

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

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA nr 32

**IDEE I PRAKTYCZNY UNIWERSALIZM
GEOGRAFII
GEOGRAFIA FIZYCZNA**

Redakcja

**Piotr Gierszewski
Mirosław T. Karasiewicz**



WARSZAWA 2006

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

Komitet Redakcyjny

Krzysztof Błżejczyk (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.(48-022) 69 78 851

fax (48-022) 620 62 21

PL - ISSN 0012-5032

ISBN 83-87954-72-1

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

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA nr 32

**IDEE I PRAKTYCZNY UNIWERSALIZM
GEOGRAFII
GEOGRAFIA FIZYCZNA**

Redakcja

Piotr Gierszewski

Mirosław T. Karasiewicz



WARSZAWA 2006

<http://rcin.org.pl>

Ogólnopolski Zjazd Geografów
i 55. Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego
Toruń, 13-17 września 2006 r.

Organizatorzy Zjazdu

Instytut Geografii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu,
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego PAN,
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu w Toruniu,
Polskie Towarzystwo Geograficzne

Redakcja edytorska

Mirosław T. Karasiewicz i Dawid Napiwodzki

Recenzenci

Leon Andrzejewski, Zygmunt Babiński, Renata Bednarek, Andrzej Ber,
Mirosław Błaszkiwicz, Krzysztof Błażejczyk, Andrzej Ciołkosz, Marek Degórski,
Marek Grześ, Ryszard Glazik, Mariusz Kistowski, Rafał Kot, Andrzej Nienartowicz,
Zbigniew Podgórski, Rajmund Przybylak, Andrzej Sadurski, Jan Szupryczyński,
Wojciech Wysota, Tomasz Zieliński

Spis treści

<i>Przedmowa</i>	7
Arkadiusz Bartczak	9
<i>Wpływ funkcjonowania Małej Elektrowni Wodnej (MEW) na przepływy rzeki (na przykładzie rzeki Zgłowiączki) – wstępne wyniki badań</i>	
Sebastian Bernat	14
<i>Dokumentowanie ginących krajobrazów</i>	
Małgorzata Bogucka	20
<i>Zmiany koryta Wisły pomiędzy Warszawą a Modlinem na przestrzeni ostatnich 150 lat</i>	
Dariusz Brykała	25
<i>Prace regulacyjne i melioracje wodne w zlewni Skrwy w xx wieku</i>	
Dariusz Brykała, Piotr Lamparski, Jarosław Kordowski	30
<i>Wybrane problemy hydrograficzne i geomorfologiczne wywołane powstaniem i funkcjonowaniem zbiornika Soczewka</i>	
Jan Burdziej, Mieczysław Kunz	35
<i>Zastosowanie numerycznego modelu terenu w badaniach środowiska geograficznego</i>	
Karol Chutkowski	41
<i>Morfologia i budowa drumlinów Ugosko-Zalskiego basenu glacialnego</i>	
Karol Chutkowski, Antoni Olszewski	44
<i>Ugosko-Zalski basen glacialny na Wysoczyźnie Dobrzyńskiej; osady, rzeźba i relacje morfogenetyczne do innych form wysoczyzny</i>	
Roman Cieśliński	49
<i>Zróźnicowanie hydrochemiczne słonawych podmokłości równin aluwialnych</i>	
Marek Degórski	55
<i>Wskaźnikowa rola gleby w ocenie przemian i jakości środowiska geograficznego na poziomie badań krajobrazowych – przegląd koncepcji</i>	
Renata Dulias	60
<i>Możliwości wykorzystania map topograficznych do badań rzeźby obszarów górniczych na przykładzie Rybnickiego Okręgu Węglowego</i>	
Piotr Gierszewski	64
<i>Intensywność wymiany wody w zbiorniku włocławskim</i>	
Tomasz Giętkowski	70
<i>Zastosowanie wybranych metod ekologii krajobrazu do analizy struktury geokompleksów na przykładzie okolic Tucholi</i>	
Jerzy Gilarowski	75
<i>Przemiany krajobrazów roślinnych w Afryce Równikowej</i>	
Marcin Gorączko	81
<i>Prace hydrotechniczne w rejonie Bydgoskiego Węzła Wodnego i ich wpływ na zagrożenie powodziowe miasta</i>	
Katarzyna Grabowska	85
<i>Wpływ kontynentalizmu klimatu na wystąpienie burz w wybranych miastach Europy (1994-2005)</i>	
Halina Grobelska	90
<i>Formy akumulacyjne w strefie brzegowej zbiornika pakoskiego (podpiętrzone Jezioro Pakoskie)</i>	
Marek Grześ, Bogusław Pawłowski	94
<i>Metody identyfikacji zatorowych odcinków rzek</i>	
Michał J. Habel, Jakub Makarewicz	99
<i>Degradacja bydgoskiego odcinka Kanalu Bydgoskiego – badania wstępne</i>	
Arkadiusz Jaksa	106
<i>Wpływ rzeźby podlodowej na cechy morfologiczne i sedymentologiczne kemów, na przykładzie regionu łódzkiego</i>	

Marcin Jaskulski	111
<i>Przykłady zaburzeń dysjunktywnych w centralnych częściach wybranych kemów regionu Łódzkiego</i>	
Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk	113
<i>Zmiany składu chemicznego wody w niszach źródełk nizinnych</i>	
Włodzimierz Juśkiewicz	119
<i>Rekonstrukcja procesów fluwialnych kształtujących Kępę Dzikowską na Wiśle w rejonie Ciechocinka</i>	
Edyta Kalińska	124
<i>Problematyka strefy zasilania „zastoiska warszawskiego”</i>	
Mirosław T. Karasiewicz	129
<i>Morfogeneza obszaru w okolicy Morąga</i>	
Mirosław T. Karasiewicz	135
<i>Współczesna aktywność wulkaniczna ziemi</i>	
Marek Kejna, Joanna Uscka-Kowalkowska	141
<i>Temperatura powietrza i opady atmosferyczne w Koniczynie (Pajezierze Chełmińskie) w latach 1951-2005</i>	
Mariusz Kistowski	148
<i>Krajobraz przyrodniczo-kulturowy województwa pomorskiego – ocena wartości i zagrożeń</i>	
Sławomir Kobjek	154
<i>Rozwój pokryw stokowych Wyżyny Częstochowskiej na tle zmian klimatycznych w vistulianie</i>	
Jarosław Kordowski	157
<i>Rzeźba doliny Wisły oraz obszarów przyległych w okolicy stanowisk archeologicznych w Rudzie i Klęczkowie</i>	
Rafał Krocak	162
<i>Gęstość dróg polnych na Pogórzu Ciężkowickim (Karpaty)</i>	
Adam Krupa	167
<i>Oz Wielowicz – Wielowiczek w świetle aktualnych badań</i>	
Mieczysław Kunz	171
<i>Wykorzystanie systemu informacji geograficznej (GIS) do analizy układu przestrzennego krajobrazu</i>	
Kamila Lis	176
<i>Zróżnicowanie wymiaru fraktalnego wybranych komponentów środowiska przyrodniczego doliny dolnej Wisły</i>	
Małgorzata Luc, Ryszard Czarnecki	183
<i>Kryteria krajobrazowe do planowania lokalizacji plantacji topolowych w Polsce północnej i centralnej</i>	
Małgorzata Luc, Jacek Szymańda, Wojciech Chudziak	189
<i>Próba rekonstrukcji krajobrazu wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego w Kaldusie koło Chełmna</i>	
Oksana A. Mazaeva, Halina Grobelska, Vika Hak	195
<i>Rozwój dolinek erozyjnych w strefie brzegowej sztucznego zbiornika wodnego (zbiornik Bracki, Rosja)</i>	
Paweł Molewski	200
<i>Morfostruktura podłoża kenozoiku Wysoczyzny Kujawskiej</i>	
Jan Munzar, Stanislav Ondraček	206
<i>Examples of great cross-border floods in the Odra river basin since the 14th century and their impacts</i>	
Dawid Napiwodzki	211
<i>Zarys morfogenezy otoczenia południowej części jeziora Sasek Wielki koło Szczytna</i>	
Dawid Napiwodzki	217
<i>Budowa geologiczna i rzeźba terenu otoczenia południowej części Jeziora Sasek Wielki</i>	
Antoni Olszewski	220
<i>Idee i praktyczny uniwersalizm geomorfologii stosowanej</i>	

Monika Panfil	225
<i>Zmiany i zmienność temperatur ekstremalnych z dnia na dzień w Polsce północno-wschodniej w okresie 1951-2000</i>	
Joanna Papis, Maciej Lechowicz	229
<i>Problemy oceny środowiska przyrodniczego w Zakładzie Geografii Regionalnej WGISR UW</i>	
Joanna Plit	236
<i>Naturalne i antropogeniczne zmiany ujściowych odcinków dopływów Wisły w ciągu ostatnich 250 lat</i>	
Rajmund Przybylak, Zsuzsanna Vizi, Andrzej Araźny, Marek Kejna, Rafał Maszewski, Joanna Uscka-Kowalkowska	240
<i>Indeks ekstremalności klimatu Europy Środkowej w okresie 1951-2000</i>	
Zbigniew Rdzany	249
<i>Zanik łądolodu warty w południowej części regionu łódzkiego</i>	
Małgorzata Roman	251
<i>Strefy marginalne łądolodu zlodowacenia Wisły na obszarze południowo-wschodnich Kujaw, rewizja poglądów</i>	
Marek Ruman, Wojciech Smolarek	256
<i>Zmiany wybranych właściwości fizyko-chemicznych wód Jeziora Małego i Średniego (Równina Opolska)</i>	
Piotr Sewerniak	263
<i>Analiza wzrostu sosny zwyczajnej (<i>Pinus sylvestris</i>) w zależności od wybranych typów i podtypów gleb autogenicznych w południowo-zachodniej Polsce</i>	
Jacek B. Szmańda	266
<i>Rytmika powodziowa w aluwiach pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Łążyny</i>	
Danuta Szumińska	271
<i>Zmiany zasięgu zbiorników wodnych w sąsiedztwie Kanału Wdy w XIX i XX wieku</i>	
Marcin Switoniak	278
<i>Litologiczne uwarunkowania kierunku rozwoju procesów glebotwórczych w glebach o dwudzielnym uziarnieniu na terenie Pojezierza Brodnickim</i>	
Sebastian Tyszkowski	286
<i>Uwarunkowania przyrodnicze funkcjonowania krzyżackich jednostek administracji terytorialnej na przykładzie komturstwa rogozińskiego</i>	
Witold Warcholik	291
<i>Zmiany lesistości jako element cyfrowego modelu potencjalnego zróżnicowania morfodynamiki w zlewniach Beskidu Niskiego</i>	
Piotr Weckwerth	295
<i>Rola Kotliny Toruńskiej w ewolucji pradoliny Noteci-Warty</i>	
Małgorzata Wiatrak	300
<i>Znaczenie litologii i tektoniki w rzeźbie podłoża czwartorzędu na obszarze centralnej części Równiny Radomskiej</i>	
Elwira Żmudzka	304
<i>Rola podłoża w kształtowaniu klimatu miejscowego na przykładzie Poniądza Pińczowskiego</i>	

PRZEDMOWA

Przełom wieków był dobrą okazją do podsumowań na temat stanu geografii polskiej. Na licznych sympozjach i konferencjach dokonywano oceny osiągnięć, wskazywano na sukcesy i porażki, poszukiwano nowych kierunków i idei badawczych. Jedną z osób, które wytyczały w minionym stuleciu kierunki rozwoju geografii, w tym szczególnie geomorfologii i paleogeografii był niewątpliwie Prof. dr hab. Rajmund Galon. Idee i koncepcje Profesora bliskie nie tylko jego uczniom, wyznaczały i w wielu przypadkach nadal wyznaczają drogę badawczą kolejnych pokoleń geografów.

Doskonałą sposobnością do przypomnienia poglądów i nurtów naukowych Profesora Rajmunda Galona, który prawie całe swoje życie naukowe związał z ośrodkiem toruńskim jest Ogólnopolski Zjazd Geografów Polskich i 55 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego zorganizowany właśnie w Toruniu, w 100. rocznicę Jego urodzin.

„Idee i praktyczny uniwersalizm geografii” – hasło Zjazdu, jak i tytuł niniejszego tomu Dokumentacji Geograficznej, ma w zamyśle organizatorów służyć nie tylko przeglądowi aktualnie realizowanych problemów badawczych, ale skłaniać także do poszukiwań nowych tematów i kierunków badań.

Jednym z głównych problemów współczesnego świata są skutki coraz silniejszego wpływu człowieka na środowisko naturalne. W obliczu wzrastającego zagrożenia katastrofami naturalnymi, skutkami procesów ekstremalnych zachodzących w przyrodzie i globalnymi zmianami w funkcjonowaniu geosystemów, znacznie wzrastają oczekiwania społeczeństwa w stosunku do przyrodników. Rozpoznawanie i monitorowanie skutków oddziaływania człowieka na środowisko staje się już niewystarczające. Potrzebne są coraz bardziej precyzyjne prognozy oraz propozycje rozwiązań przeciwdziałających niekorzystnym zmianom w środowisku i katastrofom ekologicznym. Pojawiające się wraz z rozwojem cywilizacyjnym nowe techniki i metody badawcze umożliwiają wyjaśnienie nie tylko nowych problemów, ale również zrewidowanie wcześniejszych poglądów i wyjaśnienie zagadnień trudnych lub niemożliwych do rozwikłania w przeszłości.

Uniwersalizm geografii służy rozwiązaniu aktualnych problemów występujących na styku człowiek-środowisko. Podejmowanie przez geografów badań procesów niepokojących współczesnego człowieka jest szansą rozwoju samej geografii. Czy ją odpowiednio wykorzystamy?

Mamy nadzieję, że zamieszczone w niniejszym tomie Dokumentacji Geograficznej rozszerzone teksty referatów przedstawionych na toruńskim zjeździe geografów zainspirują czytelników do podejmowania nowych i ważnych problemów badawczych oraz pokażą, w jakim kierunku zmierza geografia fizyczna w Polsce.

Oddając ten tom w ręce czytelników serdecznie dziękujemy licznemu gronu recenzentów, których cenne uwagi merytoryczne i redakcyjne przyczyniły się niewątpliwie do uzyskania jego wysokiego poziomu naukowego.

Piotr Gierszewski, Mirosław T. Karasiewicz

Wpływ funkcjonowania Małej Elektrowni Wodnej (MEW) na przepływy rzeki (na przykładzie rzeki Zgłowiączki) – wstępne wyniki badań

Arkadiusz Bartzak

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

1. Wstęp

Energia wody wykorzystywana była przez człowieka praktycznie od początków cywilizacji. Jednym z pierwszych sposobów spożytkowania energii wody było wykorzystanie jej do napędzania młynów wodnych¹ (Bartzak 2003; Brykała 2001, 2005; Łoś 1996; Podgórski 1999, 2004). Budowę pierwszych elektrowni wodnych na rzekach Polski rozpoczęto w XIX wieku. Najstarszą w Polsce siłownię wodną wybudowano w roku 1848 na Brdzie w miejscowości Myłof (Mikulski 2004), natomiast rozwój energetyki wodnej na obszarze Polski utożsamia się z uruchomieniem elektrowni Kamienna na Drawie i Struga na Słupi w roku 1898 (Spoz 1999, 1999a). W XX wieku wykorzystanie rzek do celów energetycznych przebiegało kilkoma etapami. „Złoty” okres rozwoju hydroenergetyki wodnej przypadł na lata 1968 – 1983. Nastąpił wtedy szczególnie duży przyrost mocy instalowanej w wyniku wybudowania największych polskich elektrowni (Włocławek, Żarnowiec, Porąbka-Żar, Solina, Żydowo). Po roku 1983 nastąpiła odmienna tendencja w rozwoju elektrowni wodnych. Sytuacja ta związana była z przyjęciem przez Radę Ministrów uchwały w 1981 r. (nr 192/81 z 7 września 1981r.), która dotyczyła rozwoju małej energetyki wodnej (Hoffmann 1996). Ustawa ta umożliwiła „rozkwit” elektrowni o osiąganym mocy poniżej 5000 kW, których obecnie w Polsce jest około 400 (Puchowski 2002). Większość istniejących MEW zlokalizowana jest w miejscach, w których istniały wcześniej młyny wodne, a więc tam, gdzie są najlepsze do tego celu warunki hydromorfologiczne.

Podstawowym celem opracowania było określenie czasu wystąpienia i wielkości wahań stanów wody oraz przepływów niewielkiej rzeki nizinnej wywołanych pracą Małej Elektrowni Wodnej. Informacja ta może być również pomocna przy odtworzeniu zmian w hydrologii rzek, jakie powodowały swoją pracą przez stulecia młyny wodne.

2. Obiekt badań i metody pomiarów

Zgłowiączka jest lewobrzeżnym dopływem dolnej Wisły. Długość rzeki wynosi 79 km, a powierzchnia jej dorzecza 1495,6 km². Zgłowiączka bierze swój początek w okolicy wsi Płowce, na wysokości 92,5 m n.p.m., a uchodzi do Wisły (678,9 km) we Włocławku. Średni spadek dna doliny wynosi 0,61‰. Średni przepływ z wielolecia 1961 – 2000 obliczony na podstawie danych IMGW na posterunku Włocławek Ruda wynosił 3,95 m³s⁻¹ i wahał się od 0,16 m³s⁻¹ (1990) do 62,2 m³s⁻¹ (1980) (Bartzak 2004).

W odległości 16,47 km od ujścia w miejscowości Nowy Młyn zlokalizowana jest Mała Elektrownia Wodna. Przepływ instalowany elektrowni wynosi ok. 1,5 m³s⁻¹. Elektrownia ta wykorzystuje miejsce, w którym od dziesięcioleci funkcjonował młyn wodny (Bartzak 2003). W okresach suchych elektrownia wykorzystuje do swojej pracy wodę zgromadzoną w zbiorniku, dawnym stawie młyńskim.

W odległości 286 m od ujścia Zgłowiączki do Wisły, we Włocławku znajduje się próg korekcyjny. Został on wybudowany w celu zabezpieczenia ujściowego odcinka tego dopływu

¹ Pod nazwą młyn wodny należy rozumieć przede wszystkim młyny zbożowe, ale również wszystkie inne zakłady wykorzystujące energię wody np.: kaszarnie, olejarnie, garbarnie, folusze, itp.

przed niekorzystnym wpływem dobowych wahań stanów wody oraz przyspieszonej erozji koryta Wisły poniżej Elektrowni Wodnej we Włocławku. Próg ten wykorzystany został przez autora jako punkt kontrolno – pomiarowy. Pomiary warstwy wody przepływającej przez próg wykonywane były w latach 2003 – 2005 z częstotliwością jeden raz na dobę. Przepływ wody obliczono z krzywej wydatku progę, która została skonstruowana przez C.B.S. i P.B.W. Hydroprojekt – Oddział we Włocławku. Pomiary przepływów wykonywane w ujściowym odcinku Zgłowiączki pozwoliły na jednoczesne określenie wielkości oraz zasięgu oddziaływania Małej Elektrowni Wodnej.

Należy przyjąć, że to eksploatacja elektrowni bezpośrednio wpływa na dobową zmienność przepływów notowanych na progę. Na analizowanym, ok. 16 km odcinku Zgłowiączki, nie ma innych użytkowników korzystających w takim stopniu z wód rzeki. Również jedyny dopływ Zgłowiączki na tym odcinku – rzeka Lubieńka nie ma wpływu na taki zakres dobowych wahań stanów wody i odpowiadających im przepływów (Bartczak 2004).

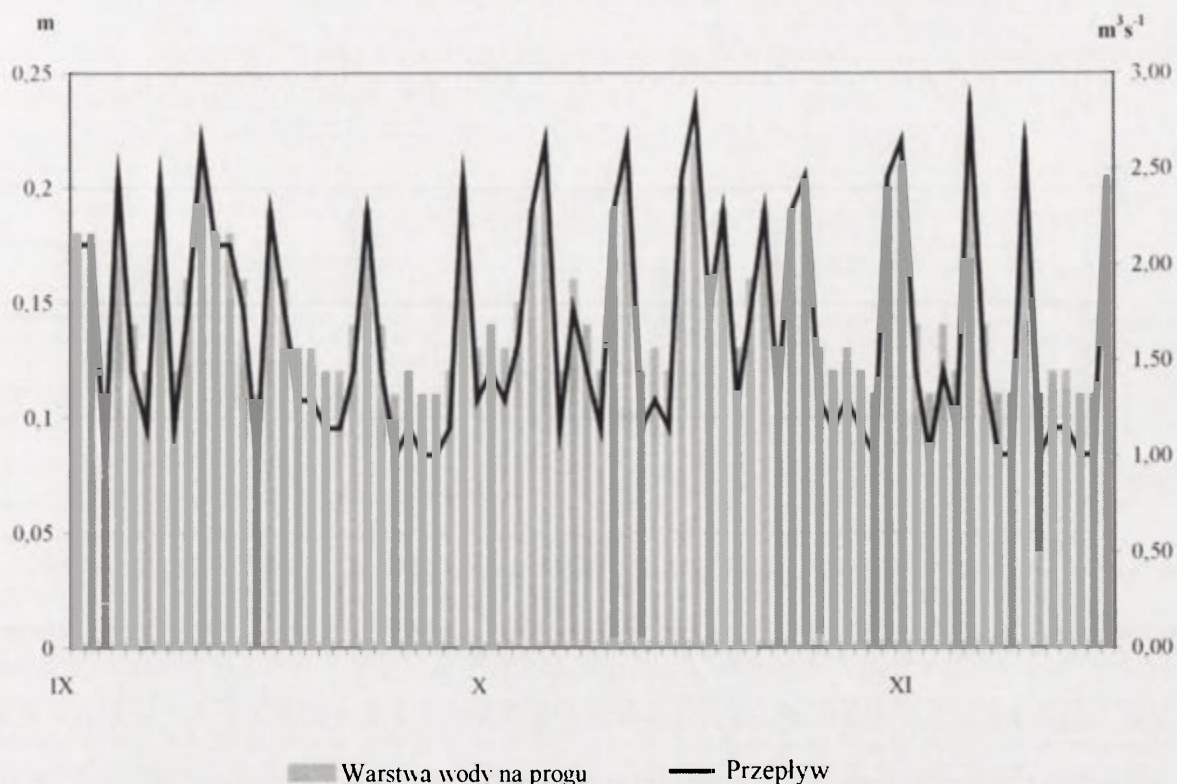
3. Wyniki i dyskusja

Polska literatura dotycząca wpływu elektrowni wodnych na środowisko jest bardzo bogata. Najlepiej rozpoznany i udokumentowany jest wpływ na środowisko dużych elektrowni wodnych, takich jak Elektrownia Wodna na Wiśle we Włocławku (Machalewski i in. 1974; Glazik 1978; Babiński, Grześ 1995; Brenda 1998; Babiński 1992, 2002). Wpływ elektrowni wodnej na hydrologię rzeki poniżej uzależniony jest przede wszystkim od sposobu pracy elektrowni. Większość obecnie funkcjonujących MEW należy do grupy elektrowni przepływowych, gdzie wartość oddawanej mocy zależy od chwilowego przepływu w rzece. Elektrownie takie mają najczęściej w górnym stanowisku zbiornik o niewielkich rozmiarach, w którym mogą retencjonować wodę. Do tej grupy zalicza się również Mała Elektrownia Wodna w Nowym Młynie.

Wpływ pracy analizowanego zakładu w latach 2003 i 2005 uwidaczniał się przede wszystkim w miesiącach półrocza letniego. Wahania przepływów wywołane pracą elektrowni w roku 2003 trwały od 01.IX – 15.XI (rok hydrologiczny 2004), a w roku 2005 od 08.VII do 31.XII (rok hydrologiczny 2006). Zakres czasowy pojawiania się wahań pokrywał się z okresem, w którym występowały największe niedobory wody w dorzeczu. Odpływ wody z dorzecza Zgłowiączki w wieloletnim okresie 1961 – 2000 uwarunkowany był głównie czynnikami sezonowymi i przypadkowymi (Bartczak 2003, 2004). Najniższe przepływy związane z wahaniami sezonowymi występowały od czerwca do października z minimum osiąganym we wrześniu, pomimo występowania w tym okresie sezonowo najwyższych wartości sum opadów atmosferycznych. Przepływy niżówkowe półrocza letniego pojawiały się średnio w ostatniej dekadzie lipca, a kończyły w drugiej dekadzie września. Czas trwania niżówek wynosił średnio 53 dni (Bartczak 2004).

System pracy elektrowni wodnej w okresach, w których występowały niedobory wody polegał na czasowym zatrzymaniu części przepływu w zbiorniku, by następnie skierować zgromadzoną wodę na turbinę. Taki system pracy powodował odczuwalne na progę korekcyjnym (16,2 km od MEW) wahania stanów wody (ryc. 1). Amplitudy skrajnych wahań zanotowanych stanów wynosiły od 11 cm (2003) do 17 cm (2005), co w przeliczeniu na przepływ daje odpowiednio od $1,83 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ do $2,62 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (tab. 1). Czas wystąpienia następujących po sobie kulminacji (czas retencji) był nieregularny. Uzależniony był on od ilości dopływającej wody do zbiornika i możliwości retencyjnych zbiornika. W roku 2003 kulminacje wahań następowały po sobie w odstępie od 2 do 5 dni, a w roku 2005 w odstępie od 2 do 12 dni.

Dla porównania analizowanych lat uśredniono wartości kulminacji wahań stanów wody na progę oraz odpowiadających im przepływów (tab. 2). Amplituda wahań stanów wody była w obydwu latach podobna i wynosiła 8-9 cm, a odpowiadający im przepływ wynosił od $1,35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ do $1,40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Przepływ ten był zbliżony do przepływu instalowanego turbiny. Chwilowe



Ryc. 1. Dobbwe wahania stanów wody na progu korekcyjnym oraz odpowiadające im przepływy Zgłowiączki w okresie 01.IX.2003 – 15 XI 2004

przyrosty przepływów mogą przyczynić się do modyfikacji koryta poniżej elektrowni. Zatrzymywanie wody w zbiorniku powoduje jednocześnie zahamowanie transportu rumowiska i jego sedymentację w zbiorniku. Gwałtowny zrzut „oczyszczonej” z rumowiska wody prowadzi do wystąpienia procesu erozji wgłębnej koryta poniżej elektrowni. Konsekwencją tego procesu jest zmiana profilu podłużnego koryta i zwierciadła wody oraz zmiany morfometryczne łóżyska rzeki oraz form korytowych. Proces ten został doskonale rozpoznany i opisany w przypadku zbiornika włocławskiego przez Z. Babińskiego (1982, 1992, 2001, 2002). Ustalenie i opisanie wyżej wymienionych zmian spowodowanych pracą MEW wymaga przeprowadzenia dalszych badań terenowych.

Tabela 1. Zakres wahań warstwy wody na progu korekcyjnym oraz odpowiadających im przepływów Zgłowiączki w latach 2003 i 2005

		Minimum	Średnia	Maksimum	Amplituda
Rok 2003	Warstwa wody [cm]	11	15	22	11
	Przepływ [m^3s^{-1}]	1,01	1,65	2,84	1,83
Rok 2005	Warstwa wody [cm]	6	12	23	17
	Przepływ [m^3s^{-1}]	0,41	1,15	3,03	2,62

Wyżej wymienione negatywne oddziaływanie elektrowni wodnej na środowisko fluwialne powinno być wyeliminowane poprzez wcześniejsze dokładne rozpoznanie reżimu

hydrologicznego rzeki, a zakres i sposób pracy elektrowni szczegółowo ujęte w pozwoleniu wodno – prawnym na korzystanie z wody.

Tabela 2. Średni zakres wahań warstwy wody na progu korekcyjnym oraz odpowiadających im przepływów w latach 2003 i 2005

		Średnia wartość z kulminacji	Średnia wartość z minimów	Amplituda
Rok 2003	Warstwa wody [cm]	20	12	8
	Przepływ [$m^3 s^{-1}$]	2,51	1,11	1,40
Rok 2005	Warstwa wody [cm]	18	9	9
	Przepływ [$m^3 s^{-1}$]	2,09	0,74	1,35

Małe Elektrownie Wodne w przypadku, kiedy są prawidłowo zaprojektowane i wykonane, spełniają również pozytywną rolę w środowisku przyrodniczym. Idealistyczny związek przyczynowo – skutkowy funkcjonowania Małej Elektrowni Wodnej, a raczej zbiornika wodnego przy którym zlokalizowana jest elektrownia, przedstawił M.J. Łoś (1996): **MEW** → mały zbiornik retencyjny → zmiana stosunków wodnych → zmiany roślinności → zmiany świata zwierzęcego → polepszenie równowagi ekologicznej → efekty krajobrazowe: rekreacyjne i przyrodnicze → konsumpcja materialna i estetyczna. Przedstawiony ciąg przyczynowo – skutkowy należy poszerzyć o podstawowy cel budowy elektrowni wodnych, a mianowicie produkowanie „czystej” energii elektrycznej.

Literatura

- Babiński Z., 1982, *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory wodnej we Włocławku*, Dokumentacja Geograficzna, 1-2.
- Babiński Z., 1992, *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 157, ss. 171.
- Babiński Z., 2001, *Prognoza zmian koryta Wisły w odcinku od Włocławka do Silna w przypadku budowy stopnia wodnego Nieszawa*, Zapiski Kujawsko – Dobrzyńskie, t. 16 – Ekologia i ochrona środowiska, WTN, s. 44-58.
- Babiński Z., 2002, *Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych – ze szczególnym uwzględnieniem stopnia wodnego „Włocławek”*, Bydgoszcz, ss. 185.
- Babiński Z., Grześ M., 1995. *Monografia hydrologiczna zbiornika stopnia wodnego Włocławek*, Zeszyty IGiPZ PAN, 30, ss. 79.
- Bartczak A., 2003, *Charakterystyka młynów wodnych w dorzeczu Zgłowiączki (Kujawy wschodnie)*, Wiadomości Melioracyjne i Łąkarskie, t. XLVI, 4, s. 201-203.
- Bartczak A., 2004, *Wieloletnia zmienność odpływu z dorzecza Zgłowiączki*, maszynopis pracy doktorskiej, Instytut Geografii UMK, Toruń.
- Brenda Z., 1998, *Główne czynniki antropogeniczne kształtujące układ stosunków wodnych na obszarze województwa toruńskiego*, maszynopis pracy doktorskiej.
- Brykała D., 2001, *Uwarunkowania przyrodnicze lokalizacji młynów wodnych w zlewni Skrwy*, [w:] German K., Balon J. (red.) *Przemiany środowiska przyrodniczego Polski a jego funkcjonowanie*, Problemy Ekologii Krajobrazu – tom X, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Polska Asocjacja Ekologii Krajobrazu, Kraków, s. 164-171.
- Brykała D., 2005, *Rekonstrukcja retencji zbiornikowej zlewni Skrwy lewej w ciągu ostatnich 200 lat*, Przegląd Geograficzny, 77, 1, s. 73-93.
- Glazik R., 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dokumentacja Geograficzna, 2-3, ss. 119.
- Hoffmann M., 1996, *Małe elektrownie wodne w powiązaniu z mikroretencją i ochroną środowiska*, *Mała hydroenergetyka mikroretencja – środowisko*, Sympozjum Bielsko – Biała 13-14 września 1996, Towarzystwo Rozwoju Małych Elektrowni Wodnych, s. 7-19.

- Łoś M.J., 1996, *Małe elektrownie wodne a środowisko w Polsce i w Unii Europejskiej, Mała hydroenergetyka mikroretencja – środowisko*, Symposium Bielsko – Biała 13-14 września 1996, Towarzystwo Rozwoju Małych Elektrowni Wodnych, s. 39-47.
- Machalewski W., Miłkowski M., Rozwadowski J., 1974, *Wpływ stopnia wodnego we Włocławku na warunki żeglugowe Wisły dolnej*, Gospodarka Wodna, 3, s. 114-117.
- Mikulski Z., 2004, *Rozwój wykorzystania energii wodnej na ziemiach polskich*, Gospodarka Wodna, 12, s. 503-509.
- Podgórski Z., 1999, *Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu Pojezierza Chełmińskiego do początku XVII wieku w wyniku budowy i funkcjonowania młynów wodnych*, Przegląd Geograficzny, LXXI, 1-2, s. 111-126.
- Podgórski Z., 2004, *Wpływ budowy i funkcjonowania młynów wodnych na rzeźbę terenu i wody powierzchniowe Pojezierza Chełmińskiego i przyległych części doliny Wisły i Drwęcy*, UMK, Toruń, ss. 203.
- Puchowski B.K., 2002, *Rola małych elektrowni wodnych w środowisku przyrodniczym, gospodarczym i społecznym Polski*, Biuletyn MEW, 1, s. 4-5.
- Spoz J., 1999, *Sto lat polskich elektrowni wodnych – cz. I*, Gospodarka Wodna, 1, s. 18-22.
- Spoz J., 1999a, *Sto lat polskich elektrowni wodnych – cz. II*, Gospodarka Wodna, 2, s. 59-63.

Dokumentowanie ginących krajobrazów

Sebastian Bernat

Zakład Ochrony Środowiska, Instytut Nauk o Ziemi UMCS, Lublin

*„Nic nie trwa w swoim kształcie, a zmiana jest częsta” Owidiusz
„Zatrzymaj się, to przemijanie ma sens...” Jan Paweł II*

1. Wprowadzenie

Krajobraz to wytworzony w określonym ciągu rozwoju cywilizacyjnego przestrzenny układ elementów środowiska i typów wykorzystania zasobów przyrodniczych charakterystyczny dla regionu (Zonnenveld 1995). Podlega on ewolucji, czyli ma swoją historię. Tworzy swego rodzaju „organizm” o ogromnej dynamice, przekształcający się na zasadzie wielostronnego rozwoju zarówno żywiłowego, jak i planowego, funkcjonalnego i estetycznego (Bogdanowski 1981). Efektem ewolucji są typy krajobrazu: pierwotny, naturalny i kulturowy (harmonijny, przekształcony, zdegradowany), reprezentujące określone formy. Krajobraz jest elementem dziedzictwa przyrodniczego i kulturowego (Wojciechowski 1996). Od lat 80. XX wieku mówi się także o krajobrazach tradycyjnych, czyli takich, które ewoluowały przez stulecia, aż do momentu rozpoczęcia szybkich wieloskalowych zmian związanych z uprzemysłowieniem. Destrukcyjne oddziaływania nasiliły się po II wojnie światowej i spowodowały deformacje tradycyjnych struktur istniejących krajobrazów. Nowe krajobrazy charakteryzują się jednolitością i racjonalnymi rozwiązaniami oraz brakiem tożsamości i indywidualizmu. W klasyfikacji krajobrazów postmodernistycznych W. Vos i H. Meekes (1999) wyróżnili archaiczny krajobraz tradycyjny i marginalny krajobraz ginący. Dynamizm przemian krajobrazów charakteryzuje występowanie krajobrazów zanikających (znikających), względnie stabilizowanych, rozwojowych (Bogdanowski 1981, 1999). Wyróżniane są także krajobrazy efemeryczne jako odrębne jakości odznaczające się krótkim czasem istnienia (Wojciechowski 1997).

Ostatnie stulecie jest okresem szczególnie intensywnych zmian w krajobrazie Polski. W wyniku przemian społeczno-gospodarczych i politycznych nastąpił zanik specyficznych krajobrazów. Zaginione krajobrazy są elementem zaginionego świata, zachowanego jedynie w pamięci tych, którym dane było przeżyć. Również współcześnie, na naszych oczach, następują zmiany w krajobrazie. Dostrzegamy przeobrażenia tych krajobrazów, z którymi stykamy się codziennie, zaś za pośrednictwem środków masowego przekazu jesteśmy dodatkowo informowani o innych ginących (niszczących) krajobrazach, bądź elementach krajobrazu.

Zanikają krajobrazy naturalne w obszarach rekreacyjnych sąsiedztwa jezior (Schubert 2003) a także pewne ich elementy, jak np. studnie w krajobrazie Wyżyny Częstochowskiej (Myga-Piątek 1997), łąki Krakowa (Dubel 2003), „chałupy wiejskie” (Drożdż-Szczybura 2003), dźwięki (Zin 2004; Bernat 2004). Z krajobrazu wiejskiego ginie ład przestrzenny, estetyczny (Angel 2004). Rozciągające się po horyzont bezkresne przestrzenie i budowane wg ludzkiej miary wsie i miasta stają się ginącym krajobrazem, który warto ratować (Litwin, Nieroda 2005). W lokalnej prasie można zetknąć się z artykułami informującymi m.in. o ginących cegielniach (Kraśnik), zanikającej dzielnicy (Kalinowszczyzna w Lublinie), ginących murawach (Ciechanki), wsiach (Woroblin), niszczących kapliczkach, krzyżach przydrożnych, obiektach zabudowy drewnianej, młynach (Antoniówka), dworcach kolejowych (Świdnik).

W artykule przedstawiono nową klasyfikację krajobrazów na podstawie badań ich przemian w granicznym odcinku doliny Bugu w ostatnim stuleciu oraz przeanalizowano sporządzone przez studentów dokumenty promocyjne ginącego krajobrazu.

2. Krajobrazy ginące w dolinie Bugu

Przedmiotem zainteresowania jest graniczny odcinek doliny Bugu wraz z sąsiedztwem traktowany jako odrębny układ przyrodniczy, jak i szczególny układ społeczno-gospodarczy. Badaniami objęto jednostki administracyjne (gminy nadbużańskie), reprezentatywne odcinki doliny w obrębie regionów fizycznogeograficznych, obszary intensywnie użytkowane (przejścia graniczne), wybrane miejscowości nadbużańskie (16) oraz nadbużańskie parki wiejskie (19).

Celem badań podjętych w latach 2000-2004 była analiza przemian krajobrazu odcinka granicznego doliny Bugu oraz określenie ich przyczyn i kierunku w ostatnim stuleciu (Bernat 2004b). Zwrócono uwagę na oddziaływanie granicy państwowej na zagospodarowanie doliny i zmiany w krajobrazie oraz wskazano kierunki ewolucji krajobrazu doliny Bugu w dobie współczesnych przemian politycznych.

W podjętych badaniach zastosowano kilka metod z zakresu ekologii krajobrazu, geografii kultury oraz architektury krajobrazu. Jest to przede wszystkim obserwacja terenowa, analiza danych statystycznych oraz analiza map historycznych (głównie *Mapa WIG, 1929-37*) i współczesnych. Zastosowano ponadto: analizę przekrojów dolinnych (profilu krajobrazowych), kart krajobrazowych (miejscowości, parków wiejskich) oraz ankietę, wywiady a także analizę literatury pięknej i publikowanych wspomnień, które stanowią w podjętych studiach uzupełnienie powszechnie stosowanych metod.

Na bazie pomiarów dokonanych na mapach oraz w oparciu o dane statystyczne zastosowano kilka wskaźników. Są to m.in.:

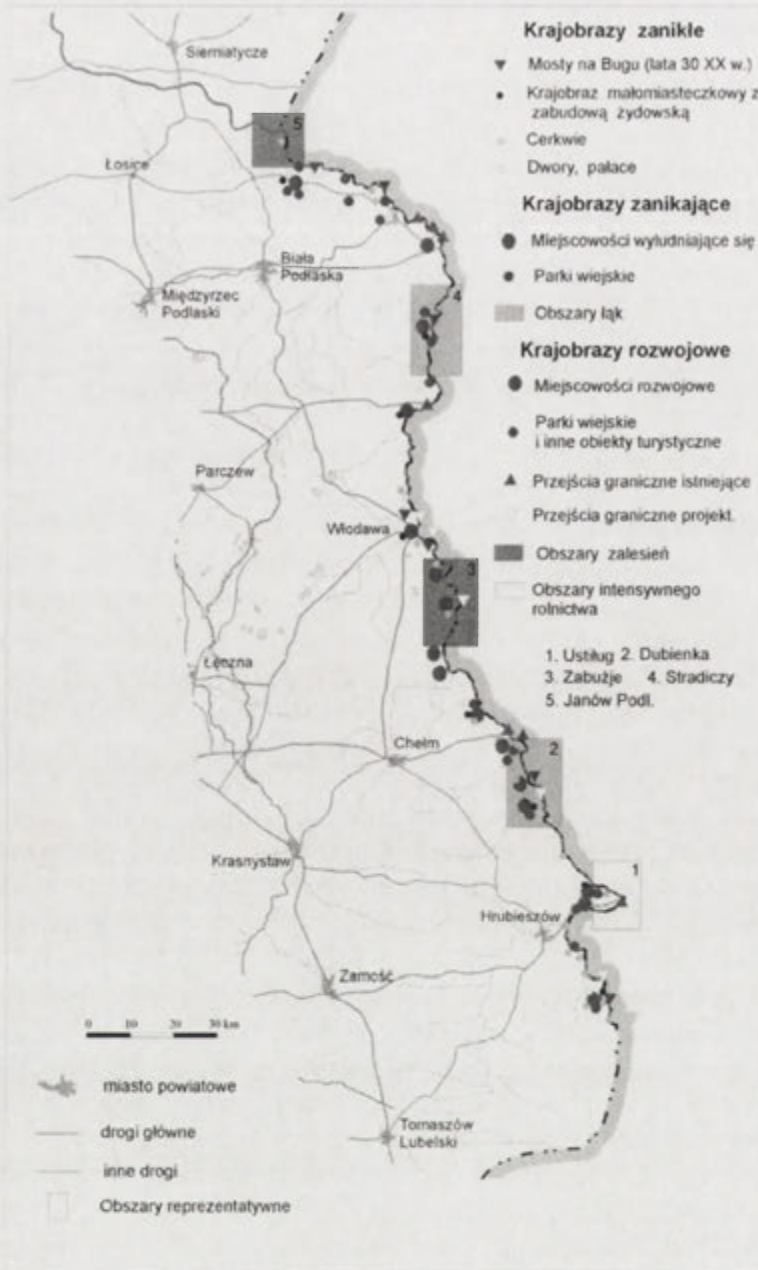
- gęstość zaludnienia (w odniesieniu do gmin),
- wskaźnik przeobrażenia krajobrazu (stosunek procentowego udziału powierzchni zajętej przez grunty orne i zabudowę do procentowego udziału powierzchni zajętej przez łąki i lasy), długość granic i dróg oraz liczba płątów na jednostkę powierzchni (w odniesieniu do odcinków reprezentatywnych)
- liczba domów (w odniesieniu do poszczególnych miejscowości).

Biorąc pod uwagę kierunki przemian krajobrazów kulturowych w granicznym odcinku doliny Bugu wyróżniono krajobrazy: zanikłe (utracone, zaginione, te, które istniały w przeszłości, zaś obecnie nie występują), zanikające (w trakcie zaniku, w których giną pewne elementy krajobrazu), powstałe (nowe), stabilizowane (bez znaczących zmian) oraz rozwijające się (zmieniające się znacząco, perspektywiczne). Kryterium decydującym o przynależności do poszczególnych typów są istotne zmiany w krajobrazie, np. przyrost lub ubytek liczby budynków (ubytek znaczny – krajobrazy zanikające) bądź pojawienie się lub zanik określonej dominanty krajobrazowej. Do krajobrazów zanikłych należą krajobrazy małomiasteczkowe z dominującą drewnianą zabudową żydowską oraz obecnością świątyń różnych wyznań (synagog, cerkwi, kościołów), a także centralnie położonymi obiektami rezydencjonalnymi (pałace, dwory) i obiektami drobnoprzemysłowymi (wiatraki). Krajobrazy zanikające współcześnie to tradycyjne wiejskie krajobrazy rolnicze (budownictwo i pola uprawne) oraz krajobrazy naturalne i seminaturalne (kośnych łąk, bagien, starorzeczy, rozlewisk). Do krajobrazów rozwojowych należą krajobrazy graniczne (przejścia graniczne, strażnice), rekreacyjne, leśne, rolnicze (np. w odcinku wołyńskim). Natomiast o krajobrazach względnie stabilizowanych można mówić jedynie w przypadku obszarów chronionych (ryc. 1).

Badania wykazały, że najbardziej prawdopodobny kierunek rozwoju krajobrazu nadbużańskiego wiąże się z kształtowaniem struktury krajobrazu wielofunkcyjnego z charakterystycznym krajobrazem rolno-leśno-łąkowo-rekreacyjnym.

3. Dokumenty promocyjne

W ramach przedmiotu „Kształtowanie krajobrazu” oraz „Nauka o krajobrazie” zadano studentom geografii i ochrony środowiska UMCS indywidualną pracę semestralną „Dokument



Ryc. 1. Kierunki rozwoju krajobrazu w granicznym odcinku doliny Bugu

promocyjny ginącego krajobrazu (elementu krajobrazu)”. Opracowanie miało zawierać: uzasadnienie wyboru obiektu, podstawowe informacje o wybranym obiekcie (rodzaj, położenie, użytkowanie, historię obiektu oraz dostęp do niego), opis stanu technicznego budynków, charakterystykę bezpośredniego otoczenia i roli obiektu w krajobrazie, ocenę wartości krajobrazowej, zabytkowej, wskazania perspektyw (propozycje) zagospodarowania, dane bibliograficzne oraz fotografie i ryciny. W efekcie uzyskano bogaty obraz współczesnych przemian krajobrazu, który stanowi punkt wyjścia do dalszych badań. Jest to jednocześnie bogaty materiał poglądowy, wyjątkowy ze względu na wskazania indywidualnie doświadczanego krajobrazu miejsca zamieszkania, bądź penetracji turystycznych. Prezentowane dokumenty promocyjne dotyczą przede wszystkim obiektów z Lubelszczyzny i Lublina (odpowiednio 61 i 10 wskazań) (ryc. 2). Ponadto charakteryzowane są obiekty z Podkarpacia (8), Mazowsza (4), Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej (3), Wyżyny Śląskiej (2), Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (1), a także z Maroka (1).



Ryc. 2. lokalizacja ginących krajobrazów województwa lubelskiego

Spośród 90 prac najczęściej wskazywano na zespoły rezydencjonalne (dworek/pałac – 12, zespół parkowo-dworski – 18, zamek lub jego ruiny – 10). Ponadto ważne miejsca zajmują budowle sakralne – katolickie (kościół – 8, kaplica – 6, dom rekolekcyjny – 1, cmentarz wojskowy – 1). Charakteryzowane są również pozostałości kultury żydowskiej (synagoga – 2, cmentarz żydowski – 2), zabudowa techniczna (studnia – 1, młyn – 2, wiatrak – 2, kolejka wąskotorowa – 1, garbarnia -1), budowle militarne (fort – 2, dawny poligon wojskowy – 1, wieża/brama – 2). Spośród elementów naturalnych prezentowane są zarówno obiekty przyrody żywej (las – 1, drzewa – 1, park miejski – 1, obszar torfowiskowy – 1, ogród przykościelny – 1, siedlisko susła perełkowanego – 2), jak i nieożywionej (wąwóz – 2, dolina – 1, jaskinia – 1, wzgórze – 1, gład narzutowy – 1, pustynia – 1). Dodatkowo opisywane są krajobrazy wsi (1), małego miasta (1), starej dzielnicy wielkomiejskiej (1) oraz współczesnego osiedla mieszkaniowego (1), określane jako ginące krajobrazy socjalistyczne. Większość wskazanych obiektów i krajobrazów unika uwadze przeciętnego turysty. Często pozostają zaniedbane, zagrożone, dewastowane, choć ze względu na wartość zabytkową są warte ochrony i zagospodarowania. Pozostałości zespołów rezydencjonalnych (parkowo-dworskich) są często pozostałością nieistniejącego już krajobrazu dawnej wsi, miejscem przechowywania zanikających krajobrazów, są fragmentami najpiękniejszych i najlepszych krajobrazów ukształtowanych przez człowieka, częścią tradycji polskiej wsi, swojskiego, rodzinnego krajobrazu. Nierzadko stają się również wzorcem, według którego wypadnie odtwarzać nieopatrnie zniszczony krajobraz naturalny (Bogdanowski 2000).

Wpisanie obiektu do rejestru zabytków nie hamuje procesu degradacji. Fort nr XIII („San Rideau”) w Bolestraszczykach koło Przemyśla, będąc jednym z najciekawszych zabytków I wojny

światowej na ziemiach Polski, jest jednocześnie obiektem szczególnie dewastowanym poprzez urządzanie w fosach dzikich wysypisk śmieci, pozyskiwanie kamieni i cegieł oraz rozkopywanie wałów przez amatorskich poszukiwaczy militariów. Destrukcję powodują również procesy naturalne, jak zarastanie krzewami oraz rozmywanie budowli ziemnych. Gospodarzami obiektów są często władze samorządowe bądź Skarb Państwa. Wydaje się, że obiekty pozbawione prywatnych właścicieli czy opiekunów prawnych skazane są na zagładę. Okazuje się jednak, że przekazanie ich w prywatne ręce, nie stanowi wystarczającego zabezpieczenia. Nałęczowska Kolejka Wąskotorowa wpisana w rolniczy krajobraz Wyżyny Lubelskiej, mimo funkcjonowania w celach turystycznych, zagrożona jest zniknięciem z krajobrazu. Przyczynia się do tego dewastacja budynków kolejowych, brak wystarczającej promocji oraz opracowania kompleksowego programu jej zagospodarowania. Niekiedy prywatny właściciel wydaje się zupełnie nie zainteresowany odbudową i zagospodarowaniem obiektu, a tym samym powstrzymaniem niszczenia budynku, mimo jego walorów estetycznych, czego przykładem jest m.in. pałacyk (willa) w Albrechtówce koło Kazimierza Dolnego usytuowany nad krawędzią przełomowego odcinka doliny Wisły. Konieczne jest zatem docenienie walorów krajobrazowych, i zagospodarowanie licznych ginących obiektów. Krajobraz forteczny na stałe wkomponował się w krajobraz pogórski Ziemi Przemyskiej, stał się jego integralną częścią. Warto by o walorach obiektu oraz korzyściach wynikających z jego zagospodarowania uświadomiły sobie władze samorządowe oraz społeczność lokalna. Sposoby zagospodarowania mogą być zróżnicowane. Pozostałości zespołów parkowo-dworskich mogą być zaadaptowane na ośrodki jeździeckie. Fort w Bolestraszcach, po uprzednim uporządkowaniu i rozstawieniu tablic informacyjnych może być zagospodarowany jako muzeum, czy też jako miejsce, w którym odbywałyby się pikniki historyczne i festiwale militarne. Willa w Albrechtówce po odbudowie mogłaby pełnić funkcję pensjonatu o wysokim standardzie z miejscami czynnego wypoczynku. Konieczne jest znalezienie właściwego pomysłu (stworzenie projektu), poszukiwanie funduszy na jego realizację, a następnie po jego zrealizowaniu zapewnienie opieki społeczności lokalnej. Szanse zaadoptowania obiektów wg studentów są często realne, potrzeba jedynie ludzi z pasją oraz inwestora. Właśnie ze spontanicznych, wydawałoby się nierealnych pomysłów, w małych miejscowościach narodziły się niekonwencjonalne ośrodki rekreacyjne, które przyczyniły się do pozytywnych zmian krajobrazowych, funkcjonalnych, społecznych i gospodarczych. Wspomnieć też należy o wsiach tematycznych, wykorzystujących przede wszystkim zaangażowanie i współdziałanie mieszkańców, przyczyniających się do poprawienia ich jakości życia (Idziak 2004).

