz zawiera komentarz informujący o: warunkach przyrodniczych danego obszaru, budowie geologicznej i litologii, topograficznych działach wodnych, opadach atmosferycznych, wodach powierzchniowych, warunkach hydrologicznych, wodach podziemnych, warunkach topoklimatycznych w okresie wykonywania zdjęcia hydrograficznego, stanie zanieczyszczeń wód powierzchniowych oraz kształceniach stosunków wodnych.

Z powyższego zarysu treści wynika, iż mapa wraz z komentarzem jest doskonałym nośnikiem informacji o stanie środowiska wodnego. Jej wartość wzrasta jeszcze w przypadku wykonania mapy w formie cyfrowej (numerycznej). Treść numerycznej wersji mapy stanowią wszystkie elementy tematyczne uzupełnione o drogi, zasięg zabudowy i granice administracyjne. Przedstawiona ona jest na około 70 warstwach wektorowych na rastrowym tle sytuacji i rzeźby w programie *MapInfo for Windows* i rozpowszechniana na nośniku elektronicznym. Niewątpliwą zaletą numerycznej wersji mapy jest baza danych połączona z obiektami na mapie, którą można rozszerzać o wszelkie materiały archiwalne oraz na bieżąco aktualizować (czego nie można dokonać w przypadku mapy analogowej).

Mapa numeryczna umożliwia zatem realizację podstawowych funkcji GIS: wprowadzanie i przechowywanie danych, ich uzupełnianie i aktualizację oraz wykonywanie analiz. Do jej najważniejszych właściwości ułatwiających przeprowadzanie analiz można zaliczyć:

- strukturę warstwową (każda warstwa tematyczna zawiera obiekty wektorowe danego typu, które można oddzielnie przeglądać, wzajemnie nakładać i drukować);
- bazę danych połączoną z obiektami wektorowymi (dane ilościowe i jakościowe możliwe do permanentnej aktualizacji);
- możliwości łączenia sąsiednich arkuszy mapy w większe obiekty (np. zlewnie, jednostki administracyjne itp.).

CHRONOLOGIA PROCESÓW WYDMOTWÓRCZYCH W KOTLINIE TORUŃSKIEJ W ŚWIETLE BADAŃ PALEOPEDOLOGICZNYCH

M i c h a ł J A N K O W S K I

Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Jedną z najważniejszych metod określania wieku serii osadów eolicznych jest datowanie rozdzielających je gleb kopalnych, traktowanych jako ważne horyzonty stratygraficzne, świadczące o okresowej stabilizacji powierzchni terenu. W polskiej literaturze, pełen zapis informacji o dawnych środowiskach, zawarty w morfologii i właściwościach gleb kopalnych, wykorzystuje się jednak przy interpretacjach paleogeograficznych stosunkowo rzadko.

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie wniosków dotyczących liczby i wieku faz eolicznych w Kotlinie Toruńskiej, wynikających z badań nad historią pokrywy glebowej tego terenu. Badania były prowadzone w ramach rozprawy doktorskiej, zrealizowanej pod opieką prof. dr hab. Renaty Bednarek.

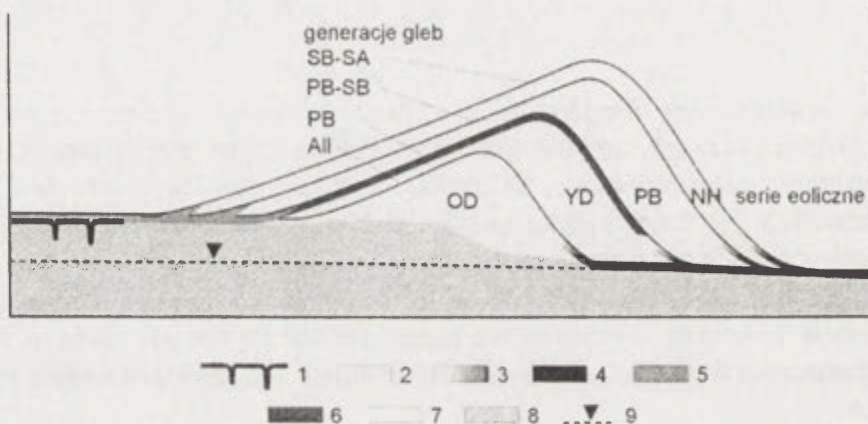
Kotlina Toruńska jest jednym z największych obszarów występowania wydm śródlądowych w Europie. Pod względem geomorfologicznym została ona gruntownie zbadana przez W. Mrózka (1958) w latach 50. XX wieku. Jak dotąd jednak, nie wyjaśniono wielu zagadnień z zakresu paleogeografii tego terenu, dotyczących między innymi chronologii i uwarunkowań procesów wydmotwórczych.

Uzyskane wyniki analiz gleboznawczych oraz datowania radiowęglowe, palinologiczne i archeologiczne, pozwoliły na weryfikację dotychczasowych poglądów na temat wieku wydm i gleb kopalnych w Kotlinie Toruńskiej. Udokumentowały one obecność reliktywów gruntów poligonalnych, wytworzonych w środowisku peryglacialnym, a także czterech generacji gleb kopalnych: allerödskiej (pogrzebanej około 11 100 BP), preborealnej (zasypanej około 9550 BP), staroholocenijskiej (rozwijającej się od okresu preborealnego do subborealnego) i neoholocenijskiej (powstałej w okresach subborealnym i subatlantyckim). Gleby należące do poszczególnych generacji reprezentują różne jednostki typologiczne, tworzące wyraźne, kopalne układy stokowe – paleokateny (ryc. 1). Obecność kopalnych katen świadczy o znacznym zróżnicowaniu siedlisk w każdym z okresów pedogenezy, a także podaje w wątpliwość przypisywanie roli chronostratygraficznej poszczególnym typom gleb.

Rozpoznane generacje gleb rozdzielają serie piasków budujące formy wydmowe i pokrywy eoliczne, usypane w ciągu dwóch rozdzielnych czasowo okresów: klimatycznego okresu wydmotwórczego z fazami: przedallerödską, młodszodryasową i preborealną oraz okresu antropogenicznego przekształcania rzeźby eolicznej, przypadającego na neoholocen. Taka chronologia jest w zasadzie zgodna z prawidłowościami stwierdzonymi w innych obszarach wydmowych Polski i Europy (Dylikowa 1969; Kozarski i in. 1969; Konecka-Betley 1991; Manikowska 1966, 1985; Nowaczyk 1986, 2002; Schirmer 1999), jednak zaznaczyły się także pewne, dość istotne różnice:

- dotychczas w Kotlinie Toruńskiej nie stwierdzono obecności gleb kopalnych ani osadów organicznych z okresów ociepleń starszych od allerödu (epe, bölling), co sugeruje jednoetapowość procesów eolicznych i kriogenicznych w przedallerödskiej części późnego glacjału;
- procesy eoliczne zachodzące w drugiej części okresu preborealnego wyodrębniają się w oddzielną fazę wydmotwórczą o charakterze klimatogenicznym i znacznej wydajności morfogenetycznej. Faza ta może być korelowana z ochłodzeniem określonym przez K.E. Behre (1967) jako najmłodszy dryas;

- epizody nasilenia neoholocentrycznych procesów przekształcania rzeźby eolicznej wykazują wyraźną synchroniczność z okresami nakładania się działalności szczególnie ekspansywnych kultur osadniczych (neolitu: KPL, KCS 4800-4150 BP, wczesnego brązu: KI 3800-3600 BP, kultury łużyckiej: około 2900 BP, w okresie halsztacko-lateńskim: 2100-1900 BP, wczesnym średniowieczu: około 1300-1000 BP i w czasach nowożytnych: XVIII, XIX i XX wiek) oraz drugorzędnych faz wahań wilgotności klimatu.



Ryc. 1. Zestawiona chronosekwencja paleokatenu glebowych i serii osadów eolicznych w obszarach wydmowych Kotliny Toruńskiej

- 1 – grunty poligonalne, 2 – gleby bielcowe, 3 – gleby glejbielicowe, 4 – gleby murszaste i torfowe,
 5 – gleby rdzawe, 6 – gleby z brunatnym poziomem wzbogacania („Finow soils”, Schlaak 1993),
 7 – piaski wydmy, 8 – piaski terasowe, 9 – poziom wody gruntowej;
 generacje gleb: All – allerödзка, PB – preborealna, PB-SB – staroholocentryczna, SB-SA – neoholocentryczna;
 serie eoliczne: OD – przedallerödзка, YD – młodszodryasowa, PB – preborealna, NH – neoholocentryczna

Literatura

- Behre K.E., 1967, *The Late Glacial and Early Postglacial history of vegetation and climate in Northwestern Germany*, Rev. Paleobot. Palynol., 4.
- Dylikowa A., 1969, *Problematyka wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań strukturalnych*, [w:] Galon R. (red.), *Procesy i formy wydmowe w Polsce*, Prace Geograficzne IG PAN, 75, 39-74.
- Kozarski S., Nowaczyk B., Rotnicki K., Tobolski K., 1969, *The eolian phenomena in west-central Poland with special reference to the chronology of phases of eolian activity*, Geographia Polonica, 17, 231-248.
- Konecka-Betley K., 1991, *Late Vistulian and Holocene fossil soils developed from aeolian and alluvial sediments of the Warsaw Basin*, Z. Geomorph., N.F. Suppl., 90, s. 99-105.
- Manikowska B., 1966, *Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi*, Acta Geogr. Lodz., 22.
- Manikowska B., 1985, *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowej*, Acta Geogr. Lodz., 52.
- Mrózek W., 1958, *Wydm Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej*, [w:] Galon R. (red.) *Wydm śródlądowe Polski*, cz. 2, PWN, Warszawa, s. 7-59.
- Nowaczyk B., 1986, *Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym Vistulianie i holocenie*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Nowaczyk B., 2002, *Litologiczny i morfologiczny zapis działalności wiatru w Polsce w ostatnich 30 tysiącach lat*, Czasopismo Geograficzne, 73 (4), s. 275-311.
- Schirmer W., 1999, *Dune phases and soils in the European sand belt*, GeoArcheoRhein, 3, s. 11-42.
- Schlaak N., 1993, *Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal*, Berliner geogr. Arbeiten, 76.

THE LATE QUATERNARY DEPOSITS OF LAKE EL'GYGYTGYN CHUKOTKA, SIBERIA – AN EXCELLENT ARCHIVE FOR RECONSTRUCTING CLIMATIC CHANGES WITHIN THE ARCTIC

Olaf JUSCHUS, Martin MELLES

University of Leipzig, Leipzig, Germany

In the terrestrial Arctic a continuous record of climate variability over several glacial-interglacial cycles was missing for long time, mainly due to repeated glaciations and associated unconformities. Such a record has now been sampled from Lake El'gygytyn. This lake, situated at 67.5°N and 172°E, has a diameter of 12 km and a maximum water depth of 170 m. It fills the major part of a circular crater of approx. 18 km diameter that has been formed by a meteorite impact 3.6 Ma ago (Layer 2000). The crater has never been glaciated during the Quaternary (Glushkova 1993).

During an expedition to Lake El'gygytyn in spring and summer 2003, following earlier field work in 1998 and 2000, three sediment cores were recovered from the central part of the lake basin (Lz1024) and from the western lake slope (Lz1039 and Lz1041; Fig. 1). Coring was conducted with a percussion piston corer (UWITEC Corp. Austria).

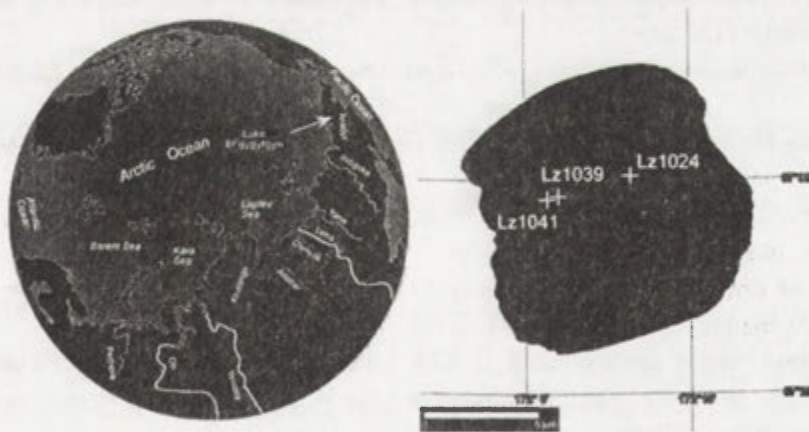


Fig. 1. The location of Lake El'gygytyn (left) and the position of coring sites, mentioned in the text (right)

At site Lz1024 shallow seismic (3.5 kHz) data obtained in summer 2000 show no indications for debris flows or other large-scale sediment deformations in the uppermost 30 m. Core Lz1024 consists of a 16.5 m long sediment sequence. As evidenced by a correlation with the well-dated, 13 m long core PG1351 recovered from Lake El'gygytyn in 1998 (Nowaczyk et al. 2002), the new core Lz1024 is continuous and penetrates down to approx. 300 000 years BP. By this, core Lz1024 currently is by far the longest continuous record of this type in the entire Arctic.

Based on the sediment descriptions, core Lz1024 from can be subdivided into 3 units:

- Unit 1: Clayey sediments, finely stratified, of dark grey colour, and low susceptibility values. These sediments were deposited during cold periods under a perennial lake ice cover with a stagnant and stratified water column and anoxic conditions at the lake bottom.
- Unit 2: Finely stratified sediments with low susceptibilities but more bright, greenish-grey colour and the occurrence of darker clayey clasts. These sediments were probably deposited in an

environment that differed from the previous one by the wide absence of blanketing snow on the lake ice, enabling the formation of the sediment clasts by agglomeration of particles during their way through the lake ice along melt channels.

- Unit 3: Massive or indistinctly layered, usually grey to reddish/olive grey sediments that mainly consist of silt and exhibit susceptibility values much higher than those in the other units. These sediments were accumulated during warm periods, when the lake was only semipermanently ice covered and had a ventilated, oxygenated bottom water.

New potentials for dating and correlation are given by the occurrence of two tephra layers, at approx. 2.5 and 7.7 m depths. At the moment it is not possible to connect either layer with a known volcanic eruption, however, the most probable source area is the Kamchatka Peninsula.

Within the pelagic sediment units 24 turbidites were noticed. They show typical graded bedding with silt/sand at the bottom towards clay at the top. Their thickness ranged from 1 up to 44 cm. The origin of turbidites is strongly connected with debris flows originating on the upper slopes of Lake El'gygytyn. These features are visible in 3.5 kHz echo sounding and airgun seismic profiles recorded during the expeditions in 2000 and 2003 (Niessen 2000 and unpubl.). The debris flows increase both in frequency and in thicknesses towards the lake shores, especially towards the western shore.

Cores Lz1039 and Lz1041 penetrate an acoustically transparent sediment body that was identified in 3.5 kHz profiles on the western slope of Lake El'gygytyn, and assumed to represent a debris flow (Niessen et al. 2000). Based on the investigations carried out on these cores the following conclusions might be drawn:

- The results confirm the interpretation that the sediment body was deposited by a debris flow.
- Stratification in the lower part of the debris flow may reflect an initial stage with sediment sliding and limited sediment mixture.
- In a second stage turbulent transport led to massive sediments above and in front of the stratified sediments.
- The debris flow led to basal erosion of approximately 1 m thick unconsolidated sediments along parts of his flow path.
- The debris flow produced a suspension cloud in the lake water, whose deposition led to the formation of a graded turbidite all over the lake.
- This turbidite was not a product of a density-driven turbidity current, but of „pelagic rain“ following Stokes' Law; in consequence, it was not erosive.
- The results from deeper parts of core Lz1024 indicate that these conclusions are valid for the majority if not for all of the mass movement events in Lake El'gygytyn that have taken place during the past approx. 300 kyr.

References

- Niessen F., Kopsch C., Wagner, B., Nolan M., Brigham-Grette J., 2000, *The IMPACT. Project: Seismic investigation of Lake El'gygytyn, NE Russia – implications for sediment thickness and depositional environment*, EOS Trans., AGU 81, 48, Fall Meet. Suppl., Abstract B72B-19.
- Nowaczyk N.R., Minyuk P., Melles M., Brigham-Grette J., Glushkova O., Nolan M., Lozhkin A.V., Stetsenko T.V., Anderson P.M., Forman S.L., 2002, *Magnetostratigraphic results from impact crater Lake El'gygytyn, northeastern Siberia: a 300 kyr long high-resolution terrestrial palaeoclimatic record from the Arctic*, Geophysical Journal International, 150, p. 109-126.
- Glushkova O., 1993, *Geomorphology and history of relief development of El'gygytyn Lake Region*, [in:], Belyi V. F., Chereshev I. A. (eds.), *The Nature of the El'gygytyn Lake Hollow* Russian Academy of Science, Magadan, p. 26-48.
- Layer P., 2000, *Argon-40/Argon-39 age of the El'gygytyn impact event, Chukotka, Russia*, Meteorit. Planet. Sci., 35, p. 591-599.

HOLOCENSKA PALEOHYDROLOGIA ŚRODKOWEJ WIEPRZY W ŚWIETLE CECH SEDYMENTOLOGICZNYCH OSADÓW KORYTOWYCH

J a c e k K A C Z M A R Z Y K

Pomorska Akademia Pedagogiczna, Słupsk

Przedmiotem badań autora było 7 paleomeandrów zlokalizowanych na terasie zalewowej rynnowego odcinka doliny Wieprzy między Sławnem a Staniewicami. Przebadane paleokoryta Wieprzy są analizowane jako skutek zmieniających się w czasie warunków funkcjonowania rzeki, tj. budowy geologicznej, szaty roślinnej, warunków klimatycznych i aktywności człowieka, decydujących o charakterze obiegu wody i osadów na danym terenie. Uwzględniono także fakt, że w dowolnym czasie na hydrodynamiczne warunki przepływu wody i osadów ma wpływ aktualny stan koryta.

Zestaw badanych paleomeandrów pozwala na ocenę i wnioskowanie o procesach fluwialnych Wieprzy i jej ewolucji w ciągu ostatnich ponad 7000 tysięcy lat.

W pierwszym etapie badań określona została przydatność parametrów geometrii paleokoryt, jako źródła informacji paleohydrologicznych. Analiza statystyczna tych parametrów wskazała na istnienie między nimi niezbyt silnych związków. Najwyższy wskaźnik korelacji stwierdzono między szerokością a głębokością koryta, wyraźnie niższe pomiędzy wysokością fali meandra a wskaźnikiem kształtu koryta (W/H) oraz pomiędzy długością fali meandra a stosunkiem krzywizny (Rc/W). Brak silnych związków pomiędzy parametrami paleokoryt, wskazywanie przez nie niejednakowych i niesynchronicznych tendencji zmian, zadecydowało o ich małej przydatności do interpretacji paleohydrologicznych.

Analiza osadów wypełniających pozwoliła na dokonanie szeregu ustaleń dotyczących morfogenezy badanych paleomeandrów Wieprzy, jako kontinuum ich funkcjonowania po wyłączeniu z biegu rzeki. Sekwencje osadów wypełniających różnowiekowe paleomeandry wykazują dość znaczne podobieństwa co do jakości i kolejności poszczególnych ogniwi. Miąższości poszczególnych ogniwi sekwencji osadów wypełniających wskazują na znaczenie i czas trwania kolejnych etapów transformacji starorzecza w paleomeander.

Kolejne, coraz młodsze układy koryt rozwijały się w zasięgu tego samego pasa meandrowania, obejmującego prawie całą szerokość dna doliny, co w efekcie doprowadziło do zniszczenia znacznej liczby form starszych i zwiększania udziału osadów bardziej odpornych na erozję (osadów facji wypełnień paleomeandrów i bardzo drobnoziarnistych osadów facji powodziowej).

Analiza wskaźników uziarnienia osadów dennokorytowych Wieprzy dostarczyła informacji o cechach litologicznych badanych osadów. Na osady dennokorytowe badanych paleomeandrów składają się piaski średnioziarniste, które lokalnie przechodzą w piaski gruboziarniste (przede wszystkim w strefie nurtu) i piaski drobnoziarniste (głównie na wypływających się skłonach łach meandrowych). Odchylenie standardowe informuje o średnio dobrym i średnim stopniu wysortowania, charakterystycznym dla osadów korytowych. Dla większości próbek wartości wskaźnika skośności graficznej mieszczą się w przedziale od $-0,1$ do $+0,1$, co wskazuje, że udział ziaren frakcji grubszych i drobniejszych od ziaren frakcji o maksymalnej częstotliwości jest podobny i najczęściej nie wykazuje wyraźnej przewagi żadnej z nich.

Wskaźniki uziarnienia w skali pojedynczego paleomeandra pozwalają skutecznie wnioskować o hydrodynamicznych cechach przepływu wody jako atrybutach środowiska sedymentacyjnego zakoli rzecznych. Cechy uziarnienia osadów korytowych i morfologia badanych paleomeandrów, umożliwiły

określenie rozmieszczenia stref morfodynamicznych: strefy I o podwyższonej energii i dynamice przepływu (nurt główny i ewentualnie jego odgałęzienia) oraz stref (II i III) spokojniejszego przepływu, o niewielkiej lub wygasającej energii i najczęściej mniejszej dynamice (górną część łąchy meandrowej, łącha wsteczna, strefy przylegające do brzegów). Położenie tych stref wykazuje związki z kształtem i parametrami zakoli w układzie poziomym.

Stwierdzona jednorodność (drobnoziarnistość i wąskie spektrum wielkości ziaren, jednorodność stopnia ich obróbki) osadów dennokorytowych jest czynnikiem sprzyjającym transportowi rumowiska. Koryta zbudowane z takich osadów stwarzają warunki do dużej zmienności natężenia i rodzajów procesów transportu w różnych częściach koryta, w zależności od wielkości i natężenia przepływu. Wpływ oporów transportu, wynikających ze średnicy ziaren materiału dennokorytowego, był w badanych paleomeandrach Wieprzy niewielki.

Wyznaczone wartości paleoprzepływów Wieprzy uznano za istotne z punktu widzenia określenia tendencji zachowania się tego parametru w przeszłości. Przez niemal cały okres atlantycki przepływy zmniejszyły się. W okresie subborealnym nastąpiła tendencja do niewielkiego wzrostu tego parametru. Na początku okresu subatlantyckiego (SA₁), zanotowano dość gwałtowny wzrost wartości przepływu, po którym nastąpiła tendencja do jego zmniejszania i zbliżania do wartości współczesnej.

Z punktu widzenia hydrodynamiki badanych paleokoryt, istotny jest fakt, że analogiczne, jak przepływ, tendencje zmian wykazują wyznaczone prędkości przepływu, pola powierzchni przekrojów poprzecznych, szerokości i średnie głębokości. Sytuacja taka może stanowić przesłankę do wyciągnięcia wniosku, iż przepływ pełnokorytowy miał istotny wpływ na kształtowanie parametrów morfometrycznych koryt Wieprzy.

W badanej części holocenu nastąpiło około dwukrotne zmniejszenie wielkości przepływu Wieprzy, co jest zgodne z ogólną tendencją określoną dla rzek środkowej i północnej Europy i pozwala zakładać, że omawiane obszary podlegały podobnym, regionalnym zmianom warunków środowiskowych.

Okres rozwoju i kształtowania paleomeandra C (SA₁) był okresem największej aktywności fluwialnej Wieprzy w badanej części holocenu, a o skali tej aktywności zdecydowały czynniki naturalne i antropogeniczne, określające warunki funkcjonowania geoekosystemu doliny Wieprzy.

Wpływ ingerencji człowieka na rozwój procesów fluwialnych w starszych paleomeandrach jest praktycznie niedostrzegalny, a w młodszych zaznacza się stosunkowo słabo. Najwyraźniej zaznaczył się w odniesieniu do paleomeandra C, otaczającego wczesnośredniowieczne grodzisko Wrześnica.

Osiągnięte rezultaty potwierdziły przydatność analiz sedimentologicznych cech osadów dennokorytowych do oceny zmian środowiska fluwialnego, także w zakresie paleohydrologii ilościowej. Wykorzystanie tych ustaleń na potrzeby predykcyjne jest jednak obciążone znacznym ryzykiem, co wiąże się z trudnościami w ocenie rozmiarów przyszłej bezpośredniej i pośredniej ingerencji człowieka w funkcjonowanie geoekosystemów dolinnych.

PEDOGEOLOGICAL TRANSECT STUDIES IN EASTERN TIBET: IMPLICATIONS FOR LANDSCAPE HISTORY AND PRESENT-DAY DYNAMICS

Knut KAISER

University of Marburg, Marburg, Germany

The investigations presented here were carried out within the project of the German Research Council „Present-day dynamics and Holocene landscape history of fragmented forest biocoenoses in Tibet“ (conducted by G. Miehe, Marburg).

In eastern Tibet in an altitude of approx. 4500-5500 m a.s.l., a cover of sedge-turf is partly present in the zone of potential forest growth ('Cold Felty soils' in Fig. 1). This topsoil horizon ('Aw') – consisting of felty remains of fine sedge roots (*Kobresia spec.*), amorphous humus and minerogenic matter – has a thickness of 5-25 cm and covers an area of approx. 450.000 km² in total. It occurs in nearly all relief positions (slopes, tops, depressions) and covers different substrates and soil types, respectively. This has either spread into the potentially forested zone after forest clearing (hypothesis A), or it has delayed Holocene reforestation, in which case its destruction would be a necessary precondition for reforestation (hypothesis B; Miehe, Miehe 2000).

Pedogeomorphological transect studies as well as description and sampling of single profiles were the main research activities during fieldwork in 2002 and 2003. Together with lab-analysis these investigations aim at a soil-genetic and geomorphic site interpretation. Beside this, the geochronological dating of turfs and colluvial sequences set up priorities.

Transect 'Xinghai' (3100-4400 m a.s.l., basin-mountain ridge cross-section of ca. 34 km length, partly wooded by juniper and fir) comprises partly salt affected Calcaric Regosols, Chernozems, and Cambisols (loess, slope deposits, colluvial sediments). Transect 'Jianxi' (3600-3800 m a.s.l., river gorge cross-section of ca. 1 km length, completely wooded by juniper and fir) shows Anthrosols, Cambisols, and Calcaric Regosols (colluvial sediments, loess, slope deposits). Transect 'Feng Co' (4500-4700 m a.s.l., lake basin-surrounding hills cross-section of ca. 16 km length, unwooded) partly consists of salt affected Gleysols and Cambisols (lacustrine sands and gravels, aeolian sands). Transect 'Nam Co' (4600-5200 m a.s.l., lake basin-mountain ridge cross-section of ca. 32 km length, unwooded) comprises Gleysols, Cambisols, and cryogenic influenced soils (lacustrine sands and gravels, fan sediments, aeolian silts). Transect 'Reting' (4100-5000 m a.s.l., river valley-mountain ridge cross-section of ca. 5 km length, wooded by juniper in 4100-4700 m a.s.l., Fig. 2) shows Cambisols, Anthrosols, and Luvisols (aeolian silts and sands, slope deposits, colluvial sediments). Finally, transect 'Lhasa-Drepung' (3600-4900 m a.s.l., river basin-mountain ridge cross-section of ca. 10 km length, nearly unwooded) mainly consists of Calcaric Regosols, Cambisols, and Anthrosols (fluvial/fan deposits, slope deposits, colluvial sediments).