Oprócz zgromadzenia bogatego materiału dokumentacyjnego warto podkreślić kształcące walory zadania. Większość studentów wykazała duże zaangażowanie w tworzeniu dokumentu. Zaowocowało to zadowoleniem z wykonanej pracy. Dodatkowo podjęcie wysiłku dokumentacji zmian w krajobrazie we własnym środowisku oraz świadomość wagi zadania pozwala mieć nadzieję na zaangażowanie się badaczy w promocję „własnych” ginących krajobrazów. Można określić, że zadanie dokumentacji ginących krajobrazów stwarza okazję do kreowania roli liderów lokalnego środowiska.

4. Uwagi końcowe

W minionym stuleciu następowały znaczące zmiany w krajobrazie kulturowym. Ich przyspieszoną przyczyną był zanik lub zmiana tradycyjnych funkcji wsi i miast, co było związane z transformacjami politycznymi i społeczno-gospodarczymi. W odniesieniu do krajobrazu przyszłości najważniejsze znaczenie mają tendencje zachodzące współcześnie, a zwłaszcza w ostatnim dziesięcioleciu. Przemiany krajobrazu wciąż następują w szybkim tempie. Mimo zanikania historycznych form krajobrazu kulturowego na naszych oczach mają miejsce także zjawiska pozytywne. W wielu miastach prowadzona jest rewitalizacja zabytkowego centrum, bądź dzielnic przemysłowych czy mieszkaniowych. W licznych wsiach ma miejsce ich odnowa.

Ważnym elementem zarówno rewitalizacji miast, jak i odnowy wsi jest odnowa społeczna i duchowa (odtworzenie więzi społecznej). Dokonywane są inwestycje infrastrukturalne, tworzone są wsie tematyczne, wykorzystujące zaangażowanie i współdziałanie mieszkańców.

Są jeszcze w krajobrazie miejsca przechowujące tradycyjne krajobrazy. Szczególna rola przypada osadom, dawnym miasteczkom z zachowanymi układami przestrzennymi, tradycyjną zabudową i parkami wiejskimi.

W kształtowaniu krajobrazu jutra konieczna jest powszechna świadomość ginących krajobrazów. Być może właśnie ta powstająca świadomość wyjątkowości traconych, unikalnych wartości pozwoli je ocalić. Warto nawiązywać do tradycji miejsca, by kształtowanie krajobrazu następowało w drodze kontynuacji. Pamiętać też należy, że często ginące, tradycyjne krajobrazy powinny być wzorcem, według którego należałoby odtwarzać nieopatrnie zniszczony harmonijny krajobraz kulturowy. W kształtowaniu krajobrazu przyszłości dominującą potrzebą staje się zrozumienie krajobrazu jako wyrazu tradycji i tożsamości oraz przełożenie go na realne działanie, by nie stał się zanikającym (Bogdanowski 1999).

Dla zachowania ginących krajobrazów konieczne jest podejmowanie badań naukowych i projektów edukacyjnych służących ich dokumentacji. W promocji ginących krajobrazów ważną rolę odgrywa pośrednictwo środków masowego przekazu. Stąd szczególne zadanie przypada zarówno badaczom zajmującym się krajobrazem, jak i dziennikarzom oraz liderom, którzy aktywizują swoimi działaniami społeczność lokalną.

Bądźmy uważnymi obserwatorami tego, co dzieje się w otaczającym nas krajobrazie. Uczmy tej wrażliwości innych, zaopatrujmy ich w wiedzę niezbędną do właściwego kształtowania krajobrazu. Ważną formą ratowania ginących krajobrazów jest ich dokumentowanie, opis, pomiar, fotografowanie, filmowanie, które powinno objąć jak największą ilość istniejących zasobów. Warto również odtwarzać „historię mówioną”, by zachować dla potomności zanikłe krajobrazy (także dźwiękowe, czy zapachowe), zachowane w pamięci żyjących świadków.

Literatura

- Angel M., 2004, *Ginąca wieś Pogórza Wiśnickiego – impresje*, [w:] *Krajobrazy Karpat*. Materiały VI Seminarium Komisji Krajobrazu Kulturowego. KKK PTG, Oddział Katowicki s. 31.
- Bernat S., 2004a, *Przemiany krajobrazu dźwiękowego doliny Bugu*, [w:] Michalczyk Z. (red.), *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*. PTG UMCS Lublin. s. 469-473.
- Bernat S., 2004b, *Przemiany krajobrazu odcinka granicznego doliny Bugu w ostatnim stuleciu*. Maszynopis pracy doktorskiej, Zakład Ochrony Środowiska, Wydział BiNoZ, UMCS, Lublin.
- Bogdanowski J., 1981, *Architektura krajobrazu*, PWN, Warszawa – Kraków.
- Bogdanowski J., 1999, *Znikający krajobraz*. Patientia et tempus, Kraków, s. 23-35.
- Bogdanowski J., 2000, *Polskie ogrody ozdobne*, Warszawa.
- Drożdż-Szczybura M., 2003, *Ginące chałupy*, *Aura*, 3, s. 26-28.
- Dubel E., 2003, *Łąki Krakowa – ginący element krajobrazu*, *Aura*, 11, s. 27-29.
- Idziak W., 2004, *O odnowie wsi*. Fundacja Wspomagania Wsi, Warszawa.
- Litwin U., Nieroda B., 2005, *Odbudować przerwana tradycję*, *Aura*, 1, s. 23-25.
- Myga-Piątek U., 1997, *Studnie jako zanikający element krajobrazu kulturowego Wyżyny Częstochowskiej*, *Czasopismo Geograficzne*, LXVIII, 3-4., s. 327-340.
- Schubert T., 2003, *Ginące krajobrazy*, *Aura*, 8, s. 7-9.
- Wojciechowski K. H., 1996, *Krajobrazy – element dziedzictwa kulturowego i ich ewolucja*, *Annales UMCS*, sec. B, 51, 19, s. 287-297.
- Wojciechowski K. H., 1997, *Krajobrazy efemeryczne i zmienne w czasie jako obiekty badań*. [w:] *Przemiany krajobrazu naturalnego Polski środkowej*, Streszczenia referatów i komunikatów konferencyjnych. UL, PAEK, Łódź, s. 24.
- Vos W., Meekes H., 1999, *Trends in European cultural landscape development: perspectives for a sustainable future*, *Landscape and Urban Planning*, 46, s. 3-14.
- Zin W., 2004, *Krajobraz głosu. Zachować ginące dźwięki*, *Aura*, 12, s. 19-21.
- Zonnenveld J. I. S., 1995, *Land Ecology*, SPB Academic Publ., Amsterdam.

Zmiany koryta Wisły pomiędzy Warszawą a Modlinem na przestrzeni ostatnich 150 lat

Małgorzata Bogucka

Zakład Hydrologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

1. Wstęp

Zmiany koryta rzek można badać wykorzystując zapiski historyczne, badania terenowe, badania geologiczne, zdjęcia satelitarne, zdjęcia lotnicze oraz mapy topograficzne historyczne i współczesne. Szczególnie mapy topograficzne stanowią cenne źródło informacji o stanie środowiska geograficznego. Ich wykorzystanie umożliwi ujęcie zmian biegu koryta zarówno w czasie jak i przestrzeni. Badaniem zmian koryt rzek, przy wykorzystaniu map archiwalnych, zajmował się m. in. Koc (1972), Prószyński (1972), Trafas (1975). Duże trudności sprawiło autorom techniczne przygotowanie map. Obecnie jednak rozwój technik GIS daje nowe możliwości analizy starych map (Pietrzak, Siwek 2000; Krumholz 2005).

2. Cel badań

Celem badań jest odtworzenie kształtu koryta Wisły na odcinku pomiędzy Warszawą a Modlinem, w ciągu ostatnich 150 lat, oraz poznanie głównych kierunków tych zmian. Temat ten jest ważny, gdyż odtworzenie zmian biegu koryta rzeki pozwala sądzić o dalszych tendencjach rozwojowych poszczególnych jego odcinków.

Badany odcinek koryta Wisły ma długość ok. 20 km. Położony jest w Kotlinie Warszawskiej. Przepływ średni roczny z wielolecia SSQ, w posterunku Warszawa, wynosi 568 m³/s (Fal, Dąbrowski 2001). Charakteryzuje się on licznym występowaniem łach, kęp śródkorytowych i odsypów.

Wybrano ten odcinek z uwagi na jego niewielkie przekształcenie przez człowieka, a także dostępność odpowiednich materiałów kartograficznych i hydrologicznych. W związku z tym możliwe było prześledzenie zmian, które są wynikiem przede wszystkim procesów naturalnych zachodzących w korycie rzeki, tj. erozji i sedymentacji.

3. Metoda badań

Zastosowana metoda opiera się na analizie biegu koryta Wisły przedstawionego na mapach archiwalnych i najnowszych mapach topograficznych. Wykorzystane mapy wydawano w różnych odstępach czasowych w ciągu ostatnich 150 lat. Pozwoliło to nie tylko na badanie ewolucji koryta, lecz także na określenie wieku. Mapy te oparte na terenowych zdjęciach topograficznych charakteryzują się różnym stopniem dokładności.

W badaniach wykorzystano jako materiały podstawowe tylko mapy wielkoskalowe oparte o szczegółowe zdjęcie topograficzne, które zaczęto wykonywać w latach 20 XIX w. Wcześniejsze mapy (Beauplana z XVI w, Rizzi-Zanoniego z XVII w, Wapowskiego z XVI w., Grodeckiego z XV w.) nie nadają się do wykorzystania, gdyż ich skala jest przeglądowa, rysunek mało precyzyjny oraz brak podstaw matematycznych sprawia, że nie dają gwarancji dokładnego ujęcia przebiegu koryta (Trafas 1975).

Pierwszą mapą, którą wykorzystano do analizy jest *Karta Topograficzna Królestwa Polskiego* (mapa kwatermistrzostwa), której opracowanie ukończono w 1843 r. Stanowi ona

wielkie osiągnięcie kartografii polskiej, chociaż przy jej opracowaniu nie oparto się jeszcze na ogólnej triangulacji kraju. Zdjęcie w terenie wykonano w skali 1:42 000, a wydano w skali 1:126 000. Mapa ta pod względem ilości szczegółów i drobiazgowości opracowania nadaje się do prac porównawczych z mapami dzisiejszymi. Rysunek rzeźby przedstawiono na niej przy pomocy metody kreskowej. Brak natomiast jest punktów wysokościowych (Koc 1972; Sirko 1999).

Na przełomie XIX i XX w. prowadzono prace nad dwuwiorstówką w skali 1:84 000. Jest ona oparta na dokładnych pomiarach niwelacyjnych. Na mapie tej zastosowano już poziomicowy rysunek rzeźby oraz naniesiono nieliczne punkty wysokościowe. Zdjęcie niwelacyjne na badanym odcinku wykonano w okresie 1885-1892. Mapa została wydana w 1913-1914 r.

W okresie międzywojennym mapy topograficzne, w skali 1:25 000 wydawał WIG (Wojskowy Instytut Geograficzny) od 1933 do 1936 r. Są to mapy bazujące na zdjęciu topograficznym wykonanym przez Rosjan w okresie 1885-1892. Zostały uaktualnione w latach 30. XX w., a wydane w 1933-1934 r.

Kolejną wykorzystaną mapą jest mapa topograficzna, w skali 1:25 000, układ 1965, wydana w latach 80. XX w. przez Główny Urząd Geodezji i Kartografii. Stan aktualności badanego odcinka to okres od 1974 do 1977 r. Najnowszy układ koryta wzięto z mapy topograficznej w skali 1:50 000, układ 1942, stan aktualności 1992 r., także wydaną przez GUGiK w 2004 r.

Wyżej omówione mapy są zróżnicowane zarówno pod względem skali, układu odniesienia, formy przedstawienia rzeźby, dlatego też porównanie ich bez wcześniejszego sprowadzenia do jednego układu współrzędnych, jednej skali jest trudne i mało dokładne. W celu ujednoczenia map wykorzystano program *Super Edit Pro*, który ma możliwość m. in. wykonania kalibracji, przeglądania map rastrowych i ich wektoryzacji. Mapy archiwalne zostały zeskanowane, a następnie poddane kalibracji tak, by obejmowały ten sam obszar w jednakowym układzie odniesienia. Układem współrzędnych, do którego sprowadzono wszystkie mapy był układ 1992. Jako terenowe punkty orientacyjne, niezbędne do kalibracji, przyjęto kościoły, kapliczki przydrożne, skrzyżowania dróg i inne charakterystyczne obiekty wzniesione przez człowieka. Wybrano afiniczny model kalibracji, który uznano za właściwy przy tego typu przekształceniach.

4. Wyniki

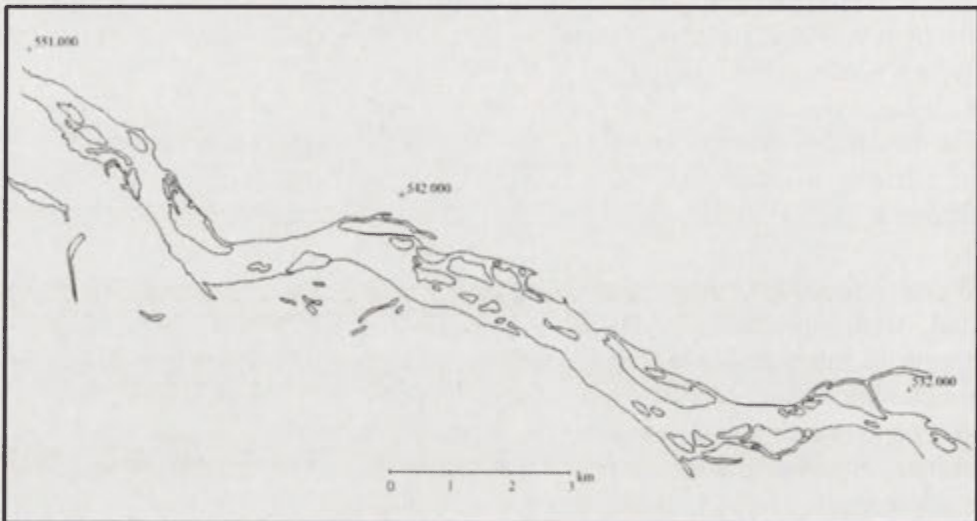
Największe zmiany w korytach rzek powodują przede wszystkim przepływy wezbraniowe. W badanym okresie wystąpiło piętnaście wezbrań, gdzie stany wody przekroczyły 750 cm (Fal, Dąbrowski 2001). Najwięcej wezbrań i o najwyższych pomierzonych stanach wody wystąpiło w XIX w.

Do analizy wykorzystano pięć map. Założono, że analizowane mapy zostały wykonane przy średnich stanach wody. Jako mapę odniesienia, do której zostały porównane zmiany koryta wybrano mapę kwatermistrzostwa (ryc. 1). Odcinek Wisły, w tym okresie, charakteryzował się występowaniem dużej ilości łąch śródkorytowych, kęp i odsypów bocznych. Powierzchnia jaką zajmowały one na badanym odcinku wynosi ok. 3,13 km² (tab. 1). Zarys linii brzegowej jest urozmaicony, występują tu licznie zatoki i odsypy brzegowe. Znajduje to swoje odzwierciedlenie w długości linii brzegowej, która jest najdłuższa, dla badanego okresu i wynosi dla brzegu prawego 28,64 km i brzegu lewego 23,42 km. W części środkowej można zauważyć słabo rozwinięte zakole, które na mapie z roku 1913 jest już dobrze wykształcone (ryc. 2). Kształt koryta Wisły w 1913 r. (ryc. 2) charakteryzuje się mniejszą liczbą form korytowych, ale o większej powierzchni (4,27 km²). Linia brzegowa jest mało urozmaiconą, biegnie przeważnie długimi, łagodnymi łukami. W związku z tym długość linii brzegowej jest zdecydowanie mniejsza niż w poprzednim okresie i wynosi odpowiednio dla brzegu prawego 22,05 km, dla brzegu lewego 19,74 km (tab. 1).

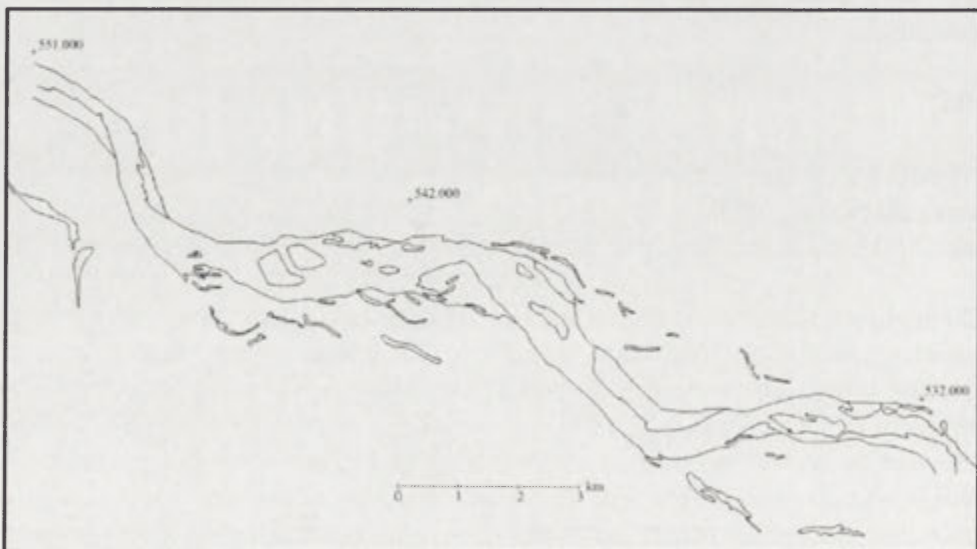
W kolejnych 20 latach kształt koryta istotnie się zmienił (ryc. 3). W korycie dominują

Tabela 1. Zmiany długości linii brzegowej i powierzchni form korytowych w okresie 1843-1992

Rok	Długość linii brzegowej		Powierzchnia kęp, łąch, odsypów [km ²]
	Brzeg prawy [km]	Brzeg lewy [km]	
1843	28,64	23,42	3,13
1913	22,05	19,74	4,27
1930	19,33	23,20	4,86
1974-1977	26,66	19,38	2,49
1992	21,25	19,31	1,95



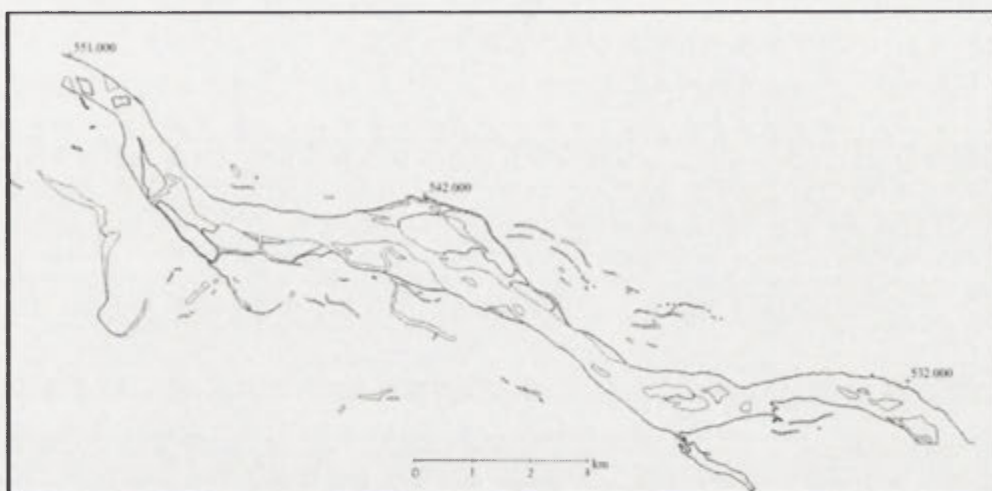
Ryc. 1. Kształt odcinka koryta Wisły w 1843 r.



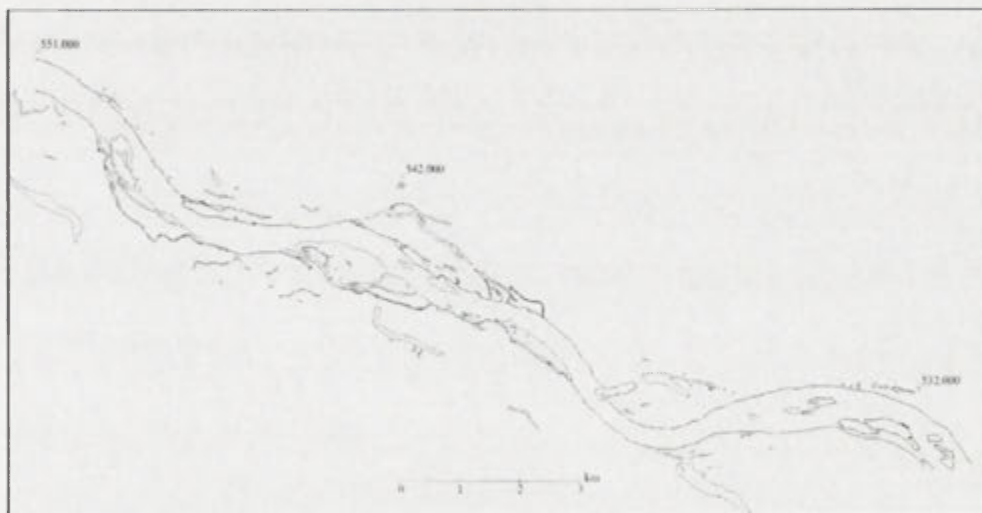
Ryc. 2. Kształt odcinka koryta Wisły w 1913 r.

przede wszystkim łąchy i kępy o dużych powierzchniach. Wzrosła także ich liczba, a sumaryczna powierzchnia wynosi 4,86 km². Długość brzegu prawego (19,33 km) jest najmniejsza a bieg koryta uległ wyprostowaniu. Można przypuszczać, że tak duże zmiany koryta w krótkim czasie są wynikiem powodzi z 1924 r., kiedy zanotowany stan wody w profilu Warszawa wyniósł 758 cm (Kobendzina 1954; Fal, Dąbrowski 2001).

W kolejnym okresie obserwuje się, na badanym odcinku, zmniejszanie szerokości koryta rzeki oraz tworzenie się nowych zakoli (ryc. 4). Zmniejszyła się również powierzchnia kęp, łach i odsypów (2,49 km²) oraz długość brzegu lewego (19,38 km), natomiast brzegu prawego wzrosła do 26,66 km (tab. 1). Zmiany te spowodowane są przede wszystkim pracami regulacyjnymi rzeki przeprowadzonymi po drugiej wojnie światowej (Kornacki 1965).



Ryc. 3. Kształt odcinka koryta Wisły w 1930 r.



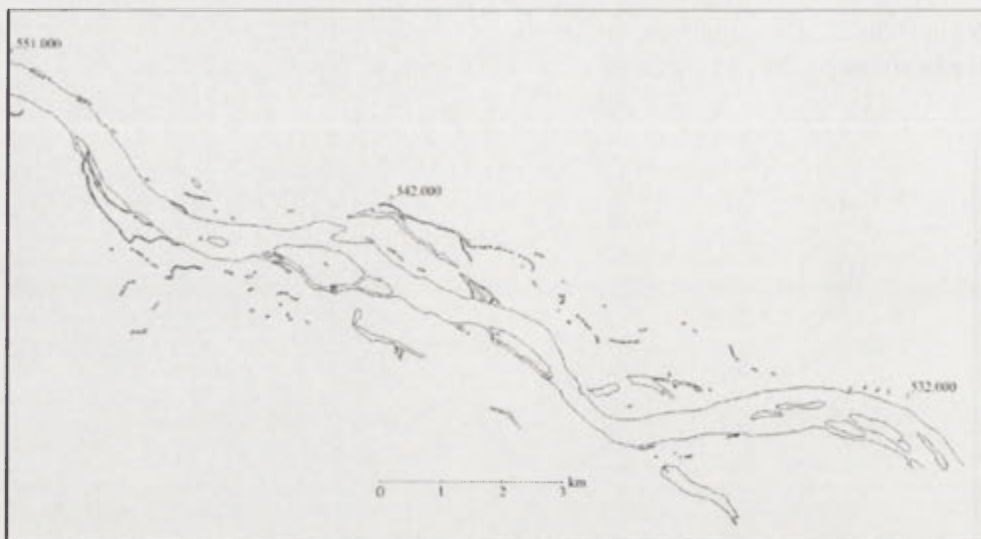
Ryc. 4. Kształt odcinka koryta Wisły w 1974-77 r.

Przebieg koryta w ostatnim okresie nie uległ większym zmianom (ryc. 5). Świadczy to o stabilności ustroju hydrologicznego i niedociążeniu rzeki niesionym materiałem. W porównaniu do poprzednich lat, w korycie występuje najmniejsza liczba łach i kęp o sumarycznej powierzchni 1,95 km². Linia brzegowa biegnie łagodnymi łukami. Długość brzegu lewego jest zbliżona do przedniego okresu (19,31 km), natomiast prawego krótsza (21,25 km) (tab. 1).

5. Wnioski

Największa powierzchnia kęp, łach i odsypów była w latach 30. XX w., natomiast najmniejsza w latach 90. XX w. Najbardziej urozmaiconą linię brzegową, na badanym odcinku miała Wisła w pierwszej połowie XIX w. W XIX w. i na początku XX w. koryto badanego odcinka Wisły jest wyraźnie szersze, z dużą ilością form korytowych, co może świadczyć o

agradacji rzeki w tym okresie. W drugiej połowie XX w. koryto jest wąskie i kręte, co świadczy o stabilności ustroju hydrologicznego i niedociążeniu niesionym materiałem.



Ryc. 5. Kształt odcinka koryta Wisły w 1992 r.

Literatura

- Fal B., Dąbrowski P., 2001, *Dwieście lat obserwacji i pomiarów hydrologicznych Wisły w Warszawie-obszary stanów wody*, Gospodarka Wodna, 11.
- Fal B., Dąbrowski P., 2001, *Dwieście lat obserwacji i pomiarów hydrologicznych Wisły w Warszawie-przepływy Wisły w Warszawie*, Gospodarka Wodna, 11.
- Koc L., 1972, *Zmiany koryta Wisły w XIX i XX wieku między Płockiem a Toruniem*, Przegląd Geofizyczny, 4.
- Kobendzina J., 1954, *Powódzie na Wiśle w okolicy Warszawy*, Gospodarka Wodna, 4.
- Kornacki Z., 1965, *Prace regulacyjne na Wiśle i osiągnięte wyniki*, Gospodarka Wodna, 10.
- Krumholz K., 2005, *Antropogeniczne zmiany sieci hydrograficznej w zlewni Zagórskiej Strugi*, [w:] Gierjatowicz J. P., Koźmiński Cz. (red.) *Hydrograficzne i meteorologiczne aspekty badań wybrzeża Bałtyku i wybranych obszarów Polski*, In Plus Oficyna, Szczecin.
- Prószyński M., 1972, *Studium historyczne zmian w dolinie Wisły między Górą Kalwarią a Warszawą, oparte o jednolity układ kartometryczny*, Prace i Studia Instytutu Geograficznego UW, 10.
- Sirko M., 1999, *Zarys historii Kartografii*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Trafas K., 1975, *Zmiany biegu koryta Wisły na wschód od Krakowa w świetle map archiwalnych i fotointerpretacji*, Prace Geograficzne UJ, 40, Kraków.
- Pietrzak M., Siwek J., 2000, *Wykorzystanie map historycznych, przetworzonych przy użyciu GIS do oceny zmian użytkowania ziemi na Pogórzu Wiśnickim*, Kraków.

Prace regulacyjne i melioracje wodne w zlewni Skrwy w XX wieku *

Dariusz Brykała

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

1. Wprowadzenie

Trwałe przemiany środowiska przyrodniczego wywołane działalnością człowieka zostały zapoczątkowane wraz z rozwojem rolnictwa. Zmiana użytkowania terenu oznaczała modyfikację warunków, w jakich kształtował się odpływ wody ze zlewni. Na ziemiach polskich proces ten osiągnął znaczące rozmiary na przełomie X i XI wieku (Maruszczak 1988). Zaistniałe zmiany nie miały stałego charakteru, lecz na skutek zabiegów melioracyjnych podlegały w czasie kolejnym modyfikacjom (por. Bajkiewicz-Grabowska 1975, Rotnicka 1988, Byczkowski i Mandes 1992).

Na ziemiach polskich pierwsze zintensyfikowane zabiegi melioracyjne prowadzono na Żuławach Wiślanych już w XIII wieku. Dopiero jednak od XIX wieku nastąpił znaczny rozwój zarówno techniki, jak i zasięgu tych prac. Mimo to, do wybuchu I wojny światowej melioracje wodne rzadko były prowadzone kompleksowo na większych obszarach. W Polsce miało to miejsce dopiero w okresie międzywojennym. Po II wojnie światowej intensyfikacja szeroko rozumianych melioracji wodnych osiągnęła kulminację, z dwoma wyraźnymi „pikami” w latach 60-tych i 80-tych (Ciepielowski i Gutry-Korycka 1993).

Pod wpływem melioracji wodnych znajduje się ok. 6,7 mln ha użytków rolnych (ok. 20 % powierzchni kraju), z tego ponad 70 % dotyczy gruntów ornych. Przeważają melioracje odwadniające. Obszary nawadniane stanowią zaledwie ok. 7 % obszarów zmeliorowanych. Z kolei prace regulacyjne (w II połowie ubiegłego wieku) przeprowadzono na ok. 50 tys. km rzek i kanałów (Mioduszeński 1997).

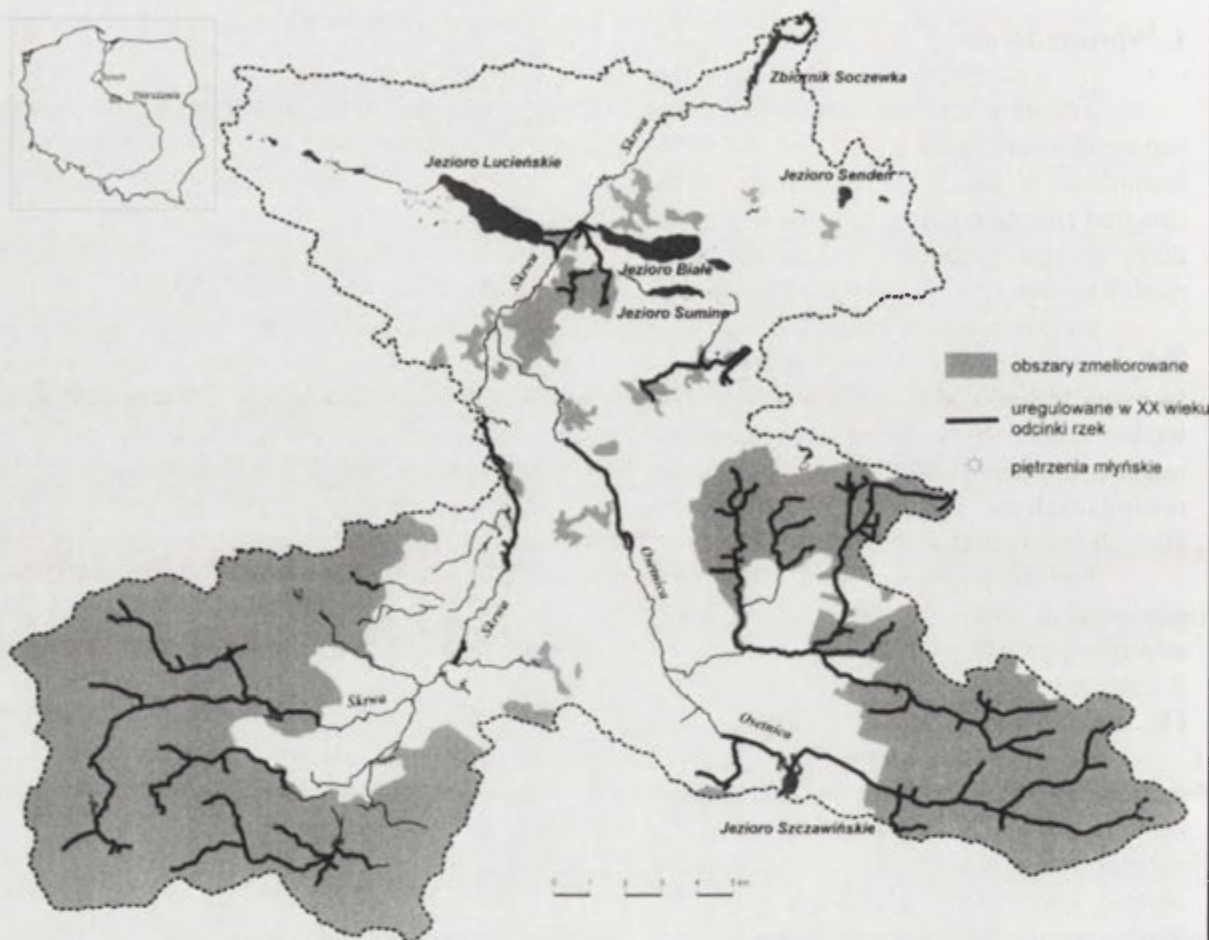
Celem niniejszego opracowania jest próba określenia przestrzennego zasięgu prac melioracyjnych w zlewni w funkcji czasu. Choć głównym okresem poddanym analizie było ostatnie 100 lat (XX wiek), to jednak zebrane materiały archiwalne i kartograficzne, pozwoliły na zobrazowanie skali wpływu antropopresji na warunki hydrograficzne również w dłuższym okresie. Jako obiekt badań została wybrana zlewnia rzeki Skrwy, lewobrzeżnego dopływu dolnej Wisły (ryc. 1). Długość rzeki wynosi 41,8 km, a całkowita powierzchnia zlewni osiąga 418,4 km².

2. Regulacje koryt rzecznych

Przeprowadzone badania terenowe i archiwalne (Brykała 2003, 2005), dowiodły, iż pierwsze budowle hydrotechniczne w zlewni Skrwy były związane z młynami wodnymi. Funkcjonowały one w 30 punktach (ryc. 1). Oznacza to, iż woda w ciekach tej zlewni była średnio podpiętrzona co 2-3 km. Tak więc kilkusetmetrowe odcinki rzeki musiały być uregulowane. Przy każdym młynie istniał staw oraz tzw. „młynówki” – kanały doprowadzające i/lub odprowadzające wodę do/z zakładu (por. Ivan 1989). W miarę upływu czasu, gdy młyny przestały funkcjonować, wcześniej uregulowane odcinki rzek samoczynnie podlegały procesowi renaturyzacji. Jako przykład takiego odcinka można wymienić rezerwat przyrody „Dolina Skrwy” w okolicach miejscowości Ruda, gdzie przez kilkaset lat funkcjonowały 3 młyny wodne: Ciołek, Ruda i Cierpich (Brykała 2003).

* Opracowanie zostało wykonane w ramach grantu KBN Nr 3 P04E 019 24 pt. „Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie warunków i struktury odpływu rzecznoego w zlewni Skrwy” realizowanego w latach 2003-2006.

W połowie XIX wieku istotnemu przekształceniu uległ ujściowy odcinek Skrwy. W miejscu, gdzie przez około 500 lat istniały 4 młyny wodne, został utworzony 1 duży zbiornik wodny – Soczewka o pojemności ponad 1 mln m³ wody. Woda była z niego odprowadzana dwoma kanałami: jałowym (wschodnim) i roboczym (zachodnim). Tuż przed ujściem do Wisły oba kanały się łączyły. Powstanie Zbiornika Włocławskiego w 1970 r. doprowadziło do zalania ujściowego odcinka Skrwy na długości ok. 2 km. Obecnie ze Zbiornika Soczewka – Skrwa uchodzi dwoma kanałami bezpośrednio do Wisły.



Ryc. 1. Regulacje rzeczne w zlewni Skrwy

Kolejne prace nad uregulowaniem koryta wybranych odcinków Skrwy i jej dopływów zostały przeprowadzone po II wojnie światowej. Objęły one swoim zasięgiem:

- odcinek miejski Skrwy w Gostyninie (w 1951 i 1974 r.) o łącznej długości 4 444 m,
- dopływ Osetnicy o nazwie Kanał Jesionka-Waliszew (w 1953 i 1989 r.) o łącznej długości 8830 m,
- źródłkowy odcinek Skrwy w Pomarzanach (w 1981 r.) o długości 1 354 m,
- odcinek ujściowy Skrwy (kanał wschodni) w Soczewce (w 1982 i 1990 r.) o łącznej długości 750 m,
- odcinek Osetnicy w Gaśnie (w 1989 r.) o długości 570 m,
- odcinek Skrwy w Sokołowie (w 1989 r.) o długości 1 200 m,
- źródłkowy odcinek Osetnicy i jej dopływów w Szczawinie Borowym (w 1991 i 1997 r.) o łącznej długości 10 910 m,
- węzeł wodny w Lucieniu (w 1993 r.) o łącznej długości 962 m,

Na Skrwie i jej dopływach do chwili obecnej zachowało się 10 budowli hydrotechnicznych, które piętrzą wodę w małych zbiornikach (Brykała 2005). Są one w większości pochodzenia młyńskiego. Dodatkowo w celu zmniejszenia spadku rzeki wybudowanych zostało 16 niewielkich stopni – piętrzących wodę w korycie:

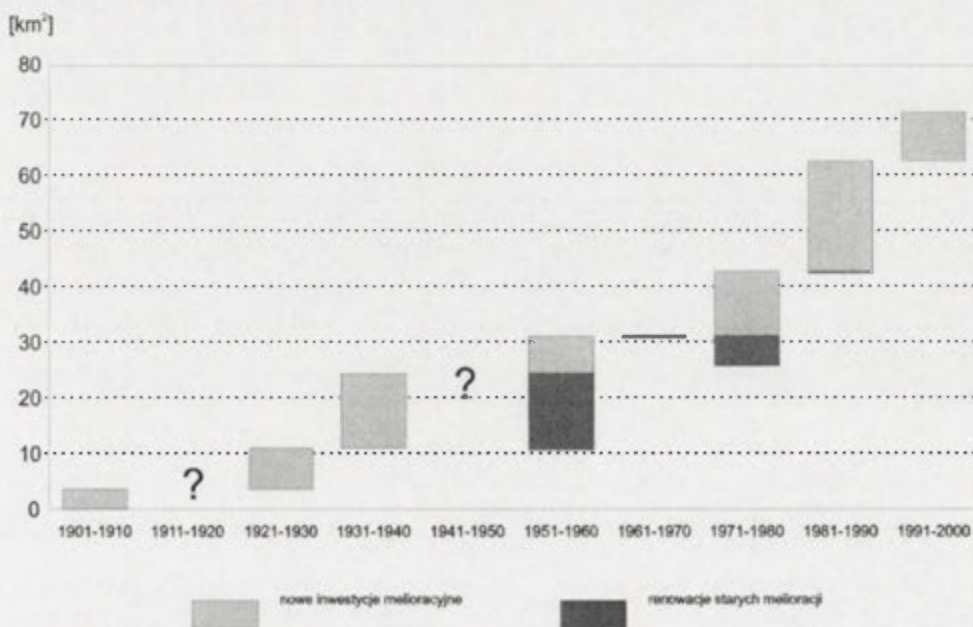
- w Soczewce 2 stopnie piętrzące o wysokości 0,4 m,
- w Gostyninie 3 stopnie piętrzące o wysokości 0,6 m i 2 stopnie piętrzące o wysokości 0,2 m,
- w Sokołowie 4 stopnie piętrzące o wysokości 0,6 m,
- na Kanale Jesionka-Waliszew 2 stopnie piętrzące o wysokości 0,5 m, 1 stopień o wysokości 0,4 m i 1 stopień o wysokości 0,6 m,
- w Lucieniu 1 stopień piętrzący o wysokości 0,6 m.

W latach 1982-1993, na skutek silnego zanieczyszczenia wody w Skrwie i Osetnicy, Jezioro Lucieńskie zostało odcięte od zasilania rzeczego (Chorzewska i in. 1998). Zasypany został wówczas odcinek doliny, którym rzeka doprowadzała wodę do Jeziora, i jednocześnie wykonano przekop, do którego skierowano Skrwę. Efektem tego było obniżenie się lustra wody w Jeziorze Lucieńskim o ok. 0,5 m, co daje wartość ubytku objętości Jeziora o ok. 1 mln m³ wody. Od stycznia 1994 r. Skrwa ponownie zasila Jezioro Lucieńskie.

3. Melioracje wodne

Pierwsze wzmianki o pracach melioracyjnych, mających na celu osuszenie łąk w pobliżu Jeziora Lucieńskiego, pochodzą z 1796 roku, gdy tereny te znalazły się pod zaborem pruskim (*Situations Plan...* 1796). Aż do początku XX wieku melioracje prowadzone były jednak rzadko i na małych obszarach, głównie w Kotlinie Płockiej. Dopiero od 1926 roku w powiecie gostynińskim zaczęły się organizować spółki wodne, których celem było przeprowadzanie prac melioracyjnych z wykorzystaniem funduszy rządowych (*Melioracje rolne...* 1929). Wtedy zabiegami takimi objęte zostały już większe obszary (ok. 2 tys. ha), głównie w południowo-zachodniej i południowo-wschodniej części zlewni.

Następny etap wzmożonych prac melioracyjnych rozpoczął się na początku lat 50. (ryc. 2). Ich głównym celem była odbudowa i renowacja wcześniej wykonanych systemów melioracyjnych. Budowa nowych systemów drenarskich stanowiła jedynie ok. 25 % wszystkich prac. Etap ten zakończył się w połowie lat 60.



Ryc. 3. Intensywność prac melioracyjnych w zlewni Skrwie w XX wieku

Maksymalne nasilenie zabiegów melioracyjnych miało miejsce w latach 80. XX wieku. Zmeliorowano wówczas ponad 2 tysiące ha użytków rolnych, głównie w źródłiskowej zlewni Osetnicy. W ostatnim dziesięcioleciu XX wieku wielkość obszarów zmeliorowanych spadła o ponad połowę.

Niemal wszystkie systemy melioracyjne wykonane w zlewni dotyczyły odwodnień terenu. Melioracje nawadniające zostały przeprowadzone jedynie na niewielkim obszarze w granicach administracyjnych Gostynina. Przeprowadzono je w 1955 r., kilka lat po regulacji odcinka miejskiego Skrwy. Zostało wtedy znacznie pogłębione i wyprostowane koryto rzeki. W następstwie tych prac przesuszeniu uległy okoliczne łąki. Potrzebne okazało się wykonanie systemu urządzeń nawadniających.

4. Podsumowanie

Pierwszą udokumentowaną budowlą hydrotechniczną w zlewni było pochodzące z 1346 r. piętrzenie młyńskie, zlokalizowane w ujściowym odcinku Skrwy (w Brwilnie). W tym czasie obszar zlewni był słabo zasiedlony. Dopiero lokacja w 1382 r. miasta Gostynina stworzyła korzystne warunki do dalszego rozwoju osadnictwa na tych terenach. Intensywnie zaczęło się rozwijać rolnictwo, co sprzyjało powstawaniu kolejnych młynów wodnych, a tym samym regulacji krótkich odcinków rzek. W zasadzie aż do końca II wojny światowej regulacje cieków w zlewni Skrwy były ograniczone tylko do tych odcinków. W II połowie XX wieku uregulowano w sumie 29 km cieków, z czego ponad 20 km przypało na Osetnicę i jej dopływy. Skrwa została uregulowana na 1/5 długości.

Jedyny dłuższy odcinek Skrwy, który nigdy nie uległ regulacji znajduje się pomiędzy miejscowościami Klusek i Krzywy Kołek. Ta część doliny wraz z okolicznymi lasami została włączona w 1979 r. do Gostynińsko-Włocławskiego Parku Krajobrazowego.

Obszary, które (w różnym czasie) podlegały zabiegom melioracji wodnych stanowią łącznie 38 % powierzchni zlewni. Istotne znaczenia odgrywa jednak wiek urządzeń melioracyjnych. Stare obiekty oddane do użytku ponad 50 lat temu dominują w północnej części zlewni (Kotlina Płocka). Na obszarach wysoczyznowych zlewni (część źródłiskowa), udział ten dochodzi do 67 % (w zlewni Skrwy) i 49 % (w zlewni Osetnicy). Tam też występują głównie obiekty nowe lub poddane renowacji. Oznacza to, iż nastąpiła silna modyfikacja warunków formowania się odpływu rzecznego. Zagadnienie to będzie w przyszłości tematem bardziej szczegółowych analiz.

5. Podziękowanie

Autor pragnie wyrazić swoją wdzięczność Panom: inż. Andrzejowi Glince i Ryszardowi Zembowiczowi z Wojewódzkiego Zarządu Melioracji i Urządzeń Wodnych w Warszawie – Inspektorat Gostynin, za okazaną pomoc przy kompletowaniu materiałów dokumentacyjnych wykorzystanych w opracowaniu oraz Pani mgr Ewie Birek z Kujawsko-Pomorskiego Biura Planowania Przestrzennego i Regionalnego we Włocławku za pomoc w opracowaniu kartometrycznym.

Literatura

- Bajkiewicz-Grabowska E., 1975, *Zmiany odpływu z malej zlewni w wyniku prac melioracyjnych*, *Gospodarka Wodna*, 35 (1), s. 9-13.
- 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.

- Brykała, D., 2005, *Rekonstrukcja retencji zbiornikowej zlewni Skrwy Lewej w ciągu ostatnich 200 lat*, Przegląd Geograficzny, 77, 1, s. 73-93.
- Byczkowski A., Mandes B., 1992, *Wpływ regulacji rzeki na reżim przepływów na przykładzie rzeki Brzozówki*, Wiadomości IMGW, 36 (4), IMGW, s. 73-88.
- Chorzewska B., Lichočka E., Sulkowski M., 1998, *Stan czystości Skrwy Lewej i jej zlewni w województwie płockim*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, WIOS, Płock, ss. 93.
- Ciepielowski A., Gutry-Korycka M., 1993, *Wpływ melioracji wodnych*, [w:] *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, UJ, Kraków, s. 313-328.
- Ivan A., 1989, *Vodní náchony. Opomijené antropogenni tvary reliéfu*, Sbornik Ceskoslovenske Geograficke Spolecnosti, 94 (2), Praha, s. 89-102.
- Maruszczak H., 1988, *Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk-Łódź, s. 109-135.
- Melioracje rolne w powiecie Gostynińskim*, 1929, Tygodnik Gostyniński, 34, s. 3.
- Mioduszewski W., 1997, *Mała retencja i polityka melioracyjna*, [w:] *Użytkowanie a ochrona zasobów wód powierzchniowych w Polsce*, Zeszyty Naukowe Komitetu „Człowiek i Środowisko”, 17, Warszawa, s. 49-62.
- Rotnicka J., 1988, *Wpływ regulacji koryta rzecznoego i melioracji zlewni na odpływ Górnej Prozny*, [w:] *Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski*, Dokumentacja Geograficzna, 4, s. 23-38.
- Situations Plan von denen zu meliorirenden Wiesen bei dem Verwerck Lucin aufgenommen durch den königlichen Bauinspektor Bischoff*, 1796, Archiwum Główne Akt Dawnych, Zbiór Kartograficzny 315-61, Warszawa.

Wykorzystane w opracowaniu materiały archiwalne

- Archiwum Państwowe w Płocku, Zespół nr 50\416\0, Powiatowa Rada Narodowa i Prezydium Powiatowej Rady Narodowej w Gostyninie, Sygnatury: 2700, 2701, 2702, 2714, 2719, 2721, 2724 oraz spis materiałów wybrakowanych w inwentarzu do tego zespołu.
- Archiwum Państwowe w Płocku, Zespół nr 50\481\0, Urząd Powiatowy w Gostyninie, Sygnatury: 9, 128.
- Dokumentacja kolaudacyjna z przeprowadzonych prac melioracyjnych i regulacyjnych z terenu zlewni Skrwy, Archiwum WZMiUW w Warszawie, Inspektorat w Gostyninie oraz WZMiUW w Łodzi, Inspektorat w Kutnie.

Wybrane problemy hydrograficzne i geomorfologiczne wywołane powstaniem i funkcjonowaniem Zbiornika Soczewka*

Dariusz Brykała, Piotr Lamparski, Jarosław Kordowski
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

1. Wprowadzenie

Działalność człowieka w ciągu ostatnich stuleci doprowadziła do znacznego przekształcenia naturalnego środowiska. Jest ono szczególnie widoczne w małych zlewniach rzecznych, gdzie wpływ antropopresji na warunki fluwialne jest najbardziej wyrazisty.

Badania, przeprowadzone na ujściowym – 4 kilometrowym odcinku rzeki Skrwy, lewobrzeżnego dopływu Wisły, miały na celu określenie stopnia przekształcenia systemu hydrograficznego w wyniku powstania i funkcjonowania sztucznego zbiornika wodnego. Podjęto próbę możliwie dokładnego odtworzenia chronologii zmian hydrograficznych w oparciu o dostępną literaturę, zdjęcia lotnicze, materiały archiwalne i kartograficzne. Uzyskane wyniki zostały skonfrontowane z zapisem zmian w środowisku sedymentacyjnym Zbiornika Soczewka w oparciu o jego osady denne.

Cechą charakterystyczną analizowanego zbiornika jest jego położenie w odległości zaledwie kilkuset metrów od ujścia Skrwy do Wisły. Zlewnia Zbiornika pokrywa się niemal w 100 % z całkowitą powierzchnią zlewni Skrwy (418,4 km²). Istnieją jednakże poważne trudności w określeniu wielkości przepływu Skrwy – w jej ujściowym odcinku. K. Dębski (1960) oszacował tę wartość na 1,35 m³s⁻¹, z kolei B Trębała (1995) ocenił średni przepływ na 1,6 m³s⁻¹. Jedyne w zlewni posterunek wodowskazowy IMGW jest zlokalizowany w miejscowości Klusek i zamyka 86 % powierzchni całej zlewni. Średni z wielolecia (1961-2000) przepływ na tym posterunku nieznacznie przekracza 1 m³s⁻¹ (Brykała 2001).

2. Metody badawcze

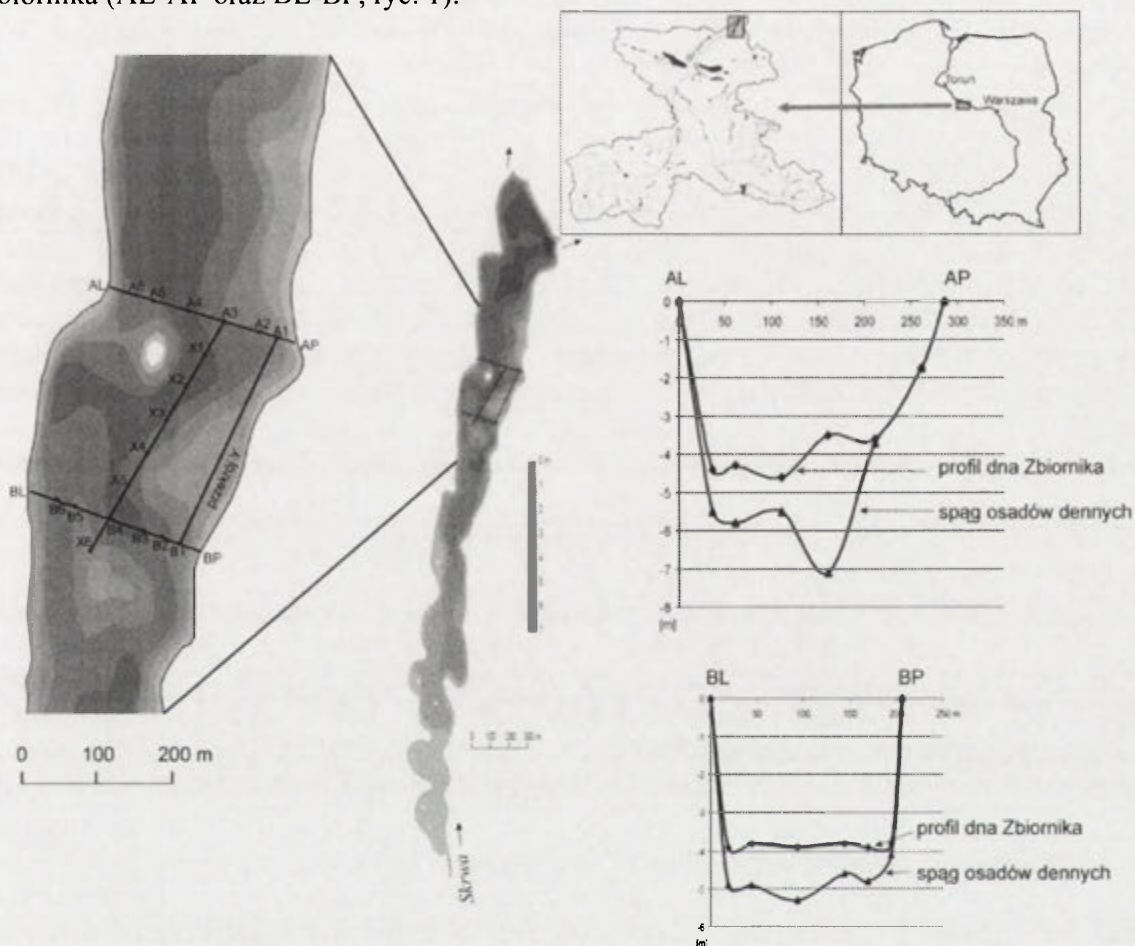
W pierwszym etapie badań zebrano materiały kartograficzne, archiwalne i zdjęcia lotnicze. Przeanalizowano je pod kątem zmian sieci hydrograficznej i dokonano pomiarów kartometrycznych, z wykorzystaniem programu *MapInfo*.

W 2006 roku wykonano sondowanie georadarowe Zbiornika Soczewka oraz pobrano rdzenie osadów dennych. Do sondowania wykorzystany został zestaw radarowy *SIR SYSTEM-2000* z anteną o częstotliwości środkowej 400 MHz. Zasięg badania ustalono na 300 ns, co odpowiada 5. metrowej warstwie wody. Ogółem wykonano 1117 metrów bieżących przekrojów georadarowych – dwa przekroje w poprzek i dwa wzdłuż osi zbiornika (ryc. 1).

Wszystkie przekroje zostały automatycznie wzmocnione w trakcie wykonywania badań. Następnie zostały one poddane obróbce komputerowej przy pomocy programu interpretacyjnego *RADAN NT*. Zastosowano między innymi filtry górno- i dolnoprzepustowe w celu usunięcia szumów tła oraz dodatkowe wzmocnienie obrazów. W efekcie otrzymano 27 odcinków przekrojów, które zostały połączone i ostatecznie zinterpretowane pod kątem rejestracji obrazów dna zbiornika i spągu osadów dennych. Dla wody przyjęto stałą dielektryczną równą 81, dla lodu 4, a dla osadów dennych 25 (Lamparski 2004).

* Opracowanie zostało częściowo wykonane w ramach grantu KBN Nr 3 P04E 019 24 pt. „Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie warunków i struktury odpływu rzeczynego w zlewni Skrwy” realizowanego w latach 2003-2006.

Przy użyciu sondy tłokowej konstrukcji Livingstona w modyfikacji K. Więckowskiego, zostały pobrane rdzenie osadów dennych o nienaruszonej strukturze. W sumie pobranych zostało 12,7 m bieżących osadów z 11 punktów zlokalizowanych w dwóch przekrojach poprzecznych Zbiornika (AL-AP oraz BL-BP, ryc. 1).



Ryc. 1. Lokalizacja przekrojów georadarowych i punktów poboru rdzeni osadów dennych w Zbiorniku Soczewka (plan batymetryczny Zbiornika wykonany w 1984 r. przez Instytut Rybactwa Śródlądowego w Olsztynie)

3. Zmiany hydrograficzne w ujściowym odcinku Skrwy

Pierwszą udokumentowaną budowlą hydrotechniczną w zlewni, było pochodzące z 1346 r., piętrzenie młyńskie Moździerz, zlokalizowane w ujściowym odcinku Skrwy (*Kodeks dyplomatyczny ... 1930*). Dość szybko powstały kolejne trzy młyny: Soczewka, Sapa i Socha. Ich urządzenia piętrzyły wodę na wysokość ok. 3 m, tworząc niedużej wielkości stawy. Łączna powierzchnia tych zbiorników wynosiła prawie 13 ha (*Rejestr pomiarowy ... 1850*). Funkcjonowały one w zasadzie nieprzerwanie przez niemal 500 lat (Brykała 2003, 2005).

W 1842 r. Jan Epstein – warszawski bankier, zakupił owe 4 młyny wodne i stworzył na ich bazie duży zakład papierniczy (Stogowska 1986). Były to czasy początku rewolucji przemysłowej. Wykorzystanie turbiny wodnej konstrukcji Jamesa B. Francisa pozwalało na osiągnięcie dużego potencjału produkcyjnego. Jednak małe stawy młyńskie, jakie w połowie XIX wieku istniały na Skrwie, nie zapewniały odpowiedniej ilości wody do pełnego wykorzystania turbin. Konieczne okazało się stworzenie dużego sztucznego zbiornika wodnego. Na ten cel uzyskane zostały w latach 1848 i 1852 kredyty w wysokości ponad 550 tys. rubli. Dzięki temu skoncentrowano w jednym miejscu spadek rzeki, na bazie wcześniej istniejących 4 piętrzeń młyńskich. Tak powstał Zbiornik Soczewka o pojemności ponad 1,2 mln m³ wody. Woda była z

niego odprowadzana dwoma kanałami: jałowym (wschodnim) i roboczym (zachodnim). Tuż przed ujściem do Wisły oba kanały się łączyły.

Powstanie Zbiornika Włocławskiego w 1970 r. doprowadziło do zalania ujściowego odcinka Skrwy na długości 1,95 km (w przypadku Kanału Zachodniego) i 1,72 km (w przypadku Kanału Wschodniego). Obecnie ze Zbiornika Soczewka – Skrwa uchodzi bezpośrednio do Wisły dwoma odnogami długości 540 m (Kanał Zachodni) i 1460 m (Kanał Wschodni).

Na podstawie materiałów archiwalnych określono okresy, w których woda ze Zbiornika była przynajmniej częściowo spuszczana w celu konserwacji śluz i grobli. Były to lata: 1886, 1888 i 1900. Po zamknięciu fabryki papieru w 1932 r. nie było już właściciela, który dbałby o urządzenia hydrotechniczne Zbiornika. Ulegały one postępującej dewastacji. W 1975 r. podczas wezbrania zimowego uszkodzony został jaz Zbiornika Soczewka. W 1978 roku został on odbudowany w odległości ok. 30 m od wcześniejszej lokalizacji. Nie zapobiegło to jednak katastrofie budowlanej, jaka miała miejsce w marcu 1979 roku. Wtedy – podczas gwałtownego wezbrania roztopowego, jaz został ponownie zniszczony. Skutkiem tego było częściowe spłynięcie Zbiornika, co doprowadziło do zniszczenia trzech mostów. Poziom wody w Zbiorniku obniżył się o ok. 2,5 do 3,0 m. Szacunkowo spłynęło wówczas ze zbiornika ok. 300 000 tys. m³ wody, a jego powierzchnia zmniejszyła się o 40 %. Jaz w Soczewce został ponownie odbudowany w 1982 r.

4. Osady dennie Zbiornika Soczewka

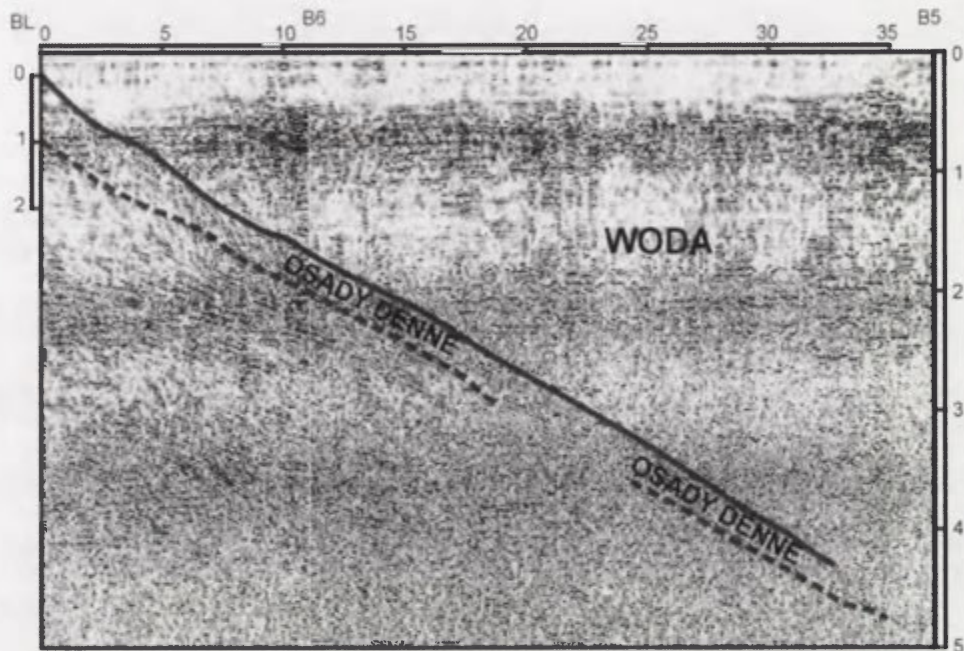
Osady dennie Zbiornika Soczewka były już przedmiotem badań M. Banacha (1993) w 1987 r. Pobrał on rdzenie osadów dennych Zbiornika w celu określenia w nich stężenia wielopierścieniowych węglowodorów aromatycznych, a następnie porównania wyników do analogicznych danych dotyczących osadów dennych Zbiornika Włocławskiego. W pracy nie przedstawiono wartości miąższości osadów ani lokalizacji poboru prób, jednak na podstawie informacji o głębokości zalegania warstwy poddanej analizie, można stwierdzić, że miąższości osadów wynosiły od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 1,5 m.

Przeprowadzone w lutym 2006 r. pomiary georadarowe ukazują jedynie fragmentaryczny obraz dna zbiornika i to do głębokości nie większej niż 3-3,5 metra. Przekroje przeprowadzone w pobliżu brzegów oraz nad wyniesieniami dna zbiornika dodatkowo ukazują obraz spągu osadów dennych. Niestety rejestrują się wyłącznie warstwy o miąższości nieznacznie przekraczającej metr. Miejscami można zaobserwować ciągłość linii spągu osadów dennych do głębokości 4,5 metra pod powierzchnią wody (ryc. 2), jednak zasadniczo poniżej 3-3,5 metra przekroje georadarowe są już nieczytelne.

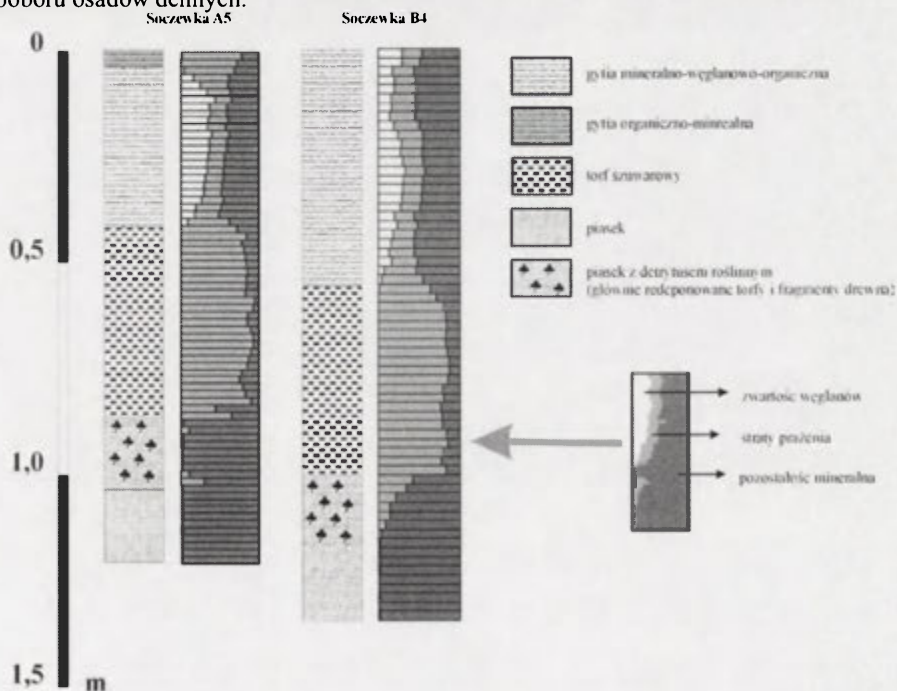
Przekrój georadarowy na rycinie 2 pokazuje miąższość osadów dennych wzdłuż zachodniego odcinka przekroju B (pomiędzy punktami BL i B5). Obraz dna zbiornika, zarejestrowany przez georadar jest stosunkowo czytelny do głębokości około 4 m. Poniżej linii dna zaznacza się strefa anomalii geofizycznej, interpretowana jako spąg osadów dennych. Przy takiej interpretacji warstwa osadów dennych ma około 1 metra miąższości. Poniżej spągu osadów dennych występują zaburzenia, które należy wiązać głównie z występowaniem zakłóceń tzw. wtórnego obrazu dna.

Z analiz makroskopowych i laboratoryjnych pobranych rdzeni osadów dennych wynika, że pobrane osady dotyczą zarówno sedymentacji zbiornikowej, jak też biogenicznej i aluwialnej sprzed powstania Zbiornika. Stwierdzono dość duże zróżnicowanie miąższości tych osadów wahające się od 10-30 cm w strefie litoralu (punkty A1, A2, B1) do 3,6 m w osi zbiornika (punkt A3). W większości punktów poboru prób miąższość osadów wynosiła ok. 1 m. Na podstawie analizy profilów wyróżnić można 4 facje osadów (ryc. 3). Pierwsza, którą stanowią drobne i średnie piaski z domieszkami żwirów, związana jest prawdopodobnie z późnoglacialną sedymentacją fluwioglacialną. Następną – wyżej zalegającą fację stanowią piaski drobne i średnie z redeponowanymi szczątkami torfów i fragmentami drzewnymi. Jej miąższość można ocenić na

maksymalnie ok. 70 cm. Na serii aluwialnej, w niektórych miejscach, zalega ok. 0,5 metrowa warstwa torfu szuwarowego. Wskazuje to na spadek intensywności procesów fluwialnych. Wiązać to należałoby z powstaniem w połowie XIV wieku 4 piętrzeń młyńskich, na bazie których powstały małe zbiorniki wodne. Funkcjonowały one w dolinie Skrwy w zasadzie nieprzerwanie do połowy XIX wieku (ok. 500 lat). Wtedy utworzony został Zbiornik Soczewka, którego powstanie przyczyniło się do sedimentacji gytii mineralno-węglanowo-organicznych, o miąższości 0,3-0,5 m.



Ryc. 2. Przekrój georadarowy Zbiornika Soczewka poprowadzony od lewego (zachodniego) brzegu w kierunku osi Zbiornika. Po lewej skala pionowa miąższości osadów, po prawej skala głębokości. Wszystkie wartości liczbowe w metrach. Linia ciągłą zaznaczono dno zbiornika, linią przerywaną spąg osadów dennych. BL – lewy brzeg, B6, B5 – punkty poboru osadów dennych.



Ryc. 3. Zróżnicowanie cech składu mineralnego i litologii w wybranych profilach osadów dennych ze Zbiornika Soczewka

5. Zakończenie

Zbiornik Soczewka jest interesującym obiektem, przy tym niemal w ogóle nie znanym w kręgu hydrologów i geomorfologów. Ze względu na swoje położenie, spełnia on bardzo ważną rolę w transformacji odpływu rzecznego z całej zlewni Skrwy. Duże znaczenie ma również jego wielkość – ilość zgromadzonej w nim wody równa się 4,3 % zasobów dyspozycyjnych zlewni (Brykała 2005). Z kolei bardzo długi, jak na tego typu akweny, okres jego funkcjonowania (ponad 150 lat) zachęca do szczegółowego przeanalizowania jego wpływu na warunki hydrologiczne i fluwialne. Będzie to przedmiotem kolejnych opracowań.

Literatura

- Banach M., 1993, *Sedymentacja w Zbiorniku Włocławek a wyrównywanie linii brzegowej*, Czasopismo Geograficzne, 64 (3-4), s. 285-306.
- Brykała D., 2001, *Wstępne wyniki badań nad odpływem rzeczny z zlewni Skrwy Lewobrzeżnej*, Zapiski Kujawsko-Dobrzyńskie, 16, Włocławskie Towarzystwo Naukowe, Włocławek, s. 35-43.
- 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.
- Brykała D., 2005, *Rekonstrukcja retencji zbiornikowej zlewni Skrwy Lewej w ciągu ostatnich 200 lat*, Przegląd Geograficzny, 77, 1, s. 73-93.
- Dębski K., 1960, *Bilans wodny rzeki Skrwy w powiecie gostyńskim*, Gospodarka Wodna, 20 (12), s. 522-525.
- Kodeks dyplomatyczny norbertanek w Płocku*, 1930, W. Mąkowski (opr.), Rękopis, Archiwum Diecezjalne w Płocku, ss. 292.
- Lamparski P., 2004, *Formy i osady czwartorzędowe w świetle badań georadarowych*, Prace Geograficzne, 194, IGiPZ PAN, ss. 115.
- Rejestr pomiarowy Rządowych Młynów*, 1850, Księga Wieczysta: „Osada Fabryczna Soczewka”, Archiwum Państwowe w Płocku, Pozycja 66.
- Stogowska A., 1986, *Papiernia „Soczewka”*, Rocznik Muzeum Mazowieckiego w Płocku, 12, PWN, Warszawa, s. 5-106.
- Trębala B., 1995, *Małe elektrownie wodne województwa płockiego*, Notatki Płockie, 164 (3), Towarzystwo Naukowe Płockie, Płock, s. 35-41.
- Zbiornik Soczewka, 1986, *Plan batymetryczny wykonany na podstawie pomiarów przeprowadzonych w 1984 r.* Skala 1:5 000, Instytut Rybactwa Śródlądowego, Olsztyn.

Zastosowanie numerycznego modelu terenu w badaniach środowiska geograficznego

Jan Burdziej, Mieczysław Kunz

Zakład Teledetekcji i Kartografii, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp

Kształt Ziemi od wieków był dla człowieka wielką tajemnicą, a jego określenie i opis – wielkim wyzwaniem. Już w starożytności dowodzone kulistego kształtu Ziemi, a badacze na przestrzeni kolejnych stuleci pogląd ten nie tylko potwierdzali, ale również dokonywali coraz to wiarygodniejszych i dokładniejszych pomiarów wielkości i kształtu naszej planety.

Równoległe z badaniami w skali globalnej, człowiek już od początku swego istnienia żywo interesował się również „drobniejszymi” formami ukształtowania powierzchni Ziemi. Rzeźba terenu miała bardzo istotny, a może nawet decydujący wpływ na rozwój cywilizacji, zwłaszcza na wędrówki ludów i w konsekwencji na dzisiejsze rozmieszczenie ludności na kuli ziemskiej.

Zainteresowanie człowieka ukształtowaniem powierzchni Ziemi możemy prześledzić na podstawie dawnych map. Nawet najstarsze zachowane źródła kartograficzne ukazują rozmieszczenie najbardziej charakterystycznych form rzeźby. Z praktycznego punktu widzenia najistotniejsze znaczenie miały góry, które przez wiele wieków historii kartografii dominowały wśród form przedstawianych na mapach. Najpierw jako schematyczne rysunki perspektywiczne, „stogi”, „kopce siana” czy wreszcie kreskowane „gaśienice”. Wraz z rozwojem kartograficznych metod przedstawiania rzeźby terenu na mapach zwiększał się wachlarz form, możliwych do zaprezentowania. I tak pod koniec XVIII wieku rozwinęła się metoda kreskowa, oddająca spadki terenu za pomocą kresek o zmiennej grubości, a niewiele później opracowana została metoda poziomicowa, która z niewielkimi udoskonaleniami i modyfikacjami przetrwała do chwili obecnej.

Postęp technologiczny, jaki dokonał się w drugiej połowie XX wieku umożliwił wypracowanie zupełnie nowych metod pozyskiwania i prezentacji danych o rzeźbie. W tym aspekcie kluczową rolę odegrały dwie technologie, a mianowicie systemy GIS oraz teledetekcja. Teledetekcja (ang. *remote sensing*) jest metodą zdalnego pozyskiwania informacji o obiektach za pomocą rejestrowania promieniowania elektromagnetycznego odbitego lub emitowanego przez te obiekty. Natomiast systemy informacji geograficznej (ang. *GIS – Geographic Information Systems*) są szczególnym typem systemów informatycznych. Przeznaczone są one do gromadzenia, analizowania i wizualizacji informacji o zjawiskach oraz obiektach zlokalizowanych w przestrzeni.

Zastosowanie teledetekcji, jako źródła danych o ukształtowaniu terenu i systemów GIS umożliwiających ich przetwarzanie, zaowocowało nowym sposobem przedstawiania rzeźby terenu. Obecnie jednym z podstawowych i najbardziej rozpowszechnionych źródeł danych o ukształtowaniu terenu są numeryczne modele terenu (ang. *DTM – Digital Terrain Models*). Są to cyfrowe zbiory danych, najczęściej punktów o określonych współrzędnych (x, y, z), które przy zastosowaniu odpowiednich algorytmów interpolacyjnych umożliwiają odtworzenie kształtu powierzchni na danym obszarze (Gaździcki 2001).

Wykorzystuje się je w wielu dziedzinach życia i działalności człowieka. Służą one m.in. do prognozowania zasięgu fali powodziowej, określania obszarów o niekorzystnych warunkach gospodarowania czy do planowania nowych inwestycji. Wykorzystywane są do obliczania urobku w kopalniach odkrywkowych, objętości hałd, wielkości osiadania gruntu, a także do przeprowadzania analiz widoczności czy oceny podatności terenu na erozję. NMT wykorzystują

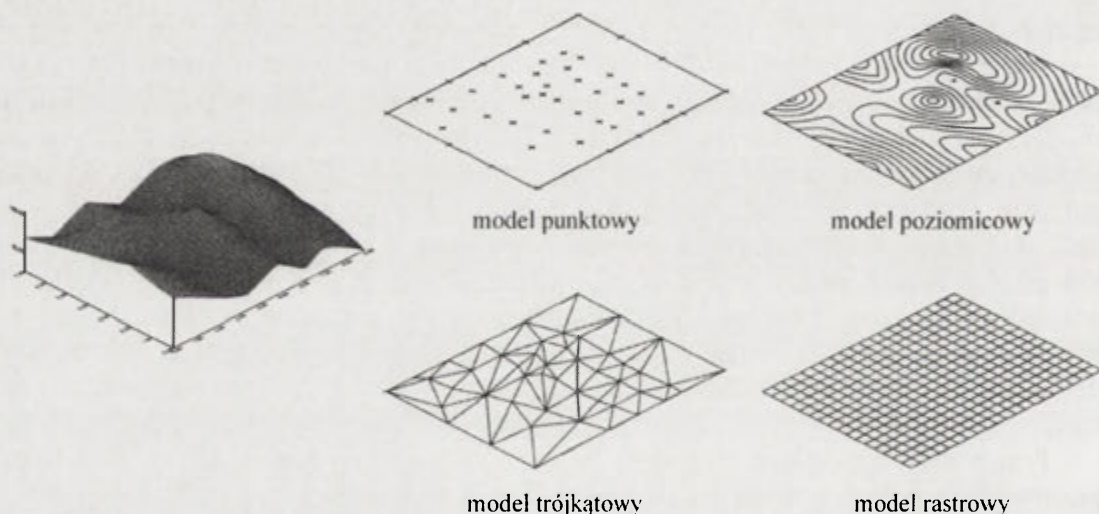
firmy telekomunikacyjne do planowania lokalizacji masztów przekaźnikowych, a wojsko stosuje bardzo dokładne modele terenu w systemach naprowadzania rakiet. Numeryczne modele terenu stanowią wreszcie podstawę wszelkiego rodzaju animacji i wizualizacji przestrzennych, które w ostatnim czasie zyskują ogromną popularność.

Powyższa lista nie wyczerpuje ani aktualnych, ani tym bardziej potencjalnych obszarów wykorzystania NMT. Daje ona jednak obraz tego, jak szerokie jest spektrum zastosowań, w których modele te są użyteczne.

Niniejsza praca ma na celu wykazanie przydatności NMT w szeroko pojętych badaniach środowiska geograficznego na przykładzie fragmentu doliny Wisły. Przedstawiono w niej praktyczne zastosowanie NMT do wyznaczenia stref zagrożenia powodziowego oraz oceny zagrożenia erozją. Obszar badań obejmuje dolinę Wisły na odcinku od Ciechocinka do Torunia.

2. Rodzaje NMT

Systemy informacji geograficznej pozwalają na przedstawienie ukształtowania powierzchni Ziemi na różne sposoby (ryc. 1). Uogólniając możemy przyjąć, że NMT są cyfrowymi zbiorami graficznych danych przestrzennych, a zatem mogą wykorzystywać wektorowy lub rastrowy model danych.



Ryc. 1. Modele danych stosowane do przedstawiania ukształtowania terenu

Model **wektorowy** może być przy tym reprezentowany przez zbiór **punktów**, **linii** (poziomic) lub **poligonów** (np. powierzchni płaskich), lub też za pomocą tzw. **nieregularnej sieci trójkątów TIN** (ang. *Triangulated Irregular Network*). Do obliczenia modelu TIN wykorzystywane są, zapisane w postaci wektorowej, poziomic, linie strukturalne (np. grzbiety, skarpy, ciek), a także punkty wysokościowe i powierzchnie wydzielone (np. jeziora). Wszystkie te obiekty mają przypisaną im wartość wysokości (z), a ich węzły tworzą punkty wykorzystywane do triangulacji. Dzięki temu możliwe jest uwzględnienie w modelu nagłych zmian w ukształtowaniu terenu, oraz innych charakterystycznych elementów rzeźby.

Model **rastrowy** jest najczęściej wykorzystywanym sposobem zapisu danych wysokościowych (Magnuszewski 1999). Możemy wyobrazić sobie, że powstaje on przez nałożenie na dany fragment terenu siatki kwadratów (inaczej nazywanej macierzą lub gridem), a następnie przypisanie poszczególnym kwadratom (oczkom tej regularnej siatki) średniej wysokości, występującej w ich obrębie. Jak sama nazwa wskazuje, model ten wykorzystuje rastrowy model danych graficznych, ten sam, jaki stosowany jest na przykład do zapisu fotografii cyfrowych. W tym przypadku poszczególne elementy obrazu – piksele – rejestrują jednak nie barwę obiektów, a wysokość terenu.

3. Metody pozyskiwania danych do NMT

Istnieje szereg metod umożliwiających utworzenie numerycznego modelu terenu. Różnią się one przede wszystkim źródłem danych o rzeźbie, a także narzędziami służącymi do ich pozyskania oraz algorytmami wykorzystywanymi podczas ich przetwarzania.

Uogólniając możemy przyjąć, że do głównych metod pozyskiwania danych do NMT należą:

- metoda pomiarów terenowych (np. tachimetrem, przy pomocy systemu GPS);
- metoda skaningu laserowego;
- metoda fotogrametryczna (zarówno manualny pomiar na modelach stereoskopowych jak i automatyczna korelacja obrazów);
- metoda poziomicowa (polegająca na wektoryzacji poziomic);
- metoda radarowej interferometrii.

4. Zastosowanie NMT do wyznaczania stref zagrożenia powodziowego

Spośród wielu zastosowań systemów GIS u, podstawy których leżą analizy numerycznych modeli terenu, ważne miejsce zajmuje zarządzanie kryzysowe. Odnosi się ono do koordynacji działań i systemu podejmowania decyzji przez organy administracji w przypadku zaistnienia sytuacji kryzysowej. Jednym z rodzajów takich sytuacji jest powódź. Ostatnie powodzie występujące w Polsce, a zwłaszcza powódź z roku 1997, nazywana powodzią tysiąclecia, przyczyniły się do podjęcia zdecydowanych działań zarówno na szczeblu międzynarodowym, krajowym, jak i lokalnym, mających na celu opracowanie skutecznych sposobów walki z tym żywiołem. Silnym impulsem do przyspieszenia badań nad możliwościami wykorzystania systemów GIS i danych teledetekcyjnych (w tym zwłaszcza NMT) do oceny zagrożenia powodziowego w skali całego świata była również powódź wywołana falą tsunami z roku 2004. Dotknęła ona wiele krajów leżących u wybrzeży Oceanu Indyjskiego i spowodowała śmierć ponad 160 tysięcy osób.

Z punktu widzenia oceny zagrożenia powodziowego istotne są dwie grupy elementów (Madej 2000):

- parametry fizyczne samego zalewu (m.in. zasięg przestrzenny, głębokość wody i prędkość jej płynięcia, czas trwania powodzi),
- charakter obszarów zalewowych (pokrycie i użytkowanie terenu, które modyfikują parametry fizyczne zalewu jak również wielkość ewentualnych szkód i strat).

Im dokładniejszy i pełniejszy jest zakres danych wykorzystanych do wyznaczenia stref zagrożenia powodziowego tym lepsze i bardziej wiarygodne wyniki można uzyskać. Zastosowanie dokładnych danych (zwłaszcza NMT i danych hydrologicznych), a także skomplikowanych modeli i programów komputerowych pozwala ponadto symulować określone zdarzenia, np. przerwanie wału przeciwpowodziowego, zmniejszenie fali powodziowej na skutek spuszczenia części wody przez kanały ulgi bądź do zbiorników retencyjnych (polderów), czy wpływ przeszkód terenowych takich jak mosty i zabudowania na rozchodzenie się fali.

W niniejszej pracy do określenia stref zagrożenia powodziowego zastosowano metodę polegającą na wyznaczeniu obszarów, które mogą zostać zalane przy założonym stanie wody (danej wysokości zwierciadła wody) z uwzględnieniem spadku rzeki. Najpierw obliczono nachylenie zwierciadła wody, które zostało wykorzystane do skorygowania głębokości i zasięgu zalewu dla przyjętych scenariuszy powodziowych. Dodatkowo stworzono warstwę tematyczną zawierającą pokrycie terenu. Na podstawie tak przygotowanych danych wyznaczono strefy zagrożenia powodziowego.

Rycina 2 przedstawia strefy zagrożenia powodziowego wyznaczone na podstawie głębokości zalewu i rodzaju pokrycia terenu. W obliczeniach uwzględniono stan wody = 1004 cm

(tj. rzędna na wodowskazie w Toruniu = 42 m n.p.m.), który odpowiada w przybliżeniu prawdopodobieństwu wystąpienia $P = 1\%$ (raz na sto lat). Warto podkreślić, że wezbrania tej wielkości występowały na badanym obszarze przynajmniej kilkakrotnie (ostatnio w roku 1871, gdy rzędna zwierciadła wody osiągnęła 41,78 m n.p.m.).

Informacje, jakie niesie ze sobą określenie zagrożenia powodziowego mogą i powinny być wykorzystywane przez osoby zajmujące się sporządzaniem planów zagospodarowania przestrzennego, a także lokalne władze i różnego rodzaju służby. Należy stwierdzić, że numeryczne modele terenu stanowią istotny element wszelkiego rodzaju badań związanych z zagadnieniami powodziowymi. Umożliwiają nie tylko wszechstronną analizę różnych czynników, wpływających na zagrożenie powodziowe, ale również pozwalają na modelowanie określonych zdarzeń (np. wezbrań). Te i inne zalety sprawiają, że NMT są coraz powszechniej wykorzystywane zarówno w badaniach naukowych, jak również przez firmy komercyjne świadczące usługi na rzecz m.in. korporacji ubezpieczeniowych i lokalnych władz.

5. Zastosowanie NMT do oceny zagrożenia erozją

Pod pojęciem **erozji** powierzchni ziemi rozumie się zespół procesów degradacyjnych powodujących przeobrażenia środowiska, zwłaszcza takich jego elementów jak rzeźba terenu, pokrywa glebowa oraz stosunki wodne (Józefaciukowie 1995). Do głównych czynników sprawczych zalicza się wiatr (erozja wietrzna), wodę (erozja wodna), grawitację (ruchy masowe), śnieg (erozja śniegowa) oraz rolniczą działalność człowieka (erozja uprawowa). Praktycznie we wszystkich wymienionych rodzajach erozji jednym z głównych czynników determinujących intensywność degradacji jest ukształtowanie terenu. W zależności jednak od rodzaju erozji o nasileniu procesów erozyjnych decydują różne parametry topograficzne, takie jak spadek, ekspozycja, czy długość i kształt stoku. W niniejszej pracy przedstawiono wykorzystanie NMT do oceny intensywności potencjalnej erozji wodnej.

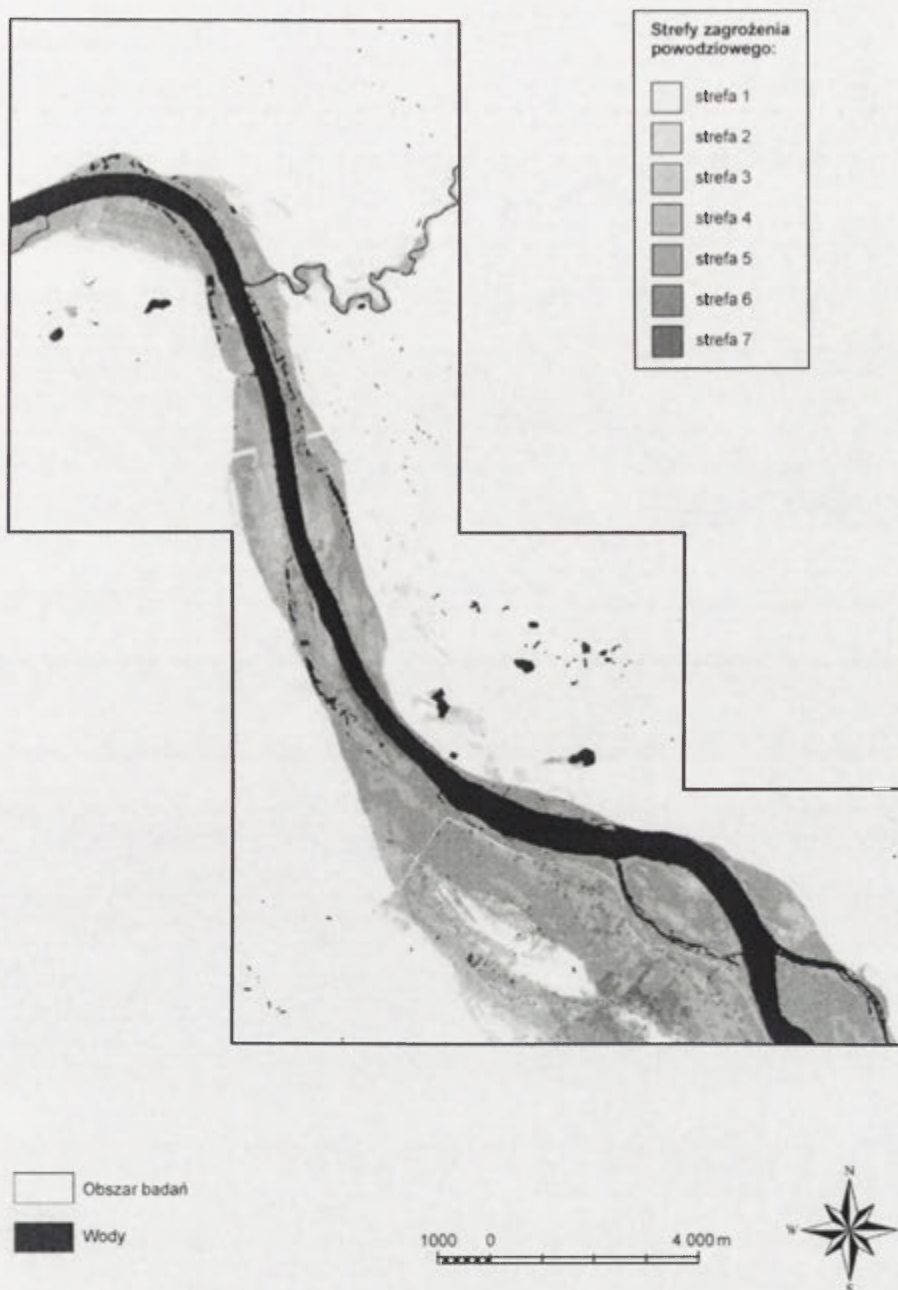
W celu opracowania mapy potencjalnej erozji wodnej niezbędne jest uwzględnienie podstawowych kryteriów, do których zalicza się rzeźbę terenu, gleby i klimat (jeśli na badanym obszarze wykazuje on istotną zmienność). Metoda kartowania erozji potencjalnej, zaadaptowana na potrzeby niniejszej pracy została opracowana w IUNG (Józefaciukowie 1996). Zakłada ona przygotowanie (w skali 1:100000 lub większej): mapy spadków terenu, mapy podatności gleb na spłukiwanie powierzchniowe oraz danych liczbowych o powierzchni poszczególnych wydziałów.

Do wyznaczenia stopni nasilenia potencjalnej erozji wodnej na obszarze badanego fragmentu doliny Wisły wykorzystano mapy glebowo-rolnicze w skali 1:100000 obejmujące dawne województwo toruńskie (arkusz 3) oraz włocławskie (arkusz 1) oraz numeryczny model terenu.

Mapy glebowo-rolnicze zostały zeskanowane i zgeometryzowane w programie *ArcGIS* na podstawie istniejącej na nich treści topograficznej. Następnie poddano wektoryzacji poszczególne wydziałenia, a utworzonym poligonom przypisano dane atrybutowe (kompleks przydatności rolniczej, typ, rodzaj i gatunek gleby oraz głębokość zalegania i skład mechaniczny podłoża). Na tej podstawie poszczególnym poligonom przypisano klasę podatności gleb na spłukiwanie. Uzyskany w ten sposób zbiór danych wektorowych został przetransformowany do formatu rastrowego.

W analizie wykorzystano również numeryczny model terenu wykonany metodą fotogrametryczną. Został on przetransformowany do formatu rastrowego (GRID) o rozdzielczości 1 m. Na podstawie tak przygotowanego NMT obliczono spadki terenu, które następnie podzielono na 5 klas, odpowiadających kolejno erozji słabej (1), umiarkowanej (2), średniej (3), silnej (4), oraz bardzo silnej (5).

Następnie przeprowadzono porównanie wszystkich komórek obu zbiorów rastrowych za



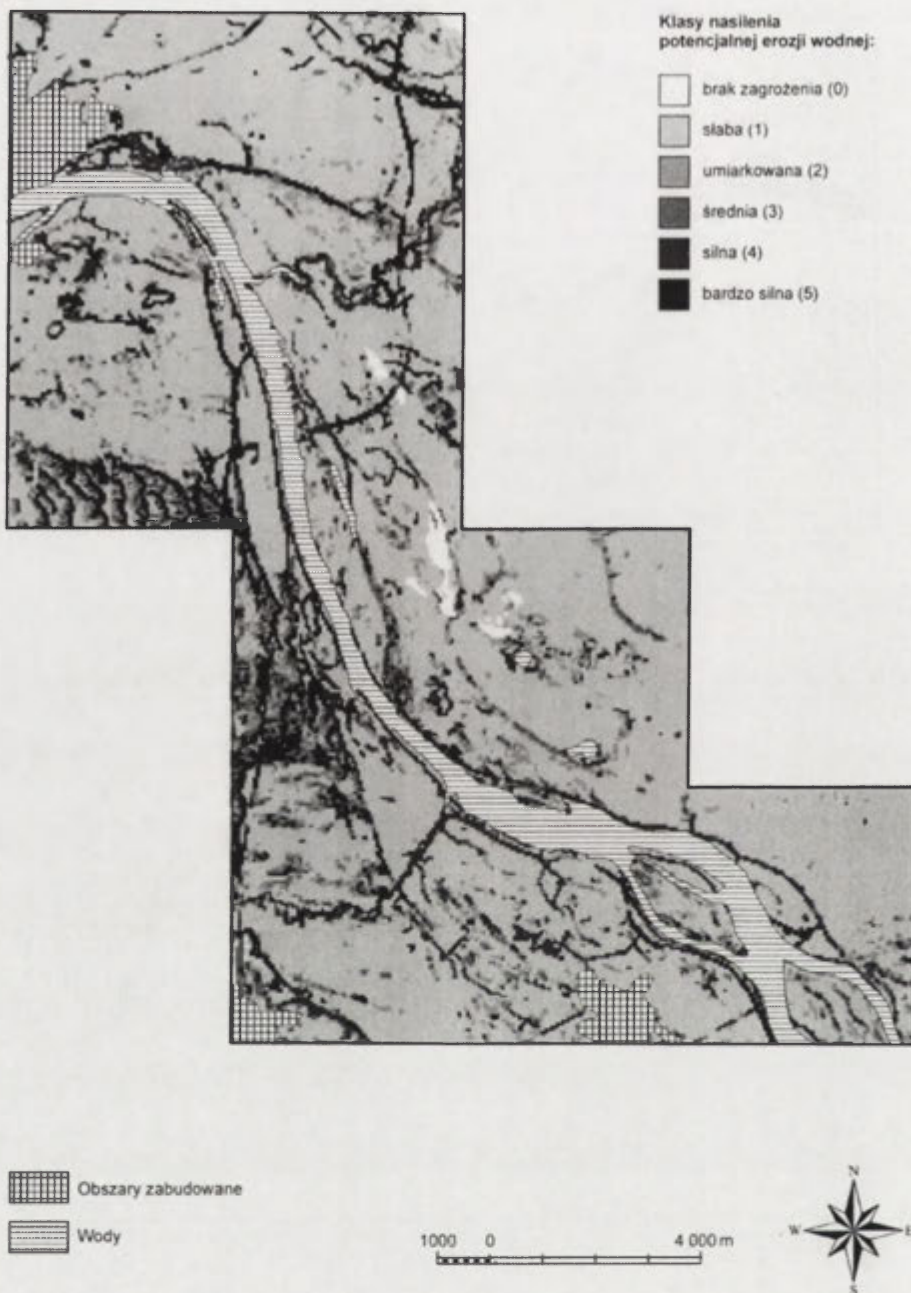
Ryc. 2. Strefy zagrożenia powodziowego wyznaczone na podstawie głębokości zalewu oraz pokrycia terenu

pomocą odpowiedniego algorytmu klasyfikującego. W efekcie uzyskano wynikową mapę przedstawiającą klasy nasilenia erozji potencjalnej wodnej (ryc. 3). Obliczono również powierzchnię zajmowaną przez poszczególne klasy.

6. Podsumowanie

Podsumowując należy stwierdzić, że numeryczne modele terenu są cennym źródłem danych o ukształtowaniu terenu. W dobie coraz powszechniejszego wykorzystania technologii komputerowych, a zwłaszcza systemów GIS, stanowią one dostępny i wygodny w użyciu zbiór danych o jednym z bardziej istotnych elementów środowiska, jakim jest rzeźba terenu.

Wykorzystanie numerycznych modeli terenu staje się coraz powszechniejsze. Modele te znajdują zastosowanie niemal we wszystkich obszarach działalności człowieka, w których ukształtowanie terenu odgrywa istotną rolę. Zastosowanie NMT i GIS nie zastąpi jednak



Ryc. 3. Klasy nasilenia erozji potencjalnej wodnej obliczone na podstawie mapy spadków oraz map glebowych

dotychczasowych metod badań środowiska, może natomiast nadać im nowy charakter, dostosowując je do współczesnych potrzeb zarówno nauki jak i gospodarki.

Literatura

- Gaździcki J., 2001, *Leksykon geomatyczny*, Wyd. Wieś Jutra.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1995, *Erozja agroekosystemów*, Państwowa Inspekcja Ochrony Środowiska, Warszawa.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1996, *Mechanizm i wskazówki metodyczne badania procesów erozji*, Państwowa Inspekcja Ochrony Środowiska, Warszawa.
- Madej P., 2000, *Metody wyznaczania obszarów zalewowych, [w:] Model kompleksowej ochrony przed powodzią w obszarze dorzecza górnej Wisły na przykładzie województwa małopolskiego*, IMiGW, Kraków.
- Magnuszewski A., 1999, *GIS w geografii fizycznej*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.

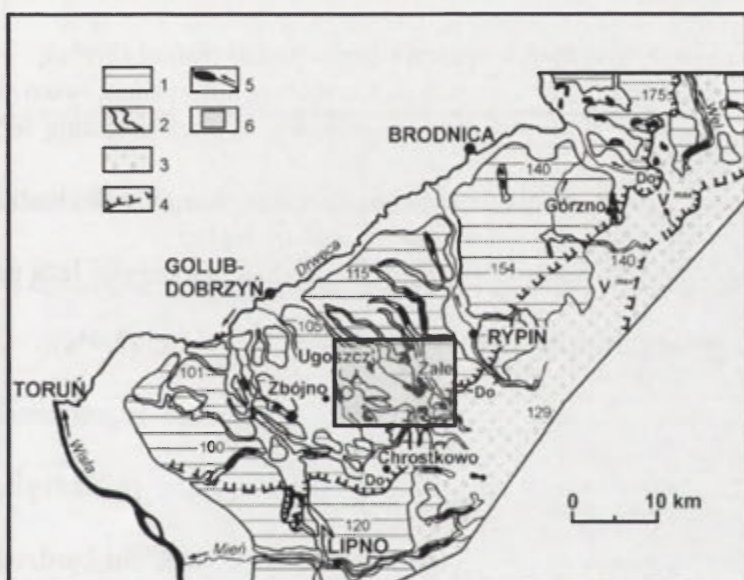
Morfologia i budowa drumlinów Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego

Karol Chutkowski

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp

Ugosko-Żalski basen glacialny, z jego polem drumlinowym, położony jest w środkowej części Wysoczyzny Dobrzyńskiej. Znajduje się on na bezpośrednim zapleczu chrostkowsko-nadrózkich moren czołowych, które powstały podczas subfazy kujawsko-dobrzyńskiej ostatniego zlodowacenia (ryc. 1).



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań. Położenie na tle mapy geomorfologicznej Wysoczyzny Dobrzyńskiej (wg. Niewiarowskiego i Wysoty, 1995; zmienione).

1 – wysoczyzna morenowa; 2 – rynnny subglacjalne; 3 – sandry; 4 – linie postojowe lądolodu vistulianskiego; V max – zasięg maksymalny lądolodu vistulianskiego; Do – subfaza kujawsko-dobrzyńska; 5 – jeziora i rzeki; 6 – obszar badań.

Basen ten zajmuje powierzchnię około 25 km², co sprawia, że jest on drugim pod względem wielkości po zbójńskim na obszarze Wysoczyzny Dobrzyńskiej (Chutkowski 2002; Chutkowski i Olszewski, w tym tomie).

2. Orientacja i morfologia drumlinów

Krajobraz Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego cechuje się monotonią i małą ekspresją rytmu rzeźby charakterystycznego dla basenowych pól drumlinowych. Dominują tu podłużne wały i pagórki drumlinowe przedzielone zagłębieniami międzydrumlinowymi będącymi negatywami sąsiednich form pozytywnych.

Rzeźba zdrumlinizowanego dna basenu glacialnego charakteryzuje się występowaniem pięciu mniej lub bardziej wyraźnych subglacjalnych poziomów drumlinizacji, na których znajduje się 381 form drumlinowych (Chutkowski 2002; Chutkowski i Olszewski w druku). Przebieg ich osi morfologicznych jest generalnie zgodny z kierunkiem osi basenu (N 292-112°). Nieznaczne odchylenia średnich azymutów osi drumlinów na poszczególnych poziomach (max 12°), świadczą o dużej homogeniczności kierunków w strumieniu, który je kształtował, na skutek jego jeszcze dość szybkiego ruchu.