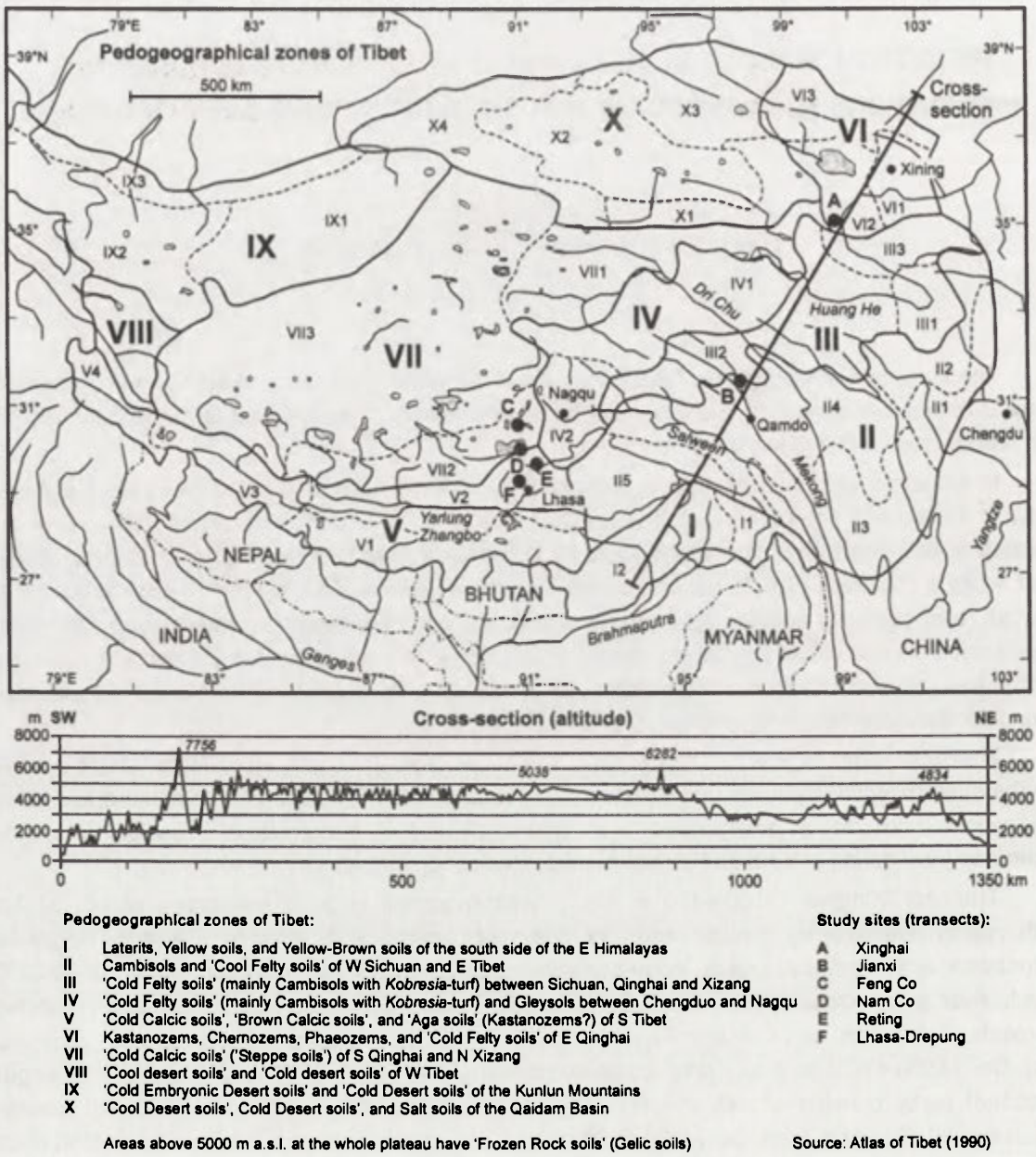


Fig. 1. Pedogeographical zones and investigated transects in Tibet

Radiocarbon datings (uncal.) on buried soils from the transects (Reting: 1197 ± 45 BP, 891 ± 46 BP; Lhasa-Drepung: 2194 ± 41 BP, 203 ± 41 BP) as well as from archaeological sites around Lhasa (3668 ± 57 BP, 3053 ± 45 BP) probably indicate human caused local soil erosion since the late Neolithic. According to published radiocarbon dates from 13 buried Ah horizons (Lehmkuhl et al. 2002), the sedge-turf horizon has a maximum age of 4370 ± 125 BP to 1580 ± 70 BP, thus indicating the (human influenced) late Holocene as well. Additionally, a minimum age of 243 ± 55 BP for a turf horizon was obtained from the Reting transect.

The investigated transects show features of a weak to medium scale soil degradation (ablation, deflation, gully erosion). Human use of the few relic forests and overgrazing of the widespread *Kobresia* pastures by domestic animals mainly are the reasons. This leads to a serious environmental problem in eastern Tibet.

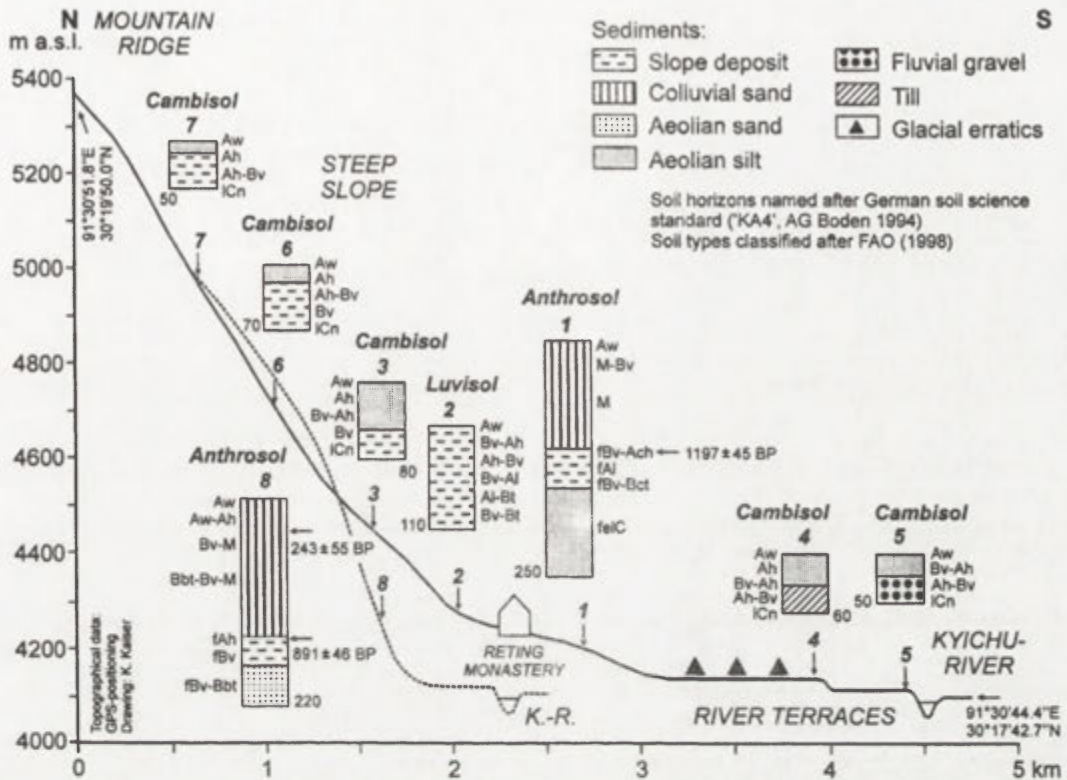


Fig. 2. Pedogeomorphological transect 'Reting'

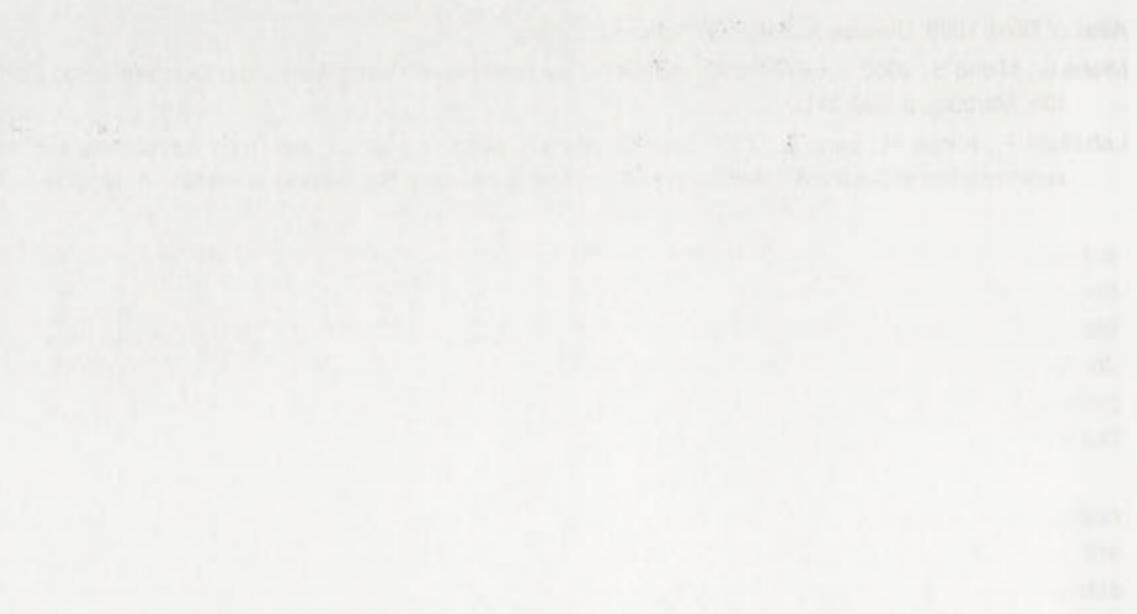
References

- Atlas of Tibet*, 1990, Chinese Academy of Sciences, Beijing.
- Miehe G., Miehe S., 2000, *Environmental changes in the pastures of Xizang*, Marburger Geographische Schriften, 135, Marburg, p. 282-311.
- Lehmkuhl F., Klinge M., Lang A., 2002, *Late Quaternary glacier advances, lake level fluctuations and aeolian sedimentation in Southern Tibet*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band 126, p. 183-218.

WYKRES 11



WYKRES 12



ROLA PROCESÓW EOLICZNYCH W DENUDACJI OBSZARÓW WYŻYNNYCH POLSKI W VISTULIANIE

Sławomir KOBOJEK

Uniwersytet Łódzki, Łódź

Wiatr w środowisku peryglacialnym stanowi aktywny czynnik modelowania rzeźby. Dotyczy to zarówno współczesnych, jak i dawnych obszarów zimnych. W plejstocenijskiej strefie peryglacialnej Polski najlepiej poznano działanie vistuliańskich procesów eolicznych, chociaż badania dostarczają coraz więcej danych o dużej aktywności morfogenetycznej wiatru także w wielu starszych zimnych okresach plejstocenu (Kobojek 1990; Goździk 2001; Mycielska-Dowgiałło 2001).

W literaturze geomorfologicznej i geologicznej szczególnie wiele uwagi poświęcono eolicznym formom akumulacyjnym, wydmom oraz pokrywom lessowym. W mniejszym stopniu podejmowano problemy związane z destrukcyjnymi procesami wiatrowymi, chociaż już w pionierskich polskich pracach peryglacialnych J. Dylik (1952, 1953) podkreśla znaczenie wiatru jako czynnika denudacyjnego.

Obszary wyżynne Polski południowej w vistulianie były miejscem działania intensywnych procesów eolicznych. Prezentowane wnioski oparto na badaniach prowadzonych na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej oraz sąsiadujących z nią od zachodu i wschodu terenach Wyżyny Śląskiej i Małopolskiej. W peryglacialnej denudacji Jury Krakowsko-Częstochowskiej w vistulianie, obok procesów wietrzeniowych, transportu grawitacyjnego, splukiwania i procesów fluwialnych, brały udział także niszczące procesy eoliczne. Można wskazać kilka pośrednich dowodów geomorfologicznych i geologicznych intensywnej działalności tego typu procesów. Należy zaliczyć do nich niewątpliwie:

- cechy rozmieszczenia form wydmowych i pokryw piaszczystych oraz pylastych na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej i terenach sąsiednich;
- „eoliczny typ obróbki” klastów frakcji piaszczystej w vistuliańskich osadach utworzonych w nieeolicznych środowiskach sedymentacyjnych (stokowym i fluwialnym);
- występowanie eolizowanych piasków w klinach kontrakcji termicznej z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym.

Ważną rolę w wyznaczeniu terenów vistuliańskiej denudacji eolicznej odgrywa analiza przestrzenna występowania form wydmowych oraz eolicznych piasków pokrywowych. Zachowane formy znaczą dawne strumienie transportowanego materiału piaszczystego. Zauważono, że na wyżynach występują obszary koncentracji osadów i form oraz strefy, gdzie piasków eolicznych jest relatywnie niewiele. Obszar garbu Wyżyny Częstochowskiej jest strefą stosunkowo ubogą w formy wydmowe i pokrywy piaszczyste, mimo że zarówno przed progiem górnojurajskim w Obniżeniu Górnej Warty, jak również na wschód od Wyżyny, w obrębie Niecki Włoszczowskiej, obserwować można szczególnie duże nagromadzenie piasków eolicznych. Pozwala to wnioskować, że Wyżyna Krakowsko-Częstochowska była miejscem działania głównie eolicznych procesów niszczących.

Powszechne działanie wiatru w zimnych okresach plejstocenu, a zwłaszcza w vistulianie spowodowało, że w osadach różnych środowisk sedymentacyjnych można obserwować dobrą bądź bardzo dobrą obróbkę ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej. Przejawia się to między innymi w występowaniu w próbkach dużej ilości cząstek typu (RM), wyróżnionych za pomocą metody

morfoskopowej. Obecność cząstek tego typu uważana jest powszechnie za przejaw „eolizacji” osadu. Cząstki piasku podlegały wielokrotnie procesom redepozycji w środowisku stokowym, fluwialnym i eolicznym. Podczas transportu przez wiatr przemieszczane ziarna ulegały abrazji, w wyniku czego ich powierzchnia została zmatowiona, a naroża cząstek silnie zaokrąglone.

Cechą charakterystyczną vistuliańskiego środowiska peryglacialnego wyżyn była obecność wieloletniej zmarzliny. Dowodem na jej występowanie są, między innymi, struktury szczelinowe kontrakcji termicznej. Szczególnie dobrze rozwinęły się wówczas kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym. Piasek wypełniający struktury ma wyraźne cechy eoliczne. W pierwszym rzędzie odznacza się bardzo dobrą obróbką klastów. W materiale wypełniającym szczeliny występuje duży odsetek cząstek o doskonałym zaokrągleniu i wyraźnym zmatowieniu powierzchni (cząstki typu RM). Oznacza to, że transportowany eolicznie i abradowany przy tym mechanicznie materiał, dostawał się do swoistych pułapek, jakie stanowiła rozwijająca się sieć spękań mrozowych.

Przedstawione fakty dowodzą, że wyniesione wypukłe fragmenty badanych obszarów wyżynnych stanowiły w vistulianie strefy niszczenia eolicznego (deflacji i korazji) oraz transportu tranzytowego strumieni piaszczystych. W znacznie mniejszym stopniu zachodziła natomiast akumulacja piasków wydmywowych i pokrywowych.

Literatura

- Dylik J., 1952, *Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce*, Biuletyn PIG, 67, Z badań czwartorzędu w Polsce, 3, s. 231-332.
- Dylik J., 1953, *O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski*, Acta Geographica Univ. Lodz., 24.
- Goździk J., 2001, *Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych z środkowo- zachodniej części kopalni Bełchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.) *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, WGiSR UW, Warszawa.
- Kobojek S., 1990, *Elementy peryglacialne w budowie geologicznej i rzeźbie północnej części Wyżyny Częstochowskiej*, Acta Geographica Univ. Lodz., 60.
- Mycielska-Dowgiałło E., 2001, *Teksturalne cechy osadów wskazujące na stopień ich eolizacji i pozycję stratygraficzną*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, WGiSR UW, Warszawa.

OSADY POŁODOWCOWE I EOLICZNE W DOLINIE DOLNEJ WISŁY (W REJONIE UNISŁAWIA I ŚWIECIA)

Jarosław KORDOWSKI

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

Obszar dzisiejszej doliny Dolnej Wisły poniżej Płocka pokryty był w czasie ostatniego zlodowacenia łądoldem. Zdarzenie to pozostawiło swoje charakterystyczne piętno, odróżniające tę część doliny od jej części środkowej i południowej. Ze względu na obecność rozległego i względnie głębokiego obniżenia, wycofujący się łądolód miał tu doskonałe warunki do pozostawiania brył martwego lodu (Falkowski 1980; Mojski 1980). Obecność form związanych z martwym lodem lodowcowym w dolinie Wisły stwierdzili już na przełomie lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych S. Skompski (1969) w rejonie Płocka i E. Drozdowski w Basenie Grudziądzkim (1974), a ostatnio J. Chormański i E. Mycielska-Dowgiałło (1996). Wyrażały się obecnością form związanych z wytapianiem martwego lodu (ozy, kemy, pokrywy ablacyjne) na wysokich poziomach morfologicznych doliny. Dowody na udział brył martwego lodu w kształtowaniu rzeźby dna doliny Wisły występują również w Basenie Unisławskim i Basenie Świeckim.

We wschodniej części Basenu Unisławskiego występuje, szeroki na ok. 5 km, obszar zalegania torfów i gytii, spośród których wystają, na przeciętnie kilka metrów wysokości względnej, wąskie, wydłużone i w przypadku mniejszych form, bardzo prostoliniowo biegnące wzniesienia piaszczyste. Mniejsze z nich przez W. Niewiarowskiego (1987) uważane były za dawne wały przykorytowe, a większe za ostańce II terasy rzecznej z późnego glacjału. Pewne cechy ich budowy geologicznej i morfologii wskazują, że w przypadku części z tych form można też rozważyć hipotezę powstania, w różnej wielkości, rozpadlinach lodowych, istniejących w wielkiej bryle martwego lodu, jaka utworzyła się w Basenie Unisławskim i jego otoczeniu w trakcie recesji ostatniego łądolodu.

Najdłuższy z takich wałów piaszczystych występuje w miejscowości Błoto, osiągając 5 km długości i 1,2 km szerokości. W Borównie występuje wzniesienie długości 2,5 km i 700 m szerokości. Stosunek długości do maksymalnej szerokości w przypadku tych największych form wynosi ok. 4. Formy mniejsze są dużo węższe. Stosunek długości do średniej szerokości w niektórych przypadkach przewyższa 10. Wały te generalnie nie przekraczają 40 m n.p.m. Obecnie osiągają one do 10 m wys. względnej ponad poziom obecnego dna Basenu Unisławskiego, jednak u schyłku glacjału deniwelacje były jeszcze o 3 do 5 m większe, bowiem wówczas nie istniało wypełnienie biogeniczne we wschodniej części, ani około 2-metrowej miąższości pokrywa madowa w zachodniej części Basenu Unisławskiego. Wysokość względna najwyższych form mogła więc sięgać do 15 m. Powierzchnia wzniesień obfituje w wyniosłości i obniżenia odbiegające od typowej morfologii teras rzecznych. Na części z nich rozwinęły się małej miąższości pokrywy eoliczne i wydmy (Niewiarowski 1970). Wydmy zdaniem W. Niewiarowskiego (1997) nie uległy dalekiemu transportowi i powstały już w starszym dryasie, chociaż później były jeszcze przewiewane.

Na podstawie analizy odsłonięć w formach polodowcowych stwierdzić można, że pod względem litologicznym zbudowane są z piasków, z domieszkami żwirów. Niekiedy dość znaczny udział wykazują piaski mułkowate i żwiry. Charakterystyczny jest prawie całkowity brak mułków i ilów.

Pod względem strukturalnym osady te są niezbyt zróżnicowane. Ddominuje typ warstwowania horyzontalnego i niskokątowego przekątnego płaskiego, nieco mniej częste jest warstwowanie płaskie przekątne i masywne. Czasami spotyka się niewyraźne warstwowanie horyzontalne ze smugami żelazistymi, a niekiedy też struktury, które można tłumaczyć przemieszczaniem się materiału po

bardziej stromych stokach form. Objawia się to występowaniem wtrąceń, brył, plam i przemazów materiału organicznego (te tylko w górnych częściach profili) lub piasku mulkowego, w obrębie dobrze wysortowanych facji piaszczystych.

W dwu przypadkach, w dolnych częściach odsłoneń, nachylenie warstw osadu wyniosło blisko 45° , co znacznie przekracza kąt naturalnego zsypania piasku. Osady z kątem upadu większym od kąta naturalnego zsypania przechodzą stopniowo w osady najpierw warstwowane przekątnie płasko, a potem niskokątowo. Nie zaobserwowano uskoków w obrębie warstw z dużym kątem upadu, ale może być to związane jedynie z małą powierzchnią osadów, analizowanych w odsłonięciach. Bardzo charakterystyczne dla wzniesień piaszczystych Basenu Unisławskiego jest występowanie czasami ponad 3 m miąższości pakietów masywnych piasków przemytych. Obecność takich pakietów wiąże się prawdopodobnie ze zsuwaniem się i mieszaniem wcześniej złożonego materiału piaszczystego w wyniku takich gwałtownych zdarzeń, jak przerwanie podpierającej bariery lodowej. Niewykluczone, że pakiety te powstawały, przynajmniej w części, w warunkach subakwalnych.

Kierunki odpływu wód zapisane w osadzie są bardzo zróżnicowane. Zasadniczo dominuje sektor północno-wschodni, chociaż incydentalnie można też spotkać odpływ w kierunku południowym. Należy jednak pamiętać, że całe pakiety osadu mogły być przechylone po wytopieniu brył martwego lodu. Obecne kierunki upadu warstw nie zawsze muszą odpowiadać kierunkom pierwotnym.

Sporo informacji dostarcza analiza miąższości gytii i torfów występujących w dnie Basenu Unisławskiego. Struktury występujące pod tymi osadami mają wyraźny układ rzeki roztokowej. Roztoki są bardzo wyraźne, chociaż zaskakująco prostoliniowe i miejscami bardzo głębokie, przekraczające 6 m.

Analiza odsłoneń z Basenu Świeckiego wskazuje również możliwość istnienia form szczelinowych, nadbudowanych osadami wydmowymi do 4 m miąższości. Pod względem litologicznym są bardzo zróżnicowane, bowiem w piaskach mamy tu domieszki żwiru i mulków. Zróżnicowanie strukturalne jest także duże. Przeważa warstwowanie horyzontalne i niskokątowe. Powszechne są też struktury przekątnie płaskie, faliste i niekiedy masywne. Kierunki pomierzonych paleoprądów są zróżnicowane, zajmując wszystkie możliwe sektory rozkładu.

Osady eoliczne zajmują wyższe partie doliny, a także przykrawędziowe obszary wysoczyzny. Ziarna najprawdopodobniej eolicznego pochodzenia w osadach basenów powodziowych spotykane są na odległości do 50, bardzo rzadko do 100 metrów od czoła większych wydm. W okresie depozycji osadów powodziowych procesy eoliczne najprawdopodobniej miały więc miejsce, lecz ich natężenie było słabe. Wydmy musiały zajmować względnie ustabilizowaną pozycję. Przez obszary wydm i piasków przewianych, począwszy od Nowych Dóbr po Podwiesk i Brankówkę, występują przełomy wód powodziowych, poprzez które wody powodziowe mogły penetrować wschodnią część doliny. Znaczą to, że osady wydmore, w większej swej części powstały przed akumulacją mąd. W Podwiesku, w bezpośrednim zapleczu wydmy, występują niewielkie płyty pokryw ablacyjnych. Można z tego wnioskować, że wydmy nadbudowują w części starsze cokoły form, powstałych w martwym lodzie. Wskazuje na to zróżnicowanie strukturalne osadów. Gleby kopalne spotyka się tu do maksymalnej stwierdzonej głębokości 3,7 m. Taki byłby prawdopodobnie zasięg przewiania piasków. Piaski eoliczne wykazują rozmaite struktury. Dominuje warstwowanie przekątne piaskie o nachyleniu zbliżonym do kąta naturalnego zsypania. Występuje też warstwowanie horyzontalne. Bardzo powszechne są bioturbacje zamazujące starsze struktury. W ich miejsce powstaje struktura marmurkowata.

W osadach eolicznych występują liczne poziomy reaktywacji. Charakteryzuje je występowanie kilkucentymetrowych warstw piasku średniego i grubego, wśród piasku średniego i drobnego. Znaczą one epizody usuwania materiału eolicznego, stąd zwiększenie grubości ziarna. Część z takich warstw, zwłaszcza drobniejszych, może być związana ze splukiwaniem warstwowym podczas ulewnych deszczów, kiedy powierzchnia wydm nie była jeszcze pokryta roślinnością.

Literatura

- Chormański J., Mycielska-Dowgiałło E., 1996, *Ewolucja doliny Wisły od Kępy Płockiej do Płocka w okresie ostatniego zlodowacenia i holocenu*, [w:] Mikulski Z., Bajkiewicz-Grabowska E. (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych (na przykładzie Wisły pod Płockiem)*, Towarzystwo Naukowe Warszawskie, WGiSR, UW, Warszawa, s. 97-112.
- Drozdowski E., 1974, *Geneza basenu grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, *Prace Geograficzne*, 104, IG i PZ PAN.
- Falkowski E., 1980, *Problemy genezy i interpretacji doliny środkowej i dolnej Wisły*, *Przegląd Geologiczny*, 326, s. 345-347.
- Mojski J.E., 1980, *Budowa geologiczna i tendencje rozwoju doliny Wisły*, *Przegląd Geologiczny*, 326, s. 332-333.
- Niewiarowski W., 1987, *Evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and the river gap to the North of Bydgoszcz Fordon*, [w:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years*, *Geographical studies, Special Issue, IV, part II*, IG PAN, s. 234-252.
- Niewiarowski W., 1997, *Morfogeneza Basenu Unisławskiego*, [w:] Andrzejewski L. (red.) *Procesy, formy i osady fluwialne na obszarze młodoglacialnym Nizu Polskiego*, *Warsztaty terenowe*, Instytut Geografii UMK, Toruń, s. 53-57.
- Skompski S., 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, [w:] *Z badań czwartorzędu w Polsce*, 12, *Biuletyn PIG*, 220, s. 175-258.

MODEL PRZESTRZENNY ROZWOJU FORM I OSADÓW OBSZARU WSPÓLZECNEGO UJŚCIA WISŁY – WSTĘPNE DANE

Dorota KOSZKA-MARON

Państwowy Instytut Geologiczny, Gdańsk

Obszar badań o powierzchni około 20 km² obejmuje współcześnie aktywną część delty Wisły – od 1895 roku stożek ujściowy (czoło delty) i jego przedpole (prodelty).

Model morfodynamiczny skonstruowano poprzez porównanie planów batymetrycznych obecnego rejonu ujściowego z lat 1890–2000.

Obecne ujście Wisły jest unikalnym obszarem, gdzie można obserwować rozwój stożka ujściowego od momentu powstania, do chwili obecnej. Podczas ostatnich 100 lat na stożku gromadziły się duże ilości osadów, formując obecnie aktywne czoło delty i prodelty.

Osady czoła delty rozwijają się głównie w postaci facji piaszczystych o grubości 11-13 m. Miąższość facji piaszczystych budują piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste, miejscami ze żwirem i muszlami mięczaków słodkowodnych oraz morskich. Lokalnie występują też facje muliste. Mulisto-piaszczyste osady prodelty występują na przedpolu stożka ujściowego Wisły w strefie głębokości 12-16 m oraz podścielają osady stożka (w czole delty) o miąższości 0-10 m.

Podczas ostatnich 100 lat linia brzegowa przesunęła się w kierunku morza o od 1,5 km po wschodniej do około 2,5 km po zachodniej stronie ujścia Wisły. Izobata 5 m przesunęła się w kierunku morza o około 3 km, a izobaty 10 i 15 m po – 2,5 km każda.

W 1894 podwodny skłon morski schodził do głębokości 15 m na odcinku 1500 m, co dawało średni gradient nachylenia dna 1:100. W 1895 wykopano 7 km kanał i wprowadzono do niego większość wód Wisły. W 1933 roku stożek napływowy zawierał 71,17 mln m³ materiału, a średnie tempo przyrostu stożka podczas 38 lat wyniosło 1,89 mln m³/rok. Podczas okresu 1933-1970 ilość materiału w stożku napływowym wzrosła do 112,18 mln m³/rok. Średnie tempo przyrostu stożka dla tego okresu zmniejszyło się do 1,11 mln m³/rok.

W 2000 roku, 105 lat po otwarciu Przekopu Wisły, ilość osadów zakumulowanych w stożku osiągnęła 133,39 mln m³. Pomiedzy 1970 a 2000 rokiem średnie tempo przyrostu zmniejszyło się do 0,7 mln m³/rok.