Wynikiem działalności strumieni lodowych jest również nierównomierny rozkład materiału morenowego wzdłuż form drumlinowych. Wyrazem tego jest zróżnicowanie ich

kształtu, długości, szerokości i wysokości (Chutkowski 2002). Na podstawie klasyfikacji W. Wysoty (1994) z modyfikacjami T. Słupskiego (2000), w analizowanym obszarze Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego, wyróżniano następujące typy form drumlinowych (ryc. 2):

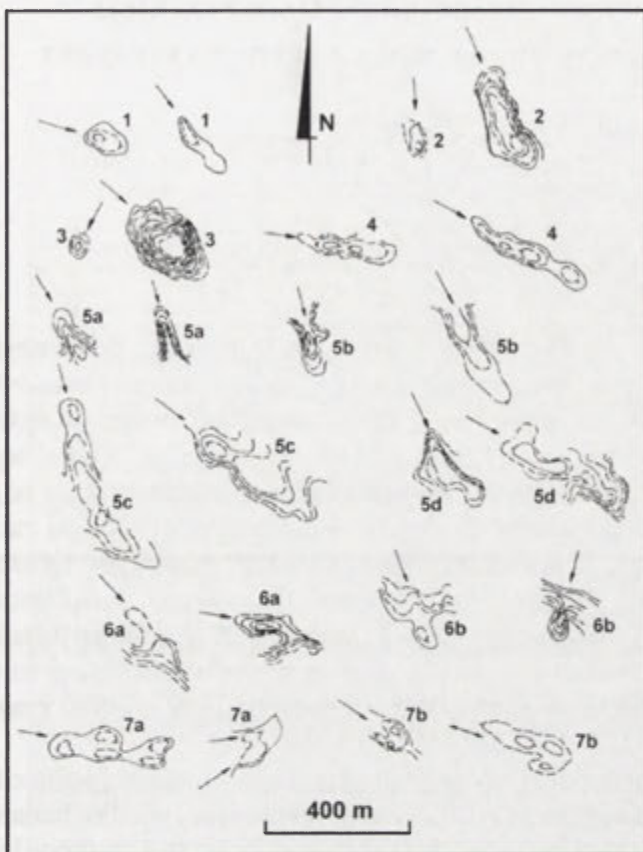
1. *typowe* – o stromym stoku proksymalnym i łagodnym stoku dystalnym (stanowią 22,8% ogólnej liczby drumlinów) z reguły są krótkie;
2. *odwrócone (asymetryczne)* – mają bardziej stromy stok dystalny (22,3%), są przeważnie krótkie;
3. *symetryczne* – są to pagórki o symetrycznym profilu podłużnym (15,2%), na ogół są krótkie i niskie;
4. *o falistym grzbiecie* – są to drumliny dłuższe niż 200 m (14,7%);
5. *na nachylonym lub falistym podłożu* – wykazują się zmienną długością i nie dużą wysokością (13,5%), niektóre dłuższe drumliny są zaliczane do tego typu. Przeważnie występują na łagodnie nachylonych powierzchniach. Wśród nich wyróżniamy następujące podtypy:
 - a) *narastające* – wznoszące się w kierunku ruchu lodu (4,3%);
 - b) *opadające* – opadają w kierunku ruchu lodu, są zwykle krótkie i wykazują się czasami nierówną linią grzbietową (1,6%);
 - c) *narastająco-opadające* – opadają w części dystalnej i wznoszą w proksymalnej (2,9%);
 - d) *fragmentarycznie nachylone* – narastają tylko w części proksymalnej lub opadają tylko w części dystalnej, w pozostałej zaś biegną po powierzchni płaskiej, czy też narastają lub opadają w swym środkowym biegu (4,7%);
6. *kontaktowe* – połączone w proksymalnej lub dystalnej części ze zboczem, formy te dochodzą lub odchodzą prostopadle od wyższego od nich zbocza (5,3%); wyróżnia się tu:
 - a) „*wchodzące*” w zbocze – łączą się ze zboczem swą dystalną częścią, w większości leżą na nachylonym podłożu (2,4%);
 - b) „*wychodzące*” ze zbocza – stykają się ze zboczem w swej proksymalnej części (2,9%);
7. *złożone*:
 - a) *mające krótkie podrzędne grzbiety* – łączące się równolegle lub skośnie z grzbietem głównym (5,2%);
 - b) *drumliny podwójne* – mające dwa równorzędne grzbiety przebiegające równolegle, zbieżnie lub rozbieżnie (1%).

Z zaprezentowanej typologii wynika, że dla analizowanego obszaru najbardziej charakterystyczne są drumliny typowe, symetryczne i asymetryczne stanowiące łącznie 60,3% (ryc. 3). Są to formy krótkie nie przekraczające 200 m długości. Jeszcze większy udział tych typów niż w obrębie całego pola ugosko-żalskiego zaznacza się na poziomach drumlinizacji (1, 2, i 4).

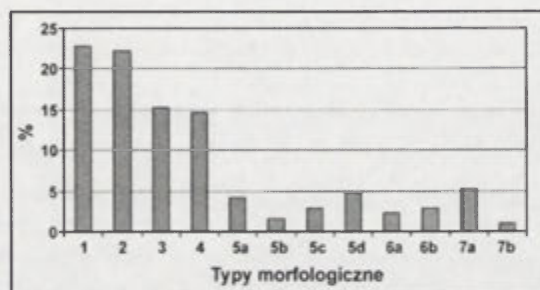
3. Budowa geologiczna

Drumliny ugosko-żalskie zbudowane są z dwóch głównych serii glin morenowych. Gлина dolna szara, interpretowana jest na fazę leszczyńską. Głębokość jej zalegania jest różna i zależy od sytuacji morfologicznej. W obrębie obniżen stwierdzono ją, w formach drumlinowych, już na głębokości około 1 m. Na piaszczystej glinie szarej zalega piaszczysta glina brązowa fazy poznańsko-dobrzyńskiej (Churski i in. 1978). Gлина ta wykazuje dwudzielność. Dolną jej część stanowi glina ciemno-brązowa. Nad nią zalega glina jasno-brązowa o mniej ciągłej pokrywie. Występowanie jej w obrębie dna basenu stwierdza się jedynie fragmentarycznie. Można stwierdzić, że rdzenie drumlinów tworzy zasadniczo glina szara. Ich powierzchnią otulinę stanowi natomiast glina ciemno-brązowa lub sporadycznie jasno-brązowa. Lokalnie w dnie basenu Ugosko-Żalskiego zaobserwowano występowanie form z limnoglacialnym jądrem. Tworzą je przede wszystkim osady mułowo-ilaste. Większość z nich położona jest u wylotu połączonej rynny franciszkowsko-piórkowskiej jak i na fragmencie czwartego poziomu drumlinizacji schodzącego do wewnętrznej części Jeziora Żalskiego. Cechą charakterystyczną dla

tego pola jest brak form wykazujących w swej budowie obecności osadów fluwioglacjalnych (Chutkowski 2002; Chutkowski i Olszewski, w druku).



Ryc. 2. Typy morfologiczne drumlinów Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego



Ryc. 3. Procentowy udział poszczególnych typów morfologicznych drumlinów dla Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego.

4. Wnioski

Łądogłód vistuliański, w czasie swego maksymalnego zasięgu cechowała duża dynamika mas lodowych zdolnych, wzdłuż strumienia glacialnego, wyżłobić obniżenie rozmiarem odpowiadające dzisiejszemu basenowi. Powstanie drumlinów ugosko-żalskich wiąże się zatem z intensywną działalnością erozyjną łądogłodu fazy leszczyńskiej. W obszarze basenu mogło dojść wtedy do powstania subglacialnych gliniastych form załączkowych drumlinów, które w wielu przypadkach tworzą jądra dzisiejszych form. Kolejnym bardzo istotnym etapem subglacialnej morfogenezy była subfaza kujawsko-dobrzyńska. Charakteryzowała się ona dużą dynamiką czoła łądogłodu. Przyczyniło się to po części do spiętrzenia form marginalnych, do drumlinizacyjnego przemodelowania podłoża przez dynamiczny strumień lodowy powstałych wcześniej form załączkowych, a także do wykształcenia końcowego zarysu rzeźby subglacialnej.

Literatura

- Churski Z., Kotarbiński J., Liberacki M. i Niewiarowski W., 1978, *Mapa geologiczna Polski 1:200000*, arkusz Brodnica, wydanie A, Wyd. Geol., Warszawa.
- Chutkowski K., 2002, *Rzeźba i morfogeneza ugosko-żalskiego pola drumlinowego i jego najbliższego otoczenia (Wysoczyzna Dobrzyńska)*, maszynopis pracy magisterskiej, IG UMK, Toruń.
- Chutkowski K. i Olszewski A., (w druku), *The problem of the genesis and relief of glacial basins: the case of the Ugoszcz-Żale area, the Dobrzyń Moraine Plateau*, Landf. Anal.
- Słupski T., 2000, *Budowa geologiczna, struktura osadów i rzeźba południowej części Zbójeńskiego Basenu Glacialnego i jego wysoczyznowego otoczenia*, maszynopis pracy magisterskiej, IG UMK, Toruń.
- Wysota W., 1994, *Górzniński obszar drumlinowy*, [w:] Wiśniewski E. (red.) *Symposium: Formy, Osady i Procesy Subglacialne*, Toruń – Górzno, 28-29.09.1994, Toruń, s. 27-43.

Ugosko-Żalski basen glacialny na Wysoczyźnie Dobrzyńskiej; osady, rzeźba i relacje morfogenetyczne do innych form wysoczyzny

Karol Chutkowski, Antoni Olszewski

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp

Budowa geologiczna plejstocenu i rzeźba Wysoczyzny Dobrzyńskiej prezentuje predyspozycję geologiczną Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego, różnorodność osadów i bogactwo form pochodzenia lodowcowego, rzeczno- i jeziorno-lodowcowego. Gęsto rozmieszczone są tu wklęsłe formy subglacialne: rynny, baseny i niecki glacialne. Rynny tej wysoczyzny opisali Nechay (1927), Niewiarowski (1995), Wysota (1995), Niewiarowski *et al.*, (1995), Olszewski (2000), podając również ich cechy diagnostyczne. Nechay (1927) po raz pierwszy wyróżnił nieckę kikolską powstałą pod stosunkowo wąskim wypustowym lobem lodowcowym. Pojęcie basenu glacialnego z gliniastymi zdrumlinizowanymi poziomami glacialnymi wprowadzili Niewiarowski (1995) i Olszewski (1997). Nechay (1927), pionier badań rynien i drumlinów Wysoczyzny Dobrzyńskiej, był też twórcą koncepcji morfogenetycznej roli prądów lodowych. Rozwinęli ją i zmodyfikowali Wysota (1995), Olszewski (1997, 2000) oraz Chutkowski & Olszewski (w druku).

Prawie wszystkie pola drumlinów tej wysoczyzny usytuowane są w rynnach, basenach glacialnych lub nieckach glacialnych. Niniejszy artykuł przedstawi najnowsze wyniki badań Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego i jego bliskiego otoczenia (Olszewski 2000; Chutkowski 2002; Chutkowski & Olszewski, w druku). Dotyczą one budowy geologicznej; odniesień genetycznych obecnej rzeźby do ukształtowania starszego podłoża i zakresu tych związków; opisu rynien i drumlinów oraz oceny rangi systemowej wklęsłych form subglacialnych, szczególnie relacji: rynny subglacialne – basen glacialny – niecka glacialna, w oparciu o analizę sytuacji badanego obszaru (ryc. 1).

2. Lokalizacja obszaru badań

Ugosko-Żalski basen glacialny z polem drumlinowym i dochodzącymi do niego rynnami leży w środkowej części Wysoczyzny Dobrzyńskiej, na NE od położonego w jego pobliżu Zbójeńskiego basenu glacialnego i bezpośrednio na NW od obniżenia lobu Sitnicy. Basen ten leży również na dalszym zapleczu chrostkowskich moren czołowych z subfazy kujawsko-dobrzyńskiej zlodowacenia wistły (17,7 ka BP).

3. Budowa i predyspozycja geologiczna Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego

W podłożu czwartorzędu Wysoczyzny Dobrzyńskiej oprócz depresji (Mochowa i Lidzarka Welskiego) i elewacji (Rypina i Płocka), wyróżnionych przez Lamparskiego (1983), występują też znacznie mniejsze i płytsze zagłębienia oraz równie wysokie wyniosłości. Obszar basenu leży w strefie jednego z podrzędnych obniżen, rozwiniętego na linii Golub-Dobrzyń – Ugoszcz, z dnem na poziomie 22 m p.p.m. W południowo-wschodniej części Ugosko-Żalskiego basenu, w rejonie Nadróża, rozpoczyna się inne wąskie i podłużne obniżenie podłoża

czwartorzędu o orientacji NW-SE, kontynuowane w kierunku depresji Mochowa. To drugorzędne obniżenie, stropu trzeciorzędu na poziomie morza, wypełniają osady plejstocenu o miąższości 125 m. Leży ono pomiędzy elewacją Rypina (na E) i niewielką elewacją Sitnicy (na W), ze stropem pliocenu na wysokości 90 m n.p.m. Przykrywa ją 30-sto metrowy poziom gliny vistuliańskiej.



Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna środkowej części Wysoczyzny Dobrzyńskiej z Ugosko-Żalskim basenem glacialnym i jego otoczeniem

1 – wysoczyzna morenowa płaska, 2 – wysoczyzna morenowa falista, 3 – wysoczyzna morenowa pagórkowata, 4 – moreny czołowe spiętrzone, 5 – morena denną obniżonych poziomów glacialnych w basenie i rynnach glacialnych, 6 – drumliny, 7 – rynny subglacialne: krawędzie i dolne załomy zboczy, 8 – progi dna rynien, 9 – ozy, 10 – kotły i progi eworsyjne, 11 – sandry, 12 – erozyjne równiny wód roztopowych, 13 – dolinki wód roztopowych, 14 – kemy i terasy kemowe, 15 – międzykemowe pokrywy moreny ablacyjnej, 16 – wytopiska, 17 – równiny zastoiskowe, 18 – równiny torfowe, 19 – dolinki erozyjne i denudacyjne, 20 – jeziora, rzeki i małe zbiorniki wodne, 21 – drogi, 22 – punkty wysokościowe, 23 – oznaczenia literowe omawianych rynien (F – franciszkowska, P – piórkowska, O – okonińska, O-P – oborsko-parowska, S – somsiarska, K-Ż – Kleszczyn – Żale, O-G – jezior Ostrowite i Głębocek), 24 – żwirownie.

O ile w obszarze obniżonej wysoczyzny Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego stwierdzono predyspozycję wklęsłych górnoplejstocenijskich powierzchni kopalnych, to rejon elewacji Sitnicy wykazuje jej brak. Obszar ten wywarł hamujący wpływ na ruch ugosko-żalskiego strumienia lodowego i spowodował marginalne zatrzymanie, aktywizowanego nim dotąd, lobu lodowego Sitnicy. Dwa sąsiadujące bezpośrednio ze sobą obszary: basen glacialny i niecka glacialna Sitnicy, są przykładami innego oddziaływania paleorzeźby subglacialnej na dynamikę strumienia lodowego. Predysponowane obniżenie basenu ją aktywizowało; elewacja subglacialnego podłoża – zatrzymywała ruch strumienia i pośrednio wyznaczyła jego lobalny zasięg.

Zdrumlinizowane dno basenu wyściela brązowa glina morenowa fazy poznańsko-dobrzyńskiej. W miejscach dużej erozji glacialnej może jej brakować, co spowodowało płytsze występowanie gliny szarej z fazy leszczyńskiej. Na otaczającej basen wysoczyźnie zalega dwudzielna brązowa glina (poznańsko-dobrzyńska), poniżej której, w okolicy wsi Ugoszcz, występuje glina szara miąższości 20-25 m. Strukturalne wykształcenie powierzchniowej gliny morenowej zboczy basenu (Ugoszcz, Żale) lub ujściowego odcinka rynny okonińskiej do basenu

(Okonin) wskazuje na: vistuliańską predyspozycję z przed oscylacji dobrzyńskiej; intensywną glacijotektonikę głębszego podłoża fluwioglacjalnego, co najmniej do głębokości 5,5 m poniżej spągu łądolodu/gliny (Okonin); zaburzenia glajodynamiczne osadów na powierzchni bezpośredniego kontaktu bazalnego strumienia lodu i podłoża (Ugoszcz, Okonin). Tekstura klastów z gliny morenowej potwierdza dominację aktywnego naporu lodu z kierunków NNW (Ugoszcz, Okonin) lub N (Żałe), a także odmienne oddziaływanie różnej wielkości form subglacjalnych, głównej (basen) i dochodzącej (rynna), na dynamikę i kierunek ruchu lodu oraz depozycję gliny morenowej z odłożenia subglacjalnego.

4. Rzeźba basenu glacialnego: poziomy glacialne i drumliny

Ugosko-Zalski basen glacialny ($l = 10,5$ km; $w_{\max} = 3,3$ km; $s - \text{ok. } 25$ km²) ma orientację NW-SE, zgodną z dominującym na Wysoczyźnie Dobrzyńskiej kierunkiem ruchu lodu. Jest on wcięty w okalającą wysoczyznę o około 5-27 m. Nierówne dno basenu nachyla się z NW na SE, od 103,9 m n.p.m. do 92 m n.p.m., z wyjątkiem jego centralnego wyniesienia do 112 m n.p.m. Basen ten powstał w wyniku predysponowanej konwergencji sześciu indywidualnych (rynnowych) strumieni lodowych w złożony (basenowy) strumień lodowy oraz jego erozyjnego i deformacyjnego oddziaływania na rzeźbę obniżonego gliniastego podłoża. Od północy i zachodu do basenu uchodzi sześć poligenetycznych rynien kształtowanych przez erozję i deformację glacialną oraz erozję wód roztopowych. Są to rynny: piórkowska i franciszkowska na północy; okonińska i oborsko-parowska od zachodu oraz rynny Kleszczyn-Żałe i jezior Ostrowite i Głębozeczek od północnego wschodu (ryc. 1).

W południowej części basenu integralną częścią składową jest rynna somsiorska, powstała w wyniku oddziaływania odnogi okonińskiego strumienia łądolodu. W rynnie występują płyty poziomu glacialnego z 15 gliniastymi drumlinami. Zwartość morfologiczną południowej części basenu rozbijają wydłużone i obniżone wyspy morenowe okolic Bąkowizny.

W dnie basenu Chutkowski (2002) wyróżnił pięć subglacjalnych poziomów drumlinizacji (według wysokości podstawy drumlinów):

- 1) 116-114 m n.p.m., na SE od Jeziora Okonin;
- 2) 112,5-110 m n.p.m., na E od Julianowa, po skłon misy Jeziora Żalskiego;
- 3) 107,5-105 m n.p.m., między wsiami Ugoszcz i Giżynek, do poziomu drugiego;
- 4) 104-101,3 m n.p.m., w niecce Jeziora Żalskiego, na W i N od jeziora;
- 5) 100-96 m n.p.m., w żalskim węźle rynnowym, na wschodzie basenu.

Nie tworzą one wyraźnego porządku lokalizacyjnego i hipsometrycznego. Tylko poziomy 2-gi i 3-ci są szerzej rozwinięte.

W obrębie wszystkich poziomów basenu występuje 381 gliniastych drumlinów. Na dolnej glinie szarej, częściej znajdowanej na zachodzie basenu, na 2-gim i 3-cim poziomie drumlinizacji, zalega dwudzielna piaszczysta glina brązowa; u dołu ciemno-brązowa a w części powierzchniowej jasno-brązowa. Na ugosko-żalskim polu drumlinowym dominują formy krótkie, do 200 m długości (61,5%) oraz drumliny o długości 200-1000 m (37,7%).

Na pograniczu Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego i nasady lobu Sitnicy oraz w całej submarginalnej niecce glacialnej występują kemy piaszczyste, rzadziej mułkowo-ilaste. Niecka glacialna Sitnicy jest na swych dystalnych peryferiach zamknięta fluwioglacjalną krawędzią ice-contact, poza którą ekstramarginalnie rozwinęła się równina stożków sandrowych.

5. Rynny subglacialne nawiązujące do basenu i ich drumliny

Rynny franciszkowska i piórkowska to niezależne rynny poligenetyczne, rozwinięte na S od pradoliny Drwęcy. Od północy, po ich połączeniu, dochodzą one do Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego. Ich wspólny odcinek ujściowy ma genezę glacialną; 52 drumliny gliniaste

charakteryzuje duża jednorodność morfometrii. Dominują formy o długości poniżej 200 m (88,4%).

Rynna okonińska (N 275-95°) łączy dwa baseny glacialne, Zbójeński i mniejszy Ugosko-Żalski. Rozpoczyna się ona w rozwidleniu rynny Wojnowo – Pęcherek a kończy na wschodnim brzegu jeziora Okonin, u wlotu do analizowanego basenu. Drumliny tej rynny są geologicznie zróżnicowane. U wylotu z basenu Zbójeńskiego dominują formy gliniaste; bardziej na E wzrasta udział drumlinów zbudowanych z piasków, mułków i ilu; w części wschodniej rynny ponownie dominują drumliny gliniaste. Drumliny glacialnego dna rynny (101-105 m n.p.m.) wykazują zróżnicowaną długość; 1090-60 m (Chutkowski, 2002).

Rynna oborsko-parowska, jako południowe odgałęzienie rynny Wojnowo – Pęcherek, również łączy wzmiankowane baseny glacialne. Są to rynny międzybasenowe, które wskazują na możliwość dyfluencyjno-konfluencyjnego przetrzutu indywidualnego strumienia lodowego z jednej wiązki strumienia złożonego (zbójeńskiego) do innego (ugosko-żalskiego). Rynna oborsko-parowska ma równoleżnikowy przebieg i dużą szerokość (850-1100 m). Wyróżnia ją wypełnienie warstwowanymi osadami kemowymi. Ich struktura i hipsometria wykazuje odpływ wód roztopowych okresu deglacjacji obszaru na W; podczas gdy wcześniej oborsko-parowski strumień lodowy modelował tę rynnę w swej drodze na E, do Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego (ryc. 1).

Rynna Kleszczyn-Żałe (N 330-150°) i rynna jezior Ostrowite i Głębocek (N 315-135°) dochodzą od północy do wschodniej części basenu glacialnego. Obie są poligenetyczne. Ich zdrumlinizowane poziomy glacialne rozcinają węższe rynny fluwioglacjalne. W okolicy Kleszczyna obie rynny zbiegają się w kleszczyński węzeł rynnowy, po czym się rozdzielają i oddzielnie dochodzą do basenu. W rynn timer Kleszczyn-Żałe znajduje się 37 mało zróżnicowanych drumlinów gliniastych a w rynn timer jezior Ostrowite i Głębocek 29 form, w tym 24,2% drumlinów właściwych.

6. Relacja morfogenetyczna basenu do innych form otaczającej wysoczyzny

Ugosko-Żalski basen glacialny powstał dzięki:

- trwałej predyspozycji obniżenia subglacialnego podczas zlodowacenia wisły, a szczególnie w trakcie oscylacji kujawsko-dobrzyńskiej;
- glacyjdynamicznej konwergencji rynnowych strumieni glacialnych w złożony, szerszy i silniejszy strumień lodowy oddziałujący na podłoże basenu;
- spadkowi dynamizmu basenowego strumienia lodowego (w linii jego profilu podłużnego) na wyniesieniach dna: centralnej części basenu i w dystalnej, na dwu płatach morenowych okolic Bąkówizny, na styku z lobem Sitnicy.

Wysoczyznowy basen glacialny okolic wsi Ugoszcz i Żałe, w osi swej szerokości, leży pomiędzy wyższymi płatami moreny dennej oddzielonymi w kilku miejscach rynn timer subglacialnymi a koło Nadróża też ze szczątkowymi formami chrostkowskich moren czołowych. Ta relacja podkreśla odrębność morfogenetyczną basenu w stosunku do otoczenia wysoczyznowego.

Zupełnie inaczej rysuje się relacja basenu glacialnego do innych form wysoczyzny w jego profilu podłużnym, wyraźniej przedstawiająca wzajemne związki morfogenetyczne różnych form. W proksymalnym otoczeniu wysoczyznowym północno-zachodniej części basenu dochodzą do niego wymienione rynny poligenetyczne o znaczącym udziale form morfogenezy glacialnej (poziomy glacialne i drumliny). W południowej części Ugosko-Żalskiego basenu glacialnego, od zachodu, dochodzą do niego dwie rynny poligenetyczne, okonińska i oborsko-parowska, odchodzące od Zbójeńskiego basenu glacialnego. Są to zdecydowanie rynny interbasenowe wskazujące skomplikowaną drogę pojedynczych (rynnowych) strumieni lodowych; dostosowujących się predyspozycyjnie do aktualnej, ale też zmienianej, rzeźby bezpośredniego

podłoża subglacialnego. Dalsze strumienie lodowe integrujące się z basenem uformowały rynny Kleszczyn-Żałe i jezior Ostrowite i Głęboćek.

Do tej relacji należy też sąsiedztwo dystalnej części basenu i niecki glacialnej Sitnicy, utworzonej i zlokalizowanej na SE od basenu, dzięki predyspozycyjnemu oddziaływaniu na ruch strumienia lodowego wyniesionej rzeźby kopalnej w elewacji Sitnicy. Zwraca też uwagę fakt, że główną rynną tej niecki, na jej wewnętrznym obrzeżu, jest fluwioglacjalny segment rynny jezior Ostrowite i Głęboćek. Tym odcinkiem rynny odprowadzane były wody roztopowe na zewnątrz niecki, poza barierę fluwioglacjalnej krawędzi (typu ice-contact), zamykającej końcową nieckę glacialną lobu lodowego Sitnicy. Zatem, ta relacja form pokazuje wyraźnie predyspozycyjny i morfogenetyczny związek: rynien glacialnych i poligenetycznych – basenu glacialnego (ze zdrumlinizowanymi poziomami) – niecki glacialnej (z wypełnieniem kemowo-wytopiskowym) – krawędzi fluwioglacjalnej typu *ice-contact*, jako formy skrajnie dystalnej tego dynamicznego układu rzeźby.

Literatura

- Chutkowski K., 2002, *Rzeźba i morfogeneza ugosko-żańskiego pola drumlinowego i jego najbliższego otoczenia (Wysoczyzna Dobrzyńska)*, maszynopis pracy magisterskiej, IG UMK, Toruń.
- Chutkowski K., Olszewski A., (w druku), *The problem of the genesis and relief of glacial basins; the case of the Ugoszcz-Żałe area, Dobrzyń Moraine Plateau, Landform Analys.*
- Lamparski Z., 1983, *Plejstocen i jego podłoże w północnej części Środkowego Powiśla*, Stud. Geol. Pol. 76, s. 1-82.
- Nechay W., 1927, *Utwory lodowcowe Ziemi Dobrzyńskiej*, Spraw. PIG 4, 1-2, s. 61-144.
- Niewiarowski W., 1995, *Diagnostic features of subglacial channels of glacial and glaciofluvial origin, exemplified by channel of the Chełmno-Dobrzyń and the eastern Gniezno Lakelands*, Quaest. Geogr., Special Issue 4, s. 225-231.
- Niewiarowski W., Olszewski A., Wysota W., 1995, *The role of subglacial features in glacial morphogenesis of the Kujawy-Dobrzyń subphase area in the southern and eastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland*, Quater. Stud. Pol. 13, s. 65-76.
- Olszewski A., 1997, *Drumlins of the northwestern Dobrzyń Moraine Plateau: location, structure and morphogenesis*, Quater. Stud. Pol. 14, s. 71-83.
- Olszewski A., 2000, *Rynny subglacialne, kemy i terasa kemowa okolic Wojnowa we wschodniej części Zbójeńskiego Basenu Glacialnego*, [w:] Molewski P., Wysota W. (red.), *Przewodnik wycieczek terenowych, Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej*, V Zjazd Geomorf. Pol., 11-14.09.2000, Toruń, s. 30-38.
- Wysota W., 1995, *Rynna glacialna Brynicy*, [w:] *Geomorfologia i hydrologia Pojezierza Brodnickiego i Dobrzyńskiego oraz osobliwości przyrodnicze parków krajobrazowych*, Przew. wyc. nr 3, 44 Zjazd PTG, Toruń 24-27.08.1995, s. 53-57.

Zróźnicowanie hydrochemiczne słonawych podmokłości równin aluwialnych

Roman Cieśliński

Katedra Hydrologii, Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański

1. Wstęp

Liczne równiny aluwialne polskiego odcinka wybrzeża Bałtyku południowego charakteryzują skomplikowane stosunki wodne. Występujące na granicy lądu i morza różne akwenty wód lądowych, w tym kompleksy podmokłości tworzą układy hydrograficzne mające łączność hydrauliczną z morzem. Jednocześnie układy te są odbiornikami wód napływających z lądu, ale także poddawane są okresowym intruzjom wód morskich. W efekcie na wybrzeżu Bałtyku południowego występuje zupełnie wyjątkowy typ wód przejściowych o cechach fizycznych i chemicznych wyróżniających je od innych wód lądowych. Ponadto wyniki dotychczasowych badań wskazują, że poszczególne układy hydrograficzne czy wręcz ich typy różnią się między sobą cechami indywidualnymi.

Celem pracy jest określenie zróźnicowania hydrochemicznego wybranych słonawych podmokłości strefy brzegowej. Pod pojęciem podmokłości należy rozumieć zgodnie z przyjętą w 1971 roku przez Międzynarodową Konwencję w Ramsar jako wszelkie ekosystemy wodne i ziemnowodne. Głębokość sześciu metrów wody podczas odpływu tworzy umowną granicę oddzielającą nadbrzeżne podmokłości od otwartych mórz (Farrier, Tucker 2004). Z kolei według Sołtysika (2002) mokradłem są wszystkie tereny, które mają powierzchnię stale lub okresowo zalaną wodą, ze stale uwodnionym podłożem skalnym, biologiczno – mineralnym bądź biogenicznym. Jednakże poszczególne podmokłości czy mokradła nie są względem siebie jednakowe. Ze względu chociażby na rodzaj zasilania wyróżnić można mokradła ombrogeniczne, topogeniczne, soligeniczne, fluwiogeniczne i talasogeniczne (Wołejko i in. 2004). Szczególnie te ostatnie okresowo zalewane przez wody morskie ze względu na założony cel pracy są niezwykle interesujące.

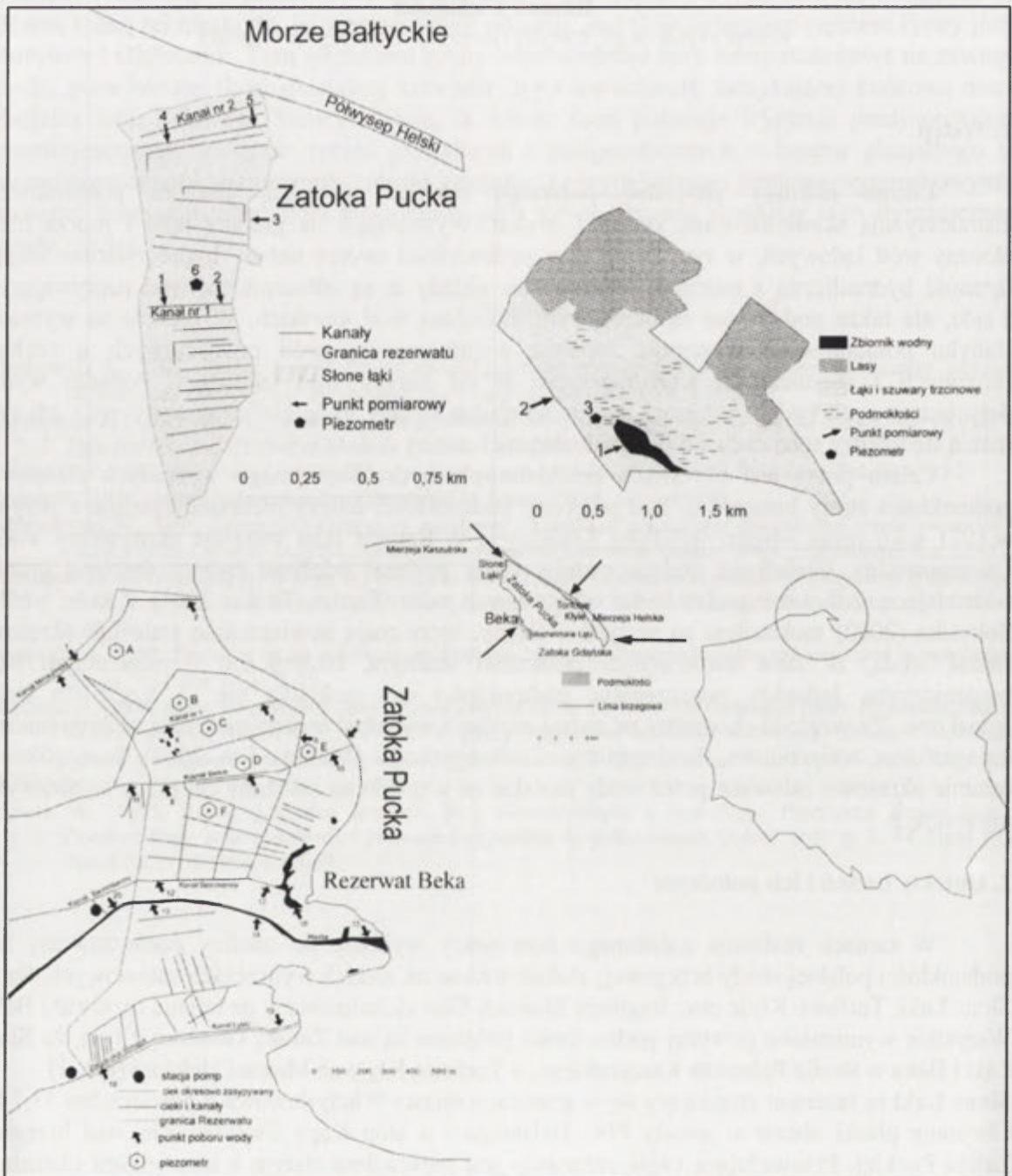
2. Obiekty badań i ich położenie

W ramach realizacji założonego celu pracy wybrano do analizy porównawczej trzy podmokłości polskiej strefy brzegowej, zlokalizowane na niskich wybrzeżach zalewowych. Są to: Słone Łąki, Torfowe Kłyle oraz fragment Mościch Błot zlokalizowany na terenie rezerwatu Beka. Wszystkie wymienione powyżej podmokłości położone są nad Zatoką Gdańską z tym, że Słone Łąki i Beka w strefie Pobrzeża Kaszubskiego, a Torfowe Kłyle na Mierzei Helskiej (ryc. 1).

Słone Łąki to rezerwat znajdujący się w granicach miasta Władysławowa o powierzchni 33,7 ha. Obejmuje płaski obszar u nasady Płw. Helskiego i u stóp Kępy Swarzewskiej nad brzegiem Zatoki Puckiej. Przeważająca część rezerwatu jest mokradłem stałym z niewielkimi obszarami bagiennymi występującymi w części południowo – wschodniej. Słone Łąki są silnie zmeliorowane. Warstwy wodonośne wód słodkich podziemnych narażone są na zjawisko drenażu słonych wód morskich w głąb lądu. Jest to efekt sztucznego obniżenia zwierciadła wód podziemnych przez kanały i rowy melioracyjne. Również wody powierzchniowe są pod wpływem wód morskich. W efekcie powstał tu specyficzny ekosystem łąk halofilnych (Buliński i in. 2004).

Torfowe Kłyle to użytek ekologiczny na terenie miasta Jastarnia o powierzchni 48,53 ha. Składa się z 2 obszarów o jednakowym charakterze struktury środowiska przyrodniczego (Meissner 1992). Stanowią one pozostałość torfowiska niskiego, typowego dla brzegów Zatoki Puckiej, mimo silnego wyeksploatowania. Utrzymuje się tu zestaw szeregu charakterystycznych

gatunków, w tym m.in. łąki halofilne. Cechą charakterystyczną jest obniżenie się wód gruntowych. Głównym obiektem jest pozostałość rozlewiska, obecnie silnie zarośniętego trzciną. Brak jakichkolwiek obiektów melioracyjnych, co wynika z zasypania kilkanaście lat temu wszystkich kanałów, które miały łączność z Zatoką Pucką.



Ryc. 1. Położenie obszaru badań

Beka to rezerwat przyrody o powierzchni 193 ha zlokalizowany pomiędzy miejscowościami Ostonino i Mrzeżyno. Sieć hydrograficzną tworzą kanały odprowadzające wody z polderów, ujściowe odcinki rzek Redy i Zagórskiej Strugi, gęsta sieć rowów melioracyjnych oraz kilka zbiorników wodnych. Obszar rezerwatu jest w pewnych fragmentach podmokły i zabagniony przez cały rok, zaś sezonowo zalewany wodami morskimi i lądowymi, przez co pojawiają się liczne zastoiska i rozlewiska. Położenie Beka w strefie brzegowej morza, pomiędzy zapleczem

ładowym a Zatoką Pucką powoduje różnego rodzaju interakcje. Obserwuje się tutaj takie zjawiska jak: intruzje i cofki wód słonawych w obiekty powierzchniowe, przelewanie się wód morskich przez wał brzegowy, podpływanie wód zasolonych w strefę wód gruntowych, zjawisko spiętrzenia wiatrowego wód Zatoki Puckiej (Drwał i in. 2004).

3. Metody

Główne prace opierały się na eksperymencie terenowym, uzupełnionym analizą laboratoryjną, kwerendą materiałów źródłowych i pracami kameralnymi.

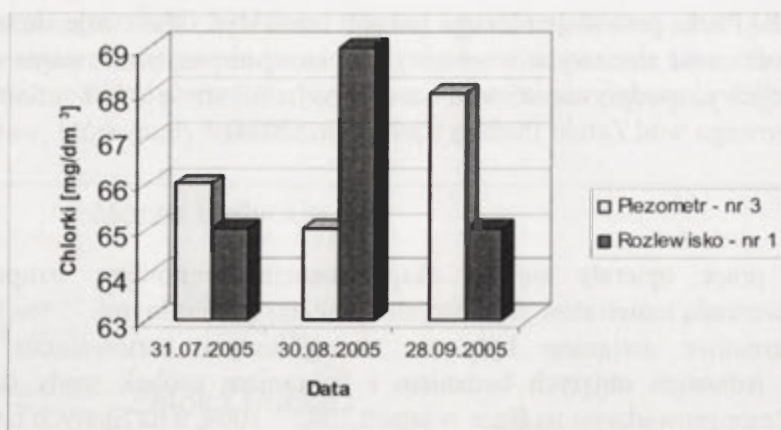
Prace terenowe związane były ze szczegółowym kartowaniem hydrograficznym poszczególnych jednostek objętych badaniem i pobraniem próbek wody do dalszej analizy laboratoryjnej. Prace prowadzono na Bece w latach 2002 – 2004, a na Słonych Łąkach i Torfowych Ktylach w roku 2005. Lokalizacja punktów pomiarowych na poszczególnych obiektach została tak dobrana, aby uchwycić wszelkie zróżnicowanie warunków hydrologicznych i hydrograficznych (ryc. 1). Na obszarze Torfowych Ktyli zlokalizowano łącznie trzy punkty pomiarowe – jeden na obiekcie wód powierzchniowych – rozlewisku (nr 1), jeden dla wód gruntowych – na piezometrze (nr 3) i jeden nad Zatoką Pucką (nr 2). Z kolei na obszarze Słonych Łąk zlokalizowano sześć punktów pomiarowych tj. dwa punkty na Kanale 1 położonym w centralnej części podmokłości (nr 1 i 2), na Kanale 2 położonym w północnej części Słonych Łąk (nr 3 i 4) oraz nad Zatoką Pucką (nr 5) i podobnie jak dla Torfowych Ktyli dla wód gruntowych na piezometrze (nr 6). Natomiast na terenie rezerwatu Beka zlokalizowano 20 punktów pomiarowych (nr 1 – 20) na głównych obiektach liniowych wód powierzchniowych płynących – Reda, Zagórska Struga i Kanał Mrzeziński, obiektach liniowych wód powierzchniowych stojących – Kanał Beka, Kanał Bezimienny czy Kanał Jana oraz na obiektach obszarowych – rozlewisko nazywane Łagunką i Kałuża Ewy. Uzupełnieniem punktów pomiarowych wód powierzchniowych było sześć punktów poboru wód gruntowych zlokalizowanych na piezometrach oznaczonych literami od A do F.

Prace laboratoryjne wykonane w laboratorium Katedry Hydrologii Uniwersytetu Gdańskiego dotyczyły określenia wielkości stężeń takich wskaźników jak: chlorki, siarczany, sód, potas, wapń, magnez, twardość węglanowa oraz określenie przewodności elektrolitycznej właściwej, wykonanych zgodnie z Normami Polskimi.

4. Uzyskane wyniki

Obszar *Torfowych Ktyli* charakteryzuje się poza jedynym rozlewiskiem brakiem innych obiektów wód powierzchniowych. Cechy chemiczne rozlewiska wskazują, że dominującym układem jonowym jest układ $rSO_4^{2-} > rCl^- > rHCO_3^-$ dla anionów i $rNa^+ > rCa^{2+} > rMg^{2+} > rK^+$ dla kationów. Okresowo może następować zmiana kolejności chlorków i wodorowęglanów oraz wapnia i magnezu. Z kolei wody gruntowe charakteryzowały się dominacją jonu chlorkowego ($rCl^- > rSO_4^{2-} > rHCO_3^-$) i podobnie jak dla rozlewiska jonu sodowego ($rNa^+ > rCa^{2+} > rMg^{2+} > rK^+$ lub $rNa^+ > rMg^{2+} > rCa^{2+} > rK^+$). W tym wypadku widać ewidentny wpływ wód słonawych mających w strefie brzegowej południowego Bałtyku łatwość penetracji w głąb łądu. Rozpatrując uzyskane wyniki można zauważyć, że dla wszystkich analizowanych wskaźników występują niewielkie zmiany w czasie na poziomie kilku, a w skrajnych przypadkach kilkunastu mg/dm^3 , przykładem tego mogą być wartości chlorków, których zmienność w okresie badań wyniosła zaledwie 4 mg/dm^3 (ryc. 2). Analizując chlorki jako najlepszy indykator wpływu morza na wody śródlądowe można stwierdzić, że wartości na obszarze Torfowych Ktyli są wyższe o około 30 – 40 mg/dm^3 niż te obserwowane w wodach typowo śródlądowych. Świadczy to o wpływie wód Zatoki Puckiej na tę podmokłość, choć nie jest on aż tak duży jak ten obserwowany w innych rejonach polskiej strefy brzegowej południowego Bałtyku.

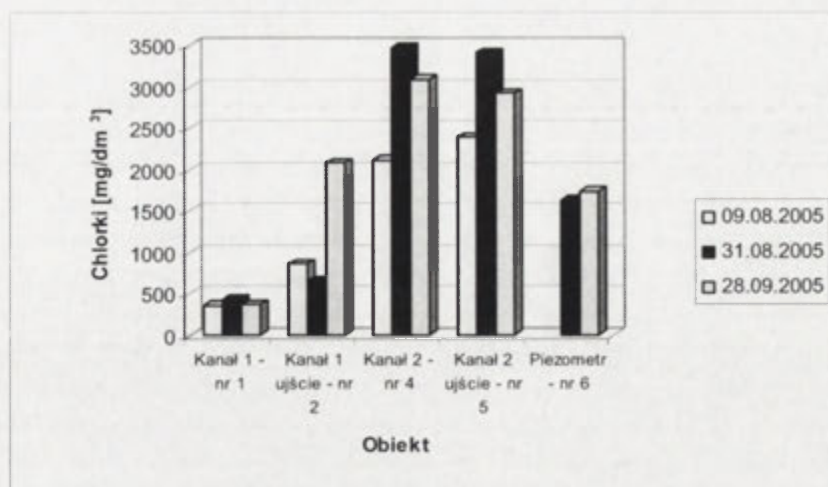
Z kolei na obszarze *Słonych Łąk* dominują obiekty liniowe w postaci kanałów. Na dwóch analizowanych kanałach zaobserwowano podobną strukturę jonową. W przypadku kanału



Ryc. 2. Zmienność czasowa chlorków na wybranych obiektach Torfowych Kłyli

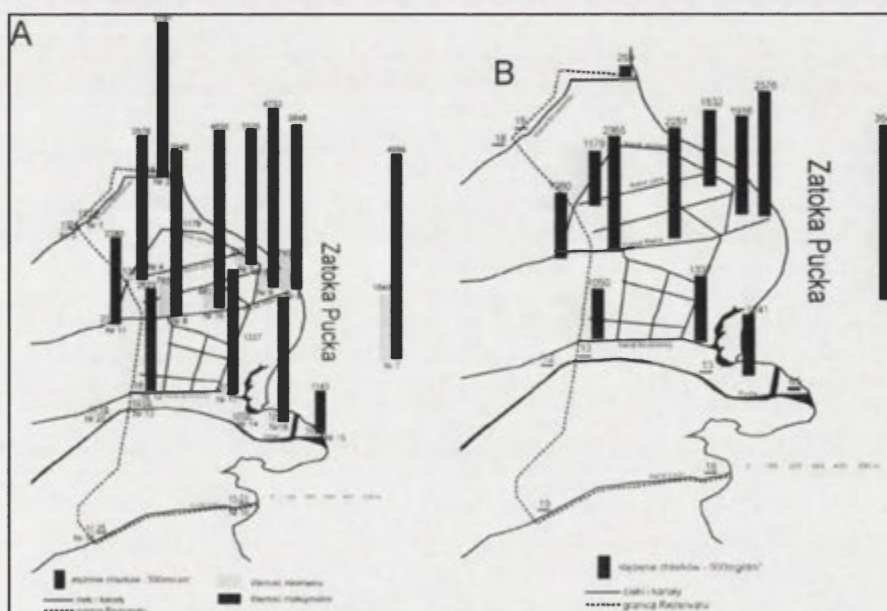
oznaczonego cyfrą 1, dla punktu oddalonego bardziej od linii brzegowej Zatoki Puckiej pojawia się układ jonowy typu: $rCl^- > rHCO_3^- > rSO_4^{2-}$ i $rNa^+ > rMg^{2+} > rCa^{2+} > rK^+$, zaś przy ujściu do zatoki występują układy: $rCl^- > rSO_4^{2-} > rHCO_3^-$ i $rNa^+ > rMg^{2+} > rCa^{2+} > rK^+$, co świadczy o dużym wpływie wód zatokowych na wody powierzchniowe Słonich Łąk. Widać tu również często spotykaną na wybrzeżu tendencję malejącego wpływu wód morskich w miarę oddalania się od linii brzegowej, czego dowodem jest większy udział na punkcie nr 1 jonu wodorowęglanowego (wskaźnik typowo oglądowy dla wód podziemnych pojezierzy i pobrzeży) kosztem jonu siarczanowego. Natomiast na kanale oznaczonym cyfrą 2 niezależnie od okresu, w którym były prowadzone badania i oddalenia od Zatoki Puckiej zawsze wystąpiły układy dla anionów $rCl^- > rSO_4^{2-} > rHCO_3^-$, a dla kationów $rNa^+ > rMg^{2+} > rCa^{2+} > rK^+$. Potwierdza to duży wpływ na jakość wód tej podmokłości ze strony akwenu morskiego. Z kolei wody gruntowe charakteryzują się układami typu $rCl^- > rHCO_3^- > rSO_4^{2-}$ i $rNa^+ > rMg^{2+} > rCa^{2+} > rK^+$. Wody te są pod stałym wpływem wód morskich, choć obserwuje się okresowo oddziaływanie na nie wód opadowych. Rozpatrując wyniki bezwzględne wskaźników nazywanych potocznie odmorskimi (chlorki, sól, magnez) można stwierdzić, że przez cały okres badawczy wody podmokłości są pod stałym wpływem morza powodującym wzrost wartości powyższych wskaźników chemicznych o 1000 – 2000% względem wód typowo śródlądowych, co świadczy o występującym tu okresowo zjawisku intruzji wód słonawych (ryc. 3). Natomiast analizując zmienność w czasie stężeń wybranych parametrów fizyczno – chemicznych można powiedzieć o dużej dynamice wahań wartości dla poszczególnych wskaźników, a szczególnie dla chlorków, sodu i przewodności właściwej, a z kolei dla takich wskaźników, jak wodorowęglany czy potas o małej zmienności. Zmienność w przestrzeni wiąże się z kolei z usytuowaniem względem otwartego Morza Bałtyckiego, Zatoki Puckiej oraz zaplecza lądowego. W przypadku chlorków, sodu, magnezu, potasu i przewodności właściwej wzrastają one nie tylko w miarę zbliżania się do linii brzegowej Zatoki Puckiej (wyższe wartości na poszczególnych kanałach w ujściach), lecz także w miarę zbliżania się do Morza Bałtyckiego (wyższe wartości na kanale nr 2). Natomiast dla wskaźników odlądowych choćby wapnia czy wodorowęglanów obserwuje się wzrost w miarę oddalania się od linii brzegowej, a zbliżania się do zaplecza lądowego.

Ostatnia z analizowanych podmokłości *Beka* charakteryzuje się odmiennymi warunkami hydrologicznymi od dwóch poprzednich. Można spotkać tu bowiem obiekty dla których obserwuje się układy jonowe dla typowych wód śródlądowych tj. i $rCa^{2+} > rMg^{2+} > rNa^+ > rK^+$. Są też obiekty będące pod stałym wpływem morza, gdzie jony układają się w następującej kolejności: $rCl^- > rSO_4^{2-} > rHCO_3^-$ dla anionów i $rNa^+ > rMg^{2+} > rCa^{2+} > rK^+$ dla kationów. Niektóre z obiektów okresowo są pod większym wpływem morza, a okresowo pod wpływem wód słodkich ze zlewni, tak więc układy stechiometryczne są zmienne. Analizując wartości bezwzględne widać duże zróżnicowanie czasoprzestrzenne dla niektórych ze wskaźników. Na kilku obiektach takich



Ryc. 3. Zróżnicowanie stężeń chlorków w wodach z wybranych obiektów Słonych Łąk

jak: Kanał Beka, Kanał Bezimienny i Kanał Jana, a także w Lagunie (część centralna) obserwuje się bardzo wysokie stężenia chlorków, zdecydowanie odbiegające od tych obserwowanych w głębi pradoliny Redy. Wartości te wahają się w przedziale od kilkaset do blisko 4800 mg/dm³ (wody słonawe). Z drugiej strony, na takich obiektach jak Kanał Mrzeziński, Reda i Zagórska Struga (część północna i południowa), w tym samym czasie obserwuje się wartości mniejsze o kilkaset procent tj. na poziomie kilkunastu do kilkudziesięciu mg/dm³ (ryc. 4).



Ryc. 4. Zróżnicowanie stężeń chlorków na podstawie wartości minimalnych i maksymalnych (A) oraz średnich (B) na obszarze Beki

Również w przypadku zmienności czasowej obserwuje się znaczne zróżnicowanie, choć dynamika zmienności wzrasta w wodach będących pod stałym lub okresowym wpływem Zatoki Puckiej. Obserwuje się tu także tendencję wzrostu wartości takich wskaźników jak: chlorki, sód, magnez, potas, siarczany i przewodność właściwa oraz spadek wartości takich wskaźników jak wapń i wodorowęglany w miarę zbliżania się do linii brzegowej morza (Cieśliński 2004).

5. Konkluzja

Na podstawie uzyskanych wyników stwierdzić można, że podmokłości strefy brzegowej pomimo wielu podobieństw są także względem siebie odmienne. Odmienność ta wynika nie tylko z układu i zróżnicowania sieci hydrograficznej, lecz także zróżnicowania jakościowego występujących tam wód powierzchniowych i podziemnych. Wybrane do badań trzy podmokłości polskiej strefy brzegowej są względem siebie zdecydowanie odmienne. Torfowe Kłyle to obszar gdzie nie obserwuje się, poza rozlewiskiem, obiektów wód powierzchniowych. Z kolei Słone Łąki to miejsce silnie przekształcone przez człowieka, gdzie dominującym elementem hydrograficznym są kanały i rowy melioracyjne. Natomiast obszar Beki to miejsce najbardziej różnorodne pod względem obiektów hydrograficznych (naturalne rzeki, kanały i rowy melioracyjne, wody stojące). Na powyższe zróżnicowanie nakłada się także odmienność właściwości fizyczno – chemicznych tych wód. Widać duże zróżnicowanie wielkości oddziaływania morza na poszczególne podmokłości (największe na Słonych Łąkach i Bece, mniejsze na Torfowych Kłylach), zróżnicowanie zmienności czasowej i przestrzennej dającej możliwość wydzielenia w ramach danej podmokłości podobszarów o odmiennych cechach hydrologicznych.

Cechą charakterystyczną powyższych terenów jest brak jakichkolwiek oznak oddziaływania ze strony człowieka w postaci zrzutu ścieków, nawożenia, działalności przemysłowej itd. Wynika to z faktu, że wszystkie analizowane obszary są pod ochroną prawną uniemożliwiającą prowadzenie na nich jakiegokolwiek działalności antropogenicznej powodującej szkody.