Według analiz zdjęć lotniczych obszar lądowej części stożka napływowego w 1997 r. wynosił 3 019 000 m², a średnie tempo przyrostu łądu w latach 1895-1997 wynosiło 29,598 m²/rok.

MODEL PRESENTATION AND ANALYSIS OF THE
OCCUPATIONAL HEALTH AND SAFETY ACT

1976-1977

1976-1977

The following text is a very faint and illegible scan of a document. It appears to be a report or a set of notes related to the Occupational Health and Safety Act. The text is mirrored and difficult to read, but some words like "MODEL PRESENTATION" and "ANALYSIS" are visible at the top. The rest of the page contains several paragraphs of text that are too light to transcribe accurately.

ZMIANY FUNKCJONOWANIA GÓRSKICH SYSTEMÓW KORYTOWYCH W WYNIKU PRZEPROWADZONYCH REGULACJI HYDROTECHNICZNYCH

Joanna KOŚCIELNIAK

Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Systematyczne regulacje koryt rzecznych prowadzone są w Polsce od około 100 lat, zaś szczególnie wiele rzek uregulowano w II połowie XX wieku. Prace regulacyjne polegały głównie na zmianie przebiegu koryt, wznoszeniu podłużnych i poprzecznych budowli hydrotechnicznych oraz umacnianiu dna i brzegów koryt. Główną przyczyną tego typu działań była chęć zdobywania coraz to nowych obszarów pod zagospodarowanie oraz ich ochrona przeciwpowodziowa. Regulacje przeprowadzano przeważnie bez wcześniejszego dokładnego rozpoznania systemów korytowych i pełnego zrozumienia ich funkcjonowania. Podstawowymi błędami popełnianymi masowo były: zwężanie koryta wielkiej wody poprzez tworzenie jednodelnej, wąskiej trasy regulacyjnej, skracanie przebiegu koryt i ich wyprostowywanie (ściananie zakoli). Efektem tak przeprowadzonych regulacji są dzisiaj duże, nieplanowane, przeważnie niekorzystne ekologicznie zmiany w strukturze koryta i jego funkcjonowaniu. Powszechna jest tendencja do pogłębiania koryt, szczególnie widoczna w korytach rzek górskich (Klimek 1987; Wyżga 1994). Celem opracowania jest rekonstrukcja zmian wykształcenia i funkcjonowania przykładowych górskich systemów korytowych od okresu przed ich regulacją do dzisiaj, w kolejnych etapach powstawania budowli regulacyjnych.

Badania prowadzono w korytach rzeki Mszanki i jej dopływu Porębianki (dorzecze Raby). Obszar badań leży w Gorcach i w Beskidzie Wyspowym, budują go odporne utwory płaszczowiny magurskiej oraz mało odporne utwory serii okna tektonicznego Mszany Dolnej. Badane koryta są na znacznej długości uregulowane, systematyczne prace regulacyjne na większą skalę przebiegały w kilku etapach przez ostatnie około 50 lat. Po powodziach w latach 1997 i 2001 koryta te zostały znacznie przemodelowane, a niektóre budowle hydrotechniczne uszkodzone. W związku z tym koryta w dolnym biegu Mszanki i Porębianki są obecnie ponownie regulowane.

W celu poznania wykształcenia i funkcjonowania systemów korytowych w przeszłości, zwłaszcza w okresie przed ich regulacją, porównano różnowiekowe mapy topograficzne: współczesne i austriackie z przełomu XIX i XX w. Wykorzystano też wyniki badań struktury i dynamiki koryt dorzecza Mszanki, prowadzone w 1975 i 1992 r. (Krzemień 1984; Komędera 1993). Analizie poddano dane hydrologiczne – stany wody minimalne roczne za okres kilku dziesięcioleci.

Do badania zmian wykształcenia koryt, po każdorazowo przeprowadzonych regulacjach, wykorzystano materiały archiwalne, udostępnione przez Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Krakowie. Materiały te, to projekty techniczne planowanych regulacji, w skład których wchodziły: plany sytuacyjno-wysokościowe koryt w skalach 1:1000 lub 1:2000, profile podłużne i poprzeczne koryt, tabele eksploatacyjne budowli hydrotechnicznych oraz zdjęcia dokumentujące poszczególne etapy prac regulacyjnych.

Współczesne wykształcenie i funkcjonowanie badanych systemów korytowych rozpoznano dzięki terenowemu kartowaniu geomorfologicznemu koryt, na podkładzie mapy topograficznej w skali 1:10 000. Kartowanie przeprowadzono w 2004 r., posługując się „Instrukcją do kartowania koryt” (Kamykowska i in. 1999). Koryta podzielono na odcinki podstawowe (w oparciu o przebieg koryta w planie). Wykorzystując specjalny raptularz, odcinki te charakteryzowano przypisując im szereg cech

jakościowych i ilościowych. Posłużyło to do przeprowadzenia typologii odcinków koryt pod kątem ich dynamiki.

Na początku XX w. koryta Mszanki i Porębianki w dolnym i środkowym biegu były roztokowe, szerokość łożyska wynosiła miejscami kilkaset metrów. Efektem kolejnych zabiegów regulacyjnych było skrócenie i wyprostowanie koryta oraz utworzenie jednodelnej, wąskiej trasy regulacyjnej.

Jednymi z najstarszych budowli regulacyjnych w korytach Mszanki i Porębianki są duże zapory przeciwrumowiskowe (w Mszanie Górnej z 1934 r., w Łętowym z 1961 r., w Niedźwiedziu z 1960 r.). Ich budowa miała zmniejszyć spadek koryta i ograniczyć transport rumowiska. Skutkiem ubocznym okazała się intensywna erozja denna lub wgłębna na kilkusetmetrowych odcinkach poniżej zapór. Kolejno powstające budowle podłużne typu kierownic lub ostróg, mające na celu zawężenie koryta i wytworzenie nowych linii regulacyjnych, powiększyły istniejącą już tendencję do pogłębiania. Na skutek wybudowania w latach 80. stopni betonowych w dolnym biegu koryta, zmniejszeniu uległy spadek koryta i tempo erozji. Jednak energia przepływu wciąż była za duża w stosunku do okresu sprzed regulacji i po każdym wezbraniu stopnie, niszczone i zasypywane przez rumowisko, przestawały spełniać swoją funkcję. Analiza stanów wody minimalnych rocznych z wielolecia w przekroju wodowskazowym Mszana Dolna dowodzi, że tendencja do intensywnego pogłębiania koryta Mszanki rozpoczęła się w latach 60., czyli synchronicznie z początkiem powstawania budowli hydrotechnicznych. Można więc założyć, że to przede wszystkim regulacje są przyczyną pogłębiania. Proces ten został dodatkowo zintensyfikowany przez eksploatację rumowiska korytowego (praktykowaną na dużą skalę zwłaszcza w latach 50., 60. i 70.) i zmiany w użytkowaniu ziemi.

Koryta Mszanki i Porębianki są obecnie bardzo przekształcone. Nieznacznie zmieniły się przez ostatnie kilkadziesiąt lat jedynie koryta w górnych biegach rzek, pierwotnie skalne. Na całej długości zmalała szerokość koryt. W wielu odcinkach wzrosła liczba i wysokość progów i wychodni skalnych. Formy te pojawiły się też w odcinkach, które jeszcze 30 lat temu były typowo depozycyjne. Jednocześnie zmniejszyła się liczba podcięć erozyjnych i łach. W obrębie badanych koryt widoczna jest więc silna tendencja erozyjna. Nie ma już odcinków roztokowych, a większa część koryt wycięta jest w litym podłożu – procentowy udział koryta skalnego Mszanki wzrósł w ciągu ostatnich 29 lat z 39,6 % do 65,5 %. Zmianie uległy funkcje poszczególnych odcinków koryt. W przypadku Mszanki koryto w jej górnym biegu z transportacyjnego stało się erozyjne, a w biegu środkowym – z redepozycyjnego – redepozycyjno-erozyjne, a potem erozyjno-redepozycyjne lub nawet erozyjne. Koryto w dolnym biegu Mszanki, które również wykazywało silną tendencję erozyjną, zostało ostatnio uregulowane i pełni dziś funkcję transportacyjną.

Koryta górskie, o bardzo dużej energii przepływu, trudno jest skutecznie uregulować. Badania rekonstrukcji reakcji tych koryt na poszczególne ingerencje człowieka mogą przyczynić się do lepszego zrozumienia funkcjonowania górskich systemów fluwialnych oraz do racjonalniejszej i efektywniejszej ich regulacji.

Literatura

- Kamykowska M., Kaszowski L., Krzemień K., 1999, *River channel mapping instruction, Key to the river bed description*, [w:] Krzemień K. (red.), *River channels. Pattern, structure and dynamics*, Prace Geograficzne IG UJ, 104.
- Klimek K., 1987, *Man's impact on fluvial processes in the Polish Western Carpathians*, Geografiska Annaler, 69 A, 1.
- Komędera M., 1993, *Zmiany systemu korytowego Mszanki*, praca magisterska IG UJ.
- Krzemień K., 1984, *Współczesne zmiany modelowania koryt potoków w Gorcach*, Prace Geograficzne IG UJ, 59.
- Wyźga B., 1994, *Wpływ regulacji koryt rzek karpaccich na wzrost zagrożenia powodziowego w dorzeczu górnej Wisły (na przykładzie Raby)*, Czasopismo Geograficzne, 65 (3-4).

PRZEMIANY ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO TATR WYSOKICH W OSTATNICH 400 LATACH

A d a m K O T A R B A

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Kraków

Przemiany eko- i geosystemów wysokogórskich są dobrym wskaźnikiem przemian zachodzących w skali globalnej i regionalnej. Obszary górskie osiągające wysokości, na których panują warunki klimatyczne ograniczające występowanie wielu organizmów żywych, służą do określania tendencji zmian równowagi w ekosystemach, w dłuższych okresach czasu pod wpływem globalnych zmian klimatu. Dlatego pomiary parametrów klimatycznych w wysokogórskich piętrach geoekologicznych, korelowane z procesami biotycznymi i abiotycznymi, są stosowane nie tylko do określania przemian współczesnych, ale również do rekonstrukcji zdarzeń, które miały miejsce w ubiegłych stuleciach. Aby dokonać oceny zagrożeń związanych z przyszłymi, prognozowanymi wydarzeniami trzeba poznać przebieg dawnych zmian klimatycznych. To stwierdzenie uzasadnia celowość prowadzonych badań nad przemianami środowiska tatrzańskiego w ostatnich 400 latach, obejmujących okres małej epoki lodowej.

Próba rekonstrukcji zmian klimatycznych w Tatrach w ostatnich 400 latach jest oparta na dokumentach historycznych, sporządzonych przez osoby odwiedzające wnętrze gór. Poszukiwacze cennych kopalin i skarbów, a w XVII wieku uczeni, załączali w swych zapiskach spostrzeżenia na temat pogody. Po pierwszej charakterystyce przyrodniczej Tatr wydanej w roku 1615 przez Davida Frölicha powstały opisy dołączane do dzieł prezentujących wyniki badań geodetów, botaników, zoologów i geologów. Zestawienie danych historycznych na temat ekstremalnych opadów i powodzi – zapisanych w kronikach, z uwagi na spektakularny i tragiczny w skutkach dla mieszkańców najbliższego otoczenia Tatr – w latach 1600 do 2002, pokazuje, że występowały one nierównomiernie (ryc. 1). Bywały okresy 20-40-letnie, podczas których nie zanotowano takich zjawisk. Można także wyróżnić okresy, gdy katastrofalne zjawiska hydrometeorologiczne występowały prawie corocznie lub w odstępach 2-3 lat. Wyraźnie zaznaczyły się zgrupowania takich zdarzeń w latach 1618-1621, 1650-1662, 1713-1744 i 1862-1874. W tych okresach najbardziej ucierpiała ludność Spisza, Liptowa i Podhala. Prawdopodobnie największa terytorialnie, w skali ostatnich 400 lat, była powódź w roku 1813, zarówno po słowackiej i polskiej stronie. Jest to obraz przybliżony, nie uwzględniający wszystkich zdarzeń, a mimo to dobrze informujący o wielkiej niestabilności klimatycznej w Tatrach w czasie małej epoki lodowej, zwłaszcza w jej fazie końcowej.

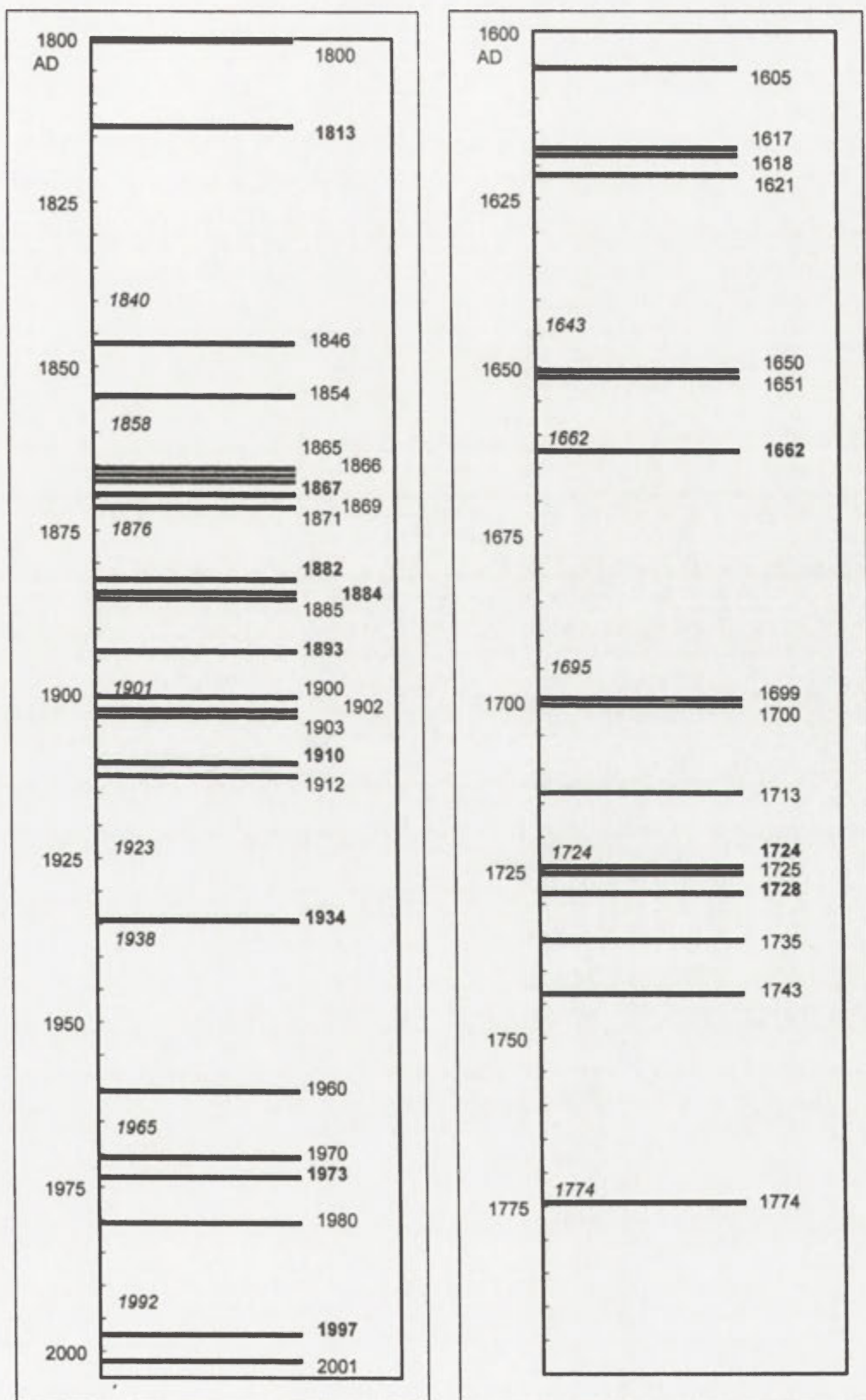
Drugim źródłem informacji o sposobie i tempie przekształcania środowiska przyrodniczego Tatr są wyniki badań wieku form rzeźby we wnętrzu gór, utworzonych wskutek działania ekstremalnych zjawisk hydrometeorologicznych, o przebiegu katastrofalnym (opady nawalne o intensywności 40 mm/godz). Wiek tych form jest określony za pomocą lichenometrii. Datowane osady spływów gruzowych w słowackiej części Tatr Wysokich (dolina Zeleného plesa) dokumentują trzy fazy ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych w latach 1801-1825, 1901-1925 oraz wyraźne ożywienie w ostatnich 25 latach (1976-2000). Brak datowań lichenometrycznych pozwalających wyróżnić starsze okresy, o wzmożonej aktywności wysokoenergetycznych spływów gruzowych. Osady i formy starsze są bowiem zagrzebane pod osadami młodszymi.

Źródłem informacji są również datowane korelatne osady jeziorne, będące zapisem wysokoenergetycznych zdarzeń geomorfologicznych na stokach znajdujących się w bezpośrednim kontakcie z misami jeziornymi. Datowania radioizotopem ołowiu ^{210}Pb limnicznych osadów

minerogenicznych, pozwalają wnioskować, że początek wzmożonej aktywności procesów morfogenetycznych, charakterystycznej dla małej epoki lodowej, przypadał na początek XV wieku.

Lichenometryczna analiza wieku pokryw blokowych zdeponowanych u podnóża ścian skalnych w słowackiej części Tatr Wysokich jest możliwa za okres AD 1500-2000. Wyróżniono cztery okresy wzmożonego odpadania i obrywania ze ścian w latach 1676-1700, 1751-1775, 1851-1900 oraz 1975-2000. Wyróżnione okresy nawiązują do reżimu termicznego (liczba przejść temperatury przez 0°C, głębokość penetracji mrozowej w ścianach skalnych). Okres 1676-1725 jest wyróżniany jako tzw. minimum Maundera, czyli głębokie pesimum termiczne w skali ostatniego tysiąclecia. Ponadto trzęsienia Ziemi w Tatrach i na ich bezpośrednim przedpolu powodowały wielkie obrywy skalne. Zapisy historyczne na temat trzęsień Ziemi oraz rejestracje geofizyczne wskazują, że w okresie ostatnich 500 lat wystąpiły duże trzęsienia Ziemi w Tatrach i na ich bezpośrednim przedpolu w latach 1591, 1643, 1662, 1695, 1724, 1774, 1840, 1858, 1876, 1901, 1923, 1938, 1965 i 1992. Najbardziej spektakularny obryw skalny uwarunkowany trzęsieniem Ziemi powstał 12 sierpnia 1662 roku. Wierzchołek Sławkowskiego Szczytu uległ znacznemu obniżeniu, zmieniła się również topografia jego kopuły.

Porównanie zbiorów starych fotografii tatrzańskich z XIX w. i współczesnych, jednoznacznie dokumentuje pogląd, że antropopresja była ważnym czynnikiem regulującym intensywność modelowania rzeźby przez procesy morfogenetyczne. Okres małej epoki lodowej był dla ludności żyjącej u podnóża Tatr bardzo trudny. Nastąpiło katastrofalne wylesienie średniogórskiej części Tatr, a piętro kosodrzewiny uległo degradacji nie z powodu pogorszenia klimatu, lecz wskutek eksploatacji kosówki na cele gospodarcze. Dlatego efekty denudacyjne ekstremalnych procesów morfogenetycznych w małej epoce lodowej były zwiększane wskutek współdziałania procesów naturalnych i uwarunkowanych działalnością człowieka. Uruchamianie zwietrzelin na stokach musiało się odbywać przy niższych wartościach progowych opadów inicjujących procesy rzeźbotwórcze.



Ryc. 1. Katastrofalne powodzie i opady w Tatrach i na przedpolu w latach 1600 – 2001 (lata zaznaczone w górnej części) oraz trzęsienia Ziemi (lata zaznaczone kursywą przy osi czasowej), zestawione na podstawie zapisów w kronikach i książkach

**MALAKOFAUNA I OSTRAKOFAUNA JAKO WSKAŹNIKI ZMIAN PALEOŚRODOWISKA
W OKRESIE PÓŹNEGO GLACJAŁU I HOLOCENU
NA OBSZARZE POŁUDNIOWEGO BAŁTYKU**

Jarmila KRZYMIŃSKA

Państwowy Instytut Geologiczny, Gdańsk

Zmiany klimatyczne, a za tym daleko idące zmiany środowiska w późnym glacie i holocenie na obszarze południowego Bałtyku, mogą być wyjaśniane także przez badania fauny mięczaków i małżoraczków. Obszar badań obejmował strefę otwartego morza południowego Bałtyku i jego strefę przybrzeżną - lądową. Rdzenie osadów pobrano z dna morza (obszar na północ od Dziwnowa i jeziora Łebsko, zachodnia część Zatoki Gdańskiej) oraz z łądu (obszar od Międzywodzia do Ustronia Morskiego, Karwi i z dna trzech jezior: Resko, Kopań, Bukowo).

Badania litologiczne, sejsmoakustyczne, petrograficzne i chronostratygraficzne wykazały, że osady pochodzące z kopalnych zbiorników jeziornych są wieku późnoglacialnego i holocenijskiego.

Na obszarze południowego Bałtyku w okresie późnego glaciału w chłodnych, tundrowych zbiornikach jeziornych, utworzonych w obrębie mis wytopiskowych po martwym lodzie, rozpoczęła się akumulacja mineralno-organiczna. W tych osadach zespoły malakofauny i małżoraczków obejmowały gatunki słodkowodne, wskazujące na klimat zimny, takie jak: *Armiger crista f. cristatus*, *Gyraulus laevis*, *Lymnaea peregra*, *Pisidium casertanum*, *Pisidium casertanum f. ponderosa*, *Pisidium milium*, *Pisidium nitidum*, *Pisidium obtusale f. lapponicum*, *Valvata cristata*, *Pisidium conventus*, *Candona candida*, *Candona neglecta*, *Cytherissa lacustris*, *Darwinula stevensoni*, *Cypridopsis vidua*. Akumulacja jeziorna w słodkowodnych zbiornikach strefy przybrzeżnej kontynuowała się w okresie wczesnego holocenu. W tym czasie oprócz gatunków słodkowodnych, zimnolubnych pojawiły się gatunki mięczaków i małżoraczków słodkowodnych, o wyższych wymogach termicznych (*Bithynia tentaculata*, *Physa fontinalis*, *Pisidium amnicum*, *Candona compressa*, *Metacypris cordata*). Świadczy to o ociepleniu się klimatu w okresie preborealnym.

Zarastanie przybrzeżnych zbiorników rozpoczęło się w okresie borealnym i trwało również w okresie atlantyckim. W tym czasie do zbiorników miały miejsce wlewy wód morskich. Wskaźnikiem tego jest liczne występowanie morskich gatunków takich jak: *Hydrobia ulvae*, *Hydrobia ventrosa*, *Cerastoderma glaucum*, *Mytilus edulis*, *Macoma balthica*, *Cyprideis torosa* oraz *Cytheromorpha fuscata*. W osadach piaszczystych w okresie subborealnym i subatlantyckim zdecydowanie przeważała fauna morska.

WPLYW REGULACJI DOLNEJ WISŁY NA ZMIANY HYDROGRAFICZNE RÓWNINY ZALEWOWEJ NA ODCINKU OD TORUNIA DO BYDGOSZCZY

Katarzyna KUBIAK-WÓJCICKA

Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

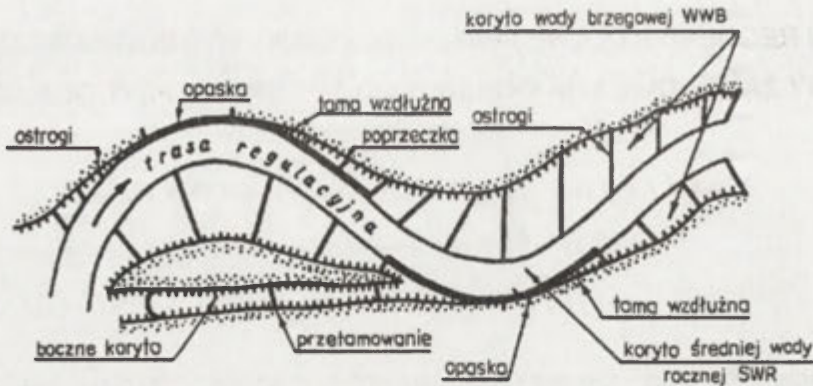
Obszar badań obejmuje równinę zalewową Wisły pomiędzy profilem wodowskazowym w Toruniu (734,7 km biegu rzeki) a profilem wodowskazowym w Fordonie (774,9 km biegu rzeki).

Celem badań było określenie zmian hydrograficznych, jakie zaszły na równinie zalewowej Wisły w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych. Zmiany naturalne wiążą się głównie z fluktuacjami klimatycznymi i zachodzą w sposób bardzo powolny. Z kolei procesy antropogeniczne ściśle wiążą się z działalnością człowieka, a ich rozwój szczególnie silnie zaznaczył się od początku XIX wieku. Wiele zmian w środowisku zachodzi w sposób pośredni lub jest wynikiem nakładania się zmian antropogennych na naturalną ewolucję środowiska przyrodniczego.

Ingerencja człowieka na Dolnej Wiśle, wprawdzie rozmiarem jeszcze niewielka, zaczęła się przed rokiem 1300. Związana ona była z już wcześniejszym istnieniem szeregu nadwiślańskich osad, które osłaniano jeszcze niezbyt wysokimi, nieciągłymi odcinkami wałów. Zasięg tych obwałowań przesuwano od ujścia sukcesywnie w górę rzeki tak, że do końca XIV wieku objęto obwałowaniem pierwotnym znaczny odcinek dolnego biegu Wisły, do Grudziądza, a do końca XV wieku aż do Torunia (Makowski 1997).

Celem wszelkich prac człowieka było ujarznienie rzeki poprzez jej regulację oraz budowę wałów przeciwpowodziowych. Jednak kompleksowa, systematyczna regulacja rzek jest dziełem dopiero XIX wieku. Wśród inicjatorów regulacji całej Dolnej Wisły wymienia się Cochiusa i Cechinza (Czernik 1955; Makowski 1997). Opracowaniem całości projektu zamierzonych robót zajął się Severin. Do realizacji projektu Severina przystąpiono w 1835 r., prowadząc roboty początkowe (do 1855 r.) w ograniczonym zakresie i przede wszystkim w rejonie delty Wisły. Przyspieszenie robót nastąpiło dopiero w 1855 r. a największe ich nasilenie miało miejsce w okresie 1880-1892. Te ostatnie były już oparte na nowym projekcie z 1879 r., w którym poza korekcją kierunków trasy, w dostosowaniu do powstałych w tym okresie zmian w układzie brzegów nieuregulowanych jeszcze odcinków rzeki, wprowadzono nieznaczne zmiany w przyjętych poprzednio szerokościach trasy, z 377 m na 375 m oraz zwężono trasę na odcinku Silno – ujście Drwęcy z 377 m na 350 m (Czernik 1955). W późniejszym okresie (do 1907 r.) okazało się potrzebne wykonanie całego szeregu budowli uzupełniających, przeważnie dodatkowych ostróg pośrednich.

Przeprowadzona regulacja doprowadziła do stabilizacji brzegów oraz złagodzenia zbyt ostrych krzywizn. W wyniku odcięcia bocznych ramion łżyska rzeki i przegrodzenia ich licznymi ostrogami, utworzyły się starorzecza. Linia ustalonego brzegu miała być osiągnięta przez zbudowanie całego szeregu ostróg podprądowych, ułożonych w odpowiednim systemie. Boczne ramiona łżyska rzeki miały być przegradzane i jako martwe łacze następnie doprowadzane w sposób naturalny lub sztuczny do wypełnienia (załadowania). Załadowania między ostrogami należało umocnić obsiewem roślin i sadzonek, a jednocześnie nie dopuścić, by ich poziom przekroczył wysokość ustalonego w projekcie poziomu brzegu koryta, co mogłoby w wyniku zmniejszenia przekroju utrudnić spływ wielkich wód (ryc. 1).



Ryc. 1. Schematyczne przedstawienie rozmieszczenia ciężkich budowli regulacyjnych w regulowanej rzece (Makowski 1997)

Rezultatem prac regulacyjnych jest szczegółowa mapa koryta Wisły w skali 1: 5000 z 1888 roku.

W okresie międzywojennym prace na dolnej Wiśle ograniczyły się jedynie do robót zachowawczych, bez wprowadzania jakichkolwiek istotnych zmian w zasadach wykonanej poprzednio systematycznej regulacji (Czernik 1955).

Zbyt skromne nakłady łożone na konserwację i renowację zaniedbanych budowli regulacyjnych sprawiły, że stan tych budowli, a tym samym całego systemu regulacyjnego, stale się pogarszał, a część została całkowicie zniszczona. Dopiero w latach 1965-77 podjęta na wielu odcinkach renowacja 337 ostróg, na 2391 ostróg zbudowanych do 1892r. na dolnej Wiśle, oraz szeregu opasek na łącznej długości 6,3 km, nieco poprawiła ogólny stan systemu regulacyjnego (Makowski 1997).

Do innych projektów regulacji Dolnej Wisły należy zaliczyć zaproponowany w 1957 r. „Program Wisła”, którego istotnym elementem miała być budowa kaskady stopni wodnych spełniających również rolę zbiorników retencyjnych. W ramach tego projektu na Dolnej Wiśle wybudowano tylko stopień wodny we Włocławku.

Na podstawie mapy koryta Wisły z 1888 roku w skali 1:5000 oraz map topograficznych w skali 1:10 000 z okresu 1977-1992, określono zmiany, jakie zaszły w obrębie równiny zalewowej. Powierzchnia starorzeczy na prawym brzegu Wisły uległa zmniejszeniu z około 217 ha do 127 ha, tj. o 41 %. Natomiast liczba starorzeczy zwiększyła się ze 132 do 307 na prawym brzegu i z 68 do 100 na lewym brzegu. Większa ilość starorzeczy wynika głównie z przegrodzenia dużych ramion rzecznych licznymi ostrogami. Z kolei na lewym brzegu powierzchnia starorzeczy zmniejszyła się z około 63 ha do 22 ha, tj. o 65%. Zmiany powierzchni i liczby starorzeczy w większym zakresie zachodziły na brzegu prawym niż na lewym.

Literatura

Czernik S., 1955, *Zagadnienie regulacji Wisły dolnej*, Gospodarka Wodna, 3, s. 116-122.

Makowski J., 1997, *Wały przeciwpowodziowe Dolnej Wisły historyczne kształtowanie, obecny stan, i zachowanie w czasie znacznych wezbrań*, wyd. II poprawione i rozszerzone, Wyd. IBW PAN, Gdańsk.

**MOŻLIWOŚCI REKONSTRUKCJI ELEMENTÓW
DAWNEGO ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO
METODĄ GEOFIZYCZNEGO PROFILOWANIA RADAROWEGO (GPR)**

P i o t r L A M P A R S K I

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

Odtworzenie dawnych środowisk przyrodniczych wymaga zwykle podjęcia interdyscyplinarnych badań obejmujących szerokie spektrum działań poznawczych. Wśród metod badawczych służących temu celowi istotne miejsce zajmują badania laboratoryjne: palinologiczne, granulometryczne, datowania próbek. Wyniki tych badań tworzą ilościową bazę danych informacji o dawnym środowisku. Jednak z uwagi na konieczność całościowego traktowania dawnych środowisk, zbadanie ich tła morfologicznego' tj. odtworzenie rzeźby dawnego terenu i określenie jego warunków wysokościowych i ekspozycyjnych, jest na obecnym etapie zaawansowania technik badawczych absolutnie niezbędne. Umieszczenie określonych zjawisk i procesów w danym kontekście morfologicznym pozwala powiązać otrzymane dane ilościowe i stworzyć dynamiczny model dawnego środowiska.

Jedną z metod badawczych dających możliwość określenia charakteru, wysokości i rozciągłości dawnych powierzchni jest metoda geofizycznego profilowania radarowego (ang. *Ground Penetrating Radar*). Metoda ta opiera się na zjawiskach odbicia i pochłaniania fal elektromagnetycznych w różnych środowiskach geologicznych. Moc sygnału odbitego od granic „facjalnych” oraz czas jego powrotu są rejestrowane przez aparaturę nadawczo-odbiorczą. Badanie odbywa się w czasie rzeczywistym i prowadzone jest z dużą gęstością wzdłuż zadanych linii przekrojów. W efekcie otrzymuje się pseudoprzekroje osadu, w których skala pozioma jest rzeczywistą skalą odległości, a skala pionowa pokazuje czas powrotu impulsów fal do anteny. Tak otrzymany falogram jest modelem przekroju badanego osadu. Siła odbicia fal elektromagnetycznych od obiektów i warstw zależy od charakteru tych obiektów. Najistotniejszym czynnikiem warunkującym występowanie na falogramach georadarowych wyraźnych linii, jest obecność wody w odpowiadających im w rzeczywistości warstwach. Warstwy będące śladem dawnych powierzchni często wzbogacone są w materię organiczną która ma większą zdolność retencji wody niż osad mineralny.

Dobłą ilustracją tego zjawiska są wyniki badań georadarowych prowadzonych na terenie stanowiska archeologicznego w Boguszewie (gm. Gruta). Cały obszar dawnej łużyckiej osady obronnej, obejmujący ponad 1,6 ha, został pokryty siatką przekrojów radarowych w odstępach co 1 m. Na wielu obrazach radarowych udało się zarejestrować obecność paleopowierzchni, stanowiącej dawną powierzchnię terenu. Równoległe przekroje radarowe zostały następnie zestawione i połączone w postać pseudotrójwymiarowej bryły osadu. Utworzony w ten sposób przestrzenny model osadu pozwolił prześledzić kształt dawnej powierzchni na prawie całym obszarze stanowiska. Dla wybranych obszarów zostały wykreślone mapy hipsometryczne tej paleopowierzchni. Bezpośrednie pomiary wilgotności w wykopach sprawdzających (zrobione na miejscu metodą FDR – *Frequency Domain Reflectometry*) wykazały znaczny jej wzrost (od wartości rzędu 15-20 % do 58-65 %), na głębokości około 1,6-2,1 m, związany z obecnością materii organicznej. Tym samym potwierdzony został związek wyraźnych odbić na obrazach georadarowych z warstwą bogatą w materię organiczną (i wodę), będącą dawną powierzchnią terenu. Podobnie wyraźnie rejestrują się również dawne

powierzchnie nie związane z bytnością człowieka. Niewątpliwie czynnikiem sprzyjającym rejestracji przez georadar dawnych powierzchni jest wykształcenie się i zachowanie na nich gleb kopalnych.

Metoda profilowania radarowego może być również przydatna w określaniu dawnej rzeźby terenu obszarów obecnie pokrytych maskującą warstwą osadów organicznych. Badanie metodą GPR równin biogenicznych w dolinach rzek oraz dawnych jezior wypełnionych torfem i gytą może być pomocne w określaniu genezy zagłębień występujących w ich dnach, a także pozwala zaobserwować kopalne formy „zakonserwowane” w osadach organicznych. Te ostatnie były m.in. obserwowane w torfowiskach wysokich na obszarze Belgii (pozostałości pagórków palsa). Osady biogeniczne są zwykle bardzo nasączone wodą i jednorodne pod względem własności elektrycznych. Duży udział wody w masie osadu powoduje znaczne skrócenie długości fal elektromagnetycznych przechodzących przez tego typu osady i w konsekwencji bardzo dobrą rozdzielczość pionową. W konsekwencji badanie kształtu spągu osadów biogenicznych metodą GPR jest bardzo dokładne i ustępuje pod tym względem tylko określaniu batymetrii zbiorników wodnych.

Badania miąższości osadów organicznych były prowadzone przez autora na obszarze pierwszej terasy nadzalewowej prawobrzeżnej części doliny Wisły w okolicach wsi Kletnia (pod Dęblinem). Terasa ta położona jest około 5 m powyżej poziomu równiny zalewowej. Od północy ograniczona jest wysoką na około 20 m krawędzią. Jej powierzchnia jest prawie całkowicie płaska (deniwelacje nie przekraczały 2 m), nieznacznie obniżając się ku południowemu zachodowi. W dwu miejscach monotonię krajobrazu przerywała obecność wydm parabolicznych i połączonych z nimi niewielkich wałów wydmy. Brak w okolicach wydm wyraźnych obniżzeń deflacyjnych. Należy przypuszczać, że obniżenia te są obecnie zatorfione i wyrównane przez biogeniczną akumulację osadów. Badania stanowiska Kletnia polegały na ocenie miąższości osadów torfowych zalegających na prawie płaskiej powierzchni terasy i w konsekwencji wykreśleniu mapy jej dawnej powierzchni. Teren badań obejmował ponad 800 ha. Blisko północnego skraju obszaru badań zostały zarejestrowane za pomocą aparatury georadarowej dwa kopalne podłużne zagłębienia biegnące równolegle do krawędzi wyższej terasy. Znaczne głębokości tych form (miąższość wypełniających je osadów organicznych dochodzi do 6 m) oraz ich kształt i położenie świadczy o tym, że są paleokoryta Wisły.

Profilowanie radarowe dawnych mis jeziornych, obecnie całkowicie wypełnionych osadem organicznym może też być pomocne w określeniu batymetrii dawnych zbiorników wodnych i w konsekwencji w wyznaczeniu najlepszych miejsc do poboru rdzeni osadów do dalszych analiz laboratoryjnych.

Przedstawione powyżej wybrane przykłady zastosowania metody geofizycznego profilowania radarowego do rekonstrukcji elementów dawnego środowiska przyrodniczego nie wyczerpują tematu. Stosowanie georadaru w badaniach paleośrodowisk jest coraz powszechniejsze i zaczyna stanowić trwały element warsztatu geomorfologa. Nie należy jednak zapominać, że metoda ta potrzebuje wsparcia wynikami badań bezpośrednich oraz korelacji z wynikami badań laboratoryjnych.

KIERUNKI I NASILENIE WSPÓŁCZESNYCH PRZEMIAN WYBRANYCH JEZIOR POMORZA

Władysław LANGE, Wojciech MAŚLANKA

Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Jak wykazują wyniki wielu badań, kierunki i tempo współczesnych przemian polodowcowych jezior Pomorza charakteryzuje znaczna różnorodność, nawiązująca zarówno do ich naturalnych predyspozycji, jak i nasilającej się antropopresji. Stan taki przejawia się szczególnym zróżnicowaniem pozycji zbiorników w większości typologii limnologicznych. Obserwowane obecnie ogólne przyspieszenie ekwifinalnej transformacji systemów limnicznych skutkuje często degradacyjnymi zakłóceniami ich przyrodniczej równowagi, stanowiącymi istotne zagrożenie dla ich historycznej trwałości. W tej sytuacji kluczowym problemem badawczym współczesnej limnologii staje się identyfikacja zakresu naturalnej tolerancji jezior na oddziaływania zewnętrzne oraz rozpoznanie mechanizmu zjawisk i procesów przekształcających cechy jakościowe środowisk wodnych. Złożoność regionalnych i lokalnych uwarunkowań, a także przejawów przemian zbiorników sprawia, że większość stosowanych metod oceny ich współczesnej transformacji nie ma charakteru uniwersalnego, sprawdzając się jedynie w ograniczonej przestrzennie skali. Potencjalne nowe możliwości całościowego potraktowania tego zagadnienia stwarza ujęcie systemowe, w którym jezioro traktowane jest jak terytorialny system przyrodniczy. Ujęcie takie uzasadnia m.in. wyodrębniająca się z otoczenia geometria niecki, wewnętrzna niejednorodność środowiska wodnego, a także specyfika wewnętrznych i zewnętrznych relacji. Zachodzące w systemach limnicznych procesy stanowią bowiem swoistą wypadkową warunków wymiany energii i masy z otoczeniem oraz wewnętrznej struktury, określonej zróżnicowaniem środowiska wodnego.

Artykuł przedstawia próbę empirycznej weryfikacji stosowalności, opartego na ujęciu systemowym, konceptualnego modelu współczesnych przemian jezior, na przykładzie 10 wybranych zbiorników Pomorza. Do analizy wytypowano, spośród rozpoznanego dotychczas przez Katedrę Limnologii UG zespołu około 150 jezior, najbardziej charakterystyczne pod względem naturalnych cech limnologicznych i warunków środowiska geograficznego zlewni. Należą do nich duże jeziora: Wdzydze, Drawsko, Górne Raduńskie, Pile i Łebsko, najbardziej reprezentatywne dla mezoregionów Pomorza. W rozpatrywanej grupie znalazły się też takie jeziora, jak Czaple, Wielimie i Żarnowieckie, poddawane obecnie bardzo różnym formom antropopresji, prowadzącym do wielokierunkowych zakłóceń warunków ich funkcjonowania. Do celów porównawczych dynamiki zachodzących zmian do analizy włączono jednak także dwa przykłady (Jez. Bobięcińskie Duże i Zamkowisko) najlepiej zachowanych zbiorników, których sukcesja limnologiczna nadal przebiega w sposób zbliżony do naturalnego.

Wszystkie rozpatrywane jeziora zaliczają się do polodowcowych, reprezentując w przewodzie typ rynnowy, niekiedy istotnie modyfikowany procesami wytopiskowymi. W zakresie warunków wymiany energii i masy z otoczeniem wykazują wyraźne różnice pod względem wielkości absorbowanych strumieni radiacji słonecznej oraz prędkości wiatru, a także wielkości i struktury ich zasilania oraz intensywności wymiany wody. Uwarunkowania te determinują ogólny potencjał energetyczny poszczególnych systemów, a także odnawialność ich zasobów wodnych. Szczególne znaczenie dla rozwoju procesów transformacyjnych ma zasięg mieszania wiatrowego oraz ładunki dostarczanej ze zlewni materii, w tym szczególnie nutrientów.

Wewnętrzne zróżnicowanie środowiska wodnego jezior jest w głównej mierze pochodną warunków transmisji różnorodnych strumieni energii. Zasięgi przenikania promieniowania słonecznego, aktywnego podczas fotosyntezy (PAR), pozostają w czytelnym związku z gęstością optyczną wody, kształtowaną głównie przez koncentrację organicznych zawiesin. Mieszczą się one dla rozpatrywanej grupy jezior w szerokim zakresie od 2 (Łebsko) do 9 m (Drawsko). Charakterystyczne dla warunków letniej stagnacji pionowe rozkłady temperatury wody badanych zbiorników wykazują istotne zróżnicowanie zasięgów mieszania turbulencyjnego (epilimnionu) od 3 (Czaple) do 7 m (Drawsko), dające podstawę do wyróżnienia aż czterech typów ustroju termiczno-dynamicznego. Poza charakterystycznym dla płytkich zbiorników typem polimiktycznym reprezentowane są, nawiązujące do stopnia wykształcenia stratyfikacji typy: bradymiktyczny, eumiktyczny i tachymiktyczny.

Do podstawowych w analizach porównawczych charakterystyk hydrochemicznych jezior zalicza się mineralizację ogólną oraz strukturę jonową wody. W rozpatrywanej zbiorowości, zróżnicowanie mineralizacji ogólnej wody mieści się w przedziale od 55 (Zamkowisko) do 1000 mg dm⁻³ (Łebsko), nawiązując wyraźnie do struktury alimentacji. Pod względem struktury jonowej dominują (poza jeziorem Łebsko) zbiorniki reprezentujące najpowszechniejszy w klimacie umiarkowanym typ wodorowęglanowo-wapniowy. Bardziej różnorodny obraz cech środowiska wodnego badanych jezior przedstawiają natomiast pionowe rozkłady natlenienia wody. Odpowiadają one zasadniczo dwóm typom struktury tlenowej: ortogradowemu, w przypadku zbiorników polimiktycznych oraz klinogradowemu, charakterystycznemu dla zbiorników stratyfikowanych. Dodatkowo w wielu przypadkach wyróżnić można heterogradowe deformacje, spowodowane lokalnie nasiloną fotosyntezą lub rozkładem materii organicznej.

Szczególną rolę we współczesnych przemianach jezior pełnią nutrieny dostarczane ze zlewni i osadów dennych. Występujące w różnej formie związki fosforu i azotu, są głównymi stymulatorami procesu eutrofizacji. Rozpoznanie ich ładunków oraz koncentracji w jeziorach potwierdza stan ujawniających się zagrożeń degradacyjnych. W niemal połowie zbiorników rzeczywiste ładunki fosforu przekraczały, wyznaczone według formuły Vollenweidera, wartości dopuszczalne, czemu towarzyszyła na ogół wzmożona eutrofizacja. Nasilenie tego procesu określono posługując się kryteriami, ustalonego przez Carlsona wskaźnika trofii (TSI).

W świetle przeprowadzonej analizy stwierdzić można, że współczesne przemiany jezior Pomorza charakteryzują się zróżnicowaniem kierunków i tempa. Znacząco wzrasta też rola antropopresji, zakłócającej dotychczasową sukcesję. Najbardziej zagrożone degradacją są zbiorniki o słabo wykształconej wewnętrznej strukturze i wysokiej produktywności organicznej. Jednocześnie spotkać również można dobrze zachowane systemy limniczne jezior lobeliowych, reprezentujące nadal początkowe stadia sukcesji. Są one szczególnie cenne przyrodniczo, jako obiekty funkcjonujące w warunkach ekologicznej równowagi.

O MOMENCIE I PRZYCZYNACH KOŃCA MAŁEJ EPOKI LODOWEJ

Andrzej A. MARSZ

Akademia Morska, Gdynia

Mała Epoka Lodowa, trwająca od XVI do XIX wieku, stanowiła największe ochłodzenie w okresie holocenu. Wraz z końcem Małej Epoki Lodowej (dalej MEL) warunki klimatyczne w wysokich i umiarkowanych szerokościach półkuli północnej zaczęły ulegać gwałtownym (jak na geologiczną skalę czasu) zmianom. Najważniejszym przejawem tych zmian było postępujące ocieplenie. Największe skutki środowiskowe dało ono w wysokich szerokościach geograficznych, zwłaszcza w Arktyce, oraz w wyższych partiach gór, gdzie doprowadziło do zmiany bilansu zlodowacenia, zespołu czynników morfotwórczych, zasięgów formacji roślinnych i populacji zwierząt, etc.

Przyczyny prowadzące do zaistnienia wahnięcia klimatycznego MEL do tej pory są niejasne, nieznana jest również przyczyna, która spowodowała dość gwałtowną zmianę reżimu klimatycznego, prowadzącą do zakończenia Małej Epoki Lodowej i obserwowanego w końcu XIX wieku i w wieku XX rozwoju ocieplenia. Również interwał czasowy, który należy uznać za przełom między MEL a ociepleniem XX wieku budzi spory.

Poglądy na genezę ochłodzenia okresu małej epoki lodowej są liczne; na ogół badacze wiążą je z działaniem sił spoza systemu klimatycznego, najczęściej zmianami aktywności Słońca. Znacznie rzadsze są poglądy wiążące zaistnienie MEL jako efektu wewnątrzsystemowej ewolucji systemu klimatycznego. J. Bjerknes (1964), na podstawie badań zmian temperatury powierzchni Atlantyku Północnego, zachodzących w okresie XVIII-XX wieku, zrekonstruował charakter środkowotroposferycznej i dolnej cyrkulacji atmosferycznej w okresie 1780-1820 nad Atlantykiem Północnym, odpowiadający ówczesnie występującemu rozkładowi zasobów ciepła w oceanie. Cechą charakterystyczną cyrkulacji atmosferycznej w okresie MEL było funkcjonowanie dwu głównych centrów działania atmosfery – klimatycznych układów niskiego ciśnienia, z których jeden ulokowany był nad Morzem Labrador, drugi – nad północną częścią Morza Norweskiego. Sterujący obecnie procesami cyrkulacyjnymi nad Atlantykiem Północnym Niż Islandzki był w czasie trwania MEL wyrażony bardzo słabo i nie odgrywał istotniejszej roli.

Lokowanie się dolnych układów niskiego ciśnienia uzależnione jest od położenia charakterystycznych elementów fali długiej (fal Rossby'ego) – górnych klinów i górnych zatok. Położenie górnych klinów i górnych zatok wykazuje wyraźny związek z rozkładem anomalii temperatury powierzchni oceanu (dalej TPO).

Badania nad opozycją temperatury powietrza między obszarami wschodniej części Arktyki Kanadyjskiej i Labradoru a rejonem Zatoki Meksykańskiej, prowadzone przez autora (Marsz 1997), wykazały, że zwiększona częstość lokowania się w okresie zimowym dolnych układów niskiego ciśnienia nad Morzem Labrador i Cieśniną Davisa zaznacza się wtedy, kiedy zasoby ciepła niesione przez Golfstrom są większe od przeciętnych (wyższa temperatura niesionych wód i większe przepływy). W rejonie wokół punktu o współrzędnych 40°N, 50°W tworzy się wtedy z początkiem zimy rozległa dodatnia, anomalia TPO, stabilizująca górny klin o dużej amplitudzie. Powstające w strefie silnej baroklinowości, wzdłuż wschodniego wybrzeża USA, układy niżowe kierują się wtedy równolegle do linii brzegowej nad Labrador, Cieśninę Davisa i w rejon południowej Grenlandii, dając w uśrednionym dla miesiąca czy sezonu polu ciśnienia obraz niżu nad Morzem Labrador. W przypadku transportu zimą małych zasobów ciepła przez Golfstrom, wspomniana anomalia TPO nie tworzy się, liczba falowa się zmniejsza, górny klin przesuwają się na wschód i układy niżowe kierują

się w znacznej części w rejon Islandii. Taki stan wskazuje, że przyczyny zakończenia się okresu MEL należy upatrywać w zmianie aktywności Golfstromu.

O zasobach ciepła transportowanych zimą przez Golfstrom decyduje Prąd Florydzki, wprowadzający do Golfstromu wygrzane w okresie lata wody z Morza Karaibskiego i Zatoki Meksykańskiej. Pośrednią miarą zasobów ciepła wprowadzanych zimą przez Prąd Florydzki do Golfstromu może być wskaźnik (oznaczony dalej jako KWdt1-3; patrz Marsz 1997), stanowiący odchylenie od średniej temperatury w Key West z okresu od stycznia do marca, standaryzowane względem 100-lecia 1881-1980. Wzrost wartości tego wskaźnika informuje w jakiejś mierze, o zwiększeniu dostawy ciepłych wód do Golfstromu.

Okres obserwacyjny, dla którego można obliczyć wartości KWdt1-3 rozpoczyna się od roku 1851. Analiza przebiegu wartości KWdt1-3 wykazuje, że od początku obserwacji do roku 1877 wartość tego wskaźnika waha się wokół dość wysokiej (około +1) średniej. W latach 1877-1886 wartość wskaźnika spada, szczególnie gwałtownie w latach 1882-1886, do wartości -2.29. Od roku 1886 obserwuje się bardzo powolny wzrost tego wskaźnika, tak, że na wyrównanym 5-punktową średnią krocząca przebiegu, dopiero w roku 1905 osiąga on wartość -0,5, a w roku 1915 – 0,0.

Temperatura roczna powietrza i temperatura zimy (DJFM) na stacjach europejskich do roku 1886 utrzymuje się na dość stabilnie niskim poziomie, w latach 1886-1905 wykazuje większe wahania, by po roku 1905 zacząć wyraźnie wzrastać. Ogólnie, przebieg zarówno rocznej, jak i zimowej temperatury powietrza, wyrównany 5-punktową średnią krocząca, dość dobrze naśladuje przebieg podobnie wyrównanego przebiegu wskaźnika KWdt1-3. Podobnie, choć z odwrotnym znakiem (korelacje ujemne), zachowuje się przebieg ciśnienia okresu zimowego na Islandii. Bardziej ścisła zgodność przebiegów zaznacza się po roku 1898.

Między nieprzetworzonymi szeregami temperatury powietrza na stacjach europejskich i ciśnienia okresu zimowego na Islandii a wartością wskaźnika KWdt1-3 występują niezbyt silne ($|0,33 - 0,45|$), ale wysoce istotne korelacje. Korelacje te stają się silne i bardzo silne w przebiegach wyrównanych.

Przedstawione wyżej fakty można interpretować jako zapis nagłego zmniejszenia w latach 1877-1886 dostawy ciepłych wód do Golfstromu i utrzymywania się takiego stanu do pierwszych lat 20. XX wieku. Taka sytuacja doprowadziła, w okresie kilkunastu lat po gwałtownym spadku dostawy ciepła, do przebudowy wielkoskalowego pola TPO na Atlantyku Północnym, który to spadek doprowadził do przesunięcia się rejonu występowania dodatnich anomalii TPO bardziej na południe, przesunięcia się klimatycznego położenia górnego klina na wschód i zmniejszenia jego amplitudy. W rezultacie, znacznie częściej niż poprzednio układy niżowe zaczęły trafiać nad Islandię. Rolę sterującą procesami cyrkulacji nad Atlantykiem Północnym przejął wcześniej mało aktywny Niż Islandzki i nastąpiła przewaga cyrkulacji strefowej. Wzrost natężenia cyrkulacji strefowej doprowadził do wzrostu temperatury wody we wschodniej części N Atlantyku i aktywizacji Prądu Norweskiego. Z pewnym opóźnieniem zaczęła wzrastać i temperatura wody na Morzu Norweskim, co doprowadziło do likwidacji klimatycznego niżu nad tym akwenem. Wszystko to razem stworzyło warunki do szybkiego wzrostu temperatury powietrza (zwłaszcza w okresach zimowych), zarówno po wschodniej, jak i zachodniej stronie Atlantyku oraz w Arktyce. Powierzchnia Atlantyku Północnego mogła oddawać do atmosfery znacznie zwiększone ilości ciepła.

W ciągu kilkunastu lat doszło do całkowitej zmiany reżimu klimatycznego - z przewagi cyrkulacji południkowej, kierującej przez długie lata nad Europę masy powietrza z N, zapanowała cyrkulacja z przewagą cyrkulacji strefowej, kierująca nad Europę masy ciepłego powietrza atlantyckiego z W i SW. Wydaje się więc uzasadnione stwierdzenie, że koniec Małej Epoki Lodowej miał swoją przyczynę w procesach interakcji oceanu i atmosfery. Początek tego procesu nastąpił w latach 1877-1886, koniec około roku 1905. To wyjaśnienie nie zmienia faktu, że przyczyny, które spowodowały nagłe zmniejszenie dostawy wód Prądu Florydzkiego do Golfstromu w latach 1877-1886, nadal pozostają nieznanne.

UDZIAŁ DRENAŻU WÓD PODZIEMNYCH W ROZWOJU STREF ŹRÓDLISKOWYCH NA OBSZARACH MŁODOGLACJALNYCH (POJEZIERZE DRAWSKIE)

Małgorzata MAZUREK

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

W systemie rzeczonym istotną rolę pełnią obszary źródliskowe, łączące morfosystem stokowy i korytowy, w obrębie których zlokalizowany jest początek koryta rzecznego i następuje organizowanie odpływu rzeczego. Sposoby inicjacji koryta rzeczego wynikają z charakteru krążenia wód w systemie stokowym. W klimacie umiarkowanym wilgotnym, na terenach o wysokiej pojemności infiltracyjnej i powolnym tempie krążenia wód, działalność erozyjna wypływów wód gruntowych (źródeł, wycieków, wysięków) ma decydujące znaczenie dla zapoczątkowania i rozwoju koryt rzecznych. Oddziaływanie erozyjne wód podziemnych identyfikowane jest we wszystkich strefach klimatycznych, jednak w niewielkim stopniu uwzględniane było do tej pory w analizie rozwoju systemu denudacyjnego strefy młodoglacjalnej.

Szczegółowe kartowania morfologiczne i hydrologiczne na obszarach młodoglacjalnych NW Polski, w strefach źródliskowych, pozwoliły na rozpoznanie uwarunkowań i przejawów morfologicznego oddziaływania eksfiltracji wód gruntowych jako czynnika erozyjnego¹. Do badań wybrano obszar na północnym skłonie garbu pomorskiego, pomiędzy Szczecinkiem a Polczynem Zdrojem, gdzie w zasięgu ciągu czołowomorenowego fazy pomorskiej i wysoczyzn morenowych mają swoje źródła: górna Parsęta, Żegnica, Kłuda, Gęsia, Dębica z Bliską Strugą i Wogrą oraz Perznica.