Literatura

- Buliński M., Przewoźniak M., Sawon E., Szychowski Ł., 2004, *Aktualizacja granic użytku ekologicznego „Torfowe Kłyle” koło Jastarni*, Arch. Proeko. (Maszynopis), Gdańsk.
- Cieśliński R., 2004, *Stosunki wodne rezerwatu Beka*, [w:] Michalczyk Z. (red.), *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 283-289.
- Drwal J., Cieśliński R., Hryniszak E., Magierska S., Błaszczkowski J., Cysewski A., 2004, *Sprawozdanie końcowe z projektu badań nt. Wpływ sąsiedztwa Zatoki Puckiej na stosunki wodne rezerwatu Beka*. Katedra Hydrologii Uniwersytetu Gdańskiego, Maszynopis, Gdańsk.
- Farrier D., Tucker L., 2004, *Wise use of wetlands under the Ramsar Convention: a challenge for meaningful implementation of international law*, *Journal of Environmental Law*, 12, 1, s. 21-42.
- Meissner W., 1992, *Przyrodnicze znaczenie kompleksu Łąk koło Jastarni*, Maszynopis, Gdańsk.
- Sołtysik R., 2002, *Geneza mokradel Gór Świętokrzyskich i Niecki Nidziańskiej*, *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach*, 9.
- Wolejko L., Stańko R., Pawlaczyk P., Jermaczek A., 2004, *Poradnik ochrony mokradel w krajobrazie rolniczym*, Wyd. Klubu Przyrodników, Świebodzin.

Wskaźnikowa rola gleby w ocenie przemian i jakości środowiska geograficznego na poziomie badań krajobrazowych – przegląd koncepcji

Marek Degórski

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Warszawa

1. Wstęp

Gleba przez wielu badaczy środowiska geograficznego oraz osoby zajmujące się oceną jego jakości postrzegana jest jako „zwierciadło”, w którym odbijają się wszystkie procesy i zjawiska, zarówno naturalne, jak i antropogeniczne zachodzące w przestrzeni geograficznej, mającej zdolności do przechowywania gromadzonych informacji (Targulian i Sokolova, 1996; Bednarek i inni, 2004; Degórski, 2005). Silne powiązanie interakcyjne gleby z innymi komponentami systemu środowiska przyrodniczego oraz antropogenicznego w megasystemie środowiska geograficznego sprawia, że pedosfera postrzegana jest również jako system glebowo-krajobrazowy (Huggett, 1975). System ten na wejściu (input) charakteryzuje się alimentacją materii i energii, zaś na wyjściu (output) zróżnicowanym materiałem litologicznym (zwietrzeliną), koloidami oraz materią, często w postaci roztworów, czyli rozpuszczoną w wodzie jako najlepszym naturalnym rozpuszczalnikiem. W koncepcji systemowo-krajobrazowej gleba traktowana jest szerzej niż pedon, czy polipedon, co jest bardzo istotne z punktu widzenia studiów geograficznego zróżnicowania pokrywy glebowej. Krajobrazowy wymiar badań pedosfery pozwala zatem na szeroką analizę przyczynowo-skutkową, nawiązującą do założeń funkcjonalnych i strukturalnych pokrywy glebowej w środowisku geograficznym, zaproponowanych przez Dokuczajewa (Dokuchaev 1879, 1883, 1899).

Koncepcja funkcjonowania gleby w środowisku geograficznym w kontekście jej rozwoju pod wpływem czynników pedogenicznych, zarówno naturalnych jak i antropogenicznych stała się podstawą do poszukiwania wartości wskaźnikowych pedosfery, jako indykatora procesów i zjawisk zachodzących w środowisku geograficznym. Celem artykułu jest krótka charakterystyka wskaźników glebowych, przydatnych z punktu widzenia oceny przemian i jakości środowiska geograficznego, jaką można dokonywać na krajobrazowym poziomie jego organizacji.

2. Ewolucja pokrywy glebowej indykatorem zmian właściwości środowiska geograficznego

Wartość wskaźnikowa gleby wynika z kilku podstawowych interakcyjnych zależności, jakie zachodzą w systemie środowiska geograficznego pomiędzy pedosferą a innymi komponentami. Bockheim i inni (2005) na podstawie konstruktywnej kompilacji wyników wielu prac z zakresu nauk geograficznych i nauk o glebie wymienili kilka kluczowych koncepcji, które odegrały najważniejszą rolę przy konstruowaniu założeń wykorzystania pedosfery jako indykatora przemian i jakości środowiska geograficznego. Wśród nich wymienić należy następujące:

- gleba jako funkcja czasu wzajemnych zależności pomiędzy klimatem, organizmami żywymi, rzeźbą i podłożem litologicznym,
- czynniki formujące glebę określają warunki dla przebiegu procesów glebotwórczych,
- w glebach zapisany jest ich genetyczny rozwój,
- klimat jest czynnikiem sterującym (driving forces) procesy pedogeniczne,
- skała macierzysta jest kluczowym czynnikiem w rozwoju pokrywy glebowej, szczególnie w skali regionalnej,

- topografia terenu jest natomiast czynnikiem kluczowym w rozwoju pokrywy glebowej rozpatrywanym na poziomie krajobrazowym, w którym to katena jest układem przestrzennym gleb w krajobrazie,
- organizmy żywe odgrywają bardzo ważną rolę w procesie rozwoju gleb od poziomu mikro do skali kontynentu,
- chronosekwencje glebowe są bardzo istotnym elementem w poznaniu i zrozumieniu tempa oraz kierunków ewolucji pokrywy glebowej i krajobrazu.

Badaniami bezpośrednio stosowanymi w ocenie przemian środowiska geograficznego z wykorzystaniem wskaźnikowej roli pedosfery są studia paleopedologiczne. Na ich podstawie można „odczytać” zapisane w glebach informacje o środowisku w którym one powstawały, czyli o uwarunkowaniach zewnętrznych jakie determinowały rozwój krajobrazu glebowego badanego regionu geograficznego (Ruhe 1956; Yaalon 1971; Bronger i Catt 1988; Alonso i in. 1994; Bednarek 2000; Hall i Anderson 2000). Szczególnie przydatne w tego typu studiach są:

- gleby kopalne (pogrzebane), czyli powstałe w geologicznej przeszłości, a następnie przykryte młodszymi osadami, które odcięły je od bezpośredniego oddziaływania współczesnych czynników pedogenicznych,
- gleby reliktowe, czyli powstałe w odmiennym od współczesnego środowisku pedogenicznym a występujące obecnie w innym środowisku pedogenicznym, zachowujące jednak pierwotne cechy (reliktowe) charakterystyczne dla środowiska, w którym powstały,
- pedolity, czyli gleby powstające z wolno narastających osadów, których akumulacja jest na tyle wolna, że nie zakłóca procesu pedogenezy, a poszczególne laminy osadów charakteryzują określone warunki środowiska.

Często też wykorzystywana jest koncepcja aktualizmu geograficznego (Bednarek 1991; Degórski 2005), zgodnie z którą identyfikacje uwarunkowań, w jakich powstawały gleby obecnie znajdujące się w oddziaływaniu innych czynników pedogenicznych, porównuje się z aktywnymi pedonami występującymi w regionach geograficznych o cechach jakie panowały w przeszłości na badanym terenie. Przykładowo, poznawanie właściwości gleb o cechach mrozowego środowiska pedogenicznego, jakie panowało w Środkowej Europie w okresie plejstocenu, odnosi się do aktywnych współcześnie gleb Północnej Europy (Kowalkowski 1995, 1998).

Wskaźniki glebowe używane w rekonstrukcji warunków środowiska geograficznego w średnich szerokościach geograficznych półkuli północnej najczęściej wykorzystywane są do oceny ewolucji środowiska, jaka zachodziła w plejstocenie i holocenie (Manikowska 1985, 1996, 1999; Bednarek 1991, 2003; Morozowa i in. 1998; Kowalkowski 2001a, 2001b). Spośród licznych wskaźników pedogenicznych wykorzystywanych w tym celu wymienić można glebowe charakterystyki chemiczne bazujące na zależnościach pomiędzy aktywnymi formami żelaza, glinu i materii organicznej. Liczne badania dowiodły, że w glebach wykształconych w podobnym materiale litologicznym i zbliżonych warunkach topoklimatu, wraz z ich wiekiem wzrasta stopień przekształcenia krzemianów żelaza w tlenki tego pierwiastka (Kowalkowski 1968; Pokojska 1979; Catt 1988; Arduino i in. 1986; Mokma 1991; Bednarek i Pokojska 1996; WRB 1998). Wyrazem tego jest między innymi wzrost udziału żelaza wolnego (Fe_d) w ogólnej zawartości tego pierwiastka w glebie, a także wyższa wartość stosunku wolnego żelaza amorficznego (Fe_o) do całkowitej zawartości żelaza wolnego (Fe_d) określana jako wskaźnik Schwertmanna (1964). Duże znaczenie w interpretacji procesów zmian środowiska geograficznego w czasie mają również wskaźniki: zawartości amorficznego żelaza i glinu w poziomie wzbogacania (WRB 1998), przemieszczania amorficznego żelaza i glinu (WRB 1998), przemieszczania wolnego żelaza (Konecka-Betley 1968; Bednarek 1991), iluwacji (Mokma 1983), zawartości kompleksów żelazisto-glinowo-próchnicznych w poziomie wzbogacania (Mokma 1983), relacji pomiędzy zawartością kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych w poziomie próchnicznym, a poziomach diagnostycznych spodic i syderic (Mokma 1983; Bednarek 1991), nieruchliwych kompleksów żelazowo-glinowo-próchnicznych (Mokma 1983). Ich wartość wskaźnikowa została zweryfikowana między innymi w studiach przestrzennego i czasowego zróżnicowanych

środkowej i północnej Europie (Degórski 2002).

3. Wartość wskaźnikowa właściwości glebowych w ocenie jakości środowiska geograficznego

W ocenie jakości środowiska geograficznego i sprawności geosystemów przeprowadzanej na podstawie informacji zapisanych w pedosferze, wykorzystuje się najczęściej koncepcję wskaźnikowej roli gleby (SQ), w której pokrywa glebowa traktowana jest jako indyktor stanu środowiska (Schoenholtz i in. 2000; Degórski 2005). Oceny dokonuje się poprzez określenie właściwości i funkcji gleby, jakie spełnia ona w środowisku geograficznym, ujmując bardzo szeroko zakres wykonywanych analiz, od interpretacji poszczególnych cech fizycznych, chemicznych, czy też biochemicznych gleby po zintegrowane algorytmy oceny oraz modele przestrzennej informacji glebowej (Zhu 1997).

Wśród wielu chemicznych właściwości gleby, które mają olbrzymie znaczenie w ocenie jakości środowiska wymienia się:

- przewodnictwo elektryczne, jako miarę koncentracji jonów i oceny ich negatywnego wpływu na zasolenie siedlisk (Schoenholtz i in. 2000) oraz jako wskaźnik potencjału żyznościowego środowiska bardzo przydatny w opracowywaniu koncepcji zagospodarowania krajobrazu wielofunkcyjnego (Kiniry i in. 1983),
- zawartość materii organicznej, jako wskaźnik jakości ekosystemów wykorzystywany w planowaniu kierunków rozwoju rolnictwa (Larson i Pierce 1994), redukcji destabilizacji równowagi biotycznej wywołanej uprawą gleby (Watts i Deuter 1997), jak i jakości środowiska (Franzluebbers 2002),
- odczyn gleby (pH) jako indyktor jakości i produktywności ekosystemów, szczególnie w kontekście kreowania kierunków zagospodarowania terenu (Harris i in. 1996),
- kationy wymienne jako wskaźnik żyzności środowiska, szczególnie dla rozwoju funkcji rolniczej i leśnej (Degórski 1990; Reganold i Palmer 1995),
- zawartość ogólną azotu i węgla organicznego oraz ich stosunek, a także zawartość wymiennego glinu i wodoru, jako wskaźników jakości środowiska (Degórski 2002).

Gleba jest również doskonałym medium do przechowywania informacji związanych z bezpośrednim, jak pośrednim oddziaływaniem człowieka na środowisko (Degórski 2005). Jednym z kierunków tego typu badań jest wykorzystywanie wskaźnikowych wartości gleby w ocenie ewolucji krajobrazu pod wpływem działalności rolniczej człowieka (De Alba i in. 2004), jak i jego działalności wytwórczej (Degórski 1995). Bardzo często wykorzystuje się również wskaźnikową wartość cech glebowych do oceny stopnia przekształcenia środowiska geograficznego pod wpływem antropopresji, szczególnie w aspekcie dopływu antropogenów do ekosystemów (Degórski 1995, 2005).

4. Podsumowanie

Obserwowany w ostatnich latach szybki rozwój metodyki badań z zakresu pedosfery, wprowadzanie coraz to dokładniejszych narzędzi pomiarowych oraz w związku z tym opracowywanie coraz dokładniejszych modeli badawczych, pozwala na szersze wykorzystywanie pokrywy glebowej jako wskaźnika ewolucji środowiska geograficznego oraz oceny jego jakości. Podstawy merytoryczne wszystkich koncepcji związanych z indykacyjną wartością gleb wynikają z interakcyjnych powiązań gleby z innymi komponentami środowiska. Niemalże wpływ na wartość wskaźnikową gleb w kontekście jej wartości dla ocen i predykcji kierunków zmian środowiska geograficznego ma heterogeniczność pokrywy glebowej, będąca następstwem przestrzennego i czasowego zróżnicowania czynników pedogenicznych. Zapisany w glebach ich rozwój jest zatem źródłem informacji o funkcjonowaniu środowiska przyrodniczego w ujęciu przestrzennym i dynamicznym. Problem polega tylko na tym, ile jesteśmy już w stanie odczytać

z bazy danych zapisanej w każdym profilu glebowym, a ile informacji jest jeszcze na obecnym poziomie rozwoju badań pedologicznych niedostępnych dla człowieka.

Literatura

- Alonso P., Sierra C., Ortega E., Dorronsoro C., 1994, *Soils development indices of soil developed on fluvial terraces (Penaranda de Bracamonte, Salamanca, Spain)*, *Catena* 23, s. 295-308.
- Arduino E., Bariberis E., Ajmone-Masan F., Zanini E., Francini M., 1986, *Iron oxide and clay minerals within profiles as indicators of soil age in northern Italy*, *Geoderma*, 37, 1, s. 45-55.
- Bednarek R., 1991, *Wiek, geneza i stanowisko systematyczne gleb rdzawych w świetle badań paleopedologicznych w okolicach Osia (Bory Tucholskie)*, *Rozprawy UMK*, Toruń.
- Bednarek R., 2000, *Gleby kopalne jako źródło informacji o zmianach środowiska przyrodniczego*, *Annales Universitatis Nicolae Copernici, Geografia*, 31, s. 47-63.
- Bednarek R., 2003, *Diagenetic changes in sandy buried silos*, [w:] Manikowska B., Konecka-Betley K., Bednarek R. (red.), *Paleopedology problems in Poland*, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź, s. 47-57.
- Bednarek R., Pokojska U., 1996, *Diagnostyczne znaczenie niektórych wskaźników chemicznych w badaniach paleopedologicznych*, [w:] Konferencja pt. *Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleopedologii*, Uniwersytet Łódzki, Łódź, s. 25-29.
- Bednarek R., Dziadowiec H., Pokojska U., Prusinkiewicz Z., 2004, *Badania ekologiczno-gleboznawcze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Bockheim J., Gennadiyev A., Hammer R., 2005, *Historical development of key concepts in pedology*, *Geoderma*, 124, 1-2, s. 23-36.
- Bronger A., Catt J., 1998, *The position of paleopedology in geosciences and agricultural science*, *Quaternary International*, 51-52, s. 87-93.
- Catt J., 1988, *Quaternary Geology for Scientist and Engineers*, John Wiley and Sons, New-York-Chichester-Brisbane-Toronto.
- De Alba S., Lindstrom M., Schumacher T., Malo D., 2004, *Soil landscape evolution due to soil redistribution by tillage: a new conceptual model of soil catena evolution in agriculture landscapes*, *Catena*, 58, 1, s. 77-100.
- Degórski M., 1990, *Warunki siedliskowe kateny ekosystemów leśnych na Wysoczyźnie Rawskiej, ze szczególnym uwzględnieniem dynamiki wodno-troficznych właściwości gleb*, Dokumentacja Geograficzna, 5-6, Warszawa.
- Degórski M., 1995, *Direction of soil degradation in Poland*, *Aquilo. Seria Botanica*, 35, Oulu, s. 53-63.
- Degórski M., 2002, *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*, *Prace Geograficzne, IGiPZ PAN*, 182.
- Degórski M., 2005, *Gleba jako indyktor zmian w środowisku przyrodniczym*, *Przegląd Geograficzny*, 77, 1, s. 37-55.
- Dokuchaev V., 1879, *Mapping the Russian soils*, *Imperial University of St. Petersburg*, (tłumaczenie z języka rosyjskiego).
- Dokuchaev V., 1883, *The Russian steppes study of the soil in Russia, its past and present*, Department of Agriculture, Ministry of Crown Domains for the World's Colombian Exposition at Chicago, St. Petersburg, (tłumaczenie z języka rosyjskiego).
- Dokuchaev V., 1899, *A contribution to the theory of natural zone: horizontal and vertical soil zones*, Mayor's Office Press, St Petersburg, (tłumaczenie z języka rosyjskiego).
- Franzluebbers A., 2002, *Soil organic matter stratification ratio as an indicator of soil quality*, *Soil and Tillage Research*, 66, 2, s. 95-106.
- Hall R., Anderson A., 2000, *Comparative soil development of Quaternary paleosols of the central United States*, *Paleo*, 158, s. 109-145.
- Harris R., Karlen D., Mulla D., 1996, *A conceptual framework for assessment and management of soil quality and health*, Soil Science Society of America, Special Publication, 35, s. 61-82.
- Huggett R., 1975, *Soil landscape systems: a model of soil genesis*, *Geoderma*, 13, s. 1-22.
- Huggett R., 1998, *Soil chronosequences, soil development and soil evolution: a critical review*, *Catena*, 32, s. 155-172.
- Kiniry L., Scrivner C., Keener M., 1983, *A soil productivity index based upon predicted water depletion and root growth*, *Missouri Agricultural Experimental Research Bull.*, 1051, University of Missouri, Columbia.
- Konecka-Betley K., 1968, *Zagadnienie żelaza w procesie glebotwórczym*, *Roczniki Gleboznawcze*, 19, 1, s. 51-97.
- Kowalkowski A., 1968, *General regularities of free Si-, Al- and Fe-oxides profile distribution in podzolic soils of Ostrzeszów Hills*, *Roczniki Gleboznawcze*, 19 (dodatek), s. 113-122.
- Kowalkowski A., 1995, *Catena of podzolic soils on the northern slope of Vasterkutan in the massif of the Areskutan*, *Jarutland Quaestiones Geogr. Sp. Issue*, 4, s. 185-193.
- Kowalkowski A., 1998, *Rusty and rusty-podzolic soils in the tundra and taiga of Middle Sweden*, *Roczniki Gleb.* 49, 1-2, s. 29-44.

- Kowalkowski A., 2001a, *Gleba jako ciało przyrodnicze – wskaźnik klimofaz geo- i pedostratygraficznego rozwoju powierzchni Ziemi*, [w:] Józwiak M., Kowalkowski A. (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Inspekcja Ochrony Środowiska, Kielce, s. 237-252.
- Kowalkowski A., 2001b, *Relic cryogenic indicators of diagnostic horizons in rusty and parabrown soils in European Lowland*, *Acta Agrophysica*, 50, s. 147-167.
- Larson W., Pierce F., 1994, *The dynamic of soil quality as measure of sustainable management*, *Soil Science Society of America*, Special Publication, 35, s. 37-51.
- Maikowska B., 1985, *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowej*, *Acta Geographica Lodziensia*, 52.
- Maikowska B., 1996, *Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacjalnego w Polsce środkowej podczas vistulianu*, *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 373, s. 97-106.
- Maikowska B., 1999, *Gleby kopalne i okresy pedogenetyczne w ewolucji środowiska Polski Środkowej po zlodowaceniu warciańskim*, *Acta Geographica Lodziensia*, 76, s. 41-100.
- Mckma D., 1983, *New chemical criteria for defining the spodic horizon*, *American Journal of Soil Sciences*, 47, 5, s. 972-976.
- Mckma D., 1991, *Genesis of Spodosols in Michigan, US*, *Trends in Soil Science*, 1, s. 25-32.
- Mrozowa T., Velichko A., Dlusky K., 1998, *Organic carbon content in late Pleistocene and Holocene fossil soils (reconstruction for Eastern Europe)*, *Global and Planetary Change*, 16-17, s. 131-151.
- Polojska U., 1979, *Geochemical studies on podzolization. Part I. Podzolization in the light of the profile distribution of various forms of iron and aluminum*, *Roczniki Gleb.* 30, 1, s. 189-215.
- Reganold J., Palmer A., 1995, *Significance of gravimetric versus volumetric measurements of soil quality under biodynamic conventional and continuous grass management*, *J. Soil Water Conservation*, 50, 3, s. 298-305.
- Rue R., 1956, *Geomorphic surfaces and the nature of soils*, *Soil Science*, 82, s. 441-455.
- Schoenholtz S., Van Miegroet H., Burger J., 2000, *A review of chemical and physical properties as indicators of forest soil quality: challenges and opportunities*, *Forest Ecology and Management*, 138, s. 335-356.
- Schwertmann U., 1964, *Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung*, *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 105, s. 194-202.
- Tugulian V., Sokolova T., 1996, *Soil as a biotic/abiotic natural system: a reactor, memory and regulator of biospheric interactions*, *Eurasian Soil Sciences*, 29, s. 30-4.1
- Watts C., Deuter A., 1997, *The influence of organic matter in reducing the destabilization of soil by simulated tillage*, *Soil & Tillage Research* 42, s. 253-275.
- World Reference Base for Soil Resources (WRB)*, 1998, *World Soil Resources Reports*, 84, FAO, ISRIC and ISSS, Rome.
- Yaalon D., 1971, *Soil-forming processes in time and space*, [w:] Yaalon D. (red.), *Paleopedology: origin, nature and dating of paleosols*, *International Soil Society and Israel Universities Press*, Jerusalem, s. 29-39.
- Zhi A-Xing, 1997, *A similarity model for representing soil spatial information*, *Geoderma* 77, s. 217-242.

Możliwości wykorzystania map topograficznych do badań rzeźby obszarów górniczych na przykładzie Rybnickiego Okręgu Węglowego

Renata Dulias

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

1. Wprowadzenie

Mapa topograficzna jest ważnym narzędziem badań geomorfologicznych, gdyż umożliwia obiektywną analizę różnych cech morfometrycznych rzeźby (Richling 1973, Bartkowski 1974, Żynda 1976). W ostatnich latach obserwuje się wzrost zainteresowania kartograficznymi metodami badań, związany między innymi z możliwościami, jakie stwarzają systemy informacji geograficznej. Wyniki analiz morfometrycznych mogą stanowić dobre uzupełnienie tradycyjnych badań terenowych, a niejednokrotnie wyraźnie je ukierunkowują. Celem badań przedstawionych w niniejszym artykule było sprawdzenie, czy na podstawie analizy dokładnych wielkoskalowych map topograficznych można wnioskować o zmianach rzeźby zachodzących w krótkim czasie, rzędu kilkunastu – kilkudziesięciu lat. Współcześnie wyraźne zmiany rzeźby w tak krótkich okresach czasu zachodzą, między innymi na obszarach górnictwa podziemnego, gdzie prowadzi się intensywną eksploatację surowców metodą na zawał. W konsekwencji pionowych ruchów gruntu nad zawalonymi wyrobiskami dochodzi do deformacji powierzchni terenu w postaci progów, uskoków, lejów zapadliskowych i rozległych niecek osiadania. W Polsce osiadania górnicze są związane przede wszystkim z wydobywaniem węgla kamiennego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Występujące tu niecki obniżeniowe mają głębokość na ogół kilku metrów, ale w niektórych rejonach prawie 30 m. Morfologicznymi skutkami osiadania są zmiany: wysokości bezwzględnych i względnych, długości, nachylenia i kształtu stoków oraz profilów podłużnych dolin (Jankowski 1986, Wach 1987, Szczypek, Wach 1996, Madowicz 2001, Dulias 2003, 2005, i inni.). Mimo, że zmiany te zachodzą w krótkim czasie to prawdopodobnie nie pozostają bez wpływu na przebieg procesów geomorfologicznych.

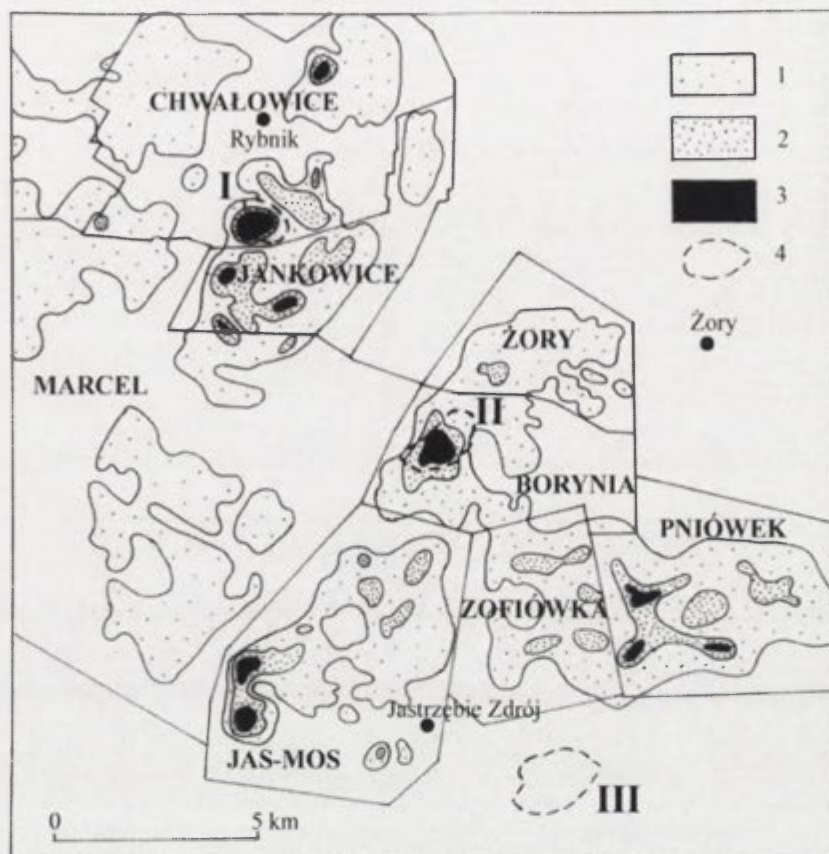
2. Obszary badań i wyniki pracy

Możliwość wykorzystania wielkoskalowych map topograficznych do badań zmian rzeźby terenów górniczych sprawdzono na podstawie analizy morfometrycznej 3 obszarów położonych w Rybnickim Okręgu Węglowym i jego sąsiedztwie (ryc. 1).

Głównym kryterium ich wyboru było występowanie lub brak osiadań górniczych. Dwa obszary badawcze znajdują się w zasięgu dużych osiadań – jeden w obrębie pola górniczego kopalni „Chwałowice” (I), a drugi w granicach pola górniczego kopalni „Borynia”. Trzeci obszar (III) jest w całości położony poza Rybnickim Okręgiem Węglowym i nie jest objęty procesem osiadania. Analizę kartometryczną przeprowadzono na podstawie map topograficznych w skali 1:10 000 – dla obszaru I wykonano krzywe hipsograficzne dla 1974 i 1993 roku (ryc. 2 i 3), oraz obliczono średnią wysokość terenu i wskaźnik objętości masy skalnej dla każdego z wymienionych cięć czasowych (Strahler 1952, Dorywalski 1953), natomiast dla obszarów II i III wykreślono profile podłużne głównych dolin dla 1983 i 1993 roku.

Obszar I to zlewnia ciekła bez nazwy, będącego prawym dopływem Potoku Radziejowskiego (zlewnia Nacyny, dorzecze Odry). Powierzchnia zlewni wynosi blisko 0,9 km². Jej obszar znajduje się w południowo-zachodniej części pola górniczego kopalni „Chwałowice”, wydobywającej węgiel od 1907 roku. Na początku lat 80. XX wieku zlewnia była objęta osiadańmiem przekraczającym 12 m (Mapa przeobrażeń... 1982, ryc. 1). Mapa topograficzna z 1974 roku przedstawia zatem rzeźbę już zmienioną wskutek prawie 70-letniej eksploatacji

węgla kamiennego. Analiza stosunków wysokościowych obszaru ujawniła, że w 1974 roku 56,2% jego powierzchni wznosiło się na wysokość powyżej 265 m n.p.m., podczas gdy 19 lat później do tego

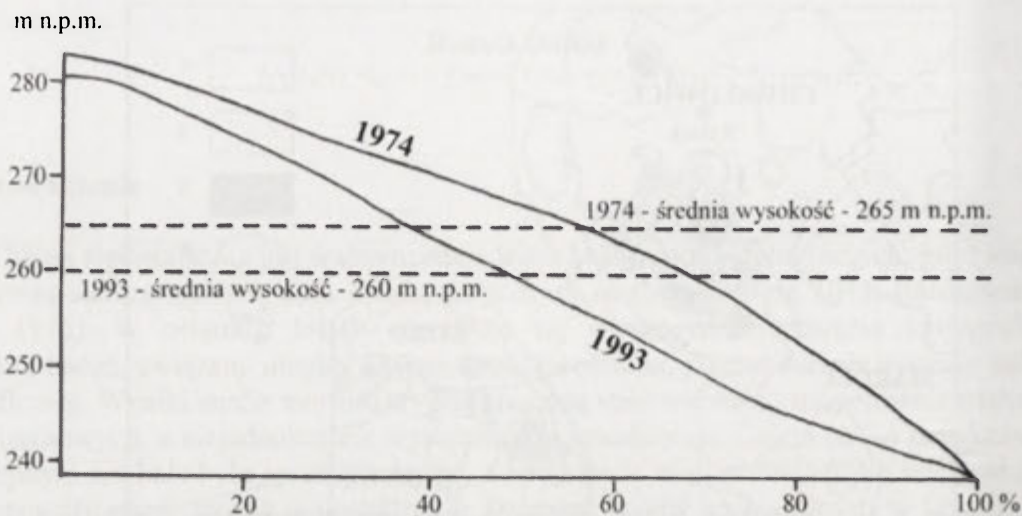


Ryc. 1. Położenie obszarów badań szczegółowych na tle osiadań górniczych (wg Mapy przeobrażeń powierzchni ziemi województwa katowickiego, 1982)
Obszary osiadań górniczych w 1982 roku: 1 – 5 m; 2 – 5-10 m; 3 – ponad 10 m; 4 – obszary badań szczegółowych.

przedziału hipsometrycznego należało jedynie 37,6%. Z kolei obszary położone poniżej 255 m n.p.m. zajmowały odpowiednio 32,9 i 52,1 %. Zmiany stosunków wysokościowych dobrze odzwierciedlają krzywe hipsograficzne (ryc. 2). Krzywą dla 1974 roku można podzielić na dwa odcinki – górny – prawie prosty i umiarkowanie nachylony oraz dolny – podobnie nachylony, ale lekko wypukły. W przebiegu krzywej dla 1993 roku zarysowują się trzy odcinki – krótki górny – wyrównany oraz środkowy prawie prosty i dolny lekko wklęsły – oba umiarkowanie nachylone. Średnia wysokość obszaru w 1974 roku wynosiła 265 m n.p.m., a w 1993 roku 260 m n.p.m., czyli w ciągu 19 lat obniżyła się o 5 m. Oznacza to, że tempo osiadania wynosiło średnio 290 mm/rok. Zmienił się także wskaźnik objętości masy skalnej z 58,9% w 1974 roku do 50,6% w 1993 roku. Zarówno kształty krzywych, jak i wyliczone wskaźniki objętości masy skalnej wydają się wskazywać na przechodzenie obszaru zlewni ze stadium młodości w stadium dojrzałości. Jest to sytuacja odmienna od opisanej z obszaru osiadań górniczych na Płaskowyżu Bytomskim w północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, gdzie wskutek objęcia osiadaniem przede wszystkim najniższej położonych części zlewni jej rzeźba uległa wyraźnemu odmłodzeniu (Dulias 2005).

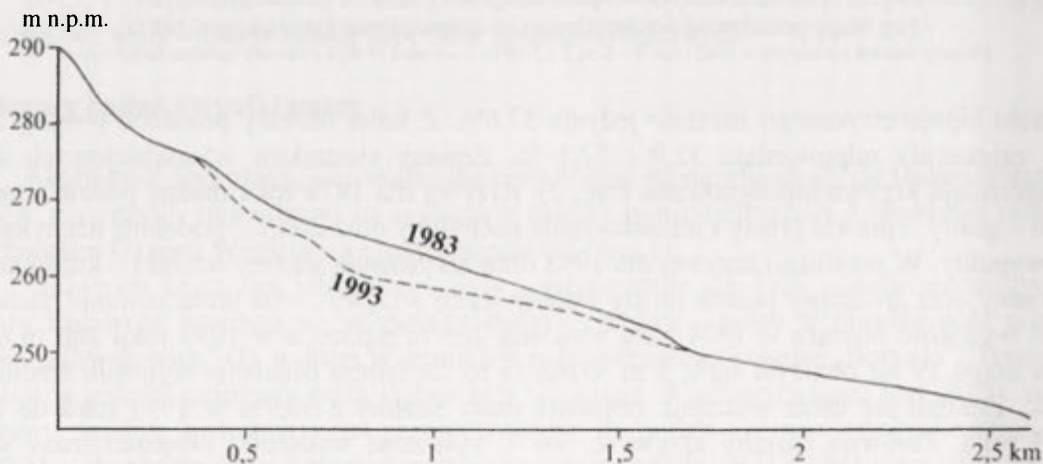
Obszar II jest położony w granicach pola górniczego kopalni „Borynia”, która eksploatację węgla kamiennego rozpoczęła w 1971 roku. Zmiany rzeźby przedstawiono na podstawie profilów podłużnych doliny Potoku od Brychówki, będącego lewym dopływem Szotkówki (zlewnia Olzy, dorzecze Odry). W 1982 roku, czyli po 11 latach funkcjonowania kopalni „Borynia” analizowany

obszar był już w zasięgu intensywnej osiadań górniczych, rzędu 10-12 m (*Mapa przeobrażeń...* 1982, ryc. 1). Profil podłużny doliny wykonany na podstawie mapy topograficznej z 1983 r. odzwierciedla rzeźbę wyraźnie zmienioną wskutek działalności górniczej (ryc. 2).



Ryc. 2. Krzywe hipsograficzne obszaru I dla 1974 i 1993 roku.

W kształcie tego profilu można wyróżnić 3 odcinki – górny, suchy odcinek doliny jest wklęsły i stromy, dolny wyrównany i słabo nachylony, natomiast odcinek środkowy o wklęsło-wypukłym kształcie wyznaczają dwa załamania profilu – górne u źródeł Potoku od Brychówki i dolne związane z bezpośrednim sąsiedztwem cieku z podstawą wielkiego zwałowiska. Mimo, że na początku lat 80. XX wieku osiadaniem była objęta cała dolina, to w największym stopniu obniżył się właśnie odcinek środkowy – ponad 12 m. W ciągu kolejnych lat (1983-1994) odcinek ten obniżył się o dalsze 5 m, a w kształcie profilu pojawiło się nowe załamanie na wysokości 265 m n.p.m. (ryc. 3).



Ryc. 3. Profile podłużne doliny Potoku od Brychawca dla 1983 i 1993 roku (obszar II)

Charakterystyczne jest to, że średni spadek doliny zarówno w 1983, jak i w 1993 roku jest taki sam i wynosi 18,8 ‰ – wynika to z faktu, że w analizowanym okresie osiadanie nie objęło ani górnego, ani dolnego odcinka doliny.

Obszar III jest położony na południe od pól górniczych Rybnickiego Okręgu Węglowego (ryc. 1). Jest to zlewnia cieku bez nazwy będącego dopływem prawego dopływu Bzianki (zlewnia Piotrówki, dorzecze Odry). Analiza rysunku poziomicowego na mapach topograficznych z 1974

i 1993 roku oraz wykonane profile – podłużny i poprzeczne głównej doliny nie wykazały żadnych różnic w rzeźbie. Potwierdza to fakt, że zlewnia nie była objęta osiadaniem górnictwem, ale przede wszystkim pośrednio potwierdza przydatność wielkoskalowych map topograficznych do identyfikacji zmian rzeźby na obszarach będących w zasięgu działania tego procesu. Do podobnych wniosków doszła A. Madowicz-Flak (informacja ustna), która na podstawie wielkoskalowych map topograficznych wykonała krzywe hipsograficzne dla okolic Szerokiej, położonych w granicach pola górnictwa kopalni „Borynia” i wyliczyła, że w latach 1984-1997 średnia wysokość badanego obszaru zmniejszyła się o 1 m, czyli tempo osiadania wynosiło około 77 mm/rok, natomiast wskaźnik objętości masy skalnej w ciągu 13 lat zmniejszył się z 77% (1984) do 74% (1997). Ta sama autorka wykorzystwała także z powodzeniem różnowiekowe mapy topograficzne do wykreślenia profilów morfologicznych dla obszarów górniczych w okolicach Jastrzębia Zdroju (Madowicz 2001).

3. Podsumowanie

Z przeprowadzonych badań wynika, że mapy topograficzne w dużej podziale dobrze odzwierciedlają zmiany rzeźby na obszarach osiadań górniczych i mogą być wykorzystywane do studiów morfometrycznych. Konstruowanie krzywych hipsograficznych czy kreślenie profilów morfologicznych dla takich obszarów ma swoje uzasadnienie, gdyż w wymierny sposób pozwalają one uchwycić wpływ antropogenicznej działalności człowieka na rzeźbę nawet w krótkich okresach czasu rzędu kilkunastu lat. Celem uchwycenia dynamicznego charakteru zmian rzeźby konieczne jest jednak rozpoczęcie analizy morfometrycznej od dokładnych map topograficznych badanego obszaru dla okresu przedgórnictwa.

Literatura

- Bartkowski T., 1974, *Zastosowania geografii fizycznej*, PWN Warszawa.
- Dorywalski M., 1953, *Matematyczno-statystyczne metody w geomorfologii*, Przegląd Geograficzny, 25, 2, s. 61-71.
- Dulias R., 2003, *Subsidence depressions in Upper Silesian Coal Basin*, Geomorfologiczny zbornik 2, CAD, ZCU Plzeň, s. 11-16.
- Dulias R., 2005, *Krzywe hipsograficzne obszaru osiadań górniczych (na przykładzie okolic Piekar Śląskich)*, [w:] Kotarba A., Krzemień K., Święchowicz J., (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, SGP, IGiP UJ, IGiPZ PAN, IG AP w Krakowie, Kraków, s. 115-120.
- Jankowski A. T., 1986, *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysłowionym i zurbanizowanym (na przykładzie ROW)*, UŚ Katowice.
- Madowicz A., 2001, *Osiadania terenu na obszarze Jastrzębia Zdroju w latach 1974-1997*, [w:] *Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych*, 31, UŚ WBiOŚ, WNoZ, Katowice-Sosnowiec, s. 15-21.
- Mapa przeobrażeń powierzchni ziemi województwa katowickiego 1:50 000*, WOŚ UW Katowice 1982.
- Richling A., 1973, *O sposobach przedstawienia urzeźbienia w terenach młodoglacjalnych*, Przegląd Geograficzny, T. 45, z. 1, s. 109-117.
- Strahler A., 1952, *Hypsometric analysis of erosional topography*, Bull. Geoll. Soc., Am, 43, s. 1117-1141.
- Szczypek T., Wach J. 1996, *Preobrazovania rel'efa mestnosti v raionakh gornodobyvaiushchei promyshlennosti vsledstvie osedanii grunta (na primere Katovickovo voevodstva)*, [w:] Pirozhnik I.I. (ed.), *Geograficheskie problemy prirodopolzovania v usloviakh antropogennoi deiatelnosti*. Belorusskii Gosudarstvennyi Universitet, Belorusskoe Geograficheskoe obshchestvo, Minsk.
- Wach J., 1987, *Zmiany profilu podłużnego Kłodnicy w wyniku osiadań górniczych*, [w:] *Problemy geograficzne górnictwa ostrawskiego regionu przemysłowego*, Sosnowiec, s. 126-130.
- Żynda S., 1976, *Metoda wyznaczania morfometrycznych cech rzeźby na przykładzie obszaru w granicach byłego województwa zielonogórskiego*, Badania fizjograficzne nad Polską Zachodnią, ser. A, T. 29, s. 179-193.

Intensywność wymiany wody w zbiorniku wrocławskim

Piotr Gierszewski

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

1. Wprowadzenie

Intensywność wymiany wody to jeden z najważniejszych wskaźników hydrologicznych charakteryzujących warunki funkcjonowania geoekosystemów zbiorników wodnych. Wpływa między innymi na obieg materii w akwencie, bioproduktywność i skład gatunkowy organizmów wodnych. Jest jedną z głównych przyczyn formowania się dynamiki mas wodnych i ich transformacji. Tempo wymiany zależy od wielu czynników. Do ważniejszych należą: morfometria zbiornika, typ hydrologiczny zbiornika, a przede wszystkim warunki klimatyczne kształtujące jego bilans wodny. Silna zależność tempa wymiany wody od zmienności składowych bilansu wodnego powoduje, że oddziałuje ono w szczególny sposób na funkcjonowanie zbiorników silnie przepływowych, w tym przede wszystkim sztucznych zbiorników zaporowych typu dolinnego.

Przez proces wymiany wody w zbiorniku wodnym należy rozumieć zamianę wody o określonej objętości zajmującej określone miejsce w przestrzeni inną wodą o określonej objętości znajdującą się w innym miejscu w przestrzeni. Wymiana wody w zbiorniku dokonuje się w procesach wymiany zewnętrznej i wewnętrznej (Znamienskij 1981). Intensywność zewnętrznej wymiany wody, na którą składają się wymiana pionowa (zbiornik-atmosfera) i pozioma (zbiornik-zlewnia), determinują składowe bilansu wodnego zbiornika wodnego (Bajkiewicz-Grabowska 2002). Jej tempo zależy od objętości wody dopływającej i odpływającej ze zbiornika, sumy opadów i wielkości parowania z powierzchni wody oraz od pojemności retencyjnej zbiornika. Na intensywność wewnętrznej wymiany wody wpływają natomiast zachodzące w zbiorniku procesy hydrodynamiczne, na które składają się cyrkulacja prądowa, miksja oraz charakter przepływowości akwenu. W związku ze słabym najczęściej rozpoznaniem skali i znaczenia procesów hydrodynamicznych w wymianie wody w większości analiz limnologicznych określany jest współczynnik poziomej wymiany wody (Edel'stejn 1991).

2. Cel badań

W opracowaniach poświęconych hydrologii i hydrobiologii zbiornika wrocławskiego określone zostało do tej pory jedynie średnie tempo poziomej wymiany wody. Wyliczona na tej podstawie średnia długość czasu retencji wynosi 4,5 doby, w latach suchych 6,5 doby, a w wilgotnych 3,5 doby (Grześ 1983). Wskazywano również, że w czasie przepływów wezbraniowych czas poziomej wymiany wody w zbiorniku może być krótszy od 1 doby (Głazik 1995).

Natężenie zachodzących w zbiorniku wrocławskim procesów hydrochemicznych, biologicznych i sedymentacyjnych charakteryzuje się mniejszą lub większą sezonowością determinowaną w różnym stopniu zmiennością warunków przepływu Wisły przez zbiornik wrocławski (Gierszewski 2004). Analiza przyczyn zmienności wymienionych wyżej procesów wymaga bardziej szczegółowych informacji na temat tempa wymiany wody w zbiorniku, co jest zasadniczym celem opracowania. Dokonana została ocena udziału wymiany pionowej i poziomej w zewnętrznej wymianie wody. Obliczony został czas poziomej wymiany wody w zbiorniku wrocławskim dla poszczególnych miesięcy wielolecia 1971-2000. Na tej podstawie przedstawiona została częstość występowania określonych czasów wymiany wody oraz sezonowe zróżnicowania

tempa wymiany wody. Wartości czasu poziomej wymiany wody porównane zostały z wartościami indeksów uwzględniających wewnętrzną wymianę wody w tym procesy mieszania się wód rzecznych ze zbiornikowymi.

3. Charakterystyka wybranych indeksów tempa wymiany wody

Problem oceny wymiany wody nie jest zagadnieniem nowym. Pierwsze obliczenia w tym zakresie wykonywał już F.A. Forel (za Edel'stejn 1991) oceniając średni czas wymiany wody w jeziorze jako stosunek średniej objętości wody w jeziorze do objętości jej odpływu. Ten sposób obliczeń nie zmienił się zasadniczo do tej pory. Stosowane obecnie miary to wskaźnik hydraulicznego obciążenia jeziora (zbiornika) tzw. współczynnik wymiany poziomej, który jest stosunkiem wody odpływającej ze zbiornika do jego pojemności (obliczany dla roku) (Dynus-Angiel 1979) oraz współczynnik czasu retencji obliczany jako stosunek pojemności zbiornika do średniego odpływu dobowego (m.in. Straškraha, Tundisi 1999). Podkreślić należy, że obliczany w taki sposób czas wymiany wody jest wartością teoretyczną. Przytoczone wyżej formuły zakładają, że udział opadów i parowania w bilansie wodnym zbiornika jest niewielki w stosunku do dopływu wody rzecznej, a dopływające do zbiornika masy wodne wypychają wodę znajdującą się w nim na początku okresu obliczeniowego. Założenie to wyklucza jakikolwiek proces mieszania się mas wodnych przemieszczających się w zbiorniku w kierunku zapory. W takiej sytuacji wielkość współczynnika wymiany poziomej charakteryzuje najmniejszy możliwy czas przebywania określonej masy wodnej w zbiorniku. Formuły uwzględniające proces pełnego wymieszania się wód dopływających do zbiornika z wodą zbiornikową, co oczywiście wpływa na spowolnienie tempa wymiany wody, opracowali między innymi G.P. Kalinin (1968) i A.V. Karaushev (1978). Teoria pełnego i natychmiastowego wymieszania zakłada, że zarówno wypływająca ze zbiornika jak i przemieszczająca się w nim woda wykazuje w całej swojej objętości jednakowe właściwości fizyczne, chemiczne i biologiczne. Należy podkreślić, że obie hipotezy są w jednakowym stopniu mało prawdopodobne, szczególnie dla silnie wydłużonych zbiorników zaporowych typu dolinnego. W rzeczywistości czas wymiany wody w takich zbiornikach jest wartością pośrednią między wielkościami obliczonymi na podstawie formuł uwzględniających przytoczone wyżej założenia teoretyczne. Związane jest to ze zmienną dynamiką intensywności wewnętrznej wymiany wody, która powoduje, że zastępowaniu jednych mas wodnych drugimi towarzyszy większe lub mniejsze ich wymieszanie. Badania przeprowadzone przez K.K. Edel'stejna (1991) na typowo dolinnym Zbiorniku Możajskim koło Moskwy wykazały, że udział poziomej wymiany wody w procesie odnowienia wody uwzględniającym również mieszanie się dopływających do zbiornika wód rzecznych ze zbiornikowymi jest znaczący i może wynosić nawet 82%. W akwenach przepływowych, do których zaliczają się zbiorniki zaporowe proces wypierania „starej” wody przez dopływającą „nową wodę” i proces mieszania tych wód zachodzi jednocześnie. Oznacza to, że w czasie turbulentnego, najczęściej przemieszczania się „nowej” wody w kierunku zapory, wypierana jest ze zbiornika „stara” woda. Granica między tymi dwoma typami wód podlega rozmyciu pod wpływem wewnątrz-zbiornikowej cyrkulacji wód i przyjmuje postać strefy wymieszania. Określenie objętości wód znajdujących się w tej strefie stanowi podstawę do empirycznej oceny wpływu procesów związanych z wewnętrzną wymianą wody na czas trwania całkowitej wymiany wody w zbiorniku. Problem ten w znacznym stopniu rozwiązany został przez V.M. Timčenko (1989).

Przedstawione w niniejszym opracowaniu długości czasu wymiany wody w zbiorniku wrocławskim obliczone zostały na podstawie czterech formuł:

Pierwsza określająca czas trwania poziomej wymiany wody to nieznacznie uproszczona wersja współczynnika wymiany poziomej wody powszechnie stosowana w badaniach zbiorników zaporowych (Shtefan 1975).

$$W_p = \frac{V_d + V_o}{2V} \quad (1)$$

gdzie: W_p – współczynnik wymiany poziomej, V_d – objętość dopływu do zbiornika w czasie t , V_o – objętość odpływu w czasie t , V – średnia pojemność zbiornika w czasie t .

Długość czasu retencji wyliczona została ze wzoru:

$$R = T/W_p \quad (2)$$

gdzie: T – ilość dni w okresie obliczeniowym, W_p – współczynnik poziomej wymiany wody.

Wyniki uzyskane na podstawie wzorów (1) i (2) przedstawiają najkrótsze tempo wymiany wody.

Teoretycznie najdłużej trwający czas wymiany wody odzwierciedlają wartości wyliczone na podstawie formuły przedstawionej przez A.V. Karausheva (1978), która uwzględnia zewnętrzną wymianę wody przy pełnym jej wymieszaniu.

$$t_o = \frac{2,3V}{Q_o} \log \left(e^{-\frac{V_o}{V}} \right) \quad (3)$$

gdzie: t_o – czas wymiany wody, V_o – objętość odpływu w czasie t , V – średnia pojemność zbiornika w czasie t , Q_o – średnia wartość odpływu ($m^3 \cdot s^{-1}$) w czasie t .

Ostatni z zastosowanych w obliczeniach współczynników to czas odnowienia wody wg V. M. Timčenki (1989). Wzięto w nim pod uwagę zarówno proces mieszania się wód, jak i oddziaływanie przepływu wód rzecznych przez zbiornik.

$$\tau = \left(\frac{D + \sqrt{D^2 + 4Q_d V}}{2Q_d} \right)^2, \text{ dla } D = 1,41bhK_L^{0,5}. \quad (4)$$

gdzie: V – średnia pojemność zbiornika w czasie t , Q_d – średnia wartość dopływu ($m^3 \cdot s^{-1}$) w czasie t , b – średnia szerokość zbiornika, h – średnia głębokość zbiornika, K_L – współczynnik dyfuzji turbulentnej.