Na tym słabo rozpoznanym pod względem krenologicznym obszarze w trakcie badań terenowych prowadzonych od 2000 r. zinventaryzowano do tej pory ponad 100 naturalnych wypływów wód podziemnych (źródeł i wycieków). Charakterystyczną cechą tego terenu jest występowanie stref źródliskowych, w obrębie których obok źródeł właściwych zlokalizowane są nieskoncentrowane wypływy wód podziemnych, najczęściej w postaci wycieków powierzchniowych. Wody z zespołów wycieków, z których największe zostały zaklasyfikowane do grupy o wydajności od 10 do 100 dm³s⁻¹, formują często kilka oddzielnych odpływów.

Drenaż wód podziemnych w postaci źródeł (typ warstwowo-spływowy) i wycieków powierzchniowych ma miejsce w obrębie dobrze wykształconych nisz źródliskowych. Nisze te mają kształt półokrągły lub są silnie wydłużone, ich zbocza, miejscami o dużych spadkach, osiągają wysokości przekraczające 10 m. Wypływy wód podziemnych zlokalizowane są na całej wysokości zboczy lub też koncentrują się u podnóża stromych krawędzi. Półokrągłe rozległe dna stref źródliskowych urozmaicają niewielkie grzbiety, stanowiące zachowane fragmenty degradowanej powierzchni stokowej, które rozdzielają drogi odpływu wód. Rozkład położonych wyspowo "ostańców erozyjnych" uwarunkowany jest przede wszystkim lokalizacją i wydajnością wypływów wód podziemnych oraz występowaniem drzew. Dna nisz zbudowane z osadów mineralnych stanowią obszary nasycone, które sprzyjają wystąpieniu spływu powierzchniowego.

Nierównomierne rozprzestrzenienie źródeł i wycieków skupiających się w obrębie niewielkich powierzchniowo stref źródliskowych, świadczy o występujących lokalnie tendencjach do koncentracji odpływu podziemnego. Ze stratygrafią i litologią utworów czwartorzędowych na obszarach

¹ Opracowanie wykonane w ramach projektu KBN: 3 PO4E 04323 pt. „Rozwój obszarów źródliskowych rzek i ich znaczenie dla funkcjonowania systemu fluwialnego na obszarach młodoglacjalnych (Pomorze Zachodnie)”.

młodoglacjalnych wiąże się wewnętrzna niejednorodność i zróżnicowanie właściwości filtracyjnych wodonośca (porowatość, współczynnik filtracji), zmienne ukształtowanie stropu osadów podścielających warstwę wodonośną oraz wielkość obszaru zasilania. Warunki te ukierunkowują rozwój wsteczny, nie tylko stref źródłkowych, ale także sieci rzecznej i dolinnej I rzędu. Wykonane cyfrowe modele wysokościowe nisz źródłkowych, analiza lokalizacji topograficznej i hydrogeologicznej oraz charakteru wypływu wód gruntowych, pozwoliła na wydzielenie do tej pory czterech typów morfologicznych stref źródłkowych w południowej części dorzecza Parsęty.

W środowisku młodoglacjalnym zwykle kilka procesów odpowiedzialnych jest za rozwój stref źródłkowych, a przeprowadzone szczegółowe kartowania morfodynamiczne dokumentują przejawy morfologicznego oddziaływania eksfiltracji wód podziemnych, wód powierzchniowych, ruchów masowych oraz roślinności i zwierząt. Wypływy wód podziemnych, a szczególnie koncentrujące się u podnóży zboczy wydajne wycieki, uaktywniają erozję źródłkową, która prowadzi do podcinania zboczy, zaburzenia ich stateczności, uaktywnienia procesów grawitacyjnych, a w efekcie cofania ścian niszy w kierunku wododziału. W zależności od właściwości mechanicznych gruntów, nachylenia zboczy, umiejscowienia i intensywności wypływów, w kształtowaniu stref źródłkowych biorą udział ruchy masowe: obrywanie, osuwanie, splezywanie i spływanie upłynnionego gruntu. W wyniku większych ruchów masowych może nastąpić lokalnie istotna zmiana ukształtowania ścian niszy źródłkowej, a w efekcie zmiana lokalizacji i wydajności wypływów wód podziemnych.

W badanych strefach źródłkowych wypływy wód gruntowych sprzyjają koncentracji wody w strefie podzboczowej i zapoczątkowaniu spłukiwania oraz procesów korytowych. Ze stałym odpływem rzeczonym wiąże się usuwanie produktów niszczenia zboczy, a w efekcie selektywnej erozji powstaje często warstwa bruku erozyjnego, który chroni dno niszy przed dalszym rozmywaniem. Szczególnie intensywny rozwój stref źródłkowych ma miejsce w okresie zimowym, w trakcie oddziaływania lodu włóknistego i wód roztopowych. Latem degradacja zboczy i dna niszy hamowana jest przez silnie rozwiniętą i różnogatunkową roślinność zielną.

Podsumowując należy stwierdzić, że rozwój stref źródłkowych kontrolowany jest na badanym obszarze m.in. przez:

- morfologię zlewni powierzchniowej,
- zróżnicowanie cech strukturalnych i teksturalnych utworów plejstoceńskich i holoceniowych,
- warunki hydrogeologiczne i sezonową zmienność wydajności wypływów wód podziemnych,
- intensywność odprowadzania materiału mineralnego i organicznego z obrębu niszy źródłkowej,
- charakter zbiorowiska roślinnego.

Strefy źródłkowe pozostają głównymi obszarami aktywnymi morfologicznie w strefie młodoglacjalnej Pojezierza Drawskiego. Rozmieszczenie stref wypływów wód podziemnych ma duże znaczenie w rozwoju sieci rzecznej i dolin rzecznych. Znaczenie tych obszarów wynika z faktu, że w ich obrębie ma miejsce organizacja i koncentracja spływu wody oraz odprowadzania materiału z systemu stokowego. Stanowią one zatem strefy o dużym nasileniu procesów denudacyjnych na obszarach niżowych, w postaci erozji źródłkowej, generowanej przez spływ powierzchniowy i wypływy wód podziemnych, prowadzących do cofania stoku lub cofania połączonego z obniżaniem stoku i rozwoju części źródłowej cieków w kierunku działów wodnych, kosztem obszarów alimentacji wód gruntowych.

REKONSTRUKCJA ROZWOJU RZEŻBY AKUMULACYJNEGO BRZEGU WYDMOWEGO NA PODSTAWIE STRUKTUR SEDYMENTACYJNYCH

**Stanisław MUSIELAK, Tomasz A. ŁABUZ,
Piotr OLECHNOWICZ**

Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

Prezentowane wyniki dotyczą badań litologicznych, zastosowanych w celu analizy procesów morfodynamiki plaż na wydмовym odcinku mierzei Bramy Świny. Polegały one na wykonywaniu wykopów odsłaniających struktury utworów plażowo-wydмовych wzdłuż wykonywanych profilów, biegnących w poprzek wydм i plaży do linii wody. W wykopach tych sporządzono w skali rysunek zalegających struktur, rozpoznając rodzaj warstwowania, kąt upadu, pobierając próby do analizy granulometrycznej oraz wykonując zdjęcia aparatem cyfrowym, dokumentujące struktury wykopów. Niwelatorem zniwelowano powierzchnię, dno wykopu, a także głębokości zalegania lamin, dowiązując je do osnowy geodezyjnej, tak by wskazywały na rzeczywistą wysokość terenu nad poziom morza. W trakcie analiz laboratoryjnych dotychczas przeanalizowano 66 próbek za pomocą sit (o oczkach 0 do 4 phi, w interwałach co 0,5 phi) i wytrząsarki firmy Fritsch. Wskaźniki obliczono ze wzorów R.L. Folka i W.C. Warda (1957). Ogólną charakterystykę tych wykopów przedstawiono poniżej:

- I/412 km – przekop wału brzegowego na plaży dolnej, o długości 6 m i głębokości 0,4 m (realizacja: maj 2004);
- II/412 km – przekop plaży górnej/ podstawy wydмы przedniej, długość około 3 m i głębokości 0,75 m (maj 2004);
- III/412 km – przekop nawietrznego stoku wydмы przedniej z podcięciem klifowym w połowie jego wysokości, długości około 3 m i głębokości 0,2-0,65 m (maj 2004);
- IV/412 km – przekop zawietrznego stoku wydмы przedniej w połowie jego wysokości; długość 2,5 m, głębokość 0,6-0,8 m (maj 2004);
- I/419 km – przekop obniżenia międzywydmowego (rynnę deflacyjnej pomiędzy wydмą przednią a drugim wałem wydмовym), o długości 3 m i głębokości do 1,3 m (maj 2004);
- II/419 km – przekop obniżenia deflacyjnego w grzbiecie wydмы przedniej, długości 2,2 m i głębokości 1 m (maj 2003);
- I/420,6 km – przekop obniżenia międzywydmowego (rynnę deflacyjnej pomiędzy wydмą przednią a drugim wałem wydмовym); długość 3,5 m, głębokość do 0,8 m (maj 2003);
- II/420,6 km – przekop bramy sztormowo-deflacyjnej w grzbiecie wydмы przedniej długości 3 m i głębokości 1 m (maj 2003);
- I/420 km – przekop plaży, długości 55 m i głębokości 0,3 – 1 m (czerwiec 2003);
- II/420 km – przekop wydмы przedniej, długości 15 m i głębokości 0,8 m (czerwiec 2003);
- III/420 km – przekop obniżenia międzywydmowego (rynnę deflacyjnej pomiędzy wydмą przednią a drugim wałem wydмовym), o długości 5 m i głębokości 1,3 m (czerwiec 2003);
- I/422 km – przekop bramy sztormowo-deflacyjnej w grzbiecie wydмы przedniej długości 4 m i głębokości 1,3 m (listopad 2003);
- II/422 km – przekop u podnóża wału drugiej wydмы i w przyległym dnie obniżenia międzywydmowego; długość 2,25 m, głębokość 1,2 m (listopad 2003);

- III/422 km – przekop obniżenia międzywydmowego na zapleczu brzegu pomiędzy starszymi wydrami, o długości 2 m i głębokości 0,8 m (kwiecień 2004).

Uzyskane wyniki pozwalają zrekonstruować warunki tworzenia się poszczególnych form powierzchniowych, takich jak wały brzegowe, wydmy embrionalne, wydmy przednie. Ponadto grubość materiału tworzącego poszczególne struktury odzwierciedla energetyczne warunki środowisk, odpowiedzialnych za sedymentację.

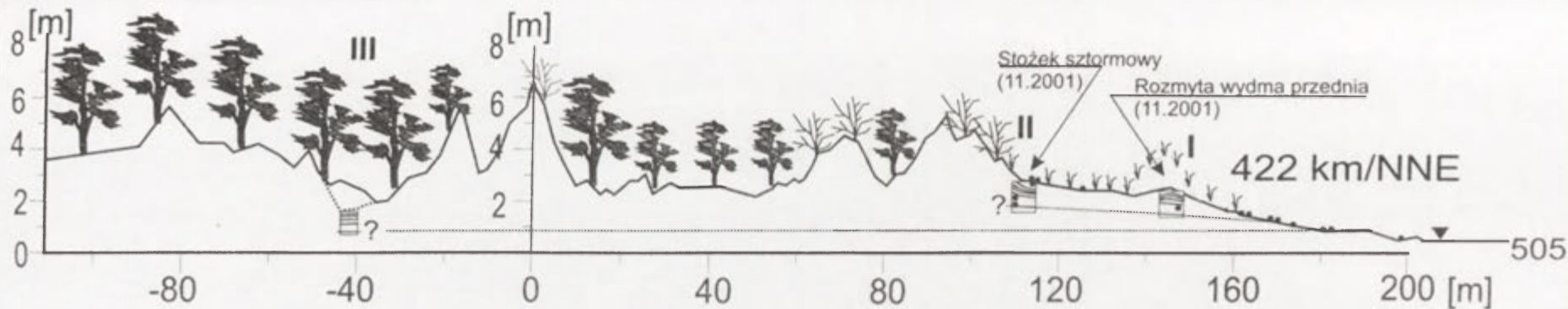
Grubość warstw eolicznych lub poziomy erozyjne świadczą o tempie i warunkach rozwoju procesów eolicznych, zarówno na plaży górnej, grzbiecie wydmy przedniej, jak i w obniżeniu międzywydmowym.

W młodszych utworach plaży bardzo często spotykane są artefakty antropogeniczne, wyrzucane na brzeg w trakcie sztormów. W starszych spotyka się najczęściej elementy metalowe lub drewniane. W młodszych coraz częściej są to różne przedmioty i wyroby z tworzyw sztucznych.

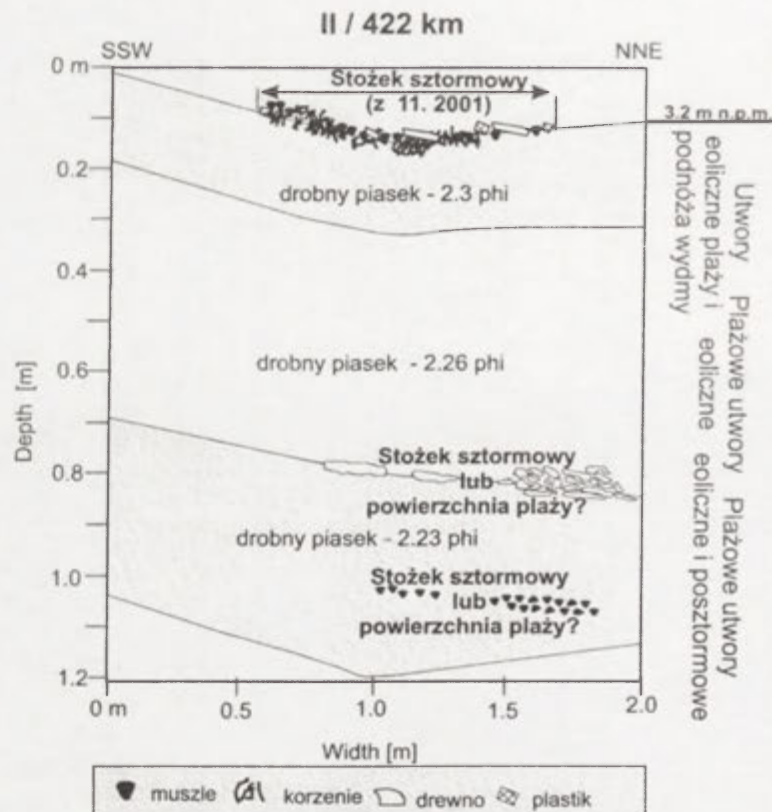
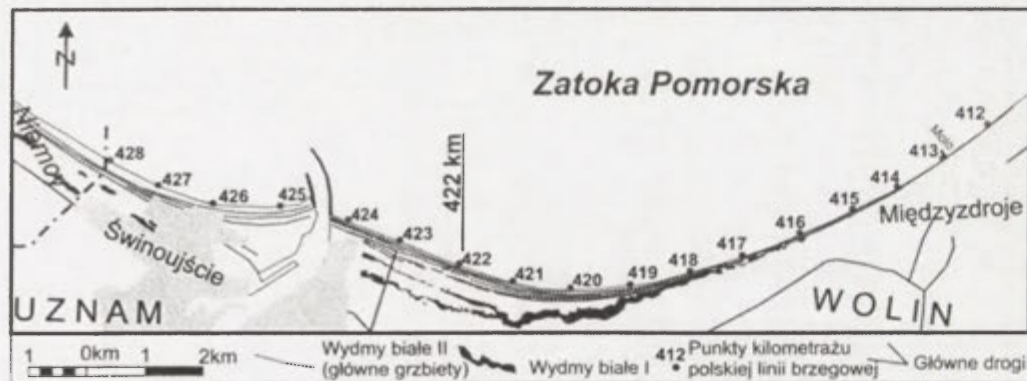
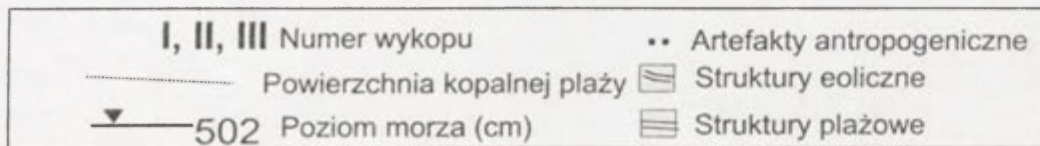
Liczne nagromadzenia różnej materii organicznej zalegającej na utworach eolicznych, świadczą o epizodach silnych sztormów niszczących nadmorskie wydmy i plaże.

Jednym z głównych dowodów na akumulację morską i eoliczną na brzegu mierzei Bramy Świny są struktury dawnej plaży wraz z muszlami, zagrzebane pod utworami eolicznymi wydmy przedniej lub obniżeniem międzywydmowym, znajdującymi się współcześnie 100-250 m od dzisiejszej plaży.

Zastosowana metoda pozwala na dogłębną analizę procesów morfodynamiki i litodynamiki mierzei w zmiennych warunkach rozwoju brzegu morskiego.



Data wykonania profilu: 27-28.05.2003



<http://rcin.org.pl>

Ryc. 1. Rozmieszczenie wykopów na profilu 422 KM wraz z położeniem profilu i rysunkiem wykopu II / 422

**MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA PROFILOWANIA SEJSMOAKUSTYCZNEGO
W PALEOGEOGRAFICZNEJ REKONSTRUKCJI ROZWOJU
ZBIORNIKÓW SEDYMENTACYJNYCH**

Andrzej OSADCZUK, Ryszard K. BORÓWKA

Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

Badania prowadzone na Zalewie Szczecińskim wykazały, że pomimo nie zawsze jednoznacznego i łatwego do interpretacji zapisu, metody sejsmoakustyczne mogą być stosowane z powodzeniem także w badaniach stosunkowo płytkich zbiorników sedymentacyjnych. Analiza zapisów sejsmoakustycznych umożliwiła przede wszystkim wytypowanie miejsc najbardziej interesujących, z punktu widzenia badań paleogeograficznych, a tym samym ułatwiła wybór stanowisk poboru rdzeni osadów. W połączeniu z badaniami sedymentologicznymi rdzeni osadów, profilowanie sejsmoakustyczne okazało się pomocne przy rekonstrukcji ukształtowania i ewolucji doliny dawnej Odry na obszarze dzisiejszego Zalewu Szczecińskiego.

W badaniach wykorzystano aparaturę sejsmoakustyczną firmy Seabed (*sub-bottom profiler Oretech 3010*). Profilowanie z częstotliwością 5 kHz zostało wykonane przez Instytut Morski w Gdańsku, z pokładu statku „Doktor Lubeki”. Profilowanie sejsmoakustyczne pozwoliło na wyróżnienie partii dna z wyraźnymi elewacjami oraz obniżeniami mineralnego podłoża osadów lagunowych. Możliwe było dzięki temu uchwycenie przestrzennych zmian w wykształceniu kilkumetrowej warstwy kompleksu osadowego, pokrywającego dno polskiej części Zalewu Szczecińskiego.

W wielu miejscach zapisu sejsmoakustycznego dostrzega się stosunkowo gwałtowną zmianę położenia stropu utworów piaszczystych, podścielających osady lagunowe. Rozmieszczenie takich miejsc wydaje się wskazywać na relikty koryt dawnej rzeki, zamaskowane obecnie osadami gytii, reprezentującymi lagunowy etap rozwoju obszaru Zalewu Szczecińskiego. Układ przestrzenny koryt wskazuje, że we wczesnym holocenie pra-Odra płynęła prawdopodobnie wieloma korytami. Późniejsze procesy geologiczne, związane przede wszystkim z morskim epizodem w ewolucji tego obszaru, w dużym stopniu zatępiły pierwotny obraz. Jednak relikty koryt dawnej rzeki - prawdopodobnie o charakterze rzeki anastomozującej, przekształconej później w rzekę meandrującą, zachowały się w paleomorfologii tego obszaru. Potwierdzają to wyniki badań sedymentologicznych rdzeni osadów Zalewu Szczecińskiego, w których zapisany jest bagienno-limniczny etap rozwoju tego obszaru, związany z meandrami ówczesnej Odry.

ANALYSIS OF THE ...

The first part of the analysis ...
The second part of the analysis ...
The third part of the analysis ...
The fourth part of the analysis ...
The fifth part of the analysis ...
The sixth part of the analysis ...
The seventh part of the analysis ...
The eighth part of the analysis ...
The ninth part of the analysis ...
The tenth part of the analysis ...
The eleventh part of the analysis ...
The twelfth part of the analysis ...
The thirteenth part of the analysis ...
The fourteenth part of the analysis ...
The fifteenth part of the analysis ...
The sixteenth part of the analysis ...
The seventeenth part of the analysis ...
The eighteenth part of the analysis ...
The nineteenth part of the analysis ...
The twentieth part of the analysis ...

**PARAMETRY UZIARNIENIA OSADÓW
MAŁYCH ZBIORNIKÓW ZAPOROWYCH POJEZIERZA CHEŁMIŃSKIEGO
NA TLE OSADÓW WYBRANYCH ŚRODOWISK SEDYMENTACYJNYCH**

Zbigniew PODGÓRSKI, Jacek SZMAŃDA

Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Osady różnych środowisk sedymentacyjnych charakteryzują się określonymi wartościami wskaźników uziarnienia. Zdaniem wielu autorów, analiza parametrów uziarnienia stanowi jedną z ważnych metod, służącą do oznaczania genezy osadów oraz interpretacji dynamiki środowisk depozycyjnych. W badaniach tych można się posłużyć między innymi wskaźnikami statystycznymi uziarnienia, takimi jak: średnia średnica ziarna (M_z), wysortowanie (σ_1), skośność (Sk_1) i spłaszczenie (K_G) zaproponowanymi przez R.L. Folka i W.C. Warda (1957), czy pierwszy percentyl (C) i mediana (M), używanymi przez R. Passegę (1964) do oceny sposobów transportu osadów fluwialnych.

Celem przeprowadzonej analizy jest weryfikacja zastosowania parametrów uziarnienia osadów do oznaczania ich genezy oraz charakterystyki dynamiki środowisk depozycyjnych. Dokonano tego poprzez opis parametrów uziarnienia osadów dennych wybranych zbiorników zaporowych Pojezierza Chełmińskiego i ich porównanie z parametrami uziarnienia innych środowisk sedymentacyjnych z tego obszaru. Przedmiotem analizy są osady denne zbiorników młyńskich w Oleszku, Turznicach, Franksztynie i Kałdunku. Dokonując ich wyboru dążono do uzyskania maksymalnie szerokiej możliwości porównawczych. Wyrazem tych starań jest wybór zbiorników młyńskich różniących się między sobą: genezą niecki, położeniem morfologicznym, morfometrią, sposobem doprowadzania i odprowadzania wody, długością retencji wody oraz sposobem zagospodarowania ich zlewni bezpośrednich.

Osady zbiornika w Oleszku są osadami biogenicznymi typu jeziornego (przeważają gytie i torfy), a wśród osadów mineralnych dominują słabo i bardzo słabo wysortowane ($\sigma_1=1,23-3,09$) mułki i łyły organiczne ($M_z - 3,98\phi-6,88\phi$). Na podstawie analizy rozmieszczenia próbek tych osadów na diagramie C/M (Passega, Byramjee 1969) można wnioskować, że były one akumulowane głównie z suspensji jednorodnej przy niewielkim udziale ziaren transportowanych w trakcji. W pozostałych trzech zbiornikach wyróżnić można dwie grupy osadów o różnej liczebności: (A) osady piaszczysto-mułkowe akumulowane w środowisku z dużym udziałem trakcji, saltacji i suspensji ziarnowej i (B) osady mułkowo-ilaste deponowane głównie z udziałem suspensji jednorodnej. Parametry uziarnienia wyróżnionych grup osadów w poszczególnych zbiornikach przedstawiają się następująco: Turznice – (A) umiarkowanie i słabo wysortowane ($\sigma_1=0,65-2,05$) piaski i piaski mułkowe ($M_z - 1,23\phi-3,09\phi$) oraz (B) słabo i bardzo słabo wysortowane ($\sigma_1=1,73-3,41$) mułki i łyły organiczne ($M_z - 4,24\phi-6,88\phi$); Franksztyn – (A) umiarkowanie, słabo i bardzo słabo wysortowane ($\sigma_1=0,72-2,6$) żwiry i piaski mułkowe ze żwirem ($M_z - -3,90\phi-3,84\phi$) oraz (B) słabo i bardzo słabo wysortowane ($\sigma_1=1,61-2,4$) mułki i łyły organiczne ($M_z - 4,98\phi-8,12\phi$); Kałdunek – (A) dobrze, umiarkowanie, słabo i bardzo słabo wysortowane ($\sigma_1=0,40-2,27$) piaski i piaski mułkowe ze żwirem ($M_z - -1,58\phi-3,97\phi$) oraz (B) słabo i bardzo słabo wysortowane ($\sigma_1=1,2-2,48$) mułki i łyły organiczne ($M_z - 4,06\phi-6,6\phi$).

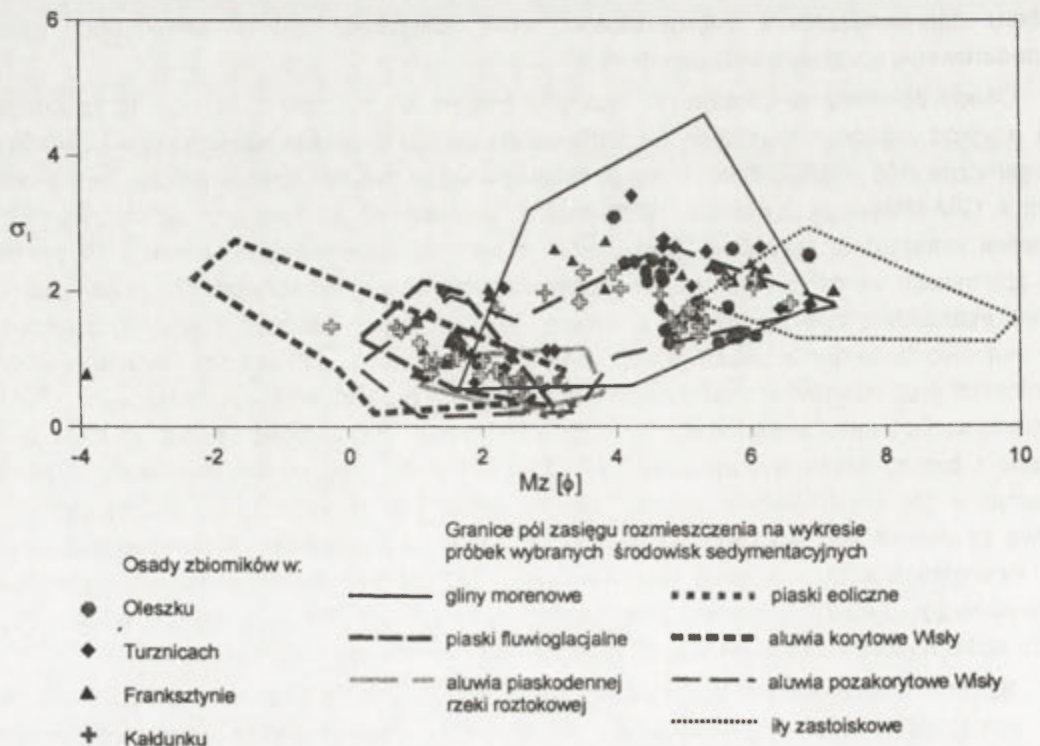
Spośród analizowanych utworów najbardziej gruboziarniste i zarazem najlepiej wysortowane osady występują w zbiorniku w Kałdunku, a najbardziej drobnoziarniste i najgorzej wysortowane w zbiorniku w Oleszku. Zależności te prezentują między innymi uśrednione wartości parametrów uziarnienia zamieszczone w tabeli 1.

Tabela 1. Uśrednione wartości parametrów uziarnienia badanych zbiorników zaporowych

Nazwa zbiornika	Mz		σ_1	Sk ₁	K _G	C		M	
	ϕ	mm				ϕ	mm	ϕ	mm
Oleszek	4,77	0,037	1,87	-0,06	1,07	1,17	0,45	4,88	0,034
Turznice-2	3,76	0,074	1,85	0,13	1,16	0,39	0,76	3,71	0,076
Franksztyn	4,09	0,059	1,76	-0,03	1,03	-0,11	1,08	3,51	0,088
Kaldunek	3,31	0,100	1,25	0,06	1,21	0,54	0,69	3,28	0,102

W celu porównania parametrów uziarnienia analizowanych zbiorników zaporowych z osadami innymi, wybranych środowisk sedimentacyjnych posłużono się diagramem zależności średniej średnicy ziarna (Mz) i wysortowania (σ_1) – ryc. 1. Na diagramie wyznaczono pola najgęstszego grupowania się próbek glin morenowych, fluwialnych osadów międzymorenowych i piaskodennej rzeki roztokowej, oraz iłów zastoiskowych pobranych z obszaru Wysoczyzny Chełmińskiej, a także korytowych i pozakorytowych aluwiów Wisły oraz osadów wydmowych pobranych z obszaru Kotliny Toruńskiej.

Na diagramie zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania (ryc. 1) osady piaszczysto-mułkowe zbiorników w Turznicach, Franksztynie i Kaldunku grupują się w polach o cechach uziarnienia zbliżonych do osadów fluwioglacjalnych, piaskodennej rzeki roztokowej, drobnoziarnistych frakcji osadów korytowych i gruboziarnistych frakcji osadów pozakorytowych, osady te są zwykle umiarkowanie lub słabo wysortowane. Osady mułkowo-ilaste są gorzej wysortowane od poprzednich i skupiają się w polach osadów o cechach zbliżonych do drobnoziarnistych aluwiów pozakorytowych, iłów zastoiskowych, a nawet glin morenowych.



Ryc. 1. Diagram zależności średniej średnicy ziarna (Mz) i wysortowania (σ_1)

Z przeprowadzonej analizy wynikają najważniejsze dwa wnioski:

1. Opierając się tylko na parametrach uziarnienia osadów nie można jednoznacznie wnioskować o ich genezie, ponieważ próbki różnych środowisk sedimentacyjnych lokują się w podobnych miejscach na diagramie zależności, co znaczy, że wykazują podobne wartości tych parametrów. Jedynie piaski o cechach eolicznych, wyróżniające się spośród pozostałych dobrym wysortowaniem oraz dużą jednorodnością średniej średnicy ziarna, mieszczą się w przedziale między $2,5\phi$ - $3,5\phi$. Osady innych środowisk rzadko mają te cechy.
2. W analizie dynamiki fluwialnego środowiska depozycyjnego, do oceny sposobu transportu ziaren w osadach przydatna jest analiza rozmieszczenia próbek na diagramie C/M Passegi. Na jej podstawie w osadach badanych zbiorników zaporowych wyróżnić można dwie grupy osadów: akumulowane w środowisku wysoko (A) i nisko (B) energetycznym.

Literatura

- Folk R.L., Ward W.C., 1957, *Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters*, Journal Sed. Petrol., 27, s. 3-26.
- Passega R., 1964, *Grain-size representation by CM patterns as a geological tool*, Journal Sed. Petrol. 34, s. 830-847.
- Passega R., Byramjee R., 1969, *Grain size image of clastic deposits*, Sedimentology, 13, s. 830-847.

1. Wprowadzenie do nauki o Ziemi i Kosmosie. Cele i zakres przedmiotu. Podstawowe pojęcia i terminy. Historia nauki o Ziemi i Kosmosie. Wzajemne powiązanie nauki o Ziemi i Kosmosie. Wzajemne powiązanie nauki o Ziemi i Kosmosie. Wzajemne powiązanie nauki o Ziemi i Kosmosie.

2. Wzajemne powiązanie nauki o Ziemi i Kosmosie. Wzajemne powiązanie nauki o Ziemi i Kosmosie. Wzajemne powiązanie nauki o Ziemi i Kosmosie. Wzajemne powiązanie nauki o Ziemi i Kosmosie. Wzajemne powiązanie nauki o Ziemi i Kosmosie.

REKONSTRUKCJA PRZEBIEGU ZŁODOWACENIA WARCIAŃSKIEGO NA OBSZARZE WZNIESIEŃ ŁÓDZKICH I RÓWNIINY PIOTRKOWSKIEJ W ŚWIELE ANALIZY OSADÓW

Z b i g n i e w R D Z A N Y

Uniwersytet Łódzki, Łódź

Obecny stan rozpoznania osadów bezpośredniej i pośredniej akumulacji lodowcowej na obszarze Wzniesień Łódzkich i Równiny Piotrkowskiej, pozwala na odtworzenie wielu procesów i zjawisk w czasie zlodowacenia warciańskiego.

Transgresja łądolodu warciańskiego w zachodniej części Wzniesień Łódzkich, pomiędzy Zgierzem a Brzezunami, poznana głównie dzięki badaniom Klatkowej (m.in. 1972), miała przebieg początkowo dość skomplikowany, z licznymi efektami glaciektonicznymi. Łądolód na odcinku kilkunastu km pokonywał tu wysokość względną stu kilkudziesięciu m.

Dalej na południe i wschód, aż po dolinę dolnej Pilicy, łądolód rozpościerał się stosunkowo cienką pokrywą. Rekonstrukcja konfiguracji spągu lodowca wskazuje, że na przykład w Kotlinie Górnej Rawki dostosował się do zastanej rzeźby, co zaznacza się wysłaniem warstwą gliny lodowcowej tego prewarciańskiego obniżenia. Na południe od linii działu wodnego Rawki i Pilicy usypał natomiast rozległą strefę sandrową, maskując rzeźbę strukturalną w pasie utworów górnourajskich antyklinorium środkowopolskiego. Następnie ekspandował na ów obszar sandrowy i dość szybko przeszedł w stan stagnacji i martwego lodu. Ukształtowana tu równina morenowa (wschodnia część Równiny Piotrkowskiej), ze względu na morfologiczne podobieństwo do sandrów, była określana dawniej jako tzw. sandr tomaszowski.

Na możliwość przebiegu linii maksymalnego zasięgu łądolodu warty w rejonie doliny Pilicy od okolic Tomaszowa na wschód, wskazała już Baraniecka (1984) na swej mapie zasięgów zlodowaceń. Choć pogląd ten nie zyskał powszechnej akceptacji i w wielu publikacjach cytuje się do dziś starsze prace, autor znajduje liczne jego potwierdzenia. W okolicach Inowłódza i Odrzywołu istniała możliwość przekroczenia osi doliny Pilicy przez czoło wspomnianego łądolodu (Rdzany, w druku). Jest to zasięg bliski granicy łądolodu odrzańskiego w rejonie Garbu Gielniowskiego. Istniejące tu wypukłe formy glaciofluwalne (Stanisławów, Ossa) mogą być, mimo podobieństwa do kemów i ozów, zinterpretowane jako moreny czołowe o budowie glaciofluwalnej. Przebieg struktur wyciśnięć, w postaci dajek piaszczystych i diapirów, wskazuje na zaburzenia glacydynamiczne, wywołane naciskiem jezora lodowcowego od strony NW.

Rozległe pola kemowe, występujące w pasie od doliny Pilicy aż po dolinę Bzury (pradolinę warszawsko-berlińską), nie rozdzielone czytelnymi formami giacomarginalnymi, wskazują na późniejszy arealny zanik łądolodu na stosunkowo dużym obszarze – o rozciągłości 70-80 km (Klajnert 1978; Klajnert, Rdzany 1981; Rdzany 1997).

Procesy deglacyacyjne zachodziły, w zależności od cech morfologiczno-hydrologicznych pokrywy lodowej oraz rzeźby i – być może – dynamiki bezpośredniego podłoża łądolodu. Na Równinie Piotrkowskiej nastąpiło rozcięcie równin morenowych i wytworzenie wąskich szlaków odpływu wód typu sandrowego poza łądolód – do obniżenia Pilicy, które mogło funkcjonować jako rodzaj pradoliny otwartej na wschód. Szlaki te stopniowo po zlodowaceniu przekształciły się w wąskie i głęboko wcięte doliny: Piasecznicy, Gaci, Luboczanki i innych.

We wczesnej fazie zaniku lądolodu, miejsca elewacji jego podłoża, na przykład ciągnące się na linii Kolużki–Żelechlin-Czerniewice, stały się środowiskami lokalnej sedymentacji kemowej typu przetainowego (Rdzany 1997). Ten etap deglacjacji to również powstanie nielicznych ozów lub form o budowie złożonej ozowo-kemowej, np. Wału Rylska (Jaksa, Rdzany 2002).

Dalszy postęp degradacji martwego lodu prowadził do spływania wód ablacyjnych z odsłanianych spod lodu wysoczyzn morenowych i rozwoju sedymentacji w rozległych obniżeniach. Dominowały tam środowiska glacialimniczne o drobnoziarnistej sedymentacji, w szczególności w Kotlinie Górnej Rawki (Rdzany 1997; Jaksa 2004). Najbardziej wydajna akumulacja utworów wodnolodowcowych miała miejsce, gdy obszary zajęte przez lód martwy były jeszcze mniej więcej w połowie. Mimo stosunkowo mało zróżnicowanych strukturalnie serii kemowych, bogactwo morfologiczne ukształtowanych tutaj kemów jest zadziwiające – występują tu różne odmiany pagórków, wałów, stoliw, teras kemowych oraz liczne obniżenia międzymemowe, głównie wytopiskowe, lecz także erozyjne.

Zróżnicowany krajobraz obszaru był selektywnie przekształcony w vistulianie, zwłaszcza w obrębie form wklęsłych. Ogólnie jednak kemy i inne formy wypukłe obszaru, a także rozległe równiny wysoczyznowe, przetrwały w postaci niewiele zmienionej. Wskazują na to liczne fakty, m.in. brak lub mała miąższość osadów denudacji peryglacialnej w zagłębieniach bezodpływowych i w dolnych częściach stoków.

Literatura

- Baraniecka M.D., 1984, *Zlodowacenie środkowopolskie*, [w:] *Budowa geologiczna Polski*, I, Stratygrafia, 3b, Czwartorzęd, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 154-196.
- Jaksa A., 2004, *Zróżnicowanie środowisk akumulacji osadów kemowych w regionie łódzkim na podstawie analizy litofacyjnej*, Zakład Geomorfologii UŁ, Łódź, maszynopis pracy doktorskiej.
- Jaksa A., Rdzany Z., 2002, *Sedymentologiczny zapis dynamiki deglacjacji Wysoczyzny Rawskiej na przykładzie Wału Rylska*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXXII – Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 109, s. 169-181.
- Klajnert Z., 1978, *Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu*, Acta Geogr. Lodz., 38.
- Klajnert Z., Rdzany Z., 1991, *Wpływ podłoża na zanikanie lądolodu warciańskiego w lobie Rawki między Pilicą a Bzurą*. Materiały I Zjazdu Geomorfologów Polskich, Poznań, s. 80-81.
- Klatkova H., 1972, *Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego*, Acta Geogr. Lodz., 28.
- Rdzany Z., 1997, *Kształtowanie rzeźby terenu między górą Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego*, Acta Geographica Lodziensia, 73.
- Rdzany Z., w druku, *Formy marginalne lobu Rawki między Inowłodzem a Nowym Miastem nad Pilicą na tle poglądów na zasięg lądolodu warciańskiego*.

REKONSTRUKCJA WARUNKÓW ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO NA PODSTAWIE ZMIENNOŚCI ZAWARTOŚCI PIERWIASTKÓW W OSADZIE

Dorota ROGUSZCZAK

Pomorska Akademia Pedagogiczna, Słupsk

Oznaczenia metali przeprowadzono w osadach różnych środowisk sedymentacyjnych. Analizie poddano osady pochodzące z jeziora Jasień, torfowiska Obrowo Małe i wypełniające paleomeander Wieprzy.

Rekonstrukcja warunków środowiska panujących podczas procesu sedymentacji, polega głównie na analizie zmienności zależności pomiędzy pierwiastkami, które ulegają rozdzielaniu w trakcie procesów uruchamiania i transportu, poprzez odrębne zachowanie w określonych warunkach. Stopień wzbogacenia w określony pierwiastek przedstawia się w stosunku do pierwiastków stabilnych w profilu osadów (takich jak glin), bądź w stosunku do stężeń pierwiastków występującego w profilu tłowym.

Określenie składu chemicznego osadu pozwala na przedstawienie warunków panujących w zbiorniku sedymentacyjnym (warunki redox Fe:Mn, Cu:Zn; miany stopnia eutrofizacji zbiornika Fe:Ca; zmiany poziomu wody bądź strefy sedymentacji Ca:MO), jak i cech środowiska zewnętrznego (dominujący udział procesów transportu w zawiesinie względem transportu rozpuszczonego K:Na, zmiany termiczne Ca:Sr). Oczywiście zmiany w zbiorniku wynikają często z generalnych zmian środowiska (np. zmiana stopnia eutrofizacji zbiornika, określająca wzrost aktywności biologicznej, może świadczyć również o zmianach termicznych).

W osadach wyraźnie widoczne są zmiany wywołane intensywną działalnością przemysłową człowieka, zwłaszcza wydobywaniem i przetwórstwem surowców, współcześnie także transportem i dostawą pierwiastków wraz ze spalinami. Mniej wyraźnie zaznacza się wpływ wynikający z rolniczej czy leśnej eksploatacji terenów (pośrednio – wzrost zawartości cynku i zwiększenie udziału materii mineralnej w osadzie, wynikający z uruchomienia kwaśnych gleb leśnych, czy też bezpośrednio – wzrost udziału pierwiastków zawartych w nawozach rolniczych, wzrost udziału wapnia wykorzystywanego do wapnowania pól).

Analizując zmienności wymienionych czynników wydzielono poziomy geochemiczne, spróbowano określić zmienność warunków środowiska zewnętrznego podczas sedymentacji poszczególnych poziomów oraz podjęto próbę korelacji poziomów poszczególnych profili.

REPORT ON THE PROGRESS OF THE WORK OF THE COMMITTEE FOR THE YEAR 1954

1954

1954

The Committee has been very busy during the year 1954. It has held several meetings and has considered many reports from its members. It has also been very active in its work of promoting the interests of the community. It has been particularly successful in its efforts to improve the conditions of the poor and to provide for the needs of the aged and the infirm. It has also been very active in its work of promoting the interests of the community. It has been particularly successful in its efforts to improve the conditions of the poor and to provide for the needs of the aged and the infirm.

**FORMY RELIKTOWE PO WAŁACH LODOWO-MORENOWYCH
W STREFIE MARGINALNEJ ŁĄDOLODU ZŁODOWACENIA WISŁY
W REJONIE SOKOŁOWA (POŁUDNIOWE OBRZEŻENIE KOTLINY PŁOCKIEJ)**

Małgorzata ROMAN

Uniwersytet Łódzki, Łódź

Wały lodowo-morenowe to krótkotrwałe formy, powszechne na przedpolach wielu współczesnych lodowców, podlegających powolnej recesji frontalnej. Poznany został mechanizm wyodrębniania się wałów lodowo-morenowych (m.in.: Szupryczyński 1963; Boulton 1967; Kozarski, Szupryczyński 1973), określone cechy diagnostyczne rzeźby ukształtowanej w wyniku ewolucji wałów i degradacji trzonów lodowych (Kasprzak 1988; Kasprzak, Kozarski 1984), a także opracowany został model depozycji osadów w warunkach wymuszonych obecnością wałów lodowo-morenowych (Kasprzak 1996, 2003). Obecnie coraz częściej ślady po tego typu formach dokumentowane są w strefach marginalnych lodowców plejstoceńskich.

W ramach kompleksowych badań geologicznych i litofacialnych przeprowadzonych na obszarze południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej, szczegółowej analizie poddano wałowe pagórki i towarzyszące im ciągi obniżeń w okolicy Sokołowa-Dendyi (Roman 1999, 2003). Ten zespół szeregowo uporządkowanych form, o rozciągłości NW-SE, występuje w strefie marginalnej łądolodu zlodowacenia Wisły, a swym przebiegiem nawiązuje do kształtu czoła lodowca. Wałowe pagórki Sokołowa-Dendyi dotychczas interpretowane były jako ozy, a rozdzielające je obniżenia, jako dna rynien polodowcowych (Skompski 1963; Baraniecka, Skompski 1978). Badania geologiczne wykluczyły rynnową genezę obniżeń, wskazując na ich wytopiskowy charakter. Z kolei badania litofacialne przeprowadzone w obrębie pagórków, wykazały charakterystyczną trójdzielność profilu pionowego, wyrażoną sekwencją serii osadowych: glacyjfluwalnej, glajolimnicznej i ablacyjnych osadów spływowych. Utwory ablacyjne, w postaci nieciągłych pokryw glin spływowych, występują w górnych partiach stoków pagórków i jedynie od strony obecnych zagłębień. Analiza zaburzeń grawitacyjnych stwierdzonych w osadach glacyjfluwalnych i glajolimnicznych, dowiodła istnienia podparcia lodowego od strony dzisiejszych obniżeń, zaś kierunki paleoprądów pomierzone w osadach glacyjfluwalnych, wskazały jako generalny odpływ wód ku SE, równoległy do przebiegu dawnych stoków lodowych.

Na podstawie cech morfologicznych i geologicznych form, w relacji do ogólnej sytuacji geomorfologicznej, ustalono, że rzeźba obszaru Sokołów-Dendyja kształtowana była w wyniku sukcesywnego wyodrębniania się z czoła łądolodu wałów lodowo-morenowych, a następnie ich degradacji na skutek wytopienia się trzonów lodowych. W efemerycznych basenach sedymentacyjnych tworzonych między wałami a krawędzią lodu, albo już tylko pomiędzy wałami, zachodziła akumulacja glacyjfluwalna, a wraz z zamieraniem przepływu glajolimniczna. Lokalnie deponowane były osady grawitacyjnie resedymetowane ze stoków lodowych. W miarę zaniku trzonów lodowych następowała inwersja rzeźby, prowadząca do utworzenia ciągów zagłębień w miejscu wytopienia się wałów lodowych, a pagórków w miejscach dawnych basenów sedymentacyjnych. Rozpoznanie w okolicy Sokołowa, w strefie marginalnej łądolodu zlodowacenia wisły, form reliktowych po wałach

lodowo-morenowych miało istotne znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych. Po pierwsze, pozwoliło uściślić przebieg granicy maksymalnego zasięgu lądolodu, po drugie, dało podstawy dla wskazania sposobu deglacji (Roman 2003).

Literatura

- Baraniecka M.D., Skompski S., 1978, *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000*, ark. Płock, Wyd. A. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Boulton G.S., 1967, *The development of a complex supraglacial moraine at the margin of Sørbreen, Ny Friesland, Vestspitsbergen glaciers*, *Journal of Glaciology*, 6, s. 717-736.
- Kasprzak L., 1988, *Dyferencjacja mechanizmów formowania się stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej*, *Dokumentacja Geograficzna*, 5-6.
- Kasprzak L., 1996, *Współczesne i plejstocenyjskie wały lodowo-morenowe, aktualistyczny model facjalny. Analiza basenów sedymentacyjnych a nowoczesna sedymentologia*, *Materiały V Krajowego Spotkania Sedymentologów*, 17-21 czerwca 1996, s. 14-15.
- Kasprzak L., 2003, *Model sedymentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej*, *Wydawnictwo Naukowe UAM, Seria Geografia*, 66.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1984, *Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce*, *Zeszyty UAM, Seria Geografia*, 29.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1973, *Glacial forms and deposits in the Sidujökull deglaciation area*, *Geographia Polonica*, 26, s. 255-311.
- Roman M., 1999, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. Gostynin, Centralne Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- Roman M., 2003, *Rozwój rzeźby plejstocenyjskiej okolic Gostynina*, *Acta Geographica Lodziensia*, 84.
- Skompski S., 1963, *Ozy Kotliny Płockiej*, *Przegląd Geograficzny*, 35 (3), s. 363-387.
- Szupryczyński J., 1963, *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu*, *Prace Geograficzne, IG PAN*, 39.

**ZMIANY TEMPERATURY WODY W „ZATOCE SZCZECIŃSKIEJ”
PODCZAS ŚRODKOWEGO HOLOCENU NA PODSTAWIE BADAŃ IZOTOPOWYCH
MUSZLI *CARDIUM GLAUCUM***

**Wacław STROBEL¹, Ryszard K. BORÓWKA²,
Stanisław HAŁAS³**

¹ Instytut Agrofizyki PAN, Lublin

² Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

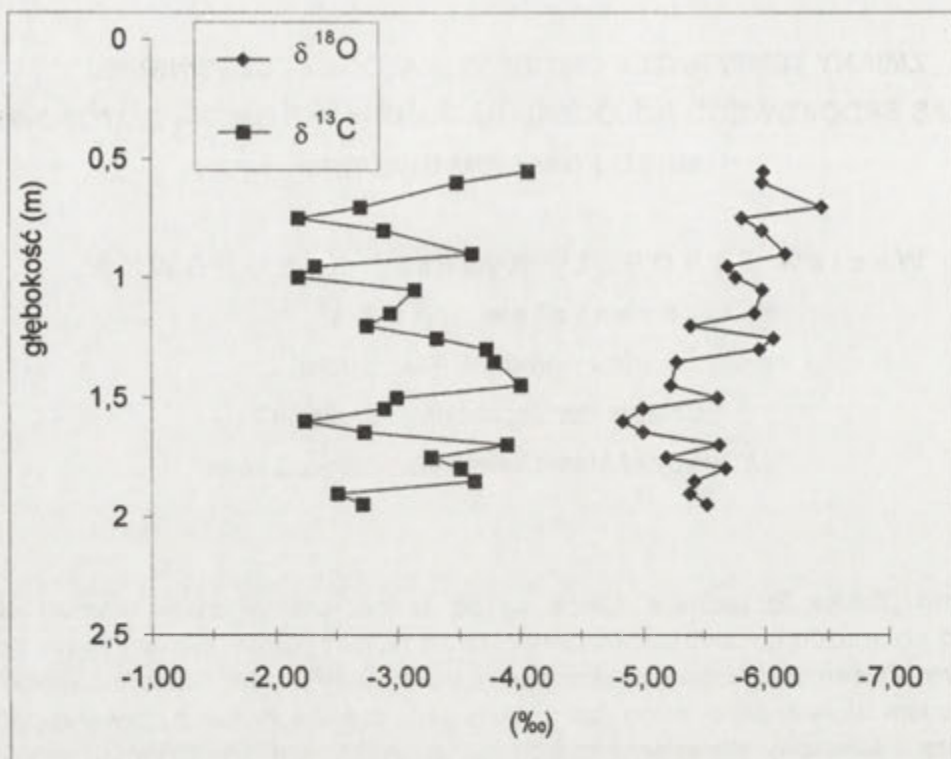
³ Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Termin „Zatoka Szczecińska” odnosi się do dawnej, otwartej zatoki morskiej istniejącej w okresie od około 6200 do 3000 konwencjonalnych lat radiowęglowych BP, w miejscu dzisiejszej Mierzei Świny, Zalewu Szczecińskiego oraz Doliny Dolnej Odry poniżej Szczecina (Borówka i in. 2002). Dowodem istnienia takiej zatoki jest kopalna seria piasków morskich, zawierających liczne muszle małży i ślimaków, charakterystycznych dla otwartych wód przybrzeżnych południowego Bałtyku, między innymi *Cardium glaucum*, *Macoma baltica*, *Mytilus edulis*, *Hydrobia ulvae*, i *Hydrobia ventrosa* (Woziński i in. 2003).

Celem badań było określenie warunków temperaturowych życia małży *Cardium glaucum* (Sercówki), uzyskanych z rdzenia osadów (35/99), pobranego na dnie Zalewu Szczecińskiego za pomocą wibrosondy. Do realizacji tego zadania posłużono się wynikami analiz składu izotopowego tlenu ($\delta^{18}\text{O}$) zawartego w muszlach *Cardium*.

Z pobranego rdzenia osadów, do badań przeznaczono jedynie muszle zachowane w pozycji przyżyciowej. Znajdowano je w warstwie piasków morskich występujących na głębokości od około 0,5 do 2 m. Ogółem z tej warstwy wybrano 25 muszli, reprezentujących różne głębokości. Z każdej odłupywano promieniście niewielki kawałek, który następnie sproszkowano w mójdzierzu agatowym. W celu uzyskania CO_2 z węglanu muszli posłużono się preparatyką z użyciem 100% kwasu ortofosforowego w temperaturze 25°C (McCrea 1950). Próbkę została poddana analizie izotopowej ($\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$) w Pracowni Spektrometrii Mas IF UMCS za pomocą 3-kolektorowego spektrometru z 2-kanalowym układem dozującym. Niepewność standardowa pomiaru wartości delta wynosi 0,06‰.

Uzyskane wyniki przedstawione są na rycinie 1. Najmniejsze zmierzone wartości $\delta^{13}\text{C}$ wynoszą -4,08‰, zaś największe -2,19‰, średnia wynosi -3,11‰ (względem standardu PDB). Są to typowe wartości spotykane w muszlach morskich (Goslar, Pazdur 1985). Wartości $\delta^{18}\text{O}$ zawierają się w zakresie od -6,47‰ do -4,84‰, średnia wynosi -5,64‰. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ silnie zależą od temperatury wody, w której małż budował muszlę. Zmiana $\delta^{18}\text{O}$ o 1‰ oznacza różnicę temperatur o około 4,5°C. Na podstawie uzyskanych wartości $\delta^{18}\text{O}$ oraz krzywej skalowania opracowanej przez Epsteina z poprawką Craiga (Friedman, O'Neil 1977), obliczono temperatury, w których wzrastały muszle *Cardium glaucum*.



Ryc. 1. Zmiana względnej zawartości izotopów ^{13}C i ^{18}O w muszlach *Cardium* pochodzących z odwiertu 35 „Zalew Szczeciński”

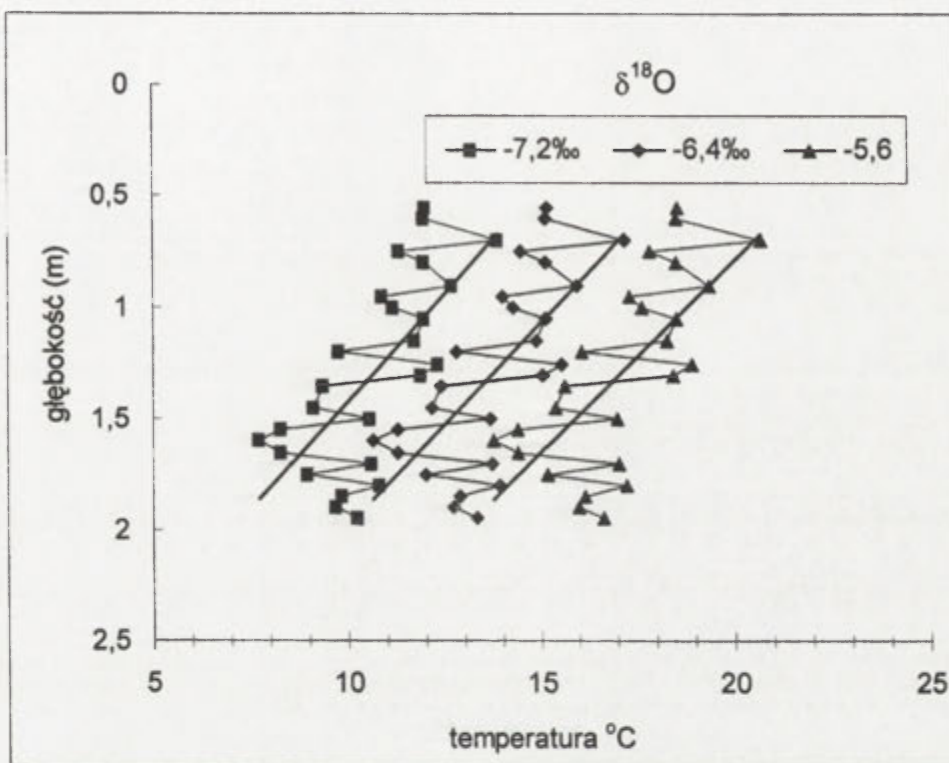
Do obliczenia tej temperatury konieczna jest znajomość $\delta^{18}\text{O}$ wody morskiej w czasie życia małży. Niestety danych takich z oczywistych względów nie posiadano. Skorzystano z pomiarów współczesnych (Fröhlich, Grabczak, Różański 1987). Wybrano trzy wartości $\delta^{18}\text{O}$ z miejsc położonych na zachód i w pobliżu Zalewu Szczecińskiego. Obliczenia przeprowadzono dla wartości $\delta^{18}\text{O}$ -7,2‰, -6,4‰ i -5,6‰ (SMOW). Należy przypuszczać, że w omawianym miejscu i okresie, udział wód oceanicznych był większy, co oznacza podwyższenie wartości $\delta^{18}\text{O}$ wody w porównaniu z wartością współczesną. Można zatem skłaniać się ku stwierdzeniu, że lepiej odzwierciedla rzeczywiste warunki, w których żyły małże *Cardium* $\delta^{18}\text{O}$ wody równa -5,6 ‰. Zakres zmian temperatury dla poszczególnych przyjętych wartości $\delta^{18}\text{O}$ przedstawiono w tabeli 1.