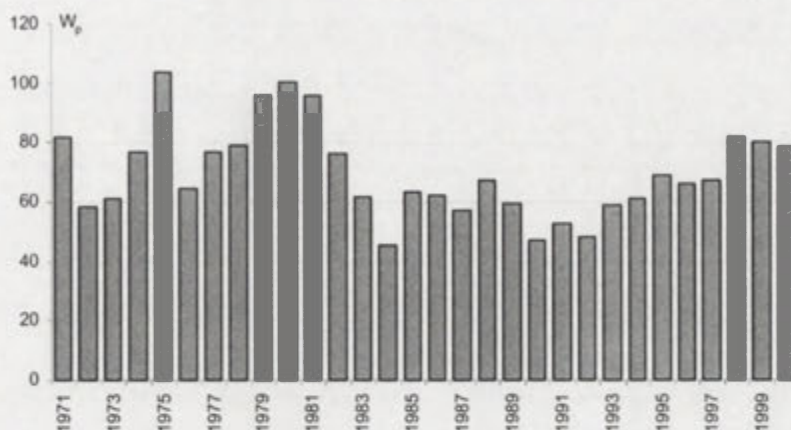
W celu porównywalności wyliczonych wartości tempa wymiany wody w zbiorniku wrocławskim z wartościami przedstawionymi we wcześniejszych pracach, w obliczeniach uwzględniona została projektowana pojemność zbiornika dla normalnego poziomu piętrzenia wody (408 mln m^3). W związku z tym, że zmiany pojemności zbiornika wynikające z wahań stanów wody rzadko przekraczają 1% pojemności zbiornika dla uproszczenia przyjęto stałą jego pojemność.

4. Reżim wymiany wody na podstawie wartości współczynnika wymiany poziomej (W_p) i czasu retencji (R)

Jeziora i zbiorniki zaporowe w Polsce charakteryzują się wyraźną dominacją poziomej wymiany wody. Jej udział w zewnętrznej wymianie wody wynosi powyżej 80%, a skrajnie nawet 99% (Choiński 1995). W przypadku zbiornika wrocławskiego jest on jeszcze większy. Szacunkowy bilans wodny zbiornika dla wartości przeciętnych z wielolecia 1971-2000 wskazuje, że udział wymiany pionowej wynosi zaledwie 0,15%. Dlatego też rola tej formy wymiany może zostać pominięta w dalszej analizie.

Średnia wieloletnia (1971-2000) wartość współczynnika poziomej wymiany wody w zbiorniku wrocławskim obliczona według formuły (1) wynosiła 69,9, co odpowiada czasowi retencji równemu 5,2 doby (2). W latach o skrajnych wartościach dopływu wody wartości współczynnika wahały się od 103,5 (3,5 doby) w 1975 roku do 45,5 w 1984 roku (8 dob) (ryc. 1). Odchylenia od średniej wartości W_p wyniosły odpowiednio +48% i -35%. Szybszą wymianą wody charakteryzowało się półrocze zimowe roku hydrologicznego ($R=4,6$ doby). Średnie tempo wymiany wody w półroczu letnim było wolniejsze o około 25% i wynosiło 6,1 doby (tab. 1). Najszybsza wymiana wody związana była z okresem wezbrań roztopowych. Średni czas retencji wody w kwietniu wynosił tylko 3,2 doby, a w marcu 3,7 doby. W tym czasie pojawiały się jednak zarówno wyraźnie niższe (1,4 doby) jak i wyższe (9,5 doby) wartości czasu wymiany wody (tab. 1). Od czerwca do listopada, czyli w okresie długotrwałej zazwyczaj niżówki letnio-jesiennej,

tempo wymiany wody wyraźnie spada i wynosi od 5,7 do 7,7 doby. W tym czasie pogarszają się zazwyczaj parametry jakości wody w zbiorniku. Duży wpływ na przebieg procesów hydrochemicznych i biologicznych mają pojawiające się w tym okresie, a szczególnie w sierpniu, wysokie dopływy wody do zbiornika.



Ryc. 1. Średnie roczne wartości współczynnika poziomej wymiany wody (W_p) w latach 1971-2000

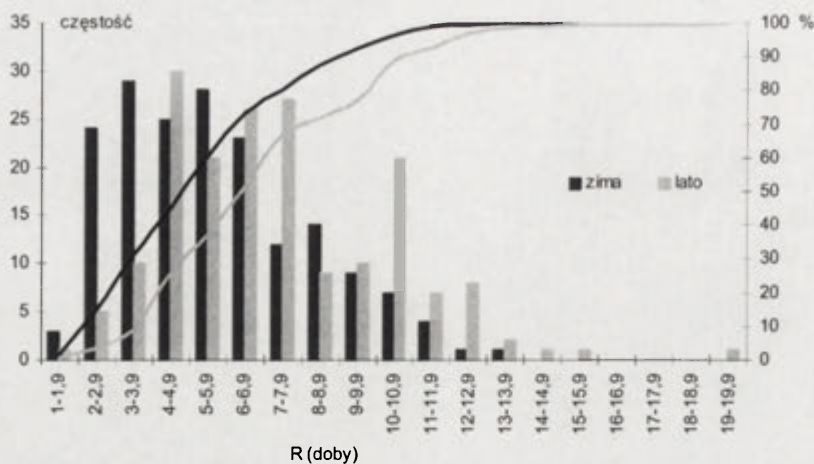
Zdarzenia te, chociaż krótkotrwałe i niezbyt częste poprawiają jakość wody i ograniczają rozwój planktonu. Wyniki przeprowadzonej analizy wykazały jednak, że niezależnie od wielkości zasobów wodnych w poszczególnych latach, najmniejszym tempem wymiany wody charakteryzował się zawsze okres od sierpnia do października.

Tabela 1. Średnie i ekstremalne wartości (w dobach) wskaźników czasu retencji – R (2), czasu wymiany wody – t_0 (3) i czasu odnowienia wody – τ (4) w wieloletniu 1971-2000

okres	R			t_0			τ		
	maks.	średnia	min.	maks.	średnia	min.	maks.	średnia	min.
XI	12,4	6,1	1,8	56,9	27,8	8,1	15,8	7,2	1,9
XII	11,1	5,5	2,4	50,8	25,2	11,0	13,9	6,4	2,7
I	13,7	5,4	2,2	62,8	24,6	10,2	17,6	6,3	2,5
II	11,5	4,9	2,3	54,7	22,6	10,6	15,1	5,7	2,6
III	8,5	3,7	1,6	39,2	16,9	7,2	10,4	4,2	1,7
IV	9,5	3,2	1,4	43,3	14,9	6,4	11,7	3,7	1,5
V	8,0	4,8	2,9	36,6	21,9	13,5	9,7	5,5	3,3
VI	11,0	5,7	3,2	49,9	26,4	14,5	13,7	6,8	3,6
VII	12,5	6,1	2,6	57,4	27,8	11,9	16,0	7,2	2,9
VIII	19,0	6,5	1,9	87,8	30,1	8,9	25,9	7,8	2,1
IX	13,2	7,7	3,2	59,6	35,0	14,8	16,6	9,2	3,6
X	11,0	6,7	2,2	50,2	30,5	9,9	13,7	7,9	2,4
zima	8,5	4,6	2,7	39,2	20,9	12,4	10,4	5,3	3,0
lato	10,3	6,1	2,8	46,9	28,0	13,1	12,7	7,2	3,2
rok	8,0	5,2	3,5	36,9	24,0	16,2	9,8	6,1	4,0

Duży wpływ na obniżenie wartości średniego czasu wymiany wody w roku, bo aż o 2 doby, mają wiosenne (marzec, kwiecień) wezbrania i występujące jeszcze w maju wysokie przepływy kształtowane przez odnowione zasoby wodne dorzecza. W niektórych latach szybsza wymiana wody w zbiorniku związana jest również z wezbraniem pojawiającymi się w sierpniu. Efektem takiego rozkładu przepływów są podobne minimalne wartości czasu wymiany w obu półroczach (2,7 i 2,8 doby).

Analiza częstości występowania miesięcy o określonych czasach retencji wody wykazała, że w 127 z 360 miesięcy wielolecia (tj. 35%) wymiana wody była krótsza od 5 dni. Minimalny czas potrzebny do przebudowy fitoplanktonu rzeczno-zbiornikowy i jego dalszego optymalnego rozwoju powinien wynosić co najmniej 10 dni (Puchalski 1994). Warunki takie występowały w 15% miesięcy (54 miesiące), w tym głównie we wrześniu (13 razy) i w sierpniu



(11 razy). Z punktu widzenia procesów hydrobiologicznych zachodzących w zbiornikach zaporowych istotniejsze jest jednak tempo wymiany wody w półroczu letnim roku

Ryc. 2. Histogram częstości występowania i krzywa kumulacyjna procentowego udziału miesięcy o określonym czasie retencji wody (R) w czasie półroczu zimowych i letnich wielolecia 1971-2000

hydrologicznego. Cechy reżimu hydrologicznego Wisły powodują, że różnice intensywności wymiany wody w półroczach hydrologicznych są duże. Wyrażają się one przede wszystkim większą ilością miesięcy o dłuższej wymianie wody w półroczu letnim (ryc. 2). O ile w półroczu zimowym udział miesięcy o czasie wymiany większym lub równym od 10 dni wynosił tylko 7,3% (13 miesięcy), to w półroczu letnim stanowił on aż 22,8% (41 miesięcy).

5. Intensywność wymiany wody w świetle wartości współczynników czasu wymiany wody (t_0) i odnowienia wody (τ)

W formułach obliczeniowych współczynników wymiany i odnowienia wody (3) i (4) uwzględniono tą samą zmienną (dopływ wody), co w obliczeniach współczynnika poziomej wymiany wody. Wieloletnia i roczna zmienność wartości współczynników obliczonych wszystkimi metodami jest taka sama.

Średnia wartość współczynnika czasu wymiany wody obliczona na podstawie wzoru (3) wynosi 24 dni. Jest to okres ponad 4,5-krotnie dłuższy w porównaniu z średnim czasem retencji wody (R) (tab. 1). W prawie połowie, bo aż w 148 miesiącach wielolecia nie doszło do pełnego wymieszania wody. Maksymalna wielkość wyliczonego współczynnika wynosiła 87,8 dni (sierpień 1992 rok). Najkrótszy czas wymiany wody wynosił 6,4 doby i wystąpił w kwietniu 1979 roku. Współczynnik wymiany wody wyliczone w oparciu o formułę (3), w przypadku tak wyraźnie przepływowych zbiorników jak zbiornik wrocławski, daje wyniki istotnie zawyżone. Nie uwzględnia on, bowiem roli prądu przepływowego w wymianie wody, który w zbiornikach tego typu jest ważnym procesem decydującym o dynamice mas wodnych. Jak już wspomniano problem ten rozwiązuje zastosowany przez V.M. Timčenko (1989) w badaniach zbiorników kaskady Dniepru współczynnik odnowienia wody. Średni czas odnowienia wody wyrażony jego wartością jest o prawie 1 dzień dłuższy od średniego czasu retencji (R) i wynosi 6,1 doby (tab. 1). Wartości wskaźnika (τ) dla poszczególnych miesięcy mieściły się w zakresie od 1,7 do 25,9 doby,

a dłuższy od 10 dni czas odnowienia wody występował aż w 90 miesiącach. Wyliczony w oparciu o formułę (4) okres, w którym dochodzi do wymiany wody w zbiorniku wrocławskim jest, więc o około 20% dłuższy od czasu retencji wody (R).

6. Konkluzja

Wyniki przeprowadzonej analizy wykazały, że intensywność wymiany wody w zbiorniku wrocławskim w wieloleciu 1971-2000 charakteryzowała się dużym zróżnicowaniem. Ogólnie w całym wieloleciu dominowały miesiące o czasie wymiany dłuższym od średniego wieloletniego. Wyraźnie mniejsza od średniej była intensywność wymiany wody w miesiącach półroczna letniego. Uwzględnianie w badaniach limnologicznych zbiorników zaporowych znajdujących się pod silnym oddziaływaniem reżimu rzecznego tylko średniej wartości tempa wymiany wody może prowadzić do błędnych interpretacji zachodzących w nich procesów. W ocenie tempa wymiany wody nawet tak silnie przepływowych zbiorników jak wrocławski nie można pomijać procesów mieszania się wód rzecznych ze zbiornikowymi oraz wewnątrz-zbiornikowej cyrkulacji mas wodnych spowalniającej wymianę wody. Istotnym utrudnieniem w szacowaniu tempa wymiany wody w zbiornikach zaporowych jest szybkie w porównaniu z jeziorami zmniejszanie ich pojemności. Uwzględnienie w obliczeniach przyjmowanej obecnie szacunkowej pojemności zbiornika wrocławskiego wynoszącej 380 mln m³ spowodowałoby zmniejszenie wyliczonych wartości czasu retencji wody o około 7%.

Literatura

- Bajkiewicz-Grabowska E., 2002, *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych*, UW, WGiSR, Warszawa, ss. 274.
- Choiński A., 1995, *Zarys limnologii fizycznej Polski*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, s. 298.
- Dynus-Angiel J., 1979, *Intensywność wymiany wody w jeziorach przepływowych górnej Słupi*, Przegląd Geofizyczny, 24 (32), 3-4, s. 349-357.
- Edel'stejn K. K., 1991, *Vodnye massy dolinnych vodochranilišč*, Izdat. Moskovskogo Universiteta, ss. 175.
- Gierszewski P., 2004, *Zmiany chemizmu wód w profilu podłużnym dolnej Wisły – wpływ zabudowy hydrotechnicznej, prognoza zmian*, [w:] Błaszczewicz M., Gierszewski P. (red.), *Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 200, s. 69-99.
- Glazik R., 1995, *Spiętrzenie Wisły, morfometria i hydrologia zbiornika*, [w:] *Hydrologiczne i geomorfologiczne problemy Zbiornika Wrocławek*, Przewodnik wycieczki nr 1, 44 Zjazd PTG, Toruń, s. 9-13.
- Grześ M., 1983, *Niektóre problemy stopnia wodnego „Wrocławek” i jego zbiornika*, Czas. Geogr., 54, 4, s. 439-457.
- Kalinin G.P., 1968, *Problemy global'noj gidrologii*, Leningrad, ss. 377.
- Karaushev A.V., 1978, *Vnesnij vodoobmen i formirovanie kačestva vody v ozerach i vodochraniliščach*, Trudy GGI, 249, s. 48-62.
- Puchalski W., 1994, *Czynniki regulujące zagęszczenie i dynamikę fitoplanktonu w zbiornikach zaporowych*, [w:] Zalewski M. (red.), *Zintegrowana strategia ochrony i zagospodarowania ekosystemów wodnych*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Łódź, s. 67-77.
- Shtefan V.N., 1975, *K rasčetu vodoobmiena dolinnych vodochranilišč*, Vest. Moskov. Univ., Ser. Geografija, 5, s. 71-75.
- Straškraba M., Tundisi J.G., 1999, *Guidelines of lake management*, Vol. 9, Reservoir water quality management, ILEC, Kusatsu, Japan, s. 229.
- Timčenko V.M., 1989, *Gidrologičeskie processy v vodochraniliščach dneprovskogo kaskada*, [w:] Denisova A.I. (red.), *Gidrologija i gidrochimija Dnepra i ego vodochranilišč*, Naukova Dumka, Kiev s. 19-58.
- Znamienskij V.A., 1981, *Gidrologičeskie processy i ich rol' v formirovanii kačestva vody*, Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 248.

Zastosowanie wybranych metod ekologii krajobrazu do analizy struktury geokompleksów na przykładzie okolic Tucholi

Tomasz Giętkowski

Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz

1. Wprowadzenie

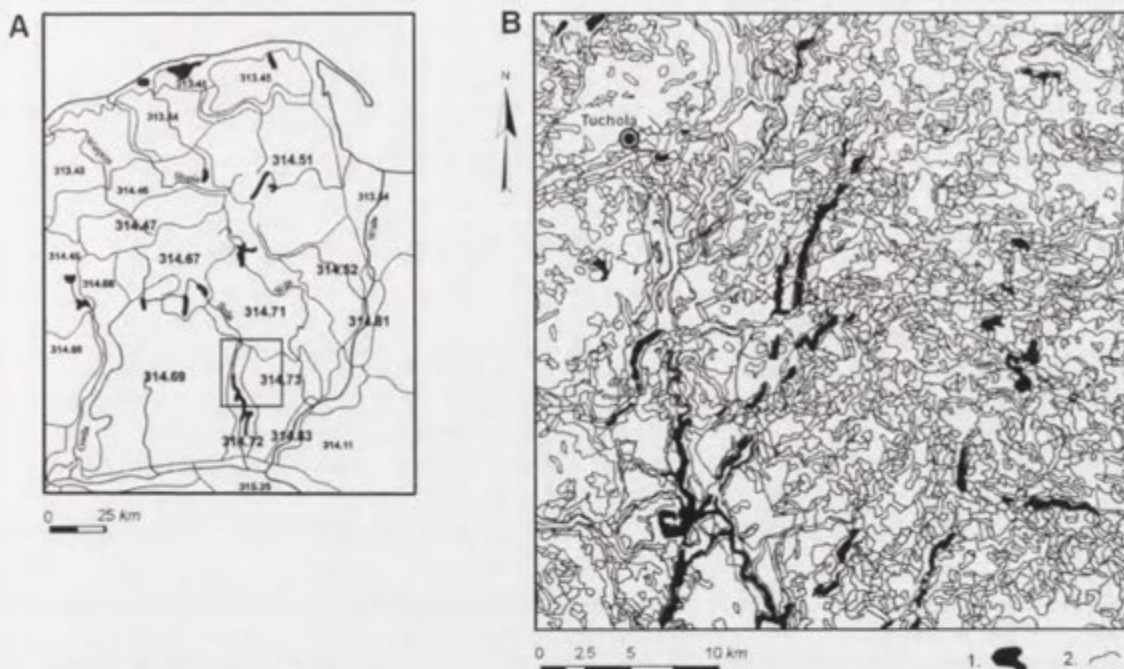
Zrozumienie zależności przestrzennych w krajobrazie jest wspólnym celem ekologii krajobrazu i geografii fizycznej kompleksowej. Mimo istnienia różnych modeli krajobrazu uwzględniają one zazwyczaj analizy ilości, powierzchni i częstości jednostek, ich kształtu, sąsiedztwa, różnorodności i kontrastowości (Przewoźniak 1987, McGarigal i in. 2002). Podobne pozostają także główne problemy analiz przestrzennych: autokorelacja, towarzysząca prawie wszystkim naturalnym procesom, objawiająca się wzrostem różnic w wartościach zmiennych wraz ze zwiększaniem się odległości pomiędzy próbami, anizotropia związana z występowaniem czynnika powodującego ukierunkowanie struktury krajobrazu oraz stacjonarność, zakładająca podobieństwo średniej i wariancji zmiennych opisujących dane zjawisko na całym obszarze badań (Dale i in. 2002).

Celem referatu jest prezentacja wybranych metod z zakresu analiz przestrzennych, wykorzystywanych powszechnie w ekologii krajobrazu i wskazanie na potencjalne kierunki ich adaptacji do badań geokompleksów.

2. Materiały źródłowe

Dla zobrazowania wybranych metod opracowano mapę krajobrazową okolic Tucholi dla powierzchni 90 000 ha, w formacie rastrowym o rozdzielczości 30m (1000x1000 piks.) (ryc.1). Podstawową jednostką jest geokompleks (1871 jednostek) o nieokreślonej randze taksonomicznej, występujący w 137 typach, wyznaczony w oparciu o mapy podstawowe trzech komponentów: rzeźby, litologii i pokrycia terenu.

Mapa typów morfometrycznych rzeźby powstała w wyniku klasyfikacji nienadzorowanej pochodnych numerycznego modelu wysokości, tj. spadku, krzywizny planarnej i wertykalnej oraz wskaźnika, wyrażającego wyniesienie punktu w stosunku do maksymalnej deniwelacji w odpowiadającej mu zlewni cząstkowej (MacMillan i in. 2000). Oparta na dendrogramie generalizacja jednostek pierwotnych pozwoliła na wydzielenie: zboczy, równin w dolnych częściach zlewni cząstkowych (interpretowanych jako dna obniżen dolinnych, rynnowych i wytopiskowych), równin w górnych częściach zlewni cząstkowych oraz równin falistych. Litologię opracowano w oparciu o mapy podstawowe utworów powierzchniowych w skali 1:50 000 (Mapa Geologiczna Polski 1978). Wydzielenia sklasyfikowano na podstawie genezy osadu, na mapie litologicznej zaznaczając: torfy, osady fluwialne, limniczne, równin sandrowych, kemów i ozów, pagórów morenowych, moreny dennej oraz osady eoliczne. Dane o pokryciu terenu uzyskano dokonując reklasyfikacji danych z trzeciego poziomu wektorowej bazy CORINE 2000 (poniżej numery w nawiasach), otrzymując następujące klasy: lasy iglaste (312), lasy liściaste i mieszane (311, 313, 324), grunty orne (211, 242), łąki (231), bagna (411), tereny zurbanizowane (112, 121) oraz zbiorniki wodne (512). Operacje na mapach tematycznych i analizy przestrzenne wykonano w oparciu o rozszerzenie Spatial Analyst, pakietu ArcGIS 9.0 oraz programy Passage (Rosenberg 2001), Fragstats (McGarigal i in. 2002) oraz Vesper (Minasny 2005).



Ryc. 1. A – Lokalizacja obszaru badań na tle regionalizacji fizycznogeograficznej (za Kondrackim 1998): 314.69 Pojezierze Krajeńskie, 314.71 Bory Tucholskie, 314.72 Dolina Brdy, 314.73 Wysoczyzna Świecka;
 B – Mapa geokompleksów obszaru badań: 1. jeziora, 2. granice jednostek

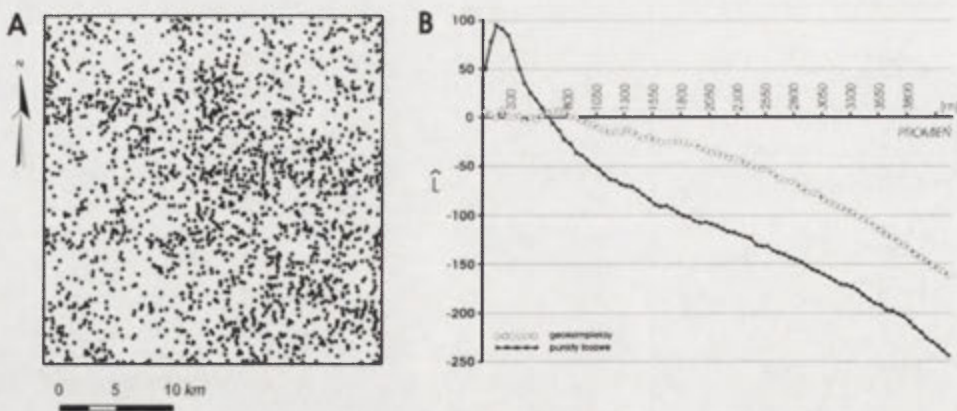
3. Wybrane metody

W ostatnim czasie przedstawiono szereg prac dotyczących przeglądu metod analiz przestrzennych wykorzystywanych w naukach przyrodniczych (między innymi Dale i in. 2002, Fortin i in. 2002, Perry i in. 2002). Ich systematyka opiera się najczęściej o trzy kryteria, którymi są typ danych, skala oraz cel badań. W niniejszej pracy zostały przedstawione te z nich, które zdaniem autora pozwalają na wykrycie zależności, nie rozważanych dotąd w ujęciu geokompleksowym.

Analiza punktowych danych beztrybutowych (x, y) pozwala określić czy zjawisko występuje w przestrzeni w postaci zgrupowań, czy też rozłożone jest losowo lub regularnie. Wykorzystywane do tego celu miary Ripleya K i L oparte są na analizie gęstości punktów zliczanych w poruszającym się okręgu, kilkukrotnie zmieniającym wielkość w danej lokalizacji (Fortin i in. 2002). Średnia ilość obserwacji K jest zazwyczaj standaryzowana względem liczby π i przedstawiana jako funkcja wielkości okręgu L . Wartości dodatnie wskazują na regularny rozkład danych, wartości ujemne oznaczają skupienie, z kolei bliskie zero odpowiadają rozprzestrzenieniu losowemu.

Porównując rozkład centroid geokompleksów obszaru Tuchola z wygenerowanym rozkładem losowym punktów (krzywe na ryc. 2B), zauważyć można dużą i znaczącą regularność ich konfiguracji w obrębie 150 – 200 m. Dalszy przebieg krzywej uwiadczenia zgrupowania punktów na większych skalach analizy (tj. gdy zwiększa się promień okręgu, w którym są zliczane punkty). Pierwszą zależność interpretować można jako wynik dużej różnorodności, a więc ilości geokompleksów, w obrębie lokalnie dość regularnie urozmaiconej rzeźby oraz użytkowania terenu. Wynik analizy pozwala wykryć także drugi poziom organizacji w postaci zgrupowań w skalach ponad 1000 m.

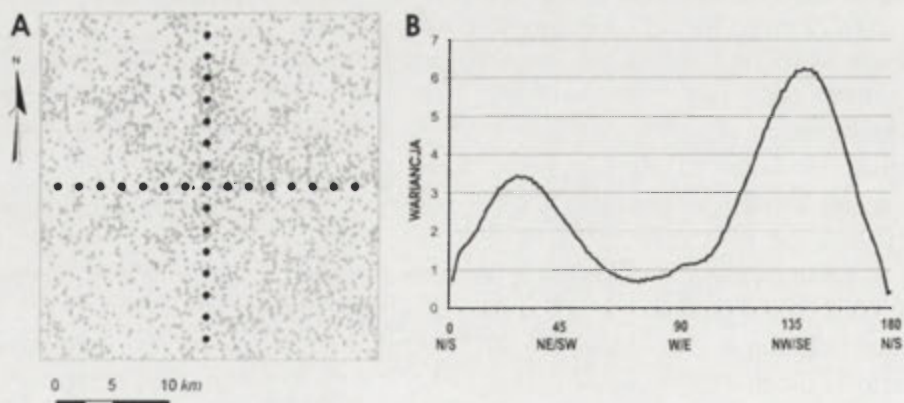
Dane punktowe mogą także posłużyć do zbadania izotropii w rozkładzie geokompleksów przy użyciu analizy falkowej w modyfikacji Rosenberga (2004). Analiza falkowa jest rozwinięciem analiz Fourierskich, z tym, że przebieg krzywych charakteryzujących dane zjawisko (np. przebieg stanu wody w rzece) jest porównywany do pojedynczej falki o ściśle określonej amplitudzie i czasie trwania. Kiedy wzornik w postaci falki odpowiada przebiegowi



Ryc. 2. A – Centroidy 1871 geokompleksów obszaru Tuchola, B – Krzywe funkcji L dla danych z ryc. 2A

danych, wartość transformacji jest wysoka. Zmieniając charakterystyki falki można wykrywać prawidłowości występujące w przebiegu danych w różnych skalach (Percival i in. 2004). Rosenberg (2004) zaproponował modyfikację metody polegającą na podziale obszaru badań na 360 jednokątowych sektorów, w których zliczana jest ilość punktów. Punkty z przeciwległych sektorów należy następnie zsumować, co doprowadzi do powstania „transektu”. Kolejnym krokiem jest wykonanie jego transformacji z wykorzystaniem odpowiedniej falki, zazwyczaj francuski lub meksykański kapelusz.

Duże zmiany wariancji (ryc. 3B), które w trakcie analiz uwidoczniły się przy większych skalach (tj. gdy falka obejmowała większą część transektu) wskazują na znaczną anizotropię w rozkładzie centroid. Wskazać można dwa kierunki grupowania się danych, NW/SE (zauważalny także na rycinie 2A.) oraz mniej wyraźny NE/SW.



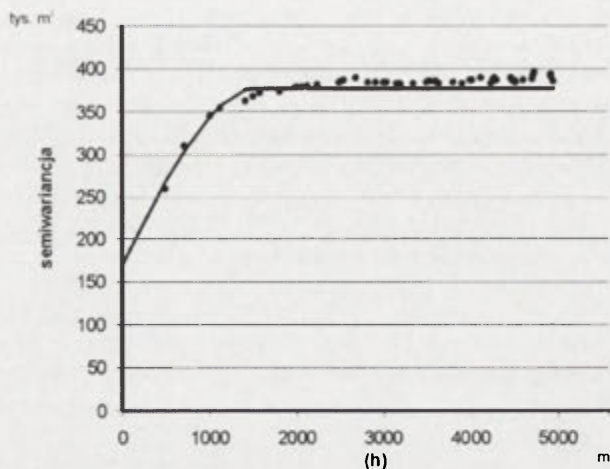
Ryc. 3. A – Punkty centralne rozet umieszczone w głównych osiach obrazu; B – Wyniki analizy falką „meksykański kapelusz”

Punktowe dane atrybutowe, poza lokalizacją niosą informacje o „natężeniu” danego zjawiska. Powszechnie wykorzystywaną metodą analiz tego rodzaju danych jest wariogram, ukazujący oczekiwaną różnicę w wartościach pomiędzy parą zmiennych oddalonych od siebie na określonej odległość (Clark 1979). Warto podkreślić, że semiwariogram przedstawia wyłącznie różnice między parami punktów w funkcji ich oddalania, nie uwzględniając faktycznego położenia i wartości punktów (Magnuszewski 1999).

Rycina 4 przedstawia wariogram eksperymentalny dla długości granic geokompleksów, mierzonej w polach 500x500 m oraz teoretyczny, dopasowany do danych w oparciu o model sferyczny. Promień oddziaływania wynoszący 1582 m, wskazuje na fakt, że gęstości granic są podobne na względnie małych odległościach. Może to potwierdzać przypuszczenie, wynikające

z analizy wskaźników Ripleya o istnieniu skupień niewielkich geokompleksów.

Miary opisujące wzorec krajobrazu mają szerokie zastosowanie w geografii kompleksowej (Pietrzak 1989). Ekolodzy krajobrazu stworzyli szereg narzędzi do przeprowadzenia tego rodzaju analiz, z których najczęściej wykorzystywanym jest program Fragstats (McGarigal 2002).



Ryc. 4. Semiwariogram dla gęstości granic geokompleksów obszaru Tuchola, (kropki – wariogram eksperymentalny, linia – teoretyczny)

Metryki (wskaźniki) krajobrazu mogą dotyczyć kompozycji, czyli cech związanych z ilością i zróżnicowaniem jednostek oraz konfiguracji, która odnosi się do ich przestrzennego charakteru i uporządkowania.

W tabeli 1 przedstawiono wartości głównych metryk dla całego badanego obszaru oraz typu geokompleksu nr 6. (gliniaste równiny faliste, użytkowane rolniczo), którego 64 wydzielania zajmują w krajobrazie 13,7 % powierzchni, charakteryzując się dość złożonymi kształtami, większymi od przeciętnej powierzchniami (por. ryc. 2B.) i dużym stopniem agregacji (maksymalna agregacja zachodzi, gdy dany typ występuje w postaci jednej jednostki).

Tabela 1. Wartości wybranych metryk krajobrazu dla obszaru Tuchola

	KOMPOZYCJA			KONFIGURACJA				
	powierz. [ha]	udział w pow. [%]	liczba geokompl.	śred. pow. geokom. [ha]	wymiar fraktalny	wskaźnik kształtu	wskaźnik agregacji [%]	odległość najbliż. sąsiedztwa. [m]
łącznie	90000	-	1871	48,1	1,087	1,79	93,2	-
typ 6	12304	13,7	64	192,2	1,093	2,03	95,9	469

4. Wnioski

Zaprezentowane metody stanowią bardzo skromną część zbioru, jakim dysponuje ekologia krajobrazu. Rozważyć należy na przykład badania stopnia autokorelacji, analizy przy pomocy modeli neutralnych, czy wykrywanie i prognozowanie przemian z wykorzystaniem Łańcuchów Markowa. Autor ma pełną świadomość faktu, że z uwagi na niewielką ilość badań prowadzonych w ujęciu kompleksowym z wykorzystaniem opisanych metod, interpretacja przedstawionych wyników może być dyskusyjna, choć jak wskazano powyżej pozwalają one na wykrycie zależności przestrzennych, których wcześniej w tym modelu krajobrazu nie rozważano.

Literatura

- Clark I., 1979, *Practical Geostatistics*, Elsevier Applied Science, Publ. Barking, Essex, ss. 129.
- Dale M. R. T., Dixon P., Fortin M. J., Legendre P., Myers D. E., Rosenberg M., 2002, *Conceptual and mathematical relationship among methods for spatial analysis*, *Ecography*, 25, 558-577.
- Fortin M. J., Dale M.R.T., ver Hoef J., 2002, *Spatial analysis in ecology*, *Encyclopedia of Environmetrics*, John Wiley & Sons, Chichester, s. 2051-2058.
- Kondracki J., 1998, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa.
- MacMillan R. A., Pettapiece W. W., Nolan S. C., Goddard T. W., 2000, *A generic procedure for automatically segmenting landforms into landform elements using DEM, heuristic rules and fuzzy logic*, *Fuzzy Sets and Systems*, 11, 81-109.
- Magnuszewski A., 1999, *GIS w geografii fizycznej*, PWN, Warszawa.
- Mapa Geologiczna Polski 1:200000*, arkusz Chojnice, Mojski J. E. (red.), 1978, *A-Mapa utworów powierzchniowych 1:50000*, arkusze: Tuchola, Sępólno, Gostycyn, Lubiewo, Wyd. Geolog. Warszawa.
- McGarigal, K., Cushman S. A., Neel M. C., and Ene E., 2002, *FRAGSTATS: Spatial Pattern Analysis Program for Categorical Maps*, Computer software program produced by the authors at the University of Massachusetts, Amherst.
- Minasny B., McBratney, A.B., and Whelan, B.M., 2005, *VESPER version 1.62*, Australian Centre for Precision Agriculture, McMillan Building A05, The University of Sydney, NSW 2006. <http://www.usyd.edu.au/su/agric/acpa>
- Percival D. B., Wang M., Overland J. E., 2004, *An Introduction to Wavelet Analysis with Applications to Vegetations Time Series*, *Community Ecology*, 5, issue 1, 19-30.
- Perry J. N., Liebhold A. M., Rodenberg M. S., Dungan J., Miriti M., Jakomulska A., Citron-Pousty S., 2002, *Illustrations and guidelines for statistical methods for quantifying spatial pattern in ecological data*, *Ecography*, 25, 578 – 600.
- Pietrzak M., 1989, *Problemy i metody badania struktury geokompleksu*, UAM, Seria Geografia, 45, Poznań.
- Przewoźniak M., 1987, *Podstawy geografii fizycznej kompleksowej*, Skrypty Uczelniane UG, Gdańsk.
- Rosenberg M. S., 2001, *PASSAGE, Pattern analysis, spatial statistics and geographic exegesis*. <http://www.passagesoftware.net>
- Rosenberg M. S., 2004, *Wavelet analysis for detecting anisotropy in point pattern*, *Journal of Vegetation Science*, vol. 15, 277-284.

Przemiany krajobrazów roślinnych w Afryce Równikowej

Jerzy Gilarowski

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

W niniejszym opracowaniu autor podjął próbę ukazania stopnia przekształcenia pierwotnych krajobrazów roślinnych na obszarze nadatlantyckiej części równikowej Afryki. Celem pracy było również sformułowanie – na podstawie tempa przeobrażeń krajobrazu – prognozy zmian w obrazie roślinności rzeczywistej. Obszar badań jest z jednej strony, dość jednorodny pod względem klimatycznym i roślinnym, ale z drugiej strony bardzo zróżnicowany pod względem historycznym, etnicznym, kulturowym, językowym i gospodarczym. Rozciąga się on od gór Fouta Djallon w Afryce Zachodniej po jez. Wiktorii w Afryce Wschodniej oraz południowe krańce Kotliny Kongo w Afryce Środkowej. W niniejszym opracowaniu tereny te będą nazywane Afryką Równikową.

Mapę stopnia przekształcenia pierwotnych krajobrazów roślinnych wykreślono w wyniku nałożenia na siebie różnorodnej treści. Pierwszym krokiem było naniesienie na podkład kartograficzny obszarów podlegających ochronie, a więc parków narodowych i rezerwatów przyrody, które reprezentują *quasi* naturalne krajobrazy roślinne. W tym celu wykorzystano atlas Sayera z 1992 roku (The conservation Atlas of Tropical Forests: Africa) oraz opracowanie The World Conservation Union z roku 1991.

Mapy roślinności zawarte w atlasie Sayera (1992) wykorzystano również do naniesienia na badany obszar terenów pokrytych wilgotnymi lasami równikowymi i lasami podrównikowymi*. Mapy ze wspomnianego opracowania wykonane były na bazie zdjęć satelitarnych (NOAA) z przełomu lat osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych minionego stulecia.

Kolejnym krokiem była aktualizacja treści map** zawartych w omawianym atlasie. Dla autora niniejszego opracowania stanowiły one jedynie podstawę do wykonania własnej mapy. W tym celu przeanalizowano zdjęcia satelitarne, wykonane w późniejszym okresie, przez satelity ASTER, MSS Landsat i SPOT, dostępne na stronach internetowych: <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp> oraz www.google.earth.com.

Dla obszarów, nad którymi zdjęcia nie były wykonane, bądź były nieczytelne ze względu na zachmurzenie, wykorzystano najbardziej aktualne mapy komunikacyjne (patrz bibliografia). Na podstawie tych ostatnich na wykreślaną mapę naniesiono również ciągi komunikacyjne oraz tereny zajęte przez sztuczne zbiorniki wodne.

Wykorzystując mapy użytkowania ziemi zawarte w Diercke drei Universalatlas z 2001 roku wrysowano następnie obszary zajęte przez rolnictwo ekstensywne i intensywne oraz tereny bardzo silnie przekształcone w wyniku działalności przemysłowej, lub w następstwie silnej urbanizacji. Przyjęto, że poszczególne typy użytkowania ziemi mogą reprezentować różny poziom przekształcenia pierwotnych krajobrazów roślinnych. Znajdujące się tam mapy były wykonane w małych skalach, toteż mapy te posłużyły jedynie do nakreślenia przybliżonych zasięgów występowania określonych typów krajobrazów roślinnych.

Przebieg ich granic zweryfikowano porównując otrzymany obraz z mapami zawartymi na stronie internetowej Organizacji do Spraw Wyżywienia i Rolnictwa (FAO): <http://fao.org/countryprofiles/Maps/COD/09/lc/index.html>. Znajdujące się tam mapy wykonane są

* Przyjęto, że tereny pokryte lasami reprezentują krajobrazy w nieznacznym stopniu przekształcone.

** A ściślej – aktualizacja granic terenów pokrytych przez lasy.

dla poszczególnych państw świata. Wykorzystano przede wszystkim mapy zagrożeń środowiskowych oraz mapy przedstawiające użytkowanie ziemi.

Na podstawie obserwacji terenowych i dotychczasowych rezultatów badań autora (Gilarowski 1995, 1997, 1999, 2000, 2002, 2005) przyjęto, że granica zasięgu obszaru o rolnictwie intensywnym (granica silnie przekształconego krajobrazu roślinnego) przebiega tam, gdzie trwałe użytki zielone i grunty orne zajmują ponad 30% terenu oraz tam, gdzie uprawy i odłogi zajmują ponad 50% powierzchni tego terenu. Po naniesieniu na mapę linii obrazujących przytoczone progi oraz porównując ich przebieg z granicami obszarów rolnictwa intensywnego z opracowania Diercke drei Universalatlas okazało się, że ich przebieg jest zbliżony, ale linie te nie pokrywają się ze sobą. Postanowiono wytyczyć granicę „uśrednioną”, będącą wypadkową przebiegu tych trzech wziętych pod uwagę linii.

Wspomniane mapy zagrożeń środowiskowych, zawarte na stronie internetowej FAO, przedstawiają, między innymi, obszary o bardzo silnej degradacji środowiska przyrodniczego. Porównanie granic zasięgów tych obszarów z granicami zasięgów obszarów bardzo silnie przekształconych (ukazanych na mapie z opracowania Diercke drei Universalatlas) oraz uwzględnienie stopnia koncentracji linii komunikacyjnych oraz zagęszczenia miast (na podstawie map komunikacyjnych) dało podstawę do wykreślenia, w tym przypadku dość intuicyjnie, zasięgu obszaru o bardzo silnie przekształconych krajobrazach roślinnych***. Pomocne były również mapy typów użytkowania ziemi (zawarte na stronie internetowej FAO), na których zaznaczono tzw. tereny rozwinięte (developed areas), które ukazywały tereny miast i ich stref podmiejskich.

Ponieważ źródła kartograficzne, z których korzystano, były opracowane w różnych skalach (i w różnych odwzorowaniach), poddano je skanowaniu, a następnie przeprowadzono digitalizację uzyskanych obrazów celem uzyskania mapy w obrazie cyfrowym (w programie MapInfo). Dzięki temu otrzymano również powierzchnię wszystkich pól, które pojawiły się na mapie poprzez nałożenie na siebie wyżej opisanej treści.

Reasumując, na otrzymanej w ten sposób **mapie stopnia przekształcenia pierwotnych krajobrazów roślinnych** wyróżniono 6 typów krajobrazu:

1. krajobrazy *quasi* naturalne,
2. krajobrazy w nieznacznym stopniu przekształcone,
3. krajobrazy mało przekształcone,
4. krajobrazy wyraźnie przekształcone,
5. krajobrazy silnie przekształcone,
6. krajobrazy bardzo silnie przekształcone.

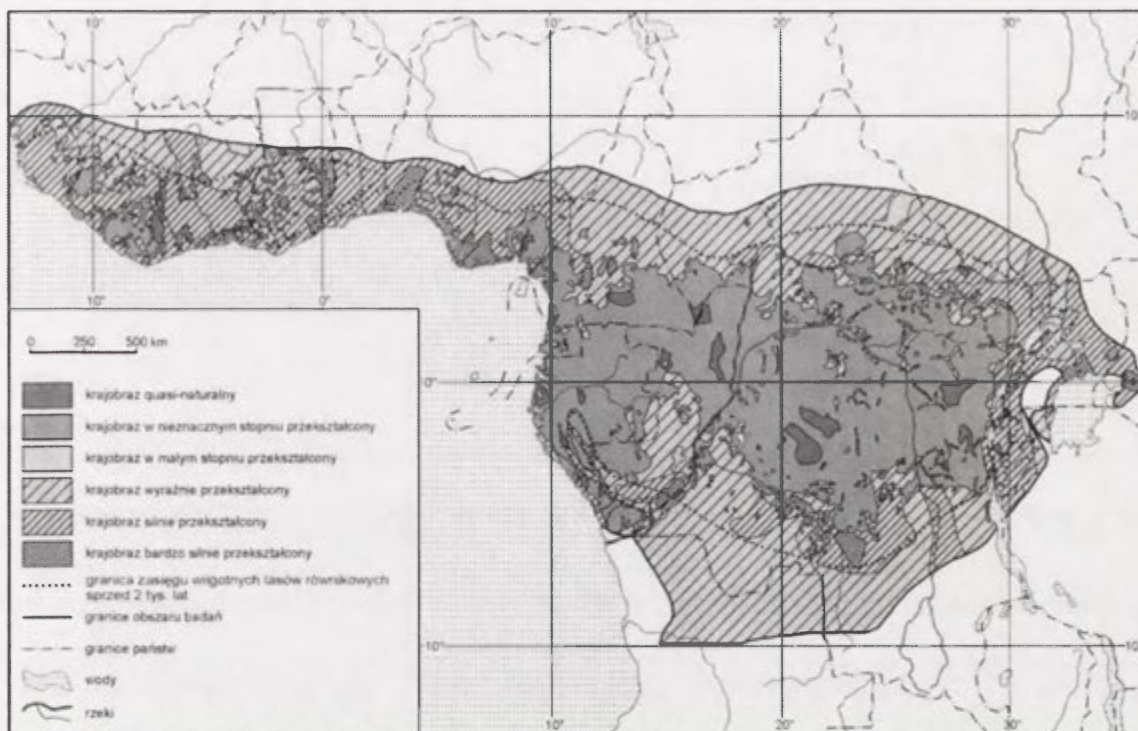
Krajobraz *quasi* naturalny reprezentują głównie wilgotne, wiecznie zielone lasy równikowe, na których przyroda podlega ochronie. Są to parki narodowe, rezerваты przyrody, rezerваты fauny i tak zwane rezerваты specjalne (special reserve). Roślinność tych obszarów możemy uznać za roślinność zbliżoną do naturalnej (tworzącą krajobraz *quasi* naturalny). Fizjonomicznie, nosi ona charakter pierwotny, chociaż zapewne była w przeszłości, w większości przypadków, wielokrotnie karczowana i wypalana, a pozyskana parcela podlegała uprawie.

Krajobraz w nieznacznym stopniu przekształcony występuje na terenach lasów równikowych i podrównikowych, nie objętych coprawda ochroną, ale znajduje się on w miejscach gdzie gęstość zaludnienia jest dość niska (nie przekracza 20 osób na kilometr kwadratowy). Występują tam głównie lasy wtórne, będące w różnym stadium sukcesji w kierunku lasów pierwotnych. Mieszkańcy tych terenów zajmują się głównie wędrownym rolnictwem żarowo-odłogowym. Jest to gospodarka *quasi* naturalna, gdzie produkcja na rynek nie odgrywa większej roli.

Krajobraz roślinny w małym stopniu przekształcony reprezentują tereny parków narodowych, rezerwatów przyrody, rezerwatów fauny, bądź rezerwatów specjalnych, występujących na

*** Wytyczone przez otrzymane linie obszary zajmują bardzo małe powierzchnie. Ich dokładny przebieg mógłby być w sposób bardziej precyzyjny wykreślony na mapach topograficznych.

obszarze niegdyś wylesionym. Roślinność tych terenów, wyłączona w momencie powstania parków i rezerwatów spod wpływów antropogenicznych, stopniowo ewoluuje w kierunku roślinności pierwotnej.



Ryc. 1. Mapa stopnia przekształcenia pierwotnych krajobrazów roślinnych Afryki Równikowej

Krajobraz wyraźnie przekształcony występuje na obszarach, na których lasy pokrywają mniej niż 50% powierzchni terenu. Dominuje tutaj rolnictwo żarowo-odłogowe, przy czym okres regeneracji roślinności na opuszczonym polu uprawnym trwa nie więcej niż 10 – 15 lat.

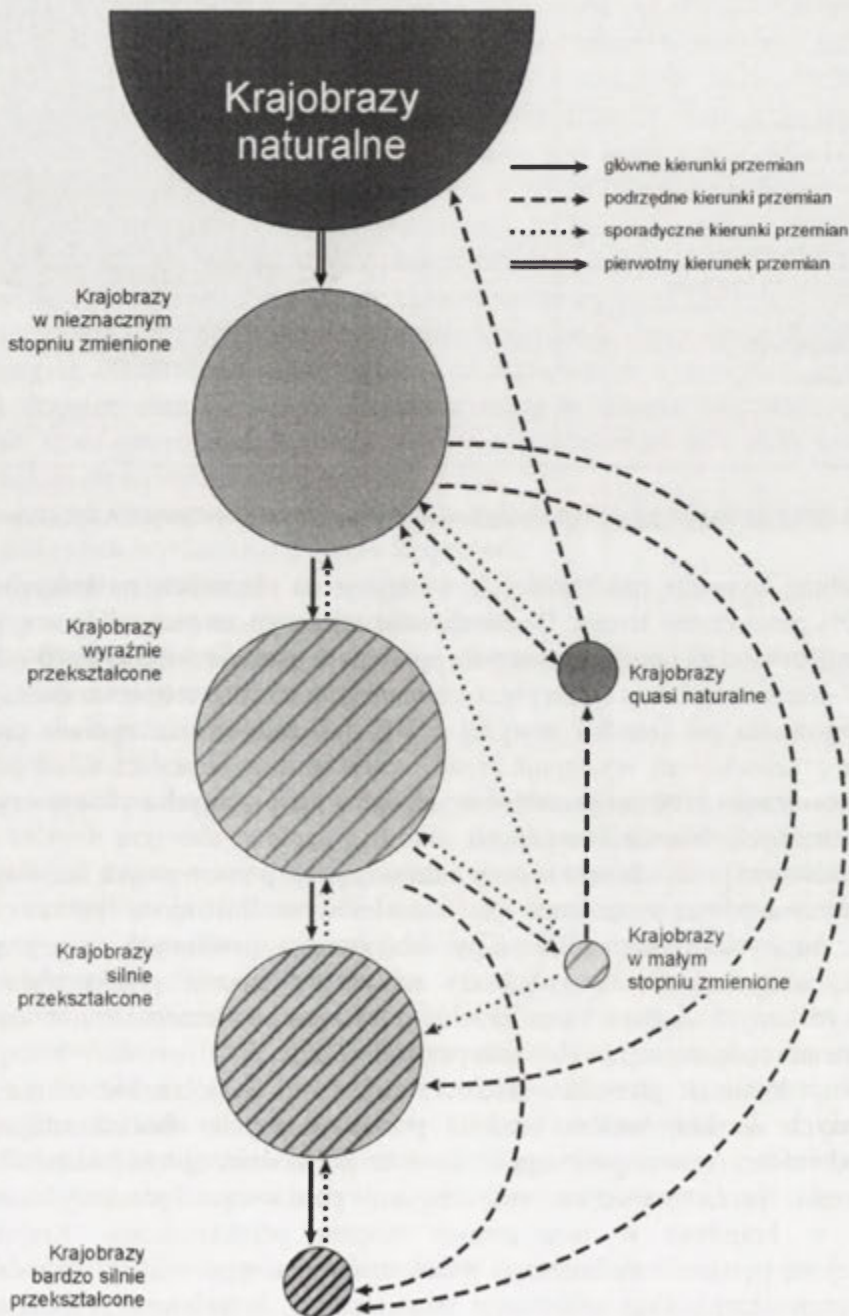
Na obszarze krajobrazu silnie przekształconego przeważa rolnictwo intensywne, o krótkim okresie odłogowania pól (rzadko powyżej 5 lat), lub rolnictwo o uprawie ciągłej. Krajobraz bardzo silnie przekształcony występuje przede wszystkim na obszarach silnie zurbanizowanych, terenach koncentracji obiektów przemysłowych (głównie przemysł wydobywczy) i w miejscach powstania sztucznych zbiorników wodnych.

Na podstawie prześledzenia historii antropogenizacji pierwotnych krajobrazów roślinnych można przedstawić proces przemian w ujęciu modelowym. Ilustruje to rycina nr 2. Powierzchnie kół, reprezentujących poszczególne typy krajobrazów roślinnych, są proporcjonalne do powierzchni, jakie zajmują te krajobrazy na mapie stopnia przekształcenia pierwotnych krajobrazów roślinnych. Suma ich powierzchni jest równa powierzchni krajobrazów pierwotnych, sprzed okresu antropogenizacji środowiska przyrodniczego.

Główny kierunek przemian skierowany jest od krajobrazów w mniejszym stopniu przekształconych do krajobrazów bardziej przekształconych, chociaż zdarzają się również przemiany odwrotne. Antropogenizacja środowiska przyrodniczego na badanym obszarze została zapoczątkowana przez rolnictwo stopniowym, punktowym przekształcaniem krajobrazu naturalnego w krajobraz w nieznacznym stopniu przekształcony. Krajobraz ten, przy zwiększającej się gęstości zaludnienia (i jednocześnie antropopresji), przechodził przez kolejne etapy antropogenizacji. Ciąg głównych przekształceń krajobrazowych można przedstawić następująco:

krajobraz naturalny → krajobraz w nieznacznym stopniu przekształcony (typ 2) → krajobraz wyraźnie przekształcony (typ 4) → krajobraz silnie przekształcony (typ 5) → krajobraz całkowicie przekształcony (typ 6).