Tabela 1. Zakres zmian obliczonej temperatury dla przyjętych wartości $\delta^{18}\text{O}$ wody

Temperatura °C	$\delta^{18}\text{O} = -5,6 \text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O} = -6,4 \text{ ‰}$	$\delta^{18}\text{O} = -7,2 \text{ ‰}$
Minimalna	13,8	10,7	7,7
Średnia	17,1	13,8	10,7
Maksymalna	20,6	17,2	13,9

Na rycinie 2 przedstawiono szczegółowo obliczone temperatury dla poszczególnych próbek muszli z uwzględnieniem głębokości, z której zostały pobrane. Na wykresie naniesiono linie trendu dla poszczególnych serii wyników. Analizując wartości temperatur przedstawione na wykresie, raz jeszcze

należy zauważyć, że wyniki otrzymane dla $\delta^{18}\text{O} = -7,2\text{‰}$ są mało prawdopodobne, natomiast wyższe wartości $\delta^{18}\text{O}$ ($-6,4\text{‰}$ i $-5,6\text{‰}$) lepiej opisują warunki cieplne panujące na płytkim dnie piaszczystego morza ze środkowego holocenu.



Ryc. 2. Zmiany temperatury w zależności od głębokości pobrania muszli *Cardium glaucum*, obliczone na podstawie zawartości ich składu izotopu ^{18}O . Uwzględniono trzy serie dla różnych wartości $\delta^{18}\text{O}$ wody morskiej. Naniesiono linie trendu dla każdej serii wyników

Literatura

- Borówka R.K., Latałowa M., Osadczuk A., Święta J., Witkowski A., 2002, *Palaeogeography and palaeoecology of Szczecin Lagoon*, Greifswalder Geographische Arbeiten, 24 (C4), s. 107-113.
- Goslar T., Pazdur M.F., 1985, *Contamination studies on mollusk shell samples*, Radiocarbon, 27 (1), s. 33-42.
- Fröhlich F., Grabczak J., Różański K., 1987, *Deuterium and oxygen – 18 in Baltic sea*, Chemical Geology, 72, s. 77-83.
- Friedman I., O'Neil J.R., 1977, *Compilation of stable isotope fractionation*, Geological Survey professional paper, s. 440-KK.
- McCrea J.M., 1950, *On the isotope chemistry of carbonates and a paleotemperature scale*, Journal Chem. Phys., 18, s. 849-857.
- Wozniński R., Wawrzyniak-Wydrowska B., Borówka R.K., 2003, *Subfossylna fauna mięczaków w osadach Holocenijskich Zalewu Szczecińskiego*, [w:] Borówka R.K., Witkowski A. (red.), *Człowiek i środowisko przyrodnicze Pomorza Zachodniego*, II Środowisko abiotyczne, Oficyna InPlus, Szczecin, s. 113-118.

O WPŁYWIE STANU TERMICZNEGO ATLANTYKU PÓŁNOCNEGO NA WSPÓŁCZESNY BILANS NIEKTÓRYCH LODOWCÓW SPITSBERGENU

Anna STYSZYŃSKA

Akademia Morska, Gdynia

Większość lodowców Spitsbergenu znajduje się obecnie w fazie recesji. W świetle dotychczasowych badań, wartości bilansów poszczególnych lodowców różnią się w zależności od ich wielkości, położenia i ekspozycji. Małe lodowce o ekspozycji północnej i północno-wschodniej charakteryzują stosunkowo małe bilanse zimowe i ujemne bilanse netto, natomiast lodowce posiadające duże powierzchnie akumulacyjne, leżące w znacznej mierze na większych wysokościach i mające nadmorskie położenie, cechują się większymi bilansami zimowymi i okresowo (np. Kongsvegen) dodatnimi bilansami netto.

Dłuższe serie danych dotyczące wartości bilansowych dotyczą tylko kilku lodowców leżących w zachodniej części Spitsbergenu. Są to trzy małe lodowce: Austre Brogger i Midre Loven położone w rejonie Kongsfjordu i Voring leżący w rejonie Greenfjordu, oraz dwa większe: Hans (60 km²) w rejonie Hornsundu oraz Kongsvegen (105 km²) w rejonie Kongsfjordu. Zarówno pomiędzy małymi (18 wspólnych lat obserwacji) jak i dużymi (11 lat wspólnych obserwacji) lodowcami istotne statystycznie związki zachodzą między ich bilansami letnimi i netto, brak natomiast takich korelacji w odniesieniu do ich bilansów zimowych.

Podstawowym czynnikiem prowadzącym do zmienności sezonowej i międzyrocznej bilansu lodowców jest charakter cyrkulacji atmosferycznej, determinującej zmienność warunków pogodowych, a w przypadku lodowców uchodzących do morza, także długość i charakter sezonu bezlodowego (Marsz, Styszyńska 2002; Styszyńska 2002). Występowanie w danych sezonach częściej niż przeciętnie określonych form cyrkulacji, limitować będzie natężenie procesów akumulacji i ablacji. Zmiennością form cyrkulacji atmosfery w atlantyckiej Arktyce steruje stan termiczny Atlantyku Północnego. Wykazuje on stosunkowo dużą zmienność z roku na rok i może być opisany przez pole anomalii temperatury powierzchni oceanu (TPO). Można założyć, że anomalie TPO na Atlantyku Północnym w określonych rejonach i momentach (miesiącach) modyfikują wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną, a ta z kolei poprzez zmiany wartości elementów meteorologicznych, wpływa na sezonowe zmiany bilansu masy lodowców Spitsbergenu. Przyjmując model typu „czarnej skrzynki”, w którym znany jest efekt na wyjściu (sezonowy bilans masy), znaleźć można wielkości sterujące systemem zależności czasowych i przestrzennych.

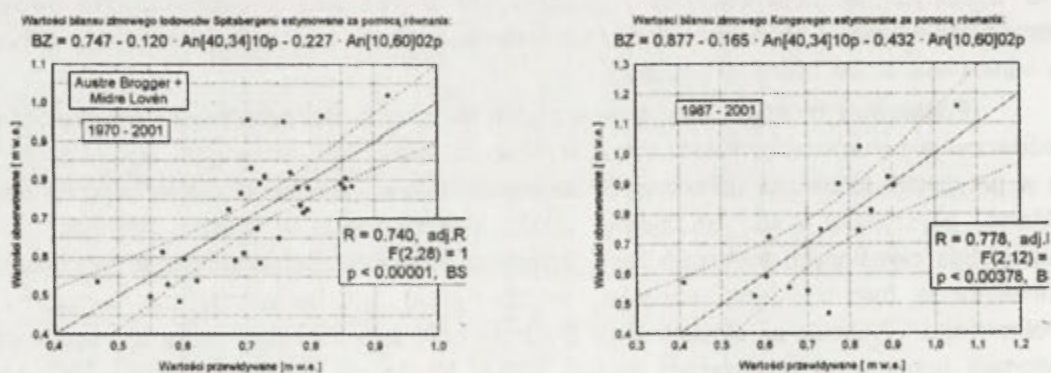
Do wyjaśnienia omawianych związków wykorzystano dostępne wartości bilansów zimowego, letniego i netto dla 5 wymienionych wcześniej lodowców oraz wartości anomalii średniej miesięcznej temperatury powierzchni oceanu w tak zwanych „gridach kontrolnych”, wyróżnionych na Atlantyku Północnym przez A. Marsza. Do analizy przyjęto ciągi anomalii średnich miesięcznych wartości TPO z okresu 1970-2002. W celu wyjaśnienia analizowanych związków przebadano korelacje liniowe, zachodzące między średnimi miesięcznymi anomaliami TPO z poprzedniego roku a wartościami bilansów zimowych oraz między wartościami anomalii TPO z poprzedniego i tego samego roku a wartościami bilansów letniego i netto.

Bilans zimowy lodowców leżących w S i SW części Spitsbergenu (Hans, Voring) wykazuje związki z wielkościami anomalii TPO z zimy roku poprzedniego w gridach leżących po wschodniej stronie Atlantyku. Bilanse zimowe lodowców leżących nad Kongsfjordem największy związek

wykazują ze zmianami TPO w środkowej i zachodniej części Atlantyku latem, jesienią i na początku zimy (XI, XII), a po wschodniej stronie Atlantyku w okresie styczeń-marzec tego samego roku, dla którego oblicza się bilans zimowy. Taki rozkład badanych związków wskazuje na złożony charakter interakcji hydroklimatycznych, zachodzących na dużych przestrzeniach.

Analiza regresji wykazała, że najściślejsze związki bilansu zimowego lodowców leżących w rejonie Kongsfjordu, zarówno dużego, uchodzącego do morza Kongsvegen, jak i małych dolinnych Austre Brogger i Midre Loven, zachodzą ze zmianami anomalii TPO w gridach: [40°W, 34°N] w październiku poprzedniego roku oraz [10°W, 60°N] w lutym roku poprzedniego (ryc. 1A i 1B). Zmienność anomalii TPO w tych rejonach objaśnia 52% wariancji bilansu zimowego małych lodowców dolinnych i 54% wariancji uchodzącego do morza Kongsvegen.

Grid [40,34] leży na południe od początkowej partii Prądu Północnoatlantyckiego, w kręgu antycyklonalnej cyrkulacji Atlantyku Północnego i wskazuje z jednej strony pośrednio na wielkość przepływu ciepłych wód w Prądzie Północnoatlantyckim, z drugiej zaś, na natężenie cyrkulacji strefowej w strefie 38–50°N. Grid [10,60] informuje o przyszłych zasobach ciepła w wodach Prądu Norweskiego. Termika wód w tym rejonie wywiera również opóźniony wpływ na rozmiary cyklonogenezy i regeneracji niżów nad morzami Norweskim i Barentsa. W czasie prowadzenia podobnych badań w odniesieniu do bilansu zimowego lodowca Hansa (Marsz, Styszyńska 2002) także stwierdzono istotne oddziaływanie wyróżnionych rejonów Atlantyku (gridy [10,60] w styczniu roku r-1 oraz [40,40] w grudniu roku r-1).



Ryc. 1. Wartości bilansu zimowego lodowców rejonu Kongsfjordu estymowane z wielkości anomalii TPO w gridach [40,34] z października roku (r-1) i [10,60] z lutego roku (r-1)

Analiza przeprowadzona w odniesieniu do bilansu letniego wykazała, że dla dużych lodowców (Hans, Kongsvegen) wielkości bilansu letniego można aproksymować wykorzystując te same gridy:

$$\text{Hans: } BL = -0,981 + 0,271 \cdot \text{An}[60,30]01p - 0,874 \cdot \text{An}[60,30]07p$$

$$R = 0,789, \text{ adj. } R^2 = 0,538, p < 0,0125, F(2,9) = 7,40, \text{ BSE} = 0,24$$

$$\text{Kongsvegen: } BL = -0,709 + 0,564 \cdot \text{An}[60,30]01p - 0,528 \cdot \text{An}[60,30]07p$$

$$R = 0,858, \text{ adj. } R^2 = 0,692, p < 0,0003, F(2,12) = 16,74, \text{ BSE} = 0,16$$

Grid [60°W, 30°N] położony jest w centralnej części Morza Sargassowego, wewnątrz cyrkulacji antycyklonalnej Atlantyku Północnego. Wzrost zasobów ciepła w tym rejonie prowadzi do zwiększenia południkowych gradientów TPO w zachodniej części Atlantyku, co z kolei sprzyja rozwojowi silnej cyrkulacji strefowej w środkowej części Atlantyku.

Stan termiczny Atlantyku Północnego nie tylko reguluje cyrkulację atmosferyczną, wprowadzającą do Arktyki ciepłe i wilgotne masy powietrza, ale również decyduje o wielkości ciepła wnoszonego tam z wodami Prądu Norweskiego, z dalszymi tego skutkami natury klimatycznej i w konsekwencji wpływa na sezonowe zmiany bilansu masy lodowców.

Literatura

- Marsz A. A., Styszyńska A., 2002, *Zagadnienie odtworzenia wartości bilansu Lodowca Hansa (SW Spitsbergen)*, Problemy Klimatologii Polarnej, 12, s. 117-131.
- Styszyńska A., 2002, *Związki bilansu masy lodowców w rejonie Kongsfjordu (NW Spitsbergen) z pokrywą lodową mórz Grenlandzkiego i Barentsa*, Problemy Klimatologii Polarnej, 12, s. 133-146.

ZNACZENIE FRAKCJI PODSTAWOWYCH W ROZMIESZCZENIU PRÓBEK OSADÓW NA DIAGRAMIE ZALEŻNOŚCI ŚREDNIEJ ŚREDNICY ZIARNA I WYSORTOWANIA, NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH ALUWIÓW POZAKORYTOWYCH WISŁY, DRWĘCY I TAŻYNY

J a c e k S Z M A Ń D A

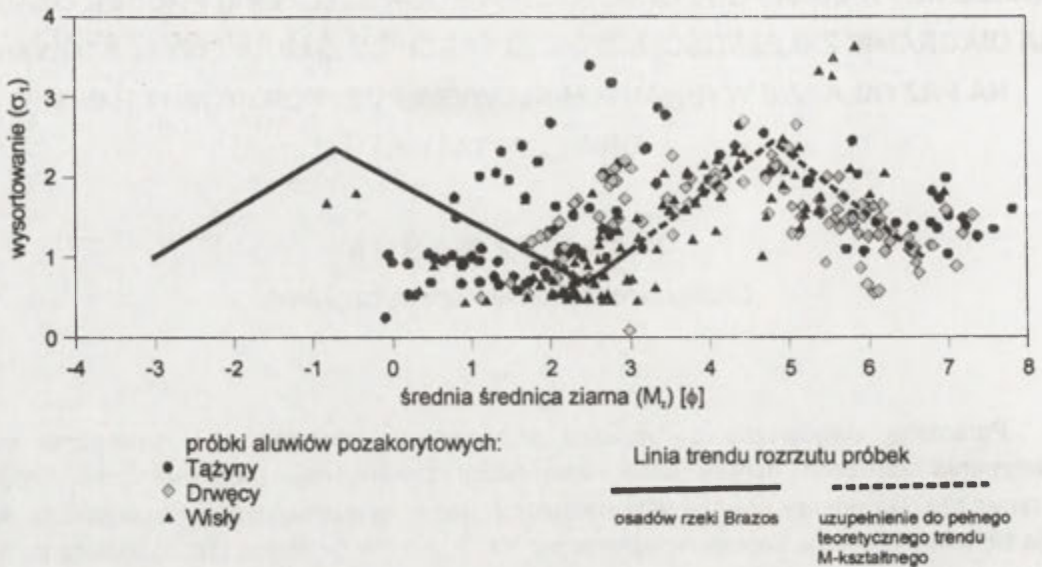
Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Parametry statystyczne są miarami służącymi do charakterystyki uziarnienia osadów, porównywania ich cech między sobą, interpretacji genetycznej i litodynamicznej środowiska depozycyjnego. Do analizy osadów wielomodalnych, które zwykle występują w przyrodzie, najlepiej nadają się miary graficzne zaproponowane przez R.L. Folka i W.C. Warda (1957). Należą do nich: M_z – przeciętna średnica ziarna, σ_1 – wysortowanie, Sk_1 – skośność i K_G – kurtoza. Parametry te są najbardziej rozpowszechnionymi miarami stosowanymi w badaniach granulometrycznych w geologii i geomorfologii.

R.L. Folk i W.C. Ward (1957), formułując wzory do wyznaczania wskaźników uziarnienia, analizowali jednocześnie ich rozkład na diagramach zależności. Z ich badań wynikało, że rozmieszczenie próbek na tych diagramach w istotny sposób determinują frakcje podstawowe – modalne. Interpretując rozkład próbek na diagramie zależności przeciętnej średnicy ziarna i wysortowania, trend rozmieszczenia próbek określili jako sinusoidalny - zbliżony do litery M, z rozwartymi ramionami (ryc. 1). Najlepsze wartości wysortowania (podstawa litery M) występują na nim w zakresie frakcji modalnych, a najgorsze w zakresie niedoboru frakcji. Opisane rozmieszczenie próbek na diagramie zależności przeciętnej średnicy ziarna i wysortowania jest wypadkową energii środowiska i rozkładu głównych populacji ziaren w przyrodzie. Zdaniem F.J. Pettijohna (1957) w przyrodzie występują trzy główne populacje ziaren: żwir, piasek i il. Populacje powstają w wyniku trzech rodzajów wietrzenia materiału mineralnego: wietrzenia mechanicznego typu blokowego i typu ziarnowego oraz wietrzenia chemicznego.

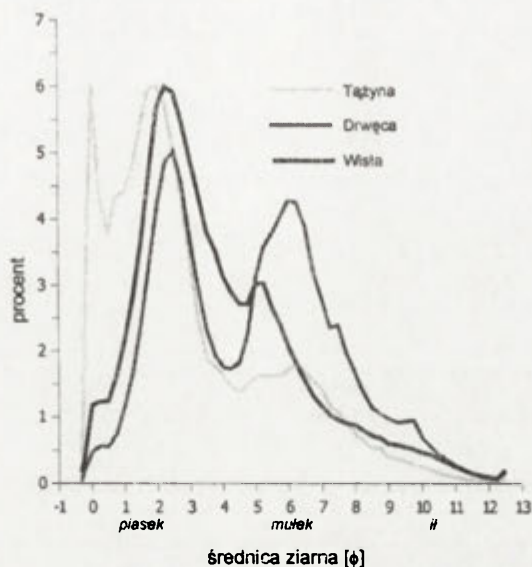
Badania prowadzone w Kotlinie Toruńskiej i w Dolinie Drwęcy mają na celu określenie trendu rozkładu próbek na diagramie zależności parametrów przeciętnej (średniej) średnicy ziarna i wysortowania na przykładzie aluwiów pozakorytowych trzech rzek niżowych o różnej wielkości i odmiennym reżimie. Ponadto, ze względu na znaczenie interpretacji rozkładu próbek na tym diagramie w analizach genetycznych i litodynamicznych, podjęto próbę oceny wpływu materiału źródłowego, w tym głównych populacji ziaren w przyrodzie oraz dynamiki środowiska depozycyjnego na kształtowanie cech uziarnienia osadów. Przedmiotem analizy są osady pozakorytowe Wisły w Toruniu, Drwęcy w rejonie Golubia-Dobrzynia i Elgiszewa oraz Tażyny w okolicy Aleksandrowa Kujawskiego.

Do prezentacji rozkładu próbek aluwiów powodziowych badanych osadów Wisły, Drwęcy i Tażyny na diagramie średniej średnicy i wysortowania wybrano po 100 przykładowych próbek, pobranych z równin zalewowych każdej z wymienionych rzek (ryc. 1). Rozkład próbek frakcji piaszczystej nawiązuje do trendu wyznaczonego przez R.L. Folka i W.C. Warda (1957) dla osadów rzeki Brazos. Znaczna część próbek aluwiów Tażyny o wartości średniej średnicy ziarna od 1ϕ do 3ϕ ma jednak gorsze wysortowanie niż aluwia Drwęcy i Wisły oraz odbiega od powszechnego rozrzutu próbek. Rozkład próbek mułkowych nawiązuje do opisanego przez R.L. Folka i W.C. Warda teoretycznego trendu i jest uzupełnieniem M-kształtnego rozrzutu punktów.



Ryc. 1. Diagram zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania

Na podstawie analiz uziarnienia można ogólnie stwierdzić, że frakcje podstawowe w badanych aluwiach mają zbliżone wartości średnicy ziarna, ale różnią się udziałem procentowym frakcji modalnych (ryc. 2). W aluwiach powodziowych Drwęcy i Wisły stwierdzono dwie frakcje modalne: piasków średnio- i drobnoziarnistych oraz mułków gruboziarnistych. Frakcje te w poszczególnych próbkach osadów tworzą jedno- lub bimodalne rozkłady. Dlatego rozmieszczenie tych próbek nawiązuje do M-kształtnego trendu. W aluwiach Tążyny stwierdzono trzy frakcje modalne. Dwie z nich: frakcja piasków średnio- i drobnoziarnistych oraz frakcja mułków gruboziarnistych mają podobne wartości średnicy ziaren do aluwiów Drwęcy i Wisły. Dodatkowo w aluwiach pozakorytowych Tążyny występuje frakcja modalna piasków gruboziarnistych. To właśnie domieszka tej frakcji powoduje, że rozkład próbek osadów piaszczystych Tążyny o średniej średnicy ziarna od 1ϕ do 3ϕ na diagramie przeciętnej średnicy ziarna i wysortowania odbiega od ogólnego M-kształtnego trendu. O ile pochodzenie frakcji modalnej ziaren piasków średnio- i drobnoziarnistych oraz mułków gruboziarnistych można wiązać z ogólnym rozkładem ziaren w przyrodzie, o tyle pochodzenie frakcji modalnej piasków gruboziarnistych jest trudne do ustalenia. Frakcja ta może pochodzić z przyległego do doliny Tążyny obszaru wydmowego w Kotlinie Toruńskiej. W środowisku eolicznym bowiem dochodzi do specyficznej selekcji materiału mineralnego (m.in. Mycielska-Dowgiało 1985; Nowaczyk 2002).



Ryc. 2. Krzywe uśrednione udziału procentowego w przedziałach co $0,25\phi$ dla aluwiów pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tążyny

Rozkład próbek analizowanych aluwiów pozakorytowych na diagramie zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania wykazuje duży związek z opisanym przez R.L. Folka i W.C. Warda (1957) M-kształtnym trendem. Trend ten jest w dużym stopniu zależny od rozkładu głównych populacji ziaren w przyrodzie. Materiał źródłowy ma więc istotne znaczenie w kształtowaniu cech aluwiów powodziowych badanych rzek, a środowisko depozycyjne (wielkość i reżim rzeki) jedynie modyfikuje udział ziaren poszczególnych frakcji w osadzie.

Literatura

- Folk R.L., Ward W.C., 1957, *Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters*, Journal Sed. Pert., 27, s. 3-26.
- Pettijohn F.J., 1957, *Sedimentary rocks*, Haper, New York.
- Mycielska-Dowgiało E., 1995, *Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna*, [w:] Mycielska-Dowgiało E., Rutkowski J. (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Warszawa, s. 29-105.
- Nowaczyk B., 2002, *Litologiczny i morfologiczny zapis działalności wiatru w Polsce w ostatnich 30 tysiącach lat*, Czasopismo Geograficzne, 73, 4, s. 275-311.



Fig. 1. Diagram illustrating the structure of the system.

The diagram shows a central point connected to several lines, forming a triangular shape with additional lines extending from the vertices and the base.

The text below the diagram is extremely faint and mostly illegible. It appears to be a caption or a list of items related to the diagram.

1. ...

2. ...

3. ...

4. ...

5. ...

6. ...

7. ...

8. ...

9. ...

10. ...

W prognozie krótkoterminowej wykorzystujemy dane oparte na obserwacjach i badaniach współczesnych procesów i zjawisk – często mające charakter ciągłych obserwacji (np. serie meteorologiczne, serie transportu rzecznoego, dane dotyczące zaludnienia, użytkowania gruntów itp.). W prognozie długoterminowej korzystamy z osiągnięć geografii historycznej i z paleogeografii. Dane obserwacyjne jednak w prognozie długoterminowej nie wystarczają i istnieje konieczność sięgnięcia do metod bardziej teoretycznych (scenariusz, modele).

W aspekcie czasu prognozy ważnym zagadnieniem jest uwzględnienie tempa, nasilenia procesów i zjawisk oraz ich charakteru zmienności, który może być normalny (pulsacyjny), liniowy lub cykliczny. Stawiamy sobie też pytania o tempo zmian całego krajobrazu: krajobrazu naturalnego oraz krajobrazu kulturowego (rolniczego, miejskiego, wiejskiego, przemysłowego).

J.E. Mojski (1997) postuluje, by prognozy były formułowane regionalnie. Sądzę, że podobnie do badań nad współczesnym krajobrazem kulturowym (Wojtanowicz 2004) możemy wyróżnić w badaniach prognostycznych następujące skale czasowe: skalę globalną, skalę strefową, skalę regionalną i skalę lokalną. Przykładem prognozy geograficznej kompleksowej w skali globalnej może być książka A.M. Mannion (2001).

Literatura

Haggett P., 1975, *Geography: A Modern Synthesis*, New York, London.

Mannion A.M., 2001, *Zmiany środowiska Ziemi: Historia środowiska przyrodniczego i kulturowego*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

Mojski J.E., 1997, *O potrzebie prognozy zmian epigeosfery w Polsce*, *Przegląd Geologiczny*, 45, 3, s. 275-276.

Wojtanowicz J., 2004, *Influence of natural environment on cultural landscape management*, [w:] Kirchner K., Wojtanowicz J. (red.), *Cultural landscapes*, Regiograph, Brno, s. 9-15.

GEOGRAFICZNE PODSTAWY I ZASADY PROGNOZOWANIA ZMIAN ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO

J ó z e f W O J T A N O W I C Z

Uniwersytet Marii-Curie Skłodowskiej, Lublin

Prognoza to „przewidywanie przyszłych faktów, zdarzeń itp. oparte na uzasadnionych przesłankach, formułowane przez specjalistów w danym zakresie” (*Słownik języka polskiego*, t. 2, PWN, Warszawa 1979). Mówimy tu o prognozie geograficznej, wykonywanej przez geografów. Prognoza geograficzna dotyczyć może przyszłych zmian środowiska fizycznogeograficznego, nazywanego też przyrodniczym lub jego poszczególnych elementów (rzeźby, stosunków wodnych, klimatu, gleby), ale także całego zintegrowanego środowiska geograficznego, które obejmuje też człowieka, które nazwać możemy środowiskiem kulturowym. Objęte prognozą mogą więc być stosunki społeczno-ekonomiczne, ale także zagadnienia kultury człowieka, a więc i sfera ducha. Prognoza więc może być kompleksowa (całościowa) – jeśli dotyczy całości środowiska geograficznego i może być branżowa, jeśli dotyczy jego poszczególnych elementów.

Czy geograf jest kompetentny do takiej prognozy, innymi słowy, czy jest specjalistą w tym zakresie? Odpowiedź musi być pozytywna. Geografia należy bowiem do wąskiej grupy, trzech, czterech nauk tzw. podstawowych, które najlepiej poznają środowisko przyrodnicze (biotyczne i abiotyczne) Ziemi. Oprócz geografii należą do nich jeszcze na pewno geologia i biologia. Geografia ma tu niewątpliwą przewagę, bowiem nie tylko, że ma najszerszy przedmiot badań, to jeszcze jako jedyna obejmuje swymi badaniami człowieka – jego dokonania w środowisku.

Geografia dysponuje odpowiednią metodologią badań środowiska, z których w rozważaniach nad prognozą trzeba wymienić przede wszystkim badania paleogeograficzne i badania współczesnych procesów i zjawisk. Dają one materiał faktograficzny podstawowy.

Prognozowanie w nauce w ogóle, a prognozowanie w geografii w szczególności jest trudne i niewdzięczne, ponieważ z natury swojej są to badania obarczone błędem nieokreśloności i nieścisłości, czy wręcz ryzykiem niesprawdzalności. Niemniej jednak, jak podkreślają zgodnie P. Haggett (1975) i J.E. Mojski (1997) są one niezbędne, można powiedzieć też, że są obowiązkiem geografii. Jak zwraca uwagę P. Haggett ludzie, których życie związane jest z upływającym czasem – dniem, miesiącem, rokiem, dziesięciolecia, bez przerwy czynią prognozy. Dlatego nie powinniśmy pytać, czy geografowie powinni zajmować się prognozami, ale zadać inne pytanie: jak nauczyć się dawać prognozy bardziej ściśle?

Prognozy dzielimy, pod względem czasu ich trwania (czas prognozowania), na prognozy krótkoterminowe i prognozy długoterminowe. Można zaproponować bardziej szczegółowy ich podział:

A. Prognoza krótkoterminowa (10 – 100 lat)

1. 10 – 50 lat – współczesna młodsza
2. 50 – 100 lat – współczesna starsza

B. Prognoza długoterminowa (powyżej 100 lat)

1. 100 – 1000 lat – historyczna (wiekowa)
2. 1000 – 10 000 lat – geologiczna młodsza (tysiącletnia)
3. powyżej 10 000 lat – geologiczna starsza (dziesięcioletni)

REKONSTRUKCJA NASUNIĘĆ GLACJALNYCH I DYNAMIKA OSTATNIEGO ŁĄDOŁODU SKANDYNAWSKIEGO W ŚRODKOWEJ CZĘŚCI PÓŁNOCNEJ POLSKI

**Wojciech WYSOTA, Robert SOKOŁOWSKI,
Rafał RZADKOWALSKI, Paweł MOLEWSKI,
Jacek SZMAŃDA**

Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Jednym z najważniejszych problemów w rekonstrukcji paleogeograficznej zlodowacenia Wisły (vistulianu) w Polsce jest liczba i wiek nasunięć łądolodu skandynawskiego. Problem ten jest dyskutowany w literaturze geologicznej i geomorfologicznej od ponad 100 lat. Przyjmowane dotąd powszechnie w polskiej literaturze oraz obowiązujące w Instrukcji opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000 schematy stratygraficzne zlodowacenia Wisły opracowane zostały na podstawie prac badawczych prowadzone w północnej Polsce w latach siedemdziesiątych i osiemdziesiątych ubiegłego stulecia.

W poglądach na liczbę i wiek zdarzeń glacialnych zlodowacenia Wisły na Niżu Polskim istniał swoisty „dualizm stratygraficzny”, który wyrażał się równoległym funkcjonowaniem dwóch, nie korelujących ze sobą schematów stratygraficznych: „wielkopolskiego” i „dolnopowiańskiego” (Wysota 2002). W „schemacie wielkopolskim” przyjmowano jednokrotne wkroczenie i recesję łądolodu tylko w okresie późnego vistulianu (OIS-2, 25–11,5 kyr BP). W „schemacie dolnopowiańskim” sugerowano trzy główne nasunięcia łądolodu skandynawskiego: we wczesnym (OIS-5a–OIS-5d, ~115–74 kyr BP), środkowym (OIS-4, 74–60 kyr BP) i późnym (OIS-2, 25–11,5 kyr BP) vistulianie, rozdzielone okresami jego zaniku w randze interstadiału.

Prowadzone w ostatnich kilkunastu latach nowe badania w obszarze konińskim (m.in. Stankowski i in. 1999), w południowej części dolnego Powiśla (Wysota 2002; Wysota i in. 2000, 2002), w obszarze doliny środkowej Noteci (Pettersson 2002), a ostatnio również w północno-wschodniej części Pojezierza Gnieźnieńskiego (Sokołowski 2003; Sokołowski, Bluszcz 2004) i północnej części Kujaw, pozwoliły na ponowną dyskusję i rewizję dotychczasowych poglądów na temat liczby, wieku i dynamiki nasunięć glacialnych podczas zlodowacenia Wisły w Polsce.

Uzyskane wyniki badań przeczą obecności łądolodu skandynawskiego w północnej Polsce podczas wczesnego vistulianu. Nie potwierdzają one również wcześniejszych poglądów o rozległym zasięgu łądolodu w czasie środkowego vistulianu. Nasunięcie to prawdopodobnie objęło tylko północną i środkową część dolnego Powiśla, a być może także południowe wybrzeża Bałtyku i północną część Niziny Warmińskiej.

Zastanawiające jest, że wciąż podtrzymywane są przez niektórych badaczy (m.in. Krzywicki 2002; Lisicki 2003) poglądy o bardzo rozległym zasięgu łądolodu wczesno- i środkowovistuliańskiego we wschodniej Polsce. Są one w zdecydowanej sprzeczności z wynikami nowszych badań nie tylko z obszarów dolnego Powiśla i wschodniej Wielkopolski (m.in. Stankowski i in. 1999; Wysota i in. 2000, 2001; Wysota 2002), ale również z obszarów sąsiednich Litwy i północnej Białorusi (m.in. Gaigalas 2000; Gaigalas, Hutt 1996; Zimienkow 1994). Nie uwzględniają one także nowszych wyników badań dotyczących rozwoju, zasięgu i ewolucji łądolodu skandynawskiego w środkowej i północnej Europie podczas ostatniego cyklu glacialnego (m.in. Sejrup i in. 2000; Boulton i in. 2001; Arnold i in. 2002).

Okres interstadialny środkowego vistulianu w centralnej części północnej Polski dokumentują peryglacialne osady rzeczne i rzeczno-jeziorne. Najlepiej są one rozpoznane w obszarze konińskim – seria z Malińca (min. Stankowski, Krzyszkowski 1991; Stankowski i in. 1999), a także w południowej części dolnego Powiśla – formacja rzęczkowska (Wysota 2002; Wysota i in. 2001, 2002) i północno-zachodniej części Kujaw – formacja z Wapienna (Sokołowski 2003; Sokołowski, Bluszcz 2004).

W późnym vistulianie w północnej Polsce nastąpiło kilka nasunięć lądolodu skandynawskiego różnej rangi stratygraficznej. Zasięgi dwóch głównych nasunięć: leszczyńskiego i poznańskiego, wyznaczają granicę maksimum zlodowacenia Wisły, która jest niesynchroniczna. Maksymalny zasięg lądolodu późnovistuliańskiego w obszarze od zachodniej granicy Polski po rejon Konina nastąpił podczas nasunięcia leszczyńskiego, między 22 a 20 kyr BP. Po maksimum leszczyńskim (~20–19 kyr BP) nastąpiła recesja lądolodu i agradacja wieloletniej zmarzliny, jak się przypuszcza przynajmniej w obszarze obejmującym wschodnią Wielkopolskę, region doliny środkowej Noteci, Kujawy oraz znaczną część dolnego Powiśla i Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego.

Pomiędzy 19 a 18 kyr BP nastąpiła ponowna transgresja lądolodu skandynawskiego – nasunięcie poznańskie. Lądolód przekroczył zasięg nasunięcia leszczyńskiego na wschód od Konina i osiągnął maksimum późnovistuliańskie ~18 kyr ka BP w obszarze doliny Wisły, a prawdopodobnie także we wschodniej Polsce. Podczas recesji lądolodu z maksimum poznańskiego wydarzeniem w skali regionalnej była oscylacja dobrzyńska (=chodzieska?) ~17,5 kyr BP. Ostatnimi, ponadregionalnymi awansami lądolodu w północnej Polsce były nasunięcia: pomorskie ~16,5 kyr BP oraz gardnieńskie ~16 kyr BP.

Dynamika lądolodu podczas dwóch największych nasunięć: leszczyńskiego i poznańskiego w środkowej części północnej Polski, związana była z szybkim płynięciem lodu w obrębie strumienia lodowego Wisły. Zapisem sedymentacyjnym takiego ruchu lodu są stwierdzone w licznych stanowiskach gliny deformacyjne oraz facje glin bazalnych z poziomami gwałtowymi, strukturami płużenia i śladami odspojenia lodu od podłoża. Wskazują one na deformację osadów podłoża oraz wzmożony poślizg bazalny jako główne mechanizmy płynięcia lodu.

Strumień lodowy Wisły drenował znaczną część mas lodowych w obrębie polskiego sektora lądolodu skandynawskiego. Jego czasowa i przestrzenna mobilność miała ogromny wpływ na dynamikę całego południowego sektora lądolodu, a tym samym na przebieg procesów glacjacji i deglacjacji północnej Polski podczas stadiału głównego zlodowacenia Wisły. Strumień lodowy Wisły odegrał szczególną rolę podczas nasunięcia poznańskiego, kiedy nastąpił największy napływ mas lodowych z niecki południowego Bałtyku wzdłuż doliny dolnej Wisły. Strumień ten miał wówczas szerokość 50–100 km i długość około 400 km. Jego zakończeniem był rozległy lob Wisły, którego masy lodowe rozplęwały się radialnie na obszar wschodniej Wielkopolski i Kujaw, doliny Wisły między Toruniem a Płockiem oraz Pojezierze Dobrzyńskie.

Rekonstrukcja nasunięć glacialnych zlodowacenia Wisły na Niżu Polskim wymaga prowadzenia dalszych badań. Powinny one dotyczyć zwłaszcza: określenia wieku i zasięgu nasunięcia lądolodu w środkowym vistulianie, sprecyzowania wieku maksymalnego zasięgu lądolodu w późnym vistulianie oraz odtworzenia dynamiki ostatniego lądolodu. Do realizacji tych celów niezbędne są bardziej szczegółowe i kompleksowe badania kluczowych odsłoneń w skali całego obszaru zlodowaczonego w vistulianie, z zastosowaniem na znacznie szerszą niż dotychczas skalę datowania bezwzględnych osadów, zwłaszcza metodą OSL.

Literatura

- Arnold N.S., Van Andel T.H., Valen V., 2002, *Extent and Dynamics of the Scandinavian Ice Sheet during Oxygen Isotope Stage 3 (65,000–25,000 yr B.P.)*, Quaternary Research, 57, s. 38-48.
- Boulton G.S., Dongelmans P., Punkari M., Broadgate M., 2001, *Palaeglaciologia of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian*, Quater. Sci. Rev., 20, s. 591-625.
- Gaigalas A., 2000, *Correlation of 14C and OSL dating of Late Pleistocene deposits in Lithuania*, Geochronometria, 19, s. 7-12.
- Gaigalas A., Hutt G., 1996, *OSL dating of the Markinè (Eem) Interglacial (in Jonionys) and the Nemunas Glaciation (Rokai Section) in Lithuania*, Fact, 50 – 1.7, s. 59-69.
- Krzywicki T., 2002, *The maximum ice sheet limit of the Vistulian Glaciation in northeastern Poland and neighbouring areas*, Geological Quarterly, 46 (2), s. 165-188.
- Lisicki S., 2003, *Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły*, Prace PIG, 177.
- Pettersson G., 2002, *Wiechselian glaciations in the middle Noteć River region, northwest Poland*, Lundqua, Thesis, 47.
- Sokołowski R.J., 2003, *Charakterystyka formacji z Wapienna na Kujawach oraz jej wymowa paleogeograficzna*, [w:] X Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski – streszczenia, Rudy, 1-5 września 2003 r., s. 75-76.
- Sokołowski R.J., Bluszcz A., 2004, *Litho- and chronostratigraphy of Late Quaternary deposits in Wapienno quarry, NW Poland*, [w:] 8th International Conference "Methods of Absolute Chronology" – book of abstracts, 17-19th May 2004, Ustroń, Poland, s. 135-137.
- Sejrup H.P., Larsen E., Landvik J., King E.L., Hafliðason H., Nesje A., 2000, *Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southern Norway and the North Sea Region*, Quater. Sci. Rev., 19, s. 667-685.
- Stankowski W., Bluszcz A., Nita, M., 1999, *Stanowiska osadów górnoczwartorzędowych Mikorzyn i Sławoszewek w świetle badań geologicznych, datowania radiowęglowego i termoluminescencyjnego oraz analiz palinologicznych. Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*, Wyd. Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej, Gliwice, s. 87-111.
- Stankowski W., Krzyszkowski D., 1991, *Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina*, [w:] Stankowski W. (red.), *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, s. 11-44.
- Wysota W., 2002, *Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia Wisły w południowej części dolnego Powiśla*, Wyd. UMK, Toruń.
- Wysota W., Chruścińska A., Lankauf K.R., Przegiętka K.R., Oczkowski H.L., Szymańda J., 2000, *Chronostratigraphy of the Vistulian deposits in the southern part of the Lower Vistula region (North Poland) in the light of TL dating*, Geologos, 5, s. 123-134.
- Wysota W., Lankauf K.R., Szymańda J., Chruścińska A., Oczkowski H.L., Przegiętka K.R., 2002, *Chronology of the Vistulian (Weichselian) glacial events in the Lower Vistula region, middle-north Poland*, Geochronometria, 21, s. 137-141.
- Zimienkow O.J., 1994, *Stratigrafija i geochronologija neplejstocena i golocena Biełorusi*, Nauka i Technika, Minsk, s. 237-245.

The text on this page is extremely faint and illegible. It appears to be a list or a series of entries, possibly related to a historical or scientific study. The text is arranged in several paragraphs, with some lines appearing to be headings or sub-sections. Due to the low contrast and blurriness, the specific content cannot be transcribed accurately.

GEOSUKCESJA – NA PRZYKŁADZIE SYSTEMÓW OAZOWYCH REGIONÓW POLARNYCH, SPITSBERGEN I WYSPA KRÓLA JERZEGO

Z b i g n i e w Z W O L I Ń S K I

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

W naukach geograficznych można odnotować eksplozję nowych terminów, które zaczynają się od przedrostka „geo-”. W wielu artykułach naukowych i wystąpieniach konferencyjnych w częstym użyciu są takie pojęcia jak: geoeologia, geoindeksy, geoinformacja, geokompleks, geomatyka, geochrona, georóżnorodność, geosystem, geoturizm itp. Niewątpliwie źródłem tych neologizmów należy upatrywać w metodologii postępowania badawczego, ale także w pewnej modzie, polegającej na zapożyczaniu korzeniowych części tych pojęć z innych dziedzin naukowych. Jedną z najbliższych nam geografom dziedzin, z której czerpiemy pomysły słotwórcze, są nauki biologiczne. To właśnie z dziedziny tych nauk adaptowaliśmy ogólną teorię systemów, analizę allometryczną początkowo tylko na grunt geomorfologii, a później całej geografii. Podobnie ma się kwestia z -bardzo powszechnie znanymi m.in. z mediów – terminami bioróżnorodność i bioindykatory. Obserwowane gwałtowne recesje lodowców w krajach polarnych i na obszarach wysokogórskich oraz prowadzone badania na archipelagach Svalbard i Szetlandy Południowe podsunęły autorowi pomysł zasugerowania dwóch kolejnych pojęć poprzedzonych przedrostkiem „geo-”, a mianowicie geosukcesja i geoton, nawiązujących swym źródłosłowiem do biosukcesji i ekotonu.

Próba zdefiniowania geosukcesji: geosukcesja jest złożonym i zazwyczaj długotrwałym zdarzeniem (zjawiskiem), obejmującym zespół przeobrażających procesów geograficznych występujących w pewnej jednostce przestrzennej i doprowadzających do zmiany dotychczas istniejącej na niej domeny morfogenetycznej na inną.

Najistotniejszą właściwością geosukcesji jest jej wieloskalowość, polegająca na tym, że można ją rozpatrywać w co najmniej czterech skalach:

- 1) jakościowej – obejmującej różne rodzaje czynników i procesów geograficznych, doprowadzających do zmiany domeny morfogenetycznej;
- 2) ilościowej – poprzez pomiar bądź oszacowanie intensywności i częstości procesu dominującego i procesów drugorzędnych w wymieniających się domenach morfogenetycznych;
- 3) przestrzennej – odpowiadającej różnym jednostkom przestrzennym o określonej randze taksonomicznej domeny morfogenetycznej i tak w zasięgu skali:
 - a) lokalnej obejmuje:
 - i) kategorię morfogenetyczną – pojedyncza forma rzeźby,
 - ii) zespół morfogenetyczny – zespół form rzeźby o jednakowych cechach, np. degradacyjnej lub agradacyjnej,
 - iii) układ (=podsystem) morfogenetyczny – sekwencyjny rozkład zespołów form rzeźby, wynikający z morfogenezy,
 - iv) system morfogenetyczny (=morfosystem) – holistyczna złożoność krajobrazu morfogenetycznego jako odbicie istniejących układów morfogenetycznych w domenie;
 - b) regionalnej obejmuje:

- i) region morfogenetyczny – będący kompilacją różnych systemów morfogenetycznych (morfopoligenetycznych), zazwyczaj nakładających się na siebie przestrzennie i czasowo,
- ii) strefę morfogenetyczną – zawierającą regiony o znacznym podobieństwie morfopoligenetycznym i/lub morfochronologicznym, uwarunkowanych głównie litologią bądź geologią podłoża;
- c) kontynentalnej i globalnej obejmuje:
 - i) dziedzinę morfogenetyczną – uzależnioną głównie od wielkoskalowych uwarunkowań geologicznych a przede wszystkim od strefowości morfoklimatycznej;
- 4) czasowej – charakteryzującej ewolucyjną dynamikę i tempo przemian domen morfogenetycznych poprzez procesy szybko- i wolnozienne; ten typ geosukcesji można określić mianem geosukcesji ewolucyjnej; natomiast w przypadku procesów geograficznych o charakterze gwałtownym i katastrofalnym proponuje się określać geosukcesję jako dynamiczną.

Charakter, zasięg i przebieg geosukcesji uzależnione są od przyczyn i uwarunkowań zmian w domenie morfogenetycznej. Geosukcesja to pojedyncza zmiana dwóch domen lub ciąg zmian kolejno następujących po sobie domen morfogenetycznych w obrębie danej jednostki przestrzennej. Tą cechą geosukcesji można określić jako wymiennosc procesów dominujących na danym obszarze. Efektem geosukcesji są nakładające się na siebie zmiany jakościowe i ilościowe procesów geomorficznych zachodzące w skali przestrzennej i czasowej, doprowadzające do przekształceń w stylu funkcjonowania domeny morfogenetycznej. Geosukcesja jest atrybutem wrażliwości domen morfogenetycznych, wyrażającej się wzbogacaniem lub zubożeniem georóżnorodności tych domen. Wydaje się, że badania geosukcesji są najbardziej efektywne poprzez badania geoindykatorów.

Ewidentnym i spektakularnym świadectwem zachodzącej współcześnie geosukcesji w domenach morfogenetycznych jest istnienie geotonu *per analogiam* do ekotonu. W tym kontekście geoton jest przepuszczalną strefą graniczną pomiędzy sąsiadującymi lub nakładającymi się domenami morfogenetycznymi lub ich częściami, przez którą odbywa się dwustronna wymiana energii i materii. Geotony cechują się dużą dynamiką i niestabilnością przestrzenną w porównaniu do ustępującej i postępującej domeny morfogenetycznej, a pod względem czasowym jest to okres największej przebudowy struktury wewnętrznej domeny w danej jednostce przestrzennej. Początek i koniec czasowy i przestrzenny geotonu wyrażają wartości progowe dla domen ustępującej i postępującej, odpowiednio.

Przykładowymi zjawiskami geosukcesji i geotonów mogą być m.in.:

- progresja obszarów pustynnych na obszary rolnicze (pustynnienie): Wielki Erg Wschodni nachodzący na południowe obszary Tunezji; geoton – strefa sahelu;
- recesja lodowca i rozrost obszarów wolnych od lodu (deglacja): Werenskioldbreen i Elvefiya; geoton - strefa terminalna (strefa czołowomorenowa);
- zwiększanie się obszarów podmokłych w dnie doliny rzecznej lub wokół misy jeziornej (podtapianie na skutek działalności bobrów lub renaturalizacji): dolina Gwdy; geoton – postępująca strefa depozycji koloidalnej i mułkowej w zakresie wahań stanów wody;
- cofanie zbocza klifowego i nachodzenie plaży na platformę abrazyjną (niestabilność linii brzegowej): klif Woliński; geoton - strefa podstokowa;
- przekształcenie obszaru mierzei w pole wydymowe (zwydmienie): wydmy łebskie; geoton – strefa zasypywanego lasu.

W trakcie prezentacji zostaną przedstawione przykłady geosukcesji w systemach oazowych zachodniego wybrzeża Spitsbergenu w archipelagu Svalbard (Arktyka) i wybrzeży Zatoki Admiralicji na Wyspie Króla Jerzego w Szetlandach Południowych (Antarktyka). Postępujące globalne ocieplenie regionów polarnych daje w efekcie stały proces powiększania się powierzchni obszarów wolnych od lodów, generując nieustanne procesy geosukcesji. Szybkie i duże zmiany położenia czół lodowcowych nie pozostają bez wpływu na styl funkcjonowania wszystkich części, fragmentów i składowych geosystemów polarnych. Wpływ ten polega w głównej mierze na zwiększeniu dostępności skał i osadów podłoża dla procesów wietrzeniowych, denudacyjnych, transportowych i redepozycyjnych, co ma bezpośrednie przełożenie na wzrost aktywności geomorficznej na rozległych odsłoniętych obszarach podatnych na takie czynniki jak słońce, wiatr, woda (a więc także śnieg i lód), grawitacja. Jako rezultat tej aktywności obserwowana jest wzrastająca georóżnorodność współcześnie kształtujących się form powierzchni ziemi i pokryw osadowych na obszarach wolnych od lodu. Równocześnie powiększanie się obszarów wolnych od lodu wpływa stymulująco na dodatnie anomalie w bilansie cieplnym tych obszarów poprzez pochłanianie większej ilości energii słonecznej przez podłoże o ciemnym zazwyczaj zabarwieniu. W ten sposób generowane jest autowspomaganie przyspieszania procesu rozrastania się obszarów wolnych od lodu, a więc geosukcesji. Na obszarach odsłanianych spod pokrywy lodowej obserwowane są – oprócz wzmożenia aktywności geomorficznej – przejawy sukcesji biologicznej i działalności antropogenicznej, doprowadzające do modyfikacji w stylu dynamicznie formującej się nowej powierzchni morfologicznej.

The text in this section is extremely faint and illegible. It appears to be a list or a series of entries, possibly related to a technical or scientific document. The content is too light to transcribe accurately.

Informacje dla autorów i czytelników

„DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA” – ukazuje się w standardowym nakładzie 200 egzemplarzy.

Sprzedaż publikacji IGiPZ PAN prowadzi:

– Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, Krakowskie Przedmieście 7, 00-068 Warszawa, tel. 826 18 35.

Wymagania techniczne stawiane pracom składanym do druku w serii „DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA”

Tekst i tabele należy przygotować na dyskietce (3,5” Microdisks) w programie WORD 7.0, podpisy pod ryciny w języku polskim i angielskim powinny być umieszczone w oddzielnym pliku, ryciny (opracowane komputerowo lub na kalce) w postaci czystorysów gotowych do druku.

Do każdej pracy w języku polskim należy dołączyć streszczenie angielskie (1-2 strony) oraz abstrakt (3-6 zdań) i słowa kluczowe (3-4), również w języku angielskim.

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

2000

15. PIOTR EBERHARDT – Przemieszczenia ludności na terytorium Polski spowodowane II wojną światową.
16. TERESA KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA – Stan badań klimatu i bioklimatu uzdrowisk polskich.
17. EWA NOWOSIELSKA – Sektor usług w Aglomeracji Warszawskiej 1992-1997: przemiany strukturalne i tendencje rozwoju.
18. TEOFIL LIJEWSKI – Problemy zagospodarowania przestrzennego Polski w świetle przebudowy infrastruktury komunikacyjnej.
19. JAN MAREK MATUSZKIEWICZ, EWA ROO-ZIELIŃSKA (red.) – Międzywale Wisły jako swoisty układ przyrodniczy (odcinek Pilica-Narew).
20. BOŻENA GALCZYŃSKA, ROMAN KULIKOWSKI – Wieś i rolnictwo strefy podmiejskiej Warszawy. Zróźnicowania przestrzenne i procesy transformacji.
21. MARIUSZ KOWALSKI, PRZEMYSŁAW ŚLESZYŃSKI – Uwarunkowania zachowań wyborczych w województwie słupskim.

2001

22. JERZY BAŃSKI – Stan i perspektywy rolnictwa na obszarach problemowych w Polsce.
23. MAGDALENA KUCHCIK (red.) – Współczesne badania topoklimatyczne.
24. TERESA KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA, KRZYSZTOF BŁAŻEJCZYK, BARBARA KRAWCZYK – Bioklimat Krasnobrodu.

2002

25. ELŻBIETA BARBARA KOZUBEK – Zmiany użytkowania ziemi w regionie tarnobrzeskim pod wpływem uprzemysłowienia w latach 1937–1992 w świetle interpretacji map i obrazów satelitarnych.
26. KRZYSZTOF BŁAŻEJCZYK – Znaczenie czynników cyrkulacyjnych i lokalnych w kształtowaniu klimatu i bioklimatu aglomeracji warszawskiej.
27. BOŻENA GALCZYŃSKA, MARGARITA ILIEVA (eds) – Transformations of rural areas in Poland and Bulgaria. A case study.

2003

28. KRZYSZTOF BŁAŻEJCZYK, MAGDALENA KUCHCIK (red.) – Klimat i bioklimat Głucholaz i Jarnoltówka.
29. KRZYSZTOF BŁAŻEJCZYK, ANNA BEATA ADAMCZYK (eds) – Les relations: Climat – Homme – Climat.

2004

30. TERESA KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA – Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego Polskiej Akademii Nauk – w pięćdziesiąt rocznicę działalności.



PŁYTKIE BADANIA GEOFIZYCZNE

GEOFIZYKA TORUŃ jest jednym z polskich pionierów wykorzystania metod geofizycznych dla rozwiązywania najróżniejszych zagadnień związanych z najpłytszą przypowierzchniową warstwą ośrodka gruntowego. Metody geofizyczne od dziesięcioleci stosowane w poszukiwaniach złóż surowców mineralnych i energetycznych, na szeroką skalę wykorzystywane są również w badaniach geologicznych, hydrogeologicznych, geologiczno-inżynierskich, geotechnicznych, budowlanych, drogowych itp., a także w szeroko rozumianej ochronie środowiska.

W zakresie rozpoznawania budowy geologicznej metody geofizyczne stanowią szybkie i ekonomiczne narzędzie, mogące dostarczyć informacji o podstawowych cechach budowy geologicznej: litologii, tektonice, morfologii warstw budujących ośrodek, a także o warunkach hydrogeologicznych panujących w ośrodku. W odróżnieniu od tradycyjnych wierceń i opróbowań, informacja taka ma w większości wypadków charakter ciągły. Odpowiednie zastosowanie umiejętnie dobranej metody geofizycznych pozwala na:

- ◆ zdecydowane zmniejszenie niepewności związanej z nieciągłym rozpoznaniem budowy ośrodka,
- ◆ prawidłową lokalizację otworów wiertniczych i punktów opróbowań,
- ◆ szybkie uzyskanie informacji geologicznej.

Podstawowe typy zagadnień, rozwiązywane w firmie GEOFIZYKA TORUŃ to:

- ◆ rozpoznawanie budowy geologicznej,
- ◆ określanie warunków hydrogeologicznych,
- ◆ wykrywanie, lokalizacja i monitoring stref skażonych substancjami chemicznymi,
- ◆ lokalizacja uzbrojenia terenu oraz pogrzebanych obiektów,
- ◆ badanie stanu nawierzchni dróg oraz konstrukcji budowlanych i ziemnych,
- ◆ wykrywanie pogrzebanych obiektów metalowych,
- ◆ pobór prób gruntu, wód podziemnych i powietrza gruntowego,
- ◆ projektowanie i wykonywanie instalacji ochrony katodowej.

PL – ISSN 0012-5032
ISBN 83-87954-61-6

<http://rcin.org.pl>