Największe natężenie tych przemian zachodzi przy transformacji krajobrazu w nieznacznym stopniu przekształconego (2) w krajobraz wyraźnie przekształcony (4). Obrazuje to obecne tempo zmniejszania się powierzchni wilgotnych lasów równikowych. Z kolei najmniejsze rozmiary (w sensie zajmowanej powierzchni) przybiera zjawisko przekształcania krajobrazu silnie przekształconego (5) w krajobraz bardzo silnie przekształcony (6), co wynika ze specyfiki prowadzonej tam działalności gospodarczej, nie wymagającej dużej powierzchni (przemysł, budownictwo, handel itd.).



Ryc. 2. Model antropogenizacji pierwotnych krajobrazów roślinnych badanego obszaru

Określenie (uschematyzowanie) kierunków i mechanizmów przemian krajobrazowych pozwala, zdaniem autora, na pewną ich prognozę. Należałoby jednak ustalić najpierw pewne założenia progowe, gdyż badany obszar jest bardzo zróżnicowany pod względem stopnia antropogenizacji krajobrazu roślinnego oraz kierunków przemian zachodzących w różnych jego miejscach. Wymownym przykładem jest porównanie w niskim stopniu przekształconego obszaru Afryki Środkowej i znacznie przekształconego Afryki Zachodniej (a szczególnie słabo przeobrażonych terenów Gabonu czy Gwinei Równikowej i silnie zmienionych Beninu lub Togo).

Przede wszystkim należy przyjąć jakie będzie tempo wylesiania w przyszłości. Przypuszczalnie zmniejszy się ono z 1,6% rocznie (obecnie) do ok. 0,5-0,8% (średnia dla XXI wieku – szacunek własny autora). Zmniejszy się również tempo przyrostu ludności****, co będzie miało bezpośredni wpływ na gęstość zaludnienia, a w tym także na przestrzenne przesuwanie się określonych wielkości progowych gęstości zaludnienia występujących pomiędzy poszczególnymi typami przekształconych krajobrazów roślinnych.

Największą zmianą, jaka nastąpi w omawianym okresie, będzie drastyczne zmniejszenie się powierzchni krajobrazu w nieznacznym stopniu przekształconego. Trudno jest dokładnie oszacować wielkość tej zmiany. Na całym badanym obszarze średnie roczne tempo zmniejszania się powierzchni wilgotnych lasów równikowych wynosi obecnie 1,6%, jednakże występują duże różnice pomiędzy poszczególnymi krajami (średnie roczne tempo wylesiania wynosi w Burundi 9%, Rwandzie 3,7%, Republice Kongo 0,1%, a w Gabonie 0,0%). Gdyby oprzeć się na wielkości określającej obecne roczne tempo wylesiania dla całego obszaru, to z prostego wyliczenia wynikłoby, że lasy teoretycznie mogłyby zniknąć całkowicie już w drugiej połowie XXI wieku. Wydaje się to jednak mało prawdopodobne, chociażby z tego względu, że lasy występujące na obszarze Demokratycznej Republiki Kongo stanowią około 50% aktualnej powierzchni leśnej badanego obszaru, zaś średnie roczne tempo wylesiania w tym kraju wynosi tylko 0,4%.

Prawdopodobnie zwiększeniu ulegną środki przyznawane przez bogate kraje świata na ochronę środowiska w krajach biednych (spotkanie przywódców najbogatszych państw świata, tzw. grupy G-8, w lipcu 2005 roku w Szkocji poświęcone pomocy dla krajów Afryki).

Z drugiej strony, tempo zanikania lasów, jak dotąd, nie słabnie, ludności wciąż przybywa, a ochrona przyrody w Demokratycznej Republice Kongo, w wyniku toczącego się przez ostatnie dziesięć lat konfliktu zbrojnego, praktycznie nie istniała, a trudno przewidzieć, co nastąpi w tej kwestii w przyszłości. Biorąc pod uwagę powyższe fakty autor szacuje, że pod koniec bieżącego stulecia powierzchnia krajobrazu w nieznacznym stopniu przekształconym zamknie się w przedziale od 5 do 10 % (obecnie 36%).

Wydaje się, że powierzchnia krajobrazu *quasi* naturalnego (objętego ochroną) i w małym stopniu przekształconego nie ulegnie większej zmianie. Przypuszczalnie, z jednej strony, powstaną zapewne nowe obszary przyrody chronionej, ale z drugiej strony, presja człowieka na środowisko, przy wciąż szybko wzrastającej gęstości zaludnienia, spowoduje degradację roślinności na części terenów parków narodowych i rezerwatów przyrody.

Również nie powinna zmienić się powierzchnia krajobrazów wyraźnie przekształconych. W pewnych miejscach ich obszar będzie systematycznie zmniejszał się w wyniku transformacji rolnictwa ekstensywnego w rolnictwo intensywne (4 → 5), w innych, będzie się jednocześnie powiększał przez degradację lasów (2 → 4).

Wyraźnemu powiększeniu ulegnie, przypuszczalnie, powierzchnia krajobrazów silnie przekształconych, głównie kosztem krajobrazów wyraźnie przekształconych (4 → 5). Zwiększy się również powierzchnia krajobrazów bardzo silnie przekształconych, przede wszystkim poprzez rozszerzanie się terenów miast.

**** Zjawisko to obserwuje się już od końca lat osiemdziesiątych, przy czym coraz większy wpływ ma na to wzrastająca liczba nosicieli wirusa HIV. Na początku lat osiemdziesiątych minionego stulecia przyrost naturalny w krajach położonych na południe od Sahary wynosił 3%, a na przełomie stuleci już tylko 2,6% (African Development Indicators, 2003). Przypuszczalnie wskaźnik ten obniży się do 2% w ciągu następnego ćwierćwiecza, a pod koniec XXI wieku może wynieść nawet 1 – 1,5%.

Opracowanie niniejsze nie miało na celu przygotowanie ścisłej prognozy dla konkretnego regionu, bądź kraju. Zadaniem autora było jedynie przedstawienie ogólnych kierunków zmian na badanym obszarze oraz wskazanie na możliwości ich prognozowania. Prognozy bardziej szczegółowe, dotyczące poszczególnych krajów badanego obszaru, w których różna jest intensywność przemian, powinny oprzeć się na znajomości przedstawionych wyżej mechanizmów przekształceń krajobrazu i jednocześnie uwzględniać specyfikę społeczno-gospodarczą kraju (dynamikę wzrostu gęstości zaludnienia, ruchy migracyjne, powstawanie regionalnych biegunów wzrostu gospodarczego, efektywność przedsięwzięć w celu ochrony przyrody itp.).

Literatura

- African Development Indicators*, 2003, The World Bank, Washington, D.C.
- Africa North East and Arabia*, 1:4 000 000, 2003, Motoring & Tourist Map, Michelin, Paris.
- Africa North&West*, 1:4000 000, 2003, Motoring&Tourist Map, Michelin, Paris.
- Afrique Centre et Sud*, 1:4 000 000, 2003, Carte Routière et Touristique, Clermont-Ferrant.
- Diercke drei Universalatlas*, 2001, Westermann, Braunschweig.
- Gabon: Carte touristique routière*, 1:1 000 000, 1994, I.G.N., Paris.
- Gilarowski J., 1995, *Czynniki degradacji wilgotnych lasów równikowych w Zairze*, Praca doktorska, WGiSR UW, Warszawa.
- Gilarowski J., 1997, *Les facteurs de la dégradation de la forêt humide équatoriale*, *Africana Bulletin*, 44, Wyd. UW, Warszawa.
- Gilarowski J., 1999, *Czynniki degradacji wilgotnych lasów równikowych Tai i Nyungwe*, *Prace i Studia Geograficzne*, 25, WGiSR UW, Warszawa.
- Gilarowski J., 2000, *Analyse des facteurs de dégradation de la forêt humide équatoriale de Nyungwe*, *Miscellanea Geographica*, 9, WGiSR UW, Warszawa.
- Gilarowski J., 2002, *Deforestation en Afrique centrale. Les facteurs de la dégradation des forêts denses humides équatoriales dans la République Démocratique du Congo*, Wyd. Akademickie DIALOG, Warszawa.
- Gilarowski J., 2005, *Krajobrazy naturalne i kulturowe Afryki Równikowej oraz ich granice*, [w:] *Krajobraz kulturowy. Aspekty teoretyczne i metodologiczne*, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, t. IV, Sosnowiec.
- République centrafricaine. Carte générale*, 1:1500 000, 1993, I.G.P., Institut Géographique National, Paris.
- Sayer J.A. (red), 1992, *The Conservation Atlas of Tropical Forests: Africa*.
- The World Conservation Union (IUCN)*, 1991, Protected Areas of the World. 3, Afrotropical, The World Conservation Monitoring Centre, Cambridge, UK.
- <http://fao.org/countryprofiles/Maps/COD/09/lc/index.html>.
- <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>.
- www.google.earth.com

Obiekty hydrotechniczne w rejonie Bydgoskiego Węzła Wodnego i ich wpływ na zagrożenie powodziowe miasta

Marcin Gorączko

Katedra Inżynierii Sanitarnej i Wodnej, Akademia Techniczno-Rolnicza, Bydgoszcz

1. Wprowadzenie

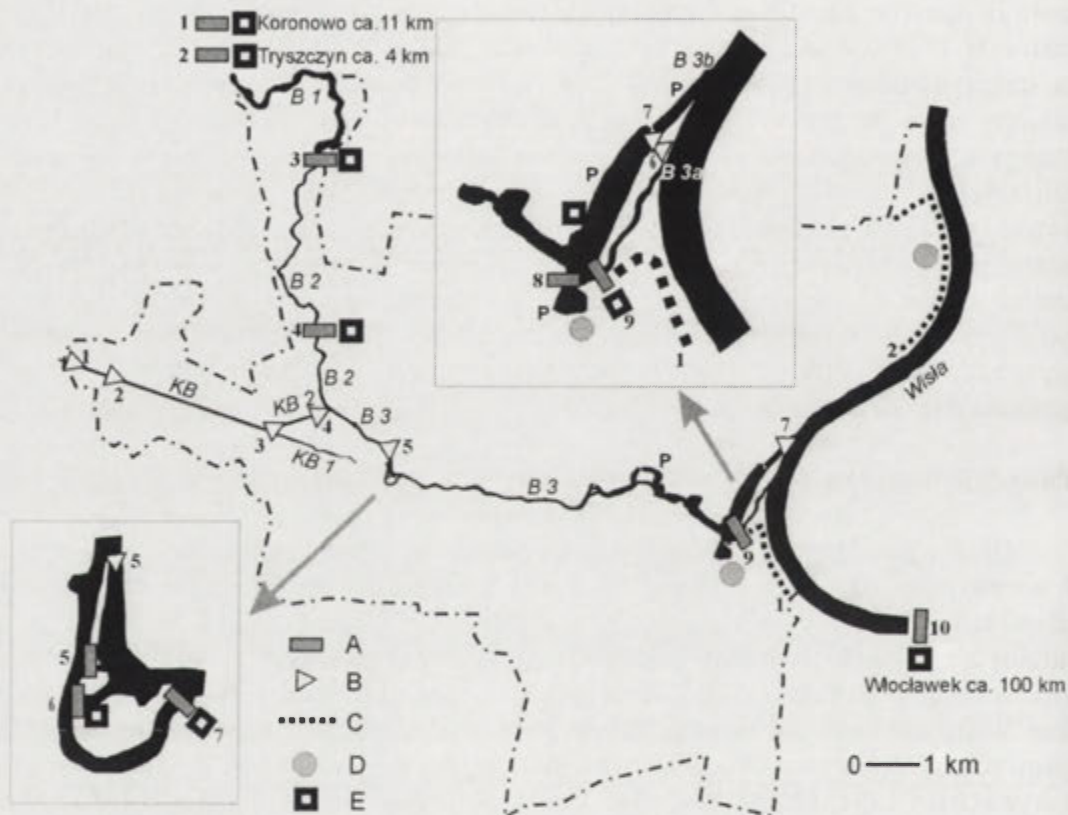
Bydgoski Węzeł Wodny powstał w drugiej połowie XVIII w., kiedy dzięki budowie Kanału Bydgoskiego możliwa w tym rejonie stała się żegluga pomiędzy dorzeczem Odry i Wisły (Jankowski 1975). Według aktualnej nomenklatury dróg wodnych w węźle tym przecinają się dwa międzynarodowe szlaki E 70 i E 40. W rzeczywistości znaczenie Bydgoskiego Węzła Wodnego nawet w krajowej sieci transportowej zostało ostatnio zupełnie zmarginalizowane, a dzisiejsze przewozy towarów są najmniejsze w historii eksploatacji węzła. W perspektywie najbliższych lat nie należy spodziewać się istotnych postępów w tym zakresie, na co niewątpliwie główny wpływ ma zła kondycja żeglugi śródlądowej w całym kraju. Specyfiką opisywanego obszaru jest duża ilość obiektów hydrotechnicznych, budowanych głównie na przestrzeni ostatnich 230 lat (Gorączko 2003). Z uwagi na wielokrotnie pojawiające się w przeszłości w tym rejonie wysokie wezbrania, przynoszące znaczne szkody gospodarcze, dokonano analizy zakresu przeprowadzonych dotychczas prac hydrotechnicznych oraz ich oceny pod kątem wpływu na stan zagrożenia powodziowego na obszarze miasta.

2. Powódzie w rejonie Bydgoszczy – przyczyny, przebieg i zasięg

Obszar znajdujący się obecnie w granicach administracyjnych Bydgoszczy w przeszłości był wielokrotnie nawiedzany przez powódzie. Szczególnie często pustoszone były w czasie wezbrań tereny dawnych wsi Łęgnowo, Otorowo, Łoskoń i Pałecz, co obiektywnie należy uznać za naturalne zjawisko przyrodnicze – zostały one po prostu ulokowane na terasie zalewowej Wisły, a więc w obrębie jej łożyska. Jak wynika z analizy ponad stuletnich ciągów obserwacyjnych na dolnej Wiśle zaznacza się wyraźna przewaga powodzi zimowych, w tym zwłaszcza powodzi zatorowych, spowodowanych zablokowaniem odpływu wód wiślanych przez nagromadzoną krę lub śryż (Grześ 1991; Grześ, Pawłowski 2005). W porównaniu ze skłonnością do wylewów Wisłą, Brdę nawet bez ingerencji człowieka, cechowała duża regularność przepływów w prawie całym jej biegu. Nie dotyczyło to jedynie końcowego odcinka rzeki, począwszy od miejsca, w którym wpływa ona do Kotliny Toruńskiej. Wystąpienie wysokich stanów na Wiśle w rejonie Bydgoszczy zwykle przekładało się na podniesienie poziomu wody na Brdzie w wyniku cofki. Jej zasięg przeważnie obejmował ujście Brdy, jednak w niekorzystnych warunkach (wysokie i długotrwałe wezbranie na Wiśle), sięgał kilkanaście kilometrów w głąb doliny Brdy, docierając do najstarszej części miasta. Na opisywanym obszarze największe powódzie wystąpiły w wyniku zatorów na Wiśle w 1854, w 1888 (ekstremum obserwacyjne dla centralnej części Bydgoszczy), w 1889 (ekstremum obserwacyjne w Brdujściu), w 1924, w 1931, w 1937 i w 1947 roku (Gorączko 2005). Oprócz bezpośredniej przyczyny, powódzie te łączy ze sobą także niekorzystny splot zjawisk meteorologicznych na obszarze kraju – gwałtowne ocieplenie w południowej i środkowej części dorzecza Wisły przy nadal utrzymujących się silnych mrozach w zlewni dolnej Wisły. Na tym tle za specyficzną należy uznać powódź przyniesioną przez lipcowe wezbranie w 1934 roku. Jej zasięg w obrębie miasta był znaczny, zbliżony do powodzi z 1924 roku.

3. Prace hydrotechniczne i ich wpływ na stan zagrożenia miasta

Kanał Bydgoski wybudowany w latach 1772-1774, a następnie wielokrotnie modernizowany, należy traktować jako jeden z większych dopływów Brdy. Oznacza to, że mimo dużych możliwości regulacji (obecnie pięć śluz) przepływem w czasie wezbrań, zwłaszcza wiosennych, kiedy w zlewni kanału duże ilości wody były retencjonowane w gruncie i pokrywie śnieżnej, przebieg roztopów może mieć niekorzystny wpływ na podniesienie stanów wody na Brdzie miejskiej. W czasach, kiedy Kanał Bydgoski był intensywnie wykorzystywaną drogą wodną, źle połączone tratwy i barki zagrażały położonej poniżej ujścia Kanału, śluzie miejskiej – podstawowym obiekcie hydrotechnicznym różnicującym poziomy wody w centralnej części miasta (ryc. 1).



Ryc. 1. Bydgoski Węzeł Wodny

BK i BK 2 – Kanał Bydgoski. BK 1 – dawny odcinek Kanału. B 1 – Zbiornik Smukała. B 2 – Brda. B 3 i B 3b – Brda skanalizowana. B 3a – dawne ujście Brdy, P – basen portowy.

A – Stopień wodny (1. Koronowo, 2. Tryszczyń, 3. Smukała, 4. Opławiec – projektowany, 5. Wyspa Młyńska -Kanał ulgi, 6. Wyspa Młyńska-Międzywodzie – projektowany, 7. Wyspa Młyńska – jaz farny, 8. Czersko Polskie – brama wodna, 9. Jaz Czersko Polskie);

B – Śluza (1. Osowa Góra, 2. Prądy, 3. Czyżkówko, 4. Okole, 5. Miejska, 6. Czersko Polskie, 7. Brdyujście),

C – Wał przeciwpowodziowy (1. Łęgowo – Otorowo, 2. Łoskoń – Pałcz); D – Komunalna oczyszczalnia ścieków; E – Elektrownia wodna.

Niewątpliwie największe znaczenie dla kształtowania stanów wody na Brdzie miało wybudowanie szeregu stopni wodnych. Głównym celem takiej zabudowy hydrotechnicznej było usprawnienie żeglugi oraz wykorzystanie energii wodnej, a nie wyeliminowanie zagrożenia powodziowego w mieście. Budowa stopni wodnych Brdy przebiegało w kilku etapach. Pierwszy powstał w rejonie obecnej śluzy miejskiej, najprawdopodobniej jeszcze w średniowieczu. W XVII istniały już jazy w obrębie tzw. Wyspy Młyńskiej, natomiast najszerszy zakres miały prace podjęte w drugiej połowie XIX wieku, kontynuowane jeszcze w pierwszej dekadzie wieku następnego. Zaliczyć do nich należy przebudowę śluzy miejskiej, budowę śluzy na Kapuściskach (obecnie nie istniejącej), śluzy Brdyujście, jazu w Czersku Polskim oraz wytyczenie nowego ujścia Brdy do Wisły. Brda została znacznie podpiętrzona, w efekcie czego, współcześnie

zwierciadło wody na Brdzie średnio wznosi się około 3,5 metra ponad wody Wisły. Na skutek tego, a także lokalizacji szeregu basenów portowych zalane zostały w sposób trwały najniższe położone tereny w ujściu Brdy i jako takie najbardziej narażone w trakcie niewielkich nawet wezbrań. Dalszą stabilizację stanów wody na Brdzie przyniosła lokalizacja trzech elektrowni wodnych, w Trzyszczynie, Smukale i Koronowie, przy czym ostatni z wymienionych obiektów pełni tutaj zdecydowanie pierwszoplanową rolę ze względu na duże możliwości retencjonowania wody, wynikające ze znacznej pojemności Zalewu Koronowskiego (80,6 mln m³, przy średnim dopływie przekraczającym 22 m³/s). Jedynym niekorzystnym aspektem tych prac z punktu widzenia ochrony przeciwpowodziowej miasta jest zwiększenie liczby przeszkód dla pochodu lodów, co ujawniło się w lutym bieżącego roku, kiedy na skutek zamarznięcia jazu farnego istniała realna groźba podtopienia Wyspy Młyńskiej.

Pierwsze prace regulacyjne na Wiśle w rejonie dzisiejszej Bydgoszczy zostały podjęte w połowie XIX wieku, największe zaś nasilenie uzyskały w okresie od lat 70. XIX wieku do pierwszej dekady XX wieku. Jednym z celów, jakie zamierzano wówczas osiągnąć było zmniejszenie zagrożenia powodziowego na terenach nadwiślanych, głównie poprzez udrożnienie koryta rzeki. Do najbardziej istotnych zmian hydrograficznych należy zaliczyć likwidację kilku dużych wysp na Wiśle występujących na północ od Fordonu (Gorączko 2001 a, 2001 b). Występowanie powodzi na tym odcinku w późniejszym okresie, dowodzi, że poprzez prace regulacyjne nie udało się w zadowalającym stopniu zmniejszyć zagrożenia powodziowego. W rejonie miasta nadal występują groźne miejsca zatorogenne (na wysokości Łęgnowa i Fordonu). Nie udało się także utrzymać zakładanej w projekcie bezpiecznej głębokości koryta Wisły uregulowanej, ponieważ nie doceniono skutków wzrostu depozycji rumowiska rzeczno-ego w dorzeczu Wisły.

Na opisywanym obszarze obwałowania towarzyszą w zasadzie tylko Wiśle. W dolinie Brdy, wąskiej i głęboko wciętej, gdzie zabudowa już od dawna wkroczyła na tereny nadrzeczne, możliwości biernej ochrony przeciwpowodziowej są bez porównania bardziej ograniczone, a często nieopłacalne. Od początku XX wieku wał o długości blisko 8 km chroni tereny zalewowe w rejonie Łęgnowa i Otorowa o powierzchni 890 ha. Dodatkowo od II wojny światowej na terenie zawala funkcjonuje pompownia umożliwiająca odprowadzanie wody z gęstej sieci rowów melioracyjnych, rozcinających ten obszar. Należy podkreślić, że mimo zabezpieczeń obszar ten został zalany w czasie powodzi z lat 1924, 1934, 1937 i 1947.

Znacznie później, bo w 1986 roku ochroną objęto drugi bydgoski fragment terasy zalewowej Wisły o powierzchni 440 ha w rejonie Pałcza i Łoskonia.

4. Wnioski do dyskusji

Ogólnie należy stwierdzić, prace hydrotechniczne w obrębie Bydgoskiego Węzła Wodnego, a zwłaszcza kaskadowa zabudowa stopniami wodnymi cieków przyczyniły się do znaczącej poprawy w zakresie sterowanego kształtowania stanów wody i przepływów, zarówno w okresach niżówek jak i wezbrań. W związku z tym obecnie wśród specjalistów z zakresu gospodarki wodnej i zarządzania kryzysowego dominuje pogląd o nieznacznym, tzn. wyrażonym niskim współczynnikiem prawdopodobieństwa, zagrożeniu katastrofalnymi wylewami w rejonie Bydgoszczy. Faktem jest, że okres ostatnich 40 lat nie zaznaczył się na opisywanym obszarze nadzwyczajnymi zjawiskami hydrologicznymi. Nawet powódź lipcowa z 1997 roku, w rejonie Bydgoszczy miała już łagodny przebieg. To wszystko powoduje, że w ostatnich latach na obszarze miasta obserwowana jest niepokojąca tendencja do coraz bardziej śmiałego wkraczania zabudowy na tereny znajdujące się w zasięgu wód katastrofalnych. Lokalizowane są tutaj kolejne obiekty mieszkaniowe, przemysłowe i usługowe. I chyba faktycznie jest tak jak napisał Z. Kundzewicz (2000), że powódzie są sprawą Boga, natomiast straty powodziowe wynikają z działań człowieka, skoro w Bydgoszczy na terenach zalewowych, ale chronionych wałami Wisły, zlokalizowano dwie komunalne oczyszczalnie ścieków obsługujące blisko 400 tys.

i uprzemysłowione miasto wraz z okolicznymi gminami. Skądinąd z punktu widzenia gospodarki wodno-ściekowej miasta, traktowanego jako system w sensie technicznym, ta lokalizacja jest bardzo korzystna.

Zbyt często zapomina się, że decyzja o sztucznym utrzymywaniu stanów wody za pomocą budowli piętrzących i wałów, jest jednoznaczna z podjęciem ryzyka wynikającego gwałtownego wyrównania spadków podłużnych na rzece w przypadku katastrofy budowlanej. Obiekty hydrotechniczne zagrożone są zwłaszcza podczas wezbrań lub pochodu lodów, kiedy rzeka dąży do ich zniszczenia. Przeprowadzona kontrola stanu technicznego obwałowań w Polsce w 2000 roku (trzy lata po powodzi często określanej jako tysiącletnia), wykazała zbyt duże zaniedbania w tym zakresie (Borys 2002). W Bydgoszczy najbardziej jaskrawym ich przykładem był fakt utrzymywania w latach 1973 – 1999 śluzy w Brdujściu, obiektu hydrotechnicznego o kluczowym znaczeniu dla stabilizacji sztucznego poziomu na Brdzie w obrębie miasta, w stanie grożącym nagłą utratą stateczności. Katastrofalne obniżenie zwierciadła wody na górnym stanowisku śluzy wiązało by się z nieobliczalnymi skutkami dla całej gospodarki wodnej w Bydgoszczy (Orłowski 2000).

Obszary zalewowe są miejscem zmagania środowiska wodnego i lądowego, jak również konfliktu pomiędzy koncepcją nieograniczonej ekspansji miasta a zgodą na swobodne występowanie rzeki ze swojego koryta w czasie wezbrań. W tym drugim przypadku wciąż dużym problemem jest wyznaczenie możliwej do przyjęcia przez obie strony granicy kompromisu.

Żywotnym interesem miasta jest to, aby obiekty hydrotechniczne znajdujące się na jego obszarze pełniły swoje funkcje bez zakłóceń, pozostając w dobrym stanie technicznym i pod nieustanną kontrolą. Nie ulega wątpliwości że Bydgoski Węzeł Wodny w swoich założeniach i realizacji reprezentuje technokratyczne (inżynierskie) podejście w rozwiązywaniu kwestii wodnych, które to podejście niestety skompromitowało się w wielu miejscach w Polsce i na Świecie (Żelazo, Popek 2002), stąd też ryzyko katastrofalnych powodzi w Bydgoszczy istnieje i będzie istniało nadal. Z drugiej strony nie ulega także wątpliwości, iż walor w postaci unikatowego w skali kraju węzła hydrograficznego, stanowiącego oś architektoniczną miasta, powinien zostać w rozsądny sposób wykorzystany.

Literatura

- Borys M., 2002, *Stan wałów przeciwpowodziowych w przededniu powodzi 2001*, Gosp. Wod. 2, SIGMA-NOT, Warszawa, s. 82-86.
- Galon R., 1953, *Morfologia doliny i zandru Brdy*, Stud. Soc. Sci. Tor., TNT, Vol. VII, nr 6, Sec. 6, Toruń, ss. 53.
- Gorączko M., 2001a, *Zarys zmian hydrograficznych w obrębie dawnych kęp wiślanych w Bydgoszczy w oparciu o wybrane źródła kartograficzne*, Kron. Bydg. 2000, tom XXII, TMMB, Bydgoszcz, s. 235-245.
- Gorączko M., 2001b, *The hydrography of ox-bows in Fordon Valley in Bydgoszcz*, Limn. Rev., Vol. 1/2001, PTLim, UMK, Toruń, s. 109-115.
- Gorączko M., 2003, *Analiza zmian hydrograficznych w Bydgoszczy w ujęciu historycznym*, Maszynopis rozprawy doktorskiej, Archiwum WNGiG UAM, Poznań.
- Gorączko M., 2005, *Powódzie w rejonie Bydgoszczy (cz.1). Powódzie zatorowe z lat 1888 – 1966*, Kron. Bydg., XXVI, TMMB, Bydgoszcz, s. 95-124.
- Grześ M., 1991, *Zatory i powódzie zatorowe na dolnej Wiśle – mechanizm i warunki*, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Grześ M., Pawłowski B., 2005, *Problemy ochrony przed powodziąmi wiślany w województwie kujawsko-pomorskim*, AUNC, Geogr. XXXIII, Z.111, UMK, Toruń, s. 3-19.
- Jankowski A.T., 1975, *Stosunki hydrograficzne Bydgoskiego Węzła Wodnego i ich zmiany spowodowane gospodarczą działalnością człowieka*, Stud. Soc. Scien. Tor., Sup. VII, PWN, Warszawa – Poznań – Toruń.
- Kundzewicz Z. W., 2000, *Gdyby mała wody miarka. Zasoby wodne dla trwałego rozwoju*, WN PWN, Warszawa.
- Orłowski W., 2000, *Nowa śluza żegluga Czersko Polskie na rzece Brdzie w Bydgoszczy*, Gosp. Wod., 5, SIGMA-NOT, Warszawa, s. 193-196.
- Żelazo J., Popek Z., 2002, *Podstawy renaturyzacji rzek*, Wyd. SGGW, Warszawa.

Wpływ kontynentalizmu klimatu na wystąpienie burz w wybranych miastach Europy (1994-2005)

Katarzyna Grabowska

Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

Ekstremalne zjawiska pogodowe, do których należą również burze, w ciągu ostatnich kilkunastu lat zdarzają się coraz częściej nie tylko w Europie, ale także na całym świecie. Ludzie, przez swój udział w globalnym ociepleniu na pewno przyczynili się do zwiększenia liczby tych katastrof, jednak nie można zapominać o wpływie czynników geograficznych i klimatycznych takich jak np.: rzeźba terenu, oddalenie od oceanu, dostawa ciepła związana z szerokością geograficzną, czy cyrkulacja atmosferyczna.

Burzami w Polsce zajmowano się wcześniej: M. Stopa (1962), Cz. Koźmiński (1963), W. Wiszniewski (1973), L. Kolendowicz (1995), Z. Bielec (2000). W pracach tych przedstawiono przebiegi roczne liczby dni z burzą i ich przestrzenny rozkład na obszarze Polski w różnych przedziałach czasowych, wiązano też występowanie dni z burzą z różnymi typami cyrkulacji atmosferycznej.

W Europie także w różnych państwach (np. w Szwajcarii, Niemczech, Rosji) opisywano pojedyncze przypadki burz, przebiegi roczne, również dobowe burz, czas ich trwania i kierunki nadchodzenia (Pelz 1977, Nosova 1989, Walkner 1992). Wiązano też burze z temperaturą powietrza oraz warunkami synoptycznymi (analiza zdjęć satelitarnych i map synoptycznych).

Celem opracowania jest określenie wpływu zwiększającego się w kierunku wschodnim kontynentalizmu klimatu Europy na liczbę dni z burzą (1994-2005) w wybranych dziesięciu miastach w Europie (ryc. 1).



Ryc.1. Rozmieszczenie wybranych dziesięciu miast Europy:
Dublin, Londyn, Paryż, Monachium, Praga, Warszawa, Mińsk, Kijów, Charków, Moskwa

- Materiały źródłowe dotyczące liczby dni z burzą (LDB) z lat 1994-2005 zaczerpnięto z kalendarium najważniejszych wydarzeń w Europie (Kurek 2001), jak również z materiałów archiwalnych IMGW.
- Dni z burzą w Europie pochodzą z wybranych dziesięciu miast położonych strefowo od zachodu na wschód, począwszy od Dublinu, przez Londyn, Paryż, Monachium, Pragę, Warszawę, Mińsk, Kijów, Charków, aż do Moskwy. Tak dobrane stacje pokazują

zwiększający się stopniowo kontynentalizm klimatu Europy.

- Posłużono się również obliczonymi: średnią wieloletnią amplitudą roczną temperatury powietrza na każdej stacji, a następnie wskaźnikiem kontynentalizmu klimatu Gorczyńskiego.

W badanych europejskich miastach w ciągu 12 lat (1994-2005) pojawiło się łącznie 2358 dni burzowych. Najmniej dni z burzą wystąpiło w Dublinie – tylko 61 (stanowi to zaledwie 1/5 burz miasta z maksymalną ich liczbą), natomiast najwięcej w Charkowie – 311 (tab.1). Niewiele mniej burz niż w Charkowie, było w Warszawie (307) i Pradze (306). Oprócz tych trzech stacji z dużą liczbą dni burzowych, jeszcze cztery charakteryzują się średnią aktywnością burzową sięgającą ponad 200 dni w ciągu 12 lat (Paryż – 252, Monachium – 257, Kijów – 240 i Moskwa – 255). Pozostałe dwie stacje cechuje mniejsza działalność burzowa, poniżej 200 dni/12 lat, czyli w Londynie – 172 i Mińsku – 197.

Z map dotyczących liczby dni z burzą w Polsce na tle Europy w roku, wiosną i latem, zamieszczonych w pracy M. Stopy "Burze w Polsce" (1962) wynika, że Europa jest kontynentem o słabszej aktywności burzowej w porównaniu z Afryką, Azją, Australią i Ameryką Północną i Południową. Warto również zauważyć, że im dalej przemierzamy się na północ i zachód, tym mniej pojawia się dni burzowych. Oczywiście jest, że na rozkład dni burzowych w Europie ma wpływ temperatura powietrza (dopływ promieniowania słonecznego związany z szerokością geograficzną), obecność dużego i zwartej obszaru lądowego oraz urozmaicona rzeźba terenu. Obecne badania potwierdzają prawidłowości zawarte w literaturze.

W celu określenia wielkości nasilającego się na wschód kontynentalizmu klimatu Europy, obliczono średnią wieloletnią amplitudę roczną temperatury powietrza na każdej stacji, a następnie wskaźnik kontynentalizmu klimatu Gorczyńskiego. Jego autor przyjął $Wk_G = 100$ dla skrajnie kontynentalnego przebiegu temperatury w Wierchojańsku (Kozuchowski i in., 2005). W badanym 12-leciu 1994-2005 Wk_G zmieniał się od 2 w Dublinie do 43,5 w Charkowie, czyli zakres wahań wyniósł 41,5 (tab. 1).

Tabela 1. Przebieg roczny liczby dni z burzą oraz wskaźnik kontynentalizmu klimatu Gorczyńskiego (Wk_G) i średnia wieloletnia amplituda roczna temperatury powietrza (At) w wybranych miastach w Europie (1994-2005)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Suma roczna	Wk_G	At
Dublin	0,42	0,25	0,42	0,08	0,75	0,50	0,42	1,08	0,42	0,42	0,25	0,08	5,08	61	2,0	10,6
Londyn	0,50	0,83	0,50	2,08	2,08	1,25	2,17	2,92	1,00	0,33	0,58	0,08	14,33	172	9,8	13,9
Paryż	0,67	0,58	0,83	2,58	2,83	2,75	4,00	3,92	1,50	0,75	0,25	0,33	21,00	252	18,3	17,2
Monachium	0,17	0,25	0,50	0,75	4,00	3,83	6,00	3,92	1,42	0,33	0,25	-	21,42	257	27,5	21,0
Praga	0,25	0,42	0,58	0,92	4,92	5,42	6,33	4,75	1,67	0,08	0,08	0,08	25,50	306	27,5	21,6
Warszawa	0,08	0,42	0,58	1,33	4,83	4,42	7,50	4,58	1,42	0,33	0,08	-	25,58	307	30,8	23,8
Mińsk	-	0,25	0,08	0,58	2,75	4,17	4,58	2,58	1,08	0,25	0,08	-	16,42	197	36,0	26,8
Kijów	-	-	0,17	1,25	3,42	4,83	6,08	3,08	1,08	-	0,08	-	20,00	240	39,6	27,2
Charków	-	-	0,33	0,92	3,58	6,33	7,42	4,92	2,17	0,17	0,08	-	25,92	311	43,5	28,8
Moskwa	-	-	0,25	0,75	3,33	5,33	6,83	3,67	0,92	0,17	-	-	21,25	255	39,9	29,3
														$r = 0,738$		
														$R^2 = 0,545$		

W klimacie morskim jego wartości sięgają odpowiednio: od 2 w Dublinie do 18,3 w Paryżu, w klimacie przejściowym zaś: od 27,5 w Monachium i Pradze do 36 w Mińsku, natomiast w klimacie kontynentalnym: od 39,6 w Kijowie do 43,5 w Charkowie. W badanych miejscowościach zauważalny jest stopniowy wzrost wartości wskaźnika kontynentalizmu klimatu, wraz ze wzrostem odległości od Oceanu Atlantyckiego i tylko w jednym przypadku jest on większy niż ta odległość – w Charkowie, a mniejszy w Moskwie. Z kolei średnia wieloletnia roczna amplituda temperatury powietrza nie wykazuje takich „zaburzeń” i miarowo wzrasta wraz ze zwiększaniem się odległości od Atlantyku, przyjmując 10,6°C w Dublinie i 29,3°C w Moskwie.

Klimat oceaniczny wyspiarskiej części Europy Zachodniej powoduje zmniejszenie liczby dni z burzą (LDB) w przebiegu rocznym, czego przykładem są: Dublin (średnia roczna LDB –

5,08) i Londyn (14,33). Maksimum aktywności burzowej przypada tutaj na sierpień (tak jak maksimum temperatury powietrza) i osiąga odpowiednio średnio: 1,08 i 2,92 (tab.1, ryc.2). W klimacie morskim działalność burzowa przesunięta jest także na miesiące późnojesienne, zimowe i wczesnowiosenne (od listopada do marca) w przeciwieństwie do klimatu kontynentalnego. W Dublinie jest to szczególnie widoczne, gdyż burze w porze zimowej stanowią aż 28% wszystkich burz, w Londynie zaś 17,4%. Burze późnowiosenne i letnie wnoszą w Dublinie tylko 54,1% (V-VIII) do ogólnej ich liczby, a w Londynie już znacznie więcej, bo 73,3% (IV-VIII).

Kontynentalna Europa Zachodnia z dużymi wpływami klimatu oceanicznego, reprezentowana przez Paryż (średnia roczna LDB – 21) ma jeszcze wiele cech wspólnych w przebiegu rocznym burz z Wyspami Brytyjskimi i Irlandią np.: częstsze pojawianie się burz zimowych (jeszcze dość dużo – 12,7%, XI-III) i mniejszy niż na wschodzie udział burz letnich (podobnie jak w Londynie – 76,6%, IV-VIII) w ich rocznej liczbie. Jednak z Europą Środkową i Wschodnią łączy ją maksimum burzowe występujące w lipcu (średnio 4 dni), tak jak na pozostałych sześciu badanych stacjach.

Burze w Monachium w dużym stopniu mają przebieg roczny charakterystyczny dla klimatu kontynentalnego, choć tak jak w bardziej oceanicznym Paryżu mają podobną średnią roczną liczbę burz – 21,42. Również jak w Europie Środkowej i Wschodniej zdecydowana większość burz występuje latem (V-VIII aż 82,9%), natomiast mniej zimą (XI-III już 5,4%).

Cechą charakterystyczną widoczną (rys.2) na kolejnych stacjach (od Monachium po Moskwę) położonych coraz dalej na wschód, jest gwałtowny wzrost późnowiosennej aktywności burzowej w maju, podczas gdy w Londynie i Paryżu rozpoczyna się ona już w kwietniu.

Gwałtowny spadek działalności burzowej zaczyna się we wrześniu na wszystkich badanych stacjach i tylko w miastach znajdujących się pod wpływem klimatu morskiego aktywność ta nie wygasa całkowicie zimą, jak to się dzieje w przypadku Moskwy, Charkowa, Kijowa, Mińska i częściowo Warszawy i Pragi.

W samej Pradze w okresie letnim (V-VIII) jest dokładnie tyle burz (257 dni z burzą/12 lat, średnio 84% ogólnej LDB), ile w Monachium przez cały rok. Zimą i wczesną wiosną liczba dni z burzą jest zbliżona do Monachium i sięga 5,6%.

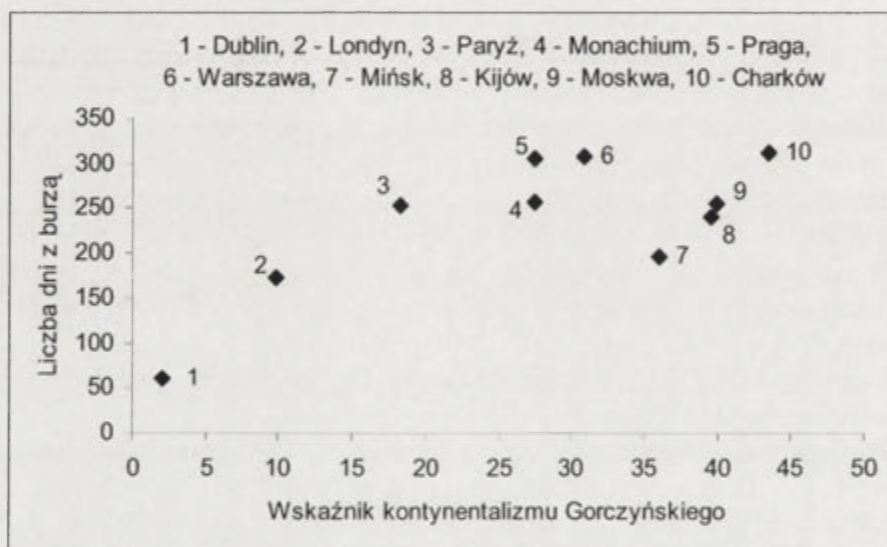
W Warszawie te dysproporcje jeszcze bardziej się zwiększają, choć burz jest niewiele więcej niż w Pradze. Burze okresu chłodnego stanowią 4,6% ogólnej LDB, z kolei ciepłego – 83,4%. Miesiącem o najwyższej – z dziesięciu badanych stacji – liczbie dni burzowych, jest oczywiście lipiec (średnio 7,5 dni). W porównaniu z wcześniejszym okresem 1951-1990 (Grabowska, 2002), średnia liczba dni burzowych w Warszawie w lipcu zwiększyła się o 1,5 dnia (z 6,0 na 7,5).

Ciekawa sytuacja pojawiła się w Mińsku, gdzie średnia roczna LDB bardzo spada do 16,42, mimo iż stacja ta leży dalej na wschód niż Warszawa i Praga. Taką cechą możemy zauważyć również w Kijowie (20 LDB) i Moskwie (21,25 LDB), podczas gdy w Charkowie (25,92 LDB) jest ona największa ze wszystkich dziesięciu stacji. O ile w Mińsku i Moskwie możemy wyjaśnić to zjawisko tym, że oba miasta leżą bardziej na północ i jednocześnie na wschód, gdzie jest chłodniej i prawdopodobnie nad tym obszarem może przechodzić mniej ośrodków niżowych z frontami przynoszącymi burze, to w cieplejszym Kijowie (oprócz mniejszej aktywności niżowej i frontalnej), tak jak w pozostałych dwóch miastach, będzie decydowało o tym jego nizinne położenie. Z kolei Charków leżący na skraju Wyżyny Środkoworosyjskiej w związku z większą wysokością n.p.m. i bardziej urozmaiconą rzeźbą terenu cechuje się dużą frekwencją burz (w lipcu występuje tu druga po Warszawie średnia ze wszystkich stacji – 7,42 dni). Ponadto Charków jest otwarty na Nizinę Czarnomorską i nize wędrujące znad Morza Czarnego mogą nie napotykać wielu przeszkód terenowych i swobodnie docierają do tego miasta.

W Mińsku, Kijowie i Charkowie burze okresu ciepłego i chłodnego mają zbliżone wartości i wynoszą one odpowiednio: 85,8 i 2,5%, 87,1 i 1,2% oraz 85,8 i 1,6%. Najbardziej kontynentalizm klimatu widoczny jest w przebiegu rocznym burz w Moskwie: 90,2 i 1,2%

ogólnej LDB (tab.1 i ryc.2), choć wartość wskaźnika kontynentalizmu klimatu Gorczyńskiego jest trochę mniejsza (39,9) niż w Charkowie (43,5).

Po dokonaniu analizy liczby dni z burzą, wskaźnika kontynentalizmu Gorczyńskiego i średniej wieloletniej amplitudy temperatury powietrza widać, że o ile wartości amplitudy i wskaźnika wzrastają w miarę oddalania się od oceanu, to nie zawsze tak dzieje się z liczbą dni burzowych. Ze stopniowego wzrostu dni burzowych „wyłamują” się Mińsk, Kijów i Moskwa. Na rys. 2 można zauważyć dwie strefy wzrostu dni z burzą wśród stacji ułożonych względem rosnącego kontynentalizmu klimatu. Pierwsza z nich obejmuje miasta od Dublinu po Warszawę, a druga od Mińska po Charków. Przy czym pomimo większego kontynentalizmu klimatu, Mińsk, Kijów i Moskwa mają dużo mniejszą liczbę dni z burzą niż Warszawa, czy Praga. O tej ciekawej sytuacji może więc świadczyć również współczynnik korelacji obliczony między wskaźnikiem kontynentalizmu klimatu, a wieloletnią liczbą dni z burzą (1994-2005), który wynosi $r = 0,738$ i współczynnik determinacji $R^2 = 0,545$, mówiący nam, że w przypadku sześciu stacji (Dublin, Londyn, Paryż, Praga, Warszawa i Charków) ta zależność sprawdziła się, natomiast w pozostałych czterech (Monachium, Mińsk, Kijów i Moskwa), wpływ mają inne czynniki geograficzne, bądź klimatyczne.



Ryc. 2. Zależność wieloletniej liczby dni z burzą od wskaźnika kontynentalizmu klimatu Gorczyńskiego w wybranych miastach Europy (1994-2005)

Podsumowując można stwierdzić, że na większości stacji potwierdziły się prawidłowości dotyczące wpływu zwiększającego się oddalenia od oceanu na wzrost liczby dni z burzą. Należy również pamiętać, że w przypadku Mińska, Kijowa i Moskwy decydujące stały się inne czynniki geograficzne i klimatyczne. Bardzo dużą aktywnością burzową spośród wybranych miast (oprócz Charkowa), odznaczyły się Warszawa i Praga leżące w klimacie umiarkowanie ciepłym przejściowym (Okolowicz 1991). Ponadto w Dublinie i Londynie wyraźnie widoczny jest większy udział burz okresu chłodnego (są to burze frontalne towarzyszące intensywnej cyklogenezie) i małe zróżnicowanie w poszczególnych miesiącach okresu ciepłego (z niewielkim maksimum w sierpniu) w klimacie morskim. Natomiast w klimacie kontynentalnym burze zimowe prawie nie występują, a kumulacja burz przypada na cztery ciepłe miesiące (V-VIII, głównie burze termiczne – wewnątrzmasowe), z wyraźnie zaznaczonym lipcowym maksimum burzowym. Interesujące jest także zmniejszenie liczby dni z burzą w czerwcu w Dublinie, Londynie, Paryżu, Monachium i Warszawie, nie obserwowane na pozostałych stacjach. Być może jest to wpływ monsunu europejskiego.

Literatura

- Bielec Z., 2000, *Zróźnicowanie przestrzenne i zmienność wieloletnia występowania burz w Polsce (1949-1998)*, Autoreferat z pracy doktorskiej, Katedra Klimatologii, WNOZ, US, Sosnowiec.
- Grabowska K., 2002, *Burze w Polsce i ich uwarunkowania*, Praca doktorska, Zakład Klimatologii, WGSR UW, Warszawa.
- Kolendowicz L., 1995, *Burze na obszarze Polski Północno-Zachodniej w świetle częstości występowania różnych typów cyrkulacji atmosfery*, Praca doktorska, UAM, Poznań.
- Koźuchowski K., Wibig J., Degirmendźić J., 2005, *Meteorologia i klimatologia*, PWN, Warszawa.
- Koźmiński Cz., 1963, *Opady gradowe na terenie Polski w latach 1946-1955*, Szczecińskie Towarzystwo Naukowe, t. 17, z. 2. Szczecin.
- Kurek S., 2001, *Kalendarium najważniejszych wydarzeń (Europa)*, Encyklopedia Geograficzna Świata, Suplement, Kraków, Agencja Publicystyczno-Wydawnicza „Opres”.
- Nosova A. M., 1989, *Mnogoletne izmenena intensivnosti grozovoj dejatelnosti*, Met. Hidrolog., 3.
- Okołowicz W., 1991, *Strefy klimatyczne świata*, Geograficzny atlas świata, Warszawa-Wrocław, PPWK.
- Pelz J. 1977, *Die Gewitter im Berliner Raum*, Met. Abh., Neue Folge, Serie A, Monographien, Band 1, 3, Berlin.
- Stopa M., 1962, *Burze w Polsce*, Prace Geograficzne, 34, Inst. Geogr. PAN, Warszawa.
- Walkner A., 1992, *Grossräumige Austauschprozesse der Atmosphäre als Ursache von Starkgewittern*, Phys. Geogr., 35.
- Wiszniewski W., 1973, *Atlas klimatyczny Polski*, PPWK, Warszawa.

Formy akumulacyjne w strefie brzegowej zbiornika pakoskiego (podpiętrzone Jezioro Pakoskie)

Halina Grobelska

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

Przejawem rozwoju strefy brzegowej zbiornika wodnego są m. in. występujące w jej obrębie formy akumulacyjne. Ich rozwój jest ściśle związany z abrazją (Banach 1994), która dostarcza materiał do podstawy klifu. Materiał ten podlega sortowaniu, transportowi a w końcu, w efekcie spadku energii transportujących go prądów, akumulacji. Początkowo proces depozycji przebiega głównie horyzontalnie, poszerzając w kierunku akwenu istniejącą płyciznę przybrzeżną, później również w pionie, co prowadzi do powstania form akumulacyjnych. Intensywność zachodzących procesów zależy od wielu czynników, m. in. budowy geologicznej i geomorfologii najbliższego otoczenia akwenu, w szczególności charakteru występujących osadów i pierwotnego nachylenia zalanych stoków oraz warunków hydrodynamicznych a głównie wielkości i tempa wahań poziomu wody, długości okresów stagnacji poziomu wody na jednej rzędnej oraz rocznego i wieloletniego cyklu jego pracy (Ovčinnikov i in. 2002).

Strefa brzegowa akwenów cechujących się niewielkimi wahaniami stanów wody po początkowym okresie intensywnego rozwoju szybko stabilizuje się, osiągając stan dynamicznej równowagi przy niezmiennych warunkach hydrodynamicznych, w jakich dany zbiornik funkcjonuje (Banach 1994; Finarov 1986; Simeonova, Spanilá 1993). W efekcie poprzecznego, a następnie również wzdłużbrzegowego transportu osadów, w jej obrębie powstają formy akumulacyjne, które sukcesywnie przechodzą od form bardzo prostych, niezamkniętych, towarzyszących linii brzegowej, do bardziej rozbudowanych, często utrwalonych roślinnością, oddzielających poszczególne zatoki od zasadniczego akwenu. Prowadzi to do stopniowego wyrównywania linii brzegowej (Lopuch 2002; Širokov, Lopuch, Levkevič 1992). W przypadku zbiorników o dużych waniach stanów wody proces kształtowania ich strefy brzegowej znacznie wydłuża się (Ovčinnikov 1996; Ovčinnikov i in. 2002). W jej obrębie równocześnie rozwija się i funkcjonuje cała gama form akumulacyjnych, od bardzo prostych nie utrwalonych do bardzo złożonych, częściowo porośniętych roślinnością. Powstają one na całej odsłanianej części platformy przybrzeżnej a okres ich istnienia jest najczęściej wypadkową ich lokalizacji. Przykładem tego typu akwenu jest zbiornik pakoski (podpiętrzone jeziora).

Zbiornik pakoski na Noteci Zachodniej, powstał w 1975 r w efekcie spiętrzenia o 4,5 m wody w dwóch jeziorach: dwudzielnym Jeziorze Pakoskim: Północnym (2,85 km²) i Południowym zwanym również Trłąg (4,65 km²), oraz niewielkim, leżącym od nich w odległości ponad 2 km na południe Jeziorze Bronisławskim (0,41 km²). Jest to zbiornik średniej wielkości, zarazem największy w Polsce (Gołdyn 1990) pochodzenia jeziorowego (Finarov 1986). Ma ponad 20 km długości przy średniej szerokości blisko 750 m. Jego objętość wynosi 86,5 mln m³, w tym użytkowa 41,36 mln m³ (48%), a powierzchnia 13 km². Długość jego linii brzegowej wynosi ponad 50 km (Grobelska 2002). Zbiornik prawie w całości jest położony w obrębie południkowo przebiegającej, asymetrycznej rynny subglacjalnej, której oś przesunięta jest w kierunku wschodnim. Dno tej formy znajduje się 20-50 m poniżej otaczających ją wysoczyzn; od wschodu Kujawskiej (90-93 m n. p. m.) i od zachodu Gnieźnieńskiej (110-120 m n. p. m.) (Niewiarowski 1976). Zbocza rynny zbudowane są głównie ze zwięzłych glin pylastych.

Zbiornik pakoski jest typowym zbiornikiem retencyjnym o znacznych waniach stanów wody w cyklu rocznym. Mogą one oscylować między 75,5 m n. p. m. tj. 0,6 m powyżej maksymalnych stanów wody występujących na jeziorach przed ich spiętrzeniem, a 79,4 m n. p.

m. W okresie zimowo-wiosennym zbiornik jest napełniany, natomiast w okresie letnio-jesiennym opróżniany. Roczne amplitudy w całym okresie eksploatacji zbiornika (1975-2003) wyniosły średnio 2,4 m i wahały się od 0,65 m w 1993 r. do 3,59 m w roku 1980. Codzienne stany wody zmieniają się jednostajnie, od 1 do 3 cm na dobę zarówno w okresie piętrzenia jak i zrzutu wody. W rocznym przebiegu stanów wody nie obserwuje się okresów dłuższego utrzymywania się jej na jednym poziomie (Grobelska 2004).

Formy akumulacyjne występujące w obrębie strefy brzegowej zbiornika pakoskiego były przedmiotem badań prowadzonych przez autorkę w latach 1999-2003. Objęto nimi wszystkie brzegi zbiornika z wyłączeniem ich umocnionych fragmentów oraz górnej części akwenu, gdzie obecnie utrzymywany jest stały poziom wody; tj. ponad 40,8 km długości brzegów. Badania objęły m. in. morfometrię i dynamikę zaobserwowanych form na całej osuszanej części platformy przybrzeżnej, „żywność” form, rozumianą jako długość czasu ich występowania, umiejscowienie na platformie przybrzeżnej w zależności od jej nachylenia, stanów wody w zbiorniku i stosunku do konfiguracji linii brzegowej. Ponadto, rozpatrywano wzajemne relacje pomiędzy występującymi formami oraz charakter i miąższość osadów budujących poszczególne formy.


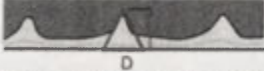
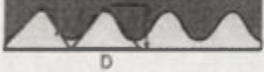



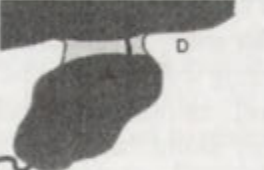
W pięcioletnim okresie prowadzonych badań terenowych, 1999-2003, stany wody na zbiorniku nie odbiegały od ich zmienności wieloletniej. Roczne amplitudy wahały się od 1,9 do 2,84 m. W okresie tym uchwycono duży zakres poziomu piętrzenia zbiornika, od 75,57 m n. p. m. we wrześniu 2003 r. tj. zaledwie kilka centymetrów powyżej dopuszczalnego na zbiorniku minimum do 79,04 m n. p. m. w maju 1999 r. Pozwoliło to na przeprowadzenie badań form akumulacyjnych występujących w granicach maksymalnych amplitud wahań stanów wody na zbiorniku.

Opierając się na cechach morfogenetycznych, przy wykorzystaniu istniejących klasyfikacji zaproponowanych dla form występujących w strefach brzegowych mórz (Zenkovič 1962) czy sztucznych zbiorników wodnych o niewielkich wahaniami stanów wody (Sirokov, Lopuch, Levkevič 1992), formy akumulacyjne obserwowane na zbiorniku pakoskim podzielono na trzy grupy: 1) formy przystające w obrębie, której wyróżniono plażę, swobodne i wymuszone cykle akumulacyjne jedno-i dwustronnego zasilania, wypełnienia wgłęć linii brzegowej oraz odsypy, 2) formy swobodne, obejmującą szeroką gamę różnoskalowych kos oraz 3) formy zamykające, do której zaliczono zaledwie jedną mierzeję wykształconą na tym zbiorniku (ryc. 1).

W obrębie strefy brzegowej zbiornika pakoskiego, w jednym cyklu jego pracy, współwystępują i rozwijają się formy akumulacyjne o zróżnicowanej wielkości i trwałości, od bardzo prostych, o niewielkich rozmiarach i sezonowym charakterze po formy stałe, wieloetapowe, częściowo utrwalone roślinnością, o powierzchni przekraczającej kilkaset metrów kwadratowych. Duże wahania stanów wody na tym akwenu warunkują wieloetapowość rozwoju form akumulacyjnych. Formy większe są najczęściej złożone z form mniejszych, często o różnej genezie. Ciągłe obniżanie poziomu wody, prowadzi do przemieszczania po platformie strefy zmywu i napływu. Najwyraźniejsze skutki morfologiczne tej migracji uwiadcniają się w przypadku plaży, która składa się z kilku najczęściej 5-6, choć nierzadko 10-12, równoległych wałów plażowych, często oddzielonych niewielkimi lagunami, okresowo lub trwale wypełnionych wodą (Kurowski 2002). Na fragmentach brzegu gdzie na powierzchni platformy przybrzeżnej nie zawsze występuje dostateczna ilość materiału, poszczególne wały położone są w stosunku do siebie w kilkumetrowych odstępach. W takich sytuacjach plaża zatracą swój jednolity, ciągły charakter. Obraz morfologiczny plaży zbiornika pakoskiego zbliżony jest do form obserwowanych na brzegach morskich w strefie pływów (Otvos 2000), bądź jezior o podwyższonym w przeszłości poziomie lustra wody.

Formy akumulacyjne występują na całej okresowo osuszonej części platformy przybrzeżnej, najpowszechniej w poziomie najczęstszych stanów wody, tj. 76,3 – 76,9 m n. p. m., które stanowią 27% wszystkich stanów. Zdecydowanie częściej formy te występują wzdłuż brzegów przyplyciznowych niż przygłębiowych. Formy małe, sezonowe powstają w różnych

sytuacjach morfologicznych, natomiast formy duże, zachowujące się w kolejnych sezonach, umiejscowione są na wygięciach linii brzegowej rozdzielających abrazyjne odcinki brzegu, często dodatkowo predysponowane wyniesieniem pierwotnego podłoża.

Grupa form		Parametr
1. Formy przystające - na całej swojej długości przylegają do macierzystego brzegu 1) plaża - wał brzegowy / wał plażowy - terasa  - festony (sierpy plażowe)* 		pojedynczy wał brzegowy D - 0,5-1,5 m L - 5-1000 m H - 0,15-0,4 m plaża D - 1-20 m festony D - 3-5 m L - 0,5-2 m
2) cypel jedno- i dwustronny zasilania, swobodny i wymuszony 		D - 1,5 - 3 m L - 1,5 - 3 m H - 0,2 - 0,8 m, średnio 0,4 m
3) wypełnienie wgłębienia linii brzegowej 		D - 150 m L - 20 m H - 0,15 - 0,3 m
4) odsyp 		D - 10 - 60 m L - 10 - 40 m H - 0,2 - 1,4 m
2. Formy swobodne - połączone z brzegiem jednym końcem 1) kosa 		D - 1 - 60 m L - 5 - 250 m H - 0,2 - 1,4 m, średnio 0,5-0,8 m
3. Formy zamykające - połączone z brzegiem dwoma końcami 1) mierzeja 		D - 30 m L - 150 m H - 0,3 - 0,9 m

Ryc. 1. Formy akumulacyjne w zbiorniku pakoskim (L – długość; D – szerokość; H – miąższość osadów)

Ponadto, cechą charakterystyczną obserwowanych form jest ich „rozciąganie” po platformie wraz z opadającym poziomem wody w zbiorniku. W efekcie, w przeciwieństwie do form akumulacyjnych, typowych dla zbiorników o małych wahaniami stanów wody, miąższość występujących w nich osadów nie zawsze wzrasta, a niekiedy wręcz maleje w kierunku linii wody.

Formy akumulacyjne cechują się bardzo różną trwałością. Formy okresowe, obserwowane w okresie prowadzonych badań, istniały od kilku dni, tygodni do 1 roku, choć w przeszłości mogły zachowywać się przez 5–6 lat, w latach 1981-1986, 1988-1994, kiedy to po stanach wysokich na zbiorniku utrzymywały się zdecydowanie niższe stany wody. Natomiast nieliczne formy, określone jako stałe, zachowywały się w całym okresie prowadzonych badań. Utrwalone częściowo roślinnością krzewiastą i drzewami, niszczone przy wysokich stanach wody odtwarzają się w następujących po nich niskich stanach.

Wyraźna dominacja form okresowych nad nielicznymi formami stałymi, częściowo utrwalonymi roślinnością krzewiastą jak również obecność zaledwie jednej formy zamykającej,

wskazuje na wstępną fazę kształtowania strefy brzegowej zbiornika pakoskiego, która jest nadal dynamicznie przekształcana.

Literatura

- Banach M., 1994, *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, Prace Geograficzne, 161, IGiPZ PAN, ss. 180.
- Finarov D. P., 1986, *Geomorfologičeskij analiz i prognozirovanije pereformirovanija beregovej zony i dna vodochranilišč*, Nauka, Leningrad, ss. 227.
- Gołdyn R., 1990, *Wpływ piętrzenia wód na procesy ekologiczne w jeziorach służących jako zbiorniki retencyjne* [w:] *Funkcjonowanie ekosystemów wodnych, ich ochrona i rekultywacja. Ekologia jezior, ich ochrona i rekultywacja. Eksperymenty na ekosystemach*, cz. II, SGGW – AR, Warszawa.
- Grobelska H., 2002, *Strefa brzegowa zbiornika pakoskiego na Noteci Zachodniej – morfologia i osady platformy przybrzeżnej*, Przegląd Geograficzny, 2002, 74, 4, s. 547-567.
- Grobelska H., 2004, *Charakterystyka i dynamika platformy przybrzeżnej zbiornika pakoskiego (1975-2003)*, [w:] Jankowski A. T., Rzętała M. (red.), *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – funkcjonowanie, rewitalizacja i ochrona*, Sosnowiec, s. 57-69.
- Kurowski L., 2002, *Formy osadu w strefie zmywu i najpłytszego przybrzeża na przykładzie wybrzeża Bałtyku między Mrzeżynem i Dźwirzynem*, Przegląd Geologiczny, 50, 5, s. 458-462.
- Lopuch P. S., 2002, *Zakonomernosti razvitiia prirody vodojemov zamedlennogo vodoobmienna, ich ispolzovanie i ochrana*, Bieloruskij Gosudarstviennyj Universitet, s. 321.
- Niewiarowski W., 1976, *Wahania poziomu wód w jeziorze Pakoskim w świetle badań geomorfologicznych i archeologicznych*, [w:] Galon R. (red.), *Problemy geografii fizycznej*, Stud. Soc. Scien. Torunensis, s. 193-211.
- Otvos E.G., 2000, *Beach ridges – definitions and significance*, *Geomorphology*, 32, s. 83-108.
- Ovcinnikov G.I., 1996, *Wpływ procesów abrazyjnych na rozwój strefy przybrzeżnej zbiorników wodnych angarskiej kaskady elektrowni wodnych*, [w:] *Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych*, 23. WBiOŚ US, WNoZ UŚ, Katowice – Sosnowiec, s. 38-42.
- Ovcinnikov G.I., Trzcinskij J.D., Rzętała M., Rzętała M., 2002, *Abrazjonno–akumulativnyje procesy v beregovej zone vodochranilišč (na primere južnogo priangarja i sileskoj vozvysennosti)*, UŚ WNoZ, RAN Sibirskoje otdelenie Instytut Zemnoj Kory, Sosnowiec – Irkuck.
- Spanilá T., Simeonova G., 1993, *Bank deformations on some water reservoirs in Bulgaria and Czechoslovakia*, *Acta Montana IGT AS CR, Ser. A*, 4 (90), s. 93-110.
- Sirokov V.M., Lopuch P.S., Levkevič V.E., 1992, *Formirovanie beregov małych vodochranilišč lesnoj zony*, *Gidrometeoizdat*, Sankt–Petersburg, s. 161.
- Zenkovic V. P., 1962, *Osnovy ucienia o razviti morskich beregov*, AN SSSR, s. 710.

Metody identyfikacji zatorowych odcinków rzek

Marek Grześ, Bogusław Pawłowski

Zakład Kriologii, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp

Z punktu widzenia ochrony przed powodzią, znajomość odcinków rzek predysponowanych do powstawania zatorów śrężowych i lodowych, ma ogromne znaczenie praktyczne. Większość spiętrzeń zatorowych pozostaje poza kontrolą wodowskazową. Podjęto próbę identyfikacji odcinków zatorowych z zastosowaniem różnych metod. Na ich podstawie wyznaczono miejsca i odcinki zatorowe, w których minimum trzykrotnie stwierdzono piętrzenie zatorowe. Szczególną analizą objęto dolną Wisłę, która jest najbardziej zatorogenną rzeką na Niżu Polskim. Świadczy o tym również fakt, że najwyższe obserwowane stany wody są kulminacjami piętrzeń zatorowych (Grześ 1991)

2. Źródła danych o zjawiskach zatorowych

Zanim jeszcze pojawiły się pierwsze wodowskazy i rozpoczęto systematyczne obserwacje (XVIII-XIX wiek), najbardziej katastrofalne wezbrania (w tym zatorowe), już od XVI wieku utrwalane były tablicami wielkich wód. Obecnie prowadzi się inwentaryzację tego typu znaków na całej długości rzeki Wisły również ze względu na coraz częstsze przypadki ich niszczenia. Do niedawna na samym odcinku Wisły Dolnej można było wskazać kilkadziesiąt takich znaków, w tym kilka w Toruniu (Pawłowski 2000).

Wśród najczęściej wykorzystywanych „tradycyjnych” danych o zjawiskach zatorowych na rzekach wymienić można:

- dane wodowskazowe i obserwacje zjawisk lodowych wykonywane przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW),
- dane wodowskazowe i raporty służb liniowych Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej (RZGW), zebrane częściowo przez J. Gołką (1973).

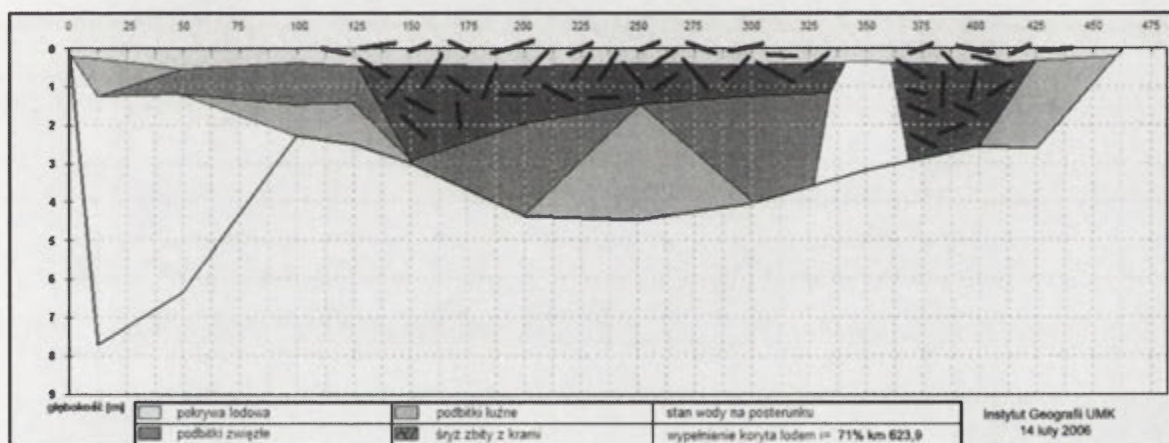
Dane pochodzące z obserwacji i pomiarów prowadzonych przez służby IMGW nie są pełne. Po pierwsze, sieć posterunków pomiarowych jest zbyt uboga; zwykle posterunki znajdują się w odległości kilkudziesięciu kilometrów od siebie i nie ma informacji o przebiegu zlodzenia pomiędzy nimi. Ponadto, wyróżnianych jest zbyt mało form zlodzenia, dodatkowo bez podania ich natężenia.

Z sieci posterunków RZGW położonych zwykle pomiędzy posterunkami IMGW, często można uzyskać istotne informacje odnośnie lokalnych zmian stanu wody wynikających z formowania się bądź zejścia zatorów. Służby liniowe prowadzą też obserwacje form i natężenia zlodzenia – jednak są to spostrzeżenia subiektywne, wymagające usystematyzowania i wprowadzenia jednolitego klucza w oznaczaniu zjawisk.

Analiza zlodzenia prowadzona przy pomocy wyżej wymienionych danych nie pozwala na precyzyjne wskazanie zatorowych odcinków rzek. Po katastrofalnej powodzi zatorowej w rejonie Płocka, w styczniu 1982 roku, próbę monitorowania zagrożenia powodzią zatorowymi podjął IGiPZ PAN w Toruniu, a w latach 90-tych Instytut Geografii UMK (Grześ 1991, 1997, Grześ, Glazik, Pawłowski, Sobota 1999, Grześ, Pawłowski 2005). Jednym z głównych celów badań, oprócz dostarczania informacji i bieżącym zagrożeniu było rozpoznanie i inwentaryzacja zatorowych odcinków Dolnej Wisły. Prace takie prowadzone są do dnia dzisiejszego, praktycznie każdej zimy, gdy tylko występuje pokrywa lodowa.

3. Monitoring lodowy

Za podstawę rozpoznania sytuacji przyjęto dane IMGW oraz RZGW. Wstępem do dalszych prac badawczych na rzece był tak zwany „lodowy zwiad lotniczy”, zwykle wykonywany z pokładu samolotu typu „Wilga”, na wysokości 150-200 m. W czasie analiz poprzedzających naloł, wykorzystywano także dostępne, archiwalne zdjęcia lotnicze zlodzonej rzeki. Podczas lotu wykonywana była dokumentacja zlodzenia w planie koryta oraz wyodrębnianie odcinków zatorowych (specyficzna morfologia powierzchni lodu). Na podstawie tych informacji wybierane były miejsca do szczegółowych wizji lokalnych, oraz miejsca pomiarów lodowego wypełnienia koryta rzeki. Sondowania w wybranych profilach prowadzono zwykle przy pomocy sondy udarowej. W otworach, zlokalizowanych co 10-50 m określano miąższość poszczególnych warstw lodu w profilu poprzecznym koryta. Umożliwiało to obliczenie stopnia wypełnienia koryta lodem [i]. Rejony o dużym stopniu wypełnienia, np. w kilku blisko siebie położonych profilach (ryc. 1), w kolejnych latach, uznano za odcinki zatorowe. W przypadku rzeki nieuregulowanej, powyżej Płocka, zwykle były to wartości lodowego wypełnienia rzędu $i=50-80\%$, a na rzece uregulowanej $i=40-70\%$. Podczas pomiarów oceniany był również stopień zwięzłości podbitek oraz obecność w nich kier lodowych. Rozpoznanie to ma duże znaczenie w planowaniu i prowadzeniu lodołamania, oraz stosowaniu pirotechnicznych metod likwidacji zatorów.



Ryc. 1. Przykład sondowania lodowego wypełnienia koryta Wisły: sytuacja w Dobrzykowie powyżej Płocka, 14 luty 2006

Jest sprawą oczywistą, że kilkuosobowy zespół badawczy nie jest w stanie objąć pomiarami kilkusetkilometrowego odcinka Wisły, nie mówiąc już o innych rzekach, czy kosztach takiego przedsięwzięcia wliczając koszty wynajęcia samolotu. Badania zwykle prowadzone były na zlecenie RZGW lub Komitetów Przeciwpowodziowych.

Kilkanaście miesięcy temu uruchomiony został projekt „ICE WATCH”, będący metodą pozyskiwania informacji o zlodzeniu za pośrednictwem Internetu. Strony WWW zawierają instrukcje umożliwiającą identyfikację zjawisk lodowych przez ludzi niezwiązanych z nauką, oraz przesyłanie tych informacji w odpowiednim formularzu do bazy danych. Dzięki temu uzyskuje się informacje o zjawiskach zatorowych w rejonach nie objętych systematycznymi obserwacjami. Liczba osób przysyłających takie informacje stale się powiększa. Jest to doskonała propozycja dla osób o zainteresowaniach przyrodniczych, zamieszkujących nad rzekami i mających dostęp do Internetu. Adres strony: <http://www.geo.uni.torun.pl/www/zaklady/zkibp/monitoring/index.htm>

Inną, pomocniczą metodą w identyfikacji i rozmieszczenia odcinków zatorowych na rzekach jest metoda analizy występowania tzw. blizn lodowych (ang. *tree ice scars*) na drzewach poziomu zalewowego (ryc. 2). Na podstawie obserwacji przeprowadzonych na rzekach USA,

Kanady, Rosji a także dolnej Wisły, stwierdzono, iż w czasie formowania się zatoru i podczas piętrzenia, pnie drzew okaleczane są przez wolno poruszające się, upakowane masy lodu. Wysokość położenia blizn lodowych odpowiada rzędnej kulminacji wezbrania (lub niższej). Analiza dendrologiczna drewna umożliwia precyzyjne określenie roku wystąpienia poszczególnych zatorów. Odcinki, gdzie blizny lodowe spotykane są masowo i pochodzą z różnych lat są odcinkami zatorowymi (Lederer, Garver 1999, 2000; Pawłowski 2005). Jest to również skuteczna metoda pozyskiwania danych o przebiegu zjawisk zatorowych na odcinkach, gdzie nie są prowadzone żadne obserwacje. W Polsce, takiej analizie poddano odcinek dolnej Wisły (Pawłowski 2003). W 2006 roku, inwentaryzacja blizn lodowych będzie przeprowadzona na kilku innych rzekach nizinnych.



Ryc. 2. Blizny lodowe na drzewach poziomu zalewowego Wisły w Kępie Polskiej

4. Identyfikacja odcinków zatorowych – wybrane przykłady z rzek Nizy Polskiego

Wykonano mapę lokalizacji odcinków zatorowych na rzekach Nizy Polskiego. Powstała ona na podstawie analiz przeprowadzonych różnymi metodami i z wykorzystaniem różnych rodzajów danych, między innymi: na podstawie różnych materiałów archiwalnych, pomiarów bezpośrednich w ramach monitoringu i na podstawie analizy występowania blizn lodowych (rys. 3). W większości przypadków, za zatorogenność tych odcinków odpowiada charakter koryta – często nieregulowanego, z krętym, niestabilnym nurtem, zmianami powierzchni przekroju poprzecznego, załamaniem spadku podłużnego rzeki, czy płycznami, powodującymi budowanie tzw. barier lodowych. Dla przykładu, na rzece Odrze, wyróżniono następujące odcinki zatorowe: Km 614-641 (poniżej ujścia Warty), Km 645-661 (m.in. Gozdowice i odcinek poniżej), Km 677-713 (m. in. Widuchowa), łącznie około 63 km (Gołek 1973, na podstawie danych RZGW). Jednym z wielu odcinków, na którym częste pojawianie się zatorów potwierdzano wynikami sondowania lodowego wypełnienia koryta rzeki jest ujściowy odcinek Wisły w rejonie Kieźmarku (Grześ, Pawłowski, Polak 2004), gdzie stopień wypełnienia koryta lodem (głównie podbitkami sryżowymi) wynosił lokalnie w 2004 roku nawet 80%. Jak już wspomniano, analizę występowania blizn lodowych przeprowadzono dla odcinka Dolnej Wisły a wyniki tych badań pozwoliły na weryfikację i aktualizację rozmieszczenia odcinków zatorowych, interesującą zwłaszcza dla odcinka rzeki nieregulowanej, powyżej Płocka. Za szczególnie zatorowe uznano

odcinki: Wychódzce – Śladow Nadwiślański i Wyszogród – Kępa Polska oraz górną część zbiornika wrocławskiego (Pawłowski 2003). Zatorogenność tych odcinków potwierdzają także inne źródła danych.



● - miejsca częstego pojawiania się zatorów

1 - odcinki zatorowe na Odrze na podstawie danych RZGW i Gołka

2 - odcinek zatorowy w ujściu Wisły - na podstawie m. in. badania wypełnienia koryta lodem

3 - odcinki zatorowe na Wiśle w świetle m. in. blizn lodowych na drzewach

Ryc. 3. Rozmieszczenie odcinków zatorowych na rzekach Polski Centralnej i Północnej, zaznaczono omówione w tekście odcinki, przy których podano metody ich identyfikacji (wg Gołka, Grzesia, Pawłowskiego, IMGW, RZGW, prac IG UMK)

5. Podsumowanie

Jak wynika z rys. 3, dopiero zastosowanie różnych metod identyfikacji daje pełny obraz zagrożenia zatorowego na rzekach Polski. Możliwości wykorzystywania na bieżąco napływających danych IMGW czy komunikatów lodowych RZGW, zależą bardzo często od stopnia ich precyzyjności i standaryzacji. Już kilka lat temu, został, przez autorów niniejszego artykułu zaproponowany klucz do oznaczania zjawisk lodowych w postaci atlasu „Formy zlodzenia rzek nizinnych” (Grześ, Pawłowski 2002). Projekt ten nie został do dnia dzisiejszego wdrożony. Tylko monitoring zlodzenia i pomiar bezpośredni pozwalają na uzyskanie szczegółowych informacji o lokalnym zagrożeniu zatorowym, z czasem, przy dużej ilości takich pomiarów, wykonywanych w kolejnych latach wyniki badań układają się w obraz odpowiadający zagrożeniu zatorowemu na dłuższych odcinkach. Obecnie, badaniach nad zagrożeniem zatorowym coraz większą rolę odgrywają także nowe metody badawcze, takie jak wykorzystanie blizn lodowych czy Internetu.

Literatura

- Gołek J., 1973, *Zlodzenie i zatory na rzekach polskich*, Maszynopis pracy w bibliotece IMGW w Warszawie.
Grześ M., 1991, *Zatory i powódzie zatorowe na dolnej Wiśle – mechanizmy i warunki*, IGiPZ PAN, Warszawa.
Grześ M., 1997, *Monitoring zjawisk lodowych na Dolnej Wiśle*, Kaskada, 1, s. 8-10.

- Grześ M., Glazik R., Pawłowski B., Sobota I., 1999, *Badania zjawisk lodowych na dolnej Wiśle w sezonie zimowym 1998/99: Zbiornik Włocławek i odcinek Wisły powyżej Zbiornika*, opracowanie dla ODGW Warszawa, maszynopis w IG UMK Toruń, maj 1999.
- Grześ M., Pawłowski B., 2002, *Formy zlodzenia rzek nizinnych*, maszynopis w IG UMK
- Grześ M., Pawłowski B., Polak K., 2004, *Ocena sytuacji lodowej w rejonie przepraw mostowych w Kiezmarnku, 12-13 stycznia 2004*, opracowanie dla Hydroprojekt Spółka z o. o. oddział Włocławek, styczeń 2004, maszynopis IG UMK.
- Grześ M., Pawłowski B., 2005, *Monitoring zatorów na dolnej Wiśle*, [w:] Kostrzewski A., Kolander R., (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego – Funkcjonowanie geosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Poznań 2005, s. 465-474.
- Lederer J. R., Garver J. I., 1999, *Ice jams inferred from tree scars made during the 1996 mid-winter flood on the Mohawk River (New York)*, Geology Department Union College, Schenectady NY, USA, http://zircon.geology.union.edu/mohawk_ice/1996_jam.html
- Lederer J. R., Garver J. I., 2000, *Ice jams on the lower Mohawk River (Crescent NY) formed during the 2000 mid-winter flood*, http://zircon.geology.union.edu/mohawk_ice/2000_jam.html
- Pawłowski B., 2000, *Znaki Wielkich Wód Wisły na murach Starego Miasta w Toruniu*, Pomorze i Kujawy, 1(8), s.14-18.
- Pawłowski B., 2003, *Piętrzenia zatorowe na dolnej Wiśle w świetle blizn lodowych na drzewach poziomu zalewowego*, praca doktorska, maszynopis IG UMK, ss. 140.
- Pawłowski B., 2005, *Inwentaryzacja blizn lodowych jako metoda identyfikacji zatorowych odcinków rzek na przykładzie dolnej Wisły*, [w:] Kostrzewski A., Kolander R., (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego – Funkcjonowanie geosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Poznań 2005, s. 501-512.

Jakość wód bydgoskiego odcinka Kanału Bydgoskiego – badania wstępne

Michał J. Habel *, Jakub Makarewicz **

* Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego w Bydgoszczy

** Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Bydgoszczy

1. Wprowadzenie

Kanał Bydgoski powstał ponad 230 lat temu. Dzięki jego budowie podniesiono rangę Brdy i włączono ją do europejskiego systemu dróg wodnych. Tak zaistniał Bydgoski Węzeł Wodny, najistotniejszy punkt na szlaku wodnym Wschód – Zachód. Przez szereg lat pełnił on ważną funkcję transportową. Ponadto w oparciu o Kanał rozwinęła się infrastruktura wodno-kanalizacyjna miasta Bydgoszczy. W ostatnich latach, na skutek przekształceń gospodarczych, Kanał Bydgoski niemal całkowicie utracił pierwotną funkcję żeglugową. Obecnie jest on głównie odbiornikiem ścieków oczyszczonych i wód z kanalizacji deszczowych. W związku ze zmianą funkcji i zaprzestaniem projektowanej eksploatacji doszło w ostatnich latach do istotnych przekształceń w morfologii koryta Kanału. Kwestie związane z jakością jego wód objęte zostały stałymi obserwacjami prowadzonymi przez Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Bydgoszczy.

Na najbliższe lata planowane jest ponowne udrożnienie miejskiego odcinka kanału poprzez bagrowanie osadów dennych. Proces ten ma doprowadzić do poprawy warunków hydraulicznych i jakościowych wody.

Celem niniejszej pracy jest wskazanie głównych przyczyn wpływających na dewaluację walorów przyrodniczych i użytkowych. Ma ona stanowić punkt odniesienia do dalszych, bardziej szczegółowych badań stanu i funkcjonowania Kanału Bydgoskiego jako hydroekosystemu, który w najbliższym czasie poddany zostanie rekultywacji. Zebrane wyniki stanowią efekt prac naukowych i inwentaryzacyjnych prowadzonych przez ostatnie kilkanaście lat.

2. Obszar badań

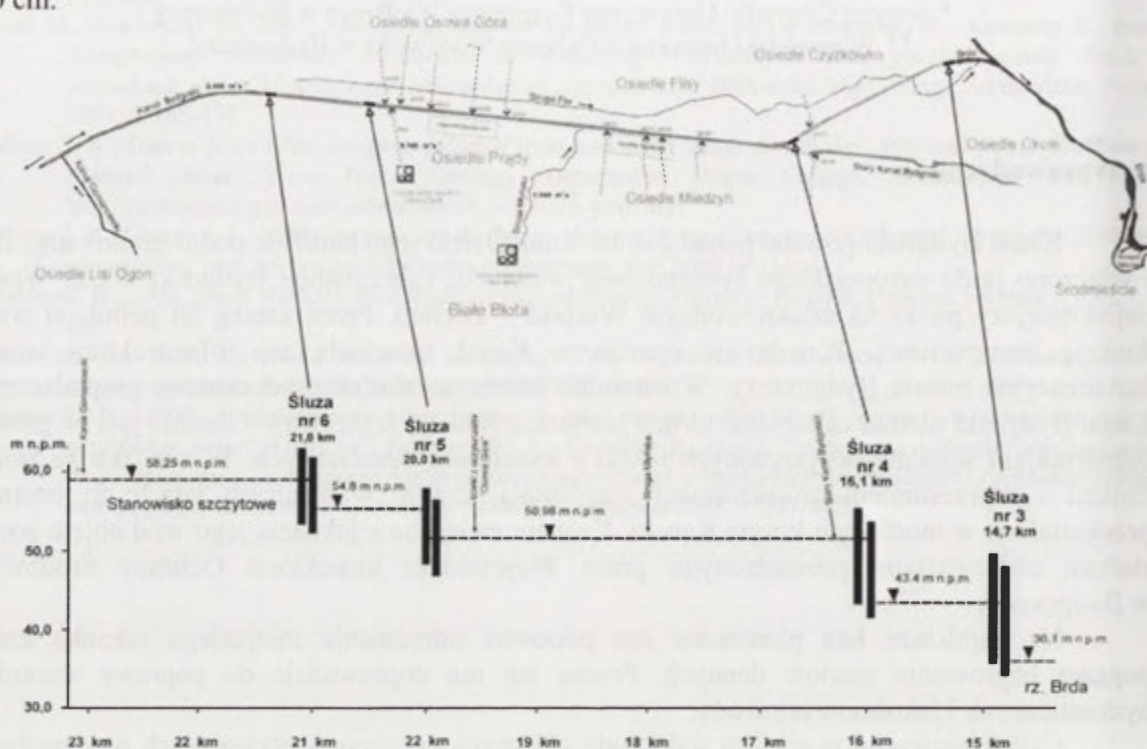
Obszar badań obejmuje 8,8 km odcinek Kanału Bydgoskiego, od 14,4 km drogi wodnej Wisła – Odra, łączącej Brdę z Notecią do 23,2 km – stanowiska szczytowego, przez które przebiega dział wodny pierwszego rzędu. Kanał, o szerokości około 30 metrów, przebiega na opisywanym odcinku dnem pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej w otoczeniu terenów zurbanizowanych Bydgoszczy (ryc. 1).

3. Gospodarka wodna

Stosunki wodne na omawianym obszarze w głównej mierze podporządkowane są zapewnieniu przepływu nienaruszalnego oraz potrzebom związanym ze śluzowaniem. Głównym źródłem wody dla Kanału Bydgoskiego jest Noteć. Woda dostarczana jest za pośrednictwem Kanału Górnonoteckiego, z którego odpływ w kierunku dorzecza Brdy średnio w roku wynosi 0,486 m³/s (RZGW, niepubl.). Źródło wody stanowi także dopływ z oczyszczalni ścieków „Osowa Góra” w ilości około 0,145 m³/s (Bydgoski program..., 2004) oraz ze Strugi Młyńskiej w ilości około 0,044 m³/s (WIOŚ niepubl., 2002). Kanał Bydgoski zasilany jest również wodami z kanalizacji deszczowej z okolicznych osiedli.

Zwierciadło wody, od stanowiska szczytowego do połączenia się z Brdą, opada przez

cztery śluzy i ma średni spadek 3,55 ‰. Średnie charakterystyczne stany wody na badanym odcinku Kanału kształtowały się przez ostatnie trzydzieści lat na podobnym poziomie (Jankowski 1975, RZGW, niepubl). W latach 1956-1964 i 1988-2004 wysokie stany obserwowano w miesiącach styczniu, lutym i marcu, zaś niskie w lipcu i sierpniu. Najwyższe amplitudy poziomów lustra wody obserwowano na odcinkach pomiędzy śluzami. Dochodziły one tam maksymalnie do 60 cm.



Ryc. 1. Przebieg Kanału Bydgoskiego wraz z obiektami gospodarki wodnej

4. Eksploatacja Kanału Bydgoskiego

Kanał Bydgoski jest drogą wodną II klasy, przystosowaną do żeglugi jednostek o nośności do 400 ton. Okres najintensywniejszego jego użytkowania przypadał na lata 50 XX wieku. W 1959 roku śluzy pokonało około 530 statków, w 1980 roku ok. 360 jednostek, a w 1990 roku 12. Obecnie śluzuje się około jeden większy obiekt raz na miesiąc. Spadek przewozów tą drogą wodną, o około 80%, zanotowany został z początkiem lat 90.

Na analizowanym odcinku Kanału Bydgoskiego, w latach 1999 – 2004, głębokości tranzytowe (2,2 m) zachowane były wyłącznie na odcinku pomiędzy śluzami nr 6 i nr 5. Na pozostałych fragmentach drogi wodnej średnie głębokości koryta nie przekraczały 2,1 m. Dla porównania, jeszcze w latach 1988 – 1993 wymagane głębokości, około 2,2 m, zachowane były na całym 8,8 km długości odcinku Kanału Bydgoskiego (RZGW, niepubl.).

5. Antropogeniczne źródła zagrożeń jakości wód Kanału Bydgoskiego

Głównymi składowymi antropogenicznego oddziaływania na wody miejskiego odcinka Kanału Bydgoskiego są: ścieki oczyszczone odprowadzane z oczyszczalni ścieków „Osowa Góra”, wody deszczowe wprowadzane kanalizacją deszczową oraz wody Strugi Młyńskiej zawierające ścieki oczyszczone z oczyszczalni w Białych Błotach oraz resuspensja osadów dennych wywołana żeglugowym wykorzystaniem kanału (obecnie w mniejszym stopniu)

Oczyszczalnia „Osowa Góra” została oddana do użytku w 1976 roku. Badania ścieków oczyszczonych wykonywane podczas kontroli WIOŚ wielokrotnie ukazywały przekroczenia niektórych stężeń w stosunku do przewidzianych w pozwoleniu wodno-prawnym (tab. 1).

Tabela 1. Średni roczny ładunek zanieczyszczeń w ściekach oczyszczonych odprowadzanych do Kanału Bydgoskiego z oczyszczalni „Osowa Góra” i do Strugi Młyńskiej z oczyszczalni „Białe Błota” w latach 2000 – 2003

Parametr	Jednostka	Rok badań			
		2000	2001	2002	2003
	m ³ /d	3972	5913	5300	5118
BZT ₅	Mg/rok	22,7	31,73	49,0	23,9
ChZT	Mg/rok	76,4	77,3	113,2	97,4
Zawiesina ogólna	Mg/rok	29,0	50,0	53,6	39,9
Azot ogólny	Mg/rok	31,0	39,4	54,2	49,6
Fosfor ogólny	Mg/rok	1,9	3,8	4,4	3,8

Dotyczyło to przede wszystkim azotu amonowego, azotu ogólnego a także BZT₅ i fosforu ogólnego (WIOŚ, niepubl.). Rejestrowane przekroczenia wynikały z wielu czynników. Wśród najważniejszych wymienia się zwiększoną ilość ścieków surowych dopływających do oczyszczalni z terenu zlewni w okresach intensywnych opadów. W przypadku gwałtownego napływu ścieków do oczyszczalni zdarzało się wynoszenie osadu czynnego do odbiornika. Ponadto zróżnicowany był skład ścieków surowych, które poza ściekami komunalnymi składały się w dużej części ze ścieków przemysłowych. Sprawność technologii oczyszczania także nie spełniała pokładanych oczekiwań. Problemy sprawiały stawy biologiczne, spełniające rolę ostatniego stopnia oczyszczania. W latach 2000-2005 z opisywanej oczyszczalni odpływało do Kanału Bydgoskiego od 3500 do 4780 m³/d ścieków oczyszczonych. Stanowi to od około 9 do 13% objętości średniego odpływu Kanału Bydgoskiego do Brdy.

Obecnie, w ramach projektu „Bydgoski System Wodny i Kanalizacyjny II”, planuje się zakończenie eksploatacji oczyszczalni „Osowa Góra” w przeciągu najbliższych kilku lat.

Poza ściekami z oczyszczalni „Osowa Góra” do Kanału Bydgoskiego odprowadzane są wody Strugi Młyńskiej, która jest odbiornikiem ścieków oczyszczonych z Białych Błot, które stanowią około 10% średniego odpływu Kanału Bydgoskiego do Brdy. Jakość wód Strugi Młyńskiej w 2005 roku odpowiadała najniższej, V klasie. Wody cieku w ciągu całego roku prowadziły znaczne ilości form azotu. Równie słaby był stan bakteriologiczny wyrażany liczbą bakterii Coli. W mniejszym stopniu wody były zasobne w fosfor i trudnorozkładalną materię organiczną (WIOŚ, niepubl.). Wszystkie wspomniane parametry występują w konfiguracji typowej dla wód będących odbiornikiem ścieków z oczyszczalni. Zatem wpływ oczyszczalni położonych w zlewni Strugi Młyńskiej jest zauważalny na jej ujściu do Kanału Bydgoskiego. Dodatkowym źródłem zasilania są wyloty kanałów deszczowych (12 wylotów).

Wpływ żeglugi, w przeciwieństwie do oddziaływań wywieranych przez ścieki, ma charakter krótkotrwały. W czerwcu 2004 roku obserwowano warunki termiczno-tlenowe wody po przepłynięciu zestawu pchanego. Pomiarzy wykonane na głębokości 20 cm wykazały nasycenie tlenem w granicach 60%. Dno w centralnej części kanału znajdowało się na głębokości około 150 cm. Za rufą holownika następowało gwałtowne mieszanie osadów dennych z wodą, która przyjmowała czarną barwę. Całkowite odtlenienie wód następowało w strefie odległej o 200 – 250 m za jednostką. Prowadzi to do śnięć ichtiofauny oraz pogorszenia warunków fotycznych. Również w takich warunkach uwalniana jest znaczna ilość fosforu, napędzając procesy eutrofizacji (Wiśniewski 1994).

6. Jakość wód Kanału Bydgoskiego na połączeniu z Brdą w latach 2000 – 2005

Badania jakości wód Kanału Bydgoskiego prowadzone są przez Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Bydgoszczy od ponad trzydziestu lat. Ostatnia ciągła seria badań obejmuje lata 2000 – 2005 (tab. 2). Stanowisko pomiarowe od początku prowadzenia monitoringu Kanału zlokalizowane jest poniżej ujścia Strugi Młyńskiej oraz rowu z oczyszczalni „Osowa Góra”.

Tabela 2. Roczne minimalne, maksymalne i charakterystyczne wartości wybranych parametrów fizycznych i chemicznych wody w Kanale Bydgoskim przy połączeniu z Brdą w latach 2002 – 2005 na podstawie badań WIOS w Bydgoszczy

Wskaźnik	j.m.	2002			2003			2004			2005		
		Stężenie			Stężenie			Stężenie			Stężenie		
		min.	maks.	char.	min.	maks.	char.	min.	maks.	char.	min.	maks.	char.
Temperatura wody	°C	1.1	21.5	21.3	6.8	26.4	25.4	4.7	21.5	21.0	2.2	25.5	24.1
Zawiesina ogólna	mg/l	2	17	12	0	14	13	6	27	23	4	21	21
Tlen rozpuszczony	mg O ₂ /l	0.9	11.6	2.2	4.4	10.0	4.9	3.6	16.4	4.1	3.1	16.9	4.4
BZT ₅	mg O ₂ /l	2.0	7.0	5.7	1.6	9.5	8.3	1.9	9.0	7.5	2.0	8.1	7.1
ChZT-Mn	mg O ₂ /l	8.4	15.2	14.1	8.1	14.4	13.9	3.3	13.8	12.4	6.5	13.2	12.1
Węgiel organiczny	mg C/l	-	-	-	-	-	-	10	24	21	8	18	17
Azot amonowy	mg N/l	1.04	2.28	2.20	0.72	1.83	1.76	1.80	4.48	3.89	0.24	3.33	3.01
Azotyiny	mg NO ₂ /l	-	-	-	0.041	0.041	0.041	0.062	0.210	0.164	0.043	0.171	0.170
Azot ogólny	mg N/l	2.90	8.25	7.40	2.23	5.35	5.04	3.80	6.25	5.59	2.01	5.38	5.14
Fosforany	mg PO ₄ /l	0.650	2.080	1.810	0.530	2.180	1.890	0.470	1.460	1.325	0.370	1.300	1.180
Przewodnictwo właś.	µS/cm	1083	1788	1669	1511	1876	1871	1603	1976	1954	1597	2140	2002
Chlorofil "a"	µg/l	3.5	83.8	83.8	3.2	101.0	101.0	4.8	153.4	153.4	3.7	97.3	97.3
Lb. bakt. Coli					210	46000	4600	1500	11000	11000	7	11000	11000

Zakres wykonywanych comiesięcznie analiz parametrów fizycznych i chemicznych wody obejmował wskaźniki tlenowe, biogeniczne, parametry zasolenia oraz charakterystyki biologiczne.

Podczas badań w latach 2000-2005 ogólna ocena jakości wody wskazywała na ponadnormatywne zanieczyszczenie. Zmiana zasad klasyfikowania jakości wody po 2004 roku nie wpłynęła na ostateczną ocenę. Kanał Bydgoski w opisywanym punkcie nadal zaliczany był do najgorszej – V klasy czystości.

Wśród parametrów fizycznych wyróżniała się średnia roczna temperatura wody na poziomie 13,6°C. Maksymalna stwierdzona temperatura wody wyniosła 26,4°C. Pokrywa lodowa utrzymywała się około 90 dni.

Relatywnie najwyższy stopień nasycenia tlenem obserwowany był wiosną i jesienią. Silne fluktuacje zawartości tlenu stwierdzono w szczytach sezonów wegetacyjnych, kiedy to nasycenie tlenem zależne było głównie od intensywności rozwoju organizmów roślinnych. W okresach intensywnej fotosyntezy następowało wyraźne przetlenienie warstwy powierzchniowej, a w czasie niskiej insolacji stężenie osiągało 50-60% nasycenia. Latem obserwowano również uwarstwienie tlenowe wód kanału. Przy bezwietrznej pogodzie nad dnem często występowały warunki anaerobowe w warstwie o miąższości około 1 m.

Stężenia substancji organicznej łatworozkładalnej oraz ogólnego węgla organicznego osiągały wartości odpowiednie dla wód średnio zanieczyszczonych. Znacznie więcej oznaczono substancji trudnorozkładalnych. W szczycie sezonu wegetacyjnego parametr ChZT – Cr niejednokrotnie osiągał wartości odpowiadające najniższej – V klasie.

W przypadku substancji biogenych stwierdzono, że średnie stężenie azotu amonowego wyniosło 1,55 mg N_{NH4}/l przy maksimum dochodzącym do 4,5 mg N_{NH4}/l, zaś średnie stężenie ortofosforanów odpowiednio 0,91 mg P_{PO4}/l i 2,18 mg P_{PO4}/l. Wysokie koncentracje rejestrowano

także w przypadku azotynów. Były to wartości kwalifikujące wody Kanału do silnie zanieczyszczonych.

Badania zawartości chlorofilu „a” potwierdziły wysokie możliwości rozwoju kolonii glonów. W szczytach sezonów wegetacyjnych maksymalne zaobserwowane wartości chlorofilu „a” wynosiły od 80 do 153 mg/l. W ostatnich latach obserwowany jest intensywny rozwój rzęsy wodnej *Lemna sp.* Gatunki te, charakterystyczne dla silnie eutroficznych stawów, starorzeczy, rowów i kanałów, znalazły tu dobre warunki namnażania: osłonięte od wiatru, żyzne wody o powolnym przepływie.

O niskiej jakości wód na opisywanym stanowisku świadczył również stan bakteriologiczny wody. Licznie obserwowane były kolonie bakterii *Escherichia Coli*, które świadczą o obecności w wodzie substancji ściekowych. Parametr ten plasował się głównie w IV i V klasie.

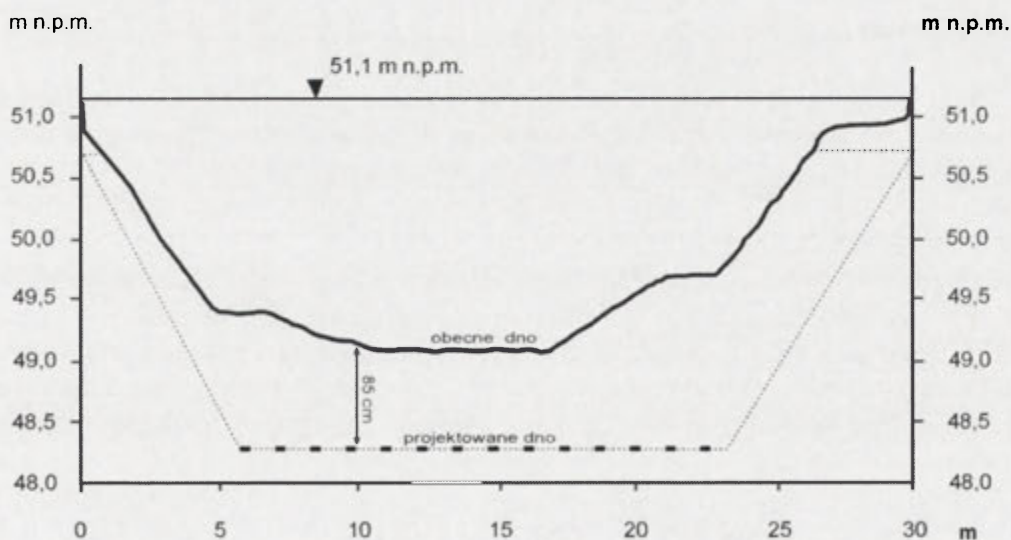
Przez cały okres badań stanu jakości na stanowisku w Bydgoszczy stwierdzano wysokie wartości zasolenia. Stężenia chlorków i sodu odpowiadały IV i V klasie jakości. Były one równocześnie stosunkowo stabilne w ciągu roku. Zasolenie powoduje wysokie przewodnictwo elektrolityczne wody. Ten wskaźnik osiągał maksima w sezonie wiosennym, po czym malał wraz z upływem sezonu wegetacyjnego.

Jakość wód Kanału Bydgoskiego na odcinku miejskim nie była jednorodna. W opisywanym okresie, w sezonie wegetacyjnym, wykonano jednorazowe badanie jakości w dodatkowym punkcie. Badania te ukazały znaczne zróżnicowanie warunków fizycznych i chemicznych wody. Dowodzi to zróżnicowaniu intensywności przebiegu procesów biologicznych i hydrochemicznych w różnych częściach kanału.

Woda Kanału Bydgoskiego ma wpływ na zmiany jakości rzeki Brdy. Na ten fakt zwracali uwagę już w swojej pracy z 1936 roku Michalski, Gabański, Kulmatycki.

7. Przebieg eksploatacji, transportu i akumulacji osadów dennych

W korycie analizowanego odcinka Kanału Bydgoskiego zgromadzone są osady w poważny sposób ograniczające jego użytkowanie (RZGW, niepubl.). Na odcinku pomiędzy służą nr 5 i nr 4 wykazano, iż do wybagrowania jest około 65 000 m³ osadów (ryc. 2).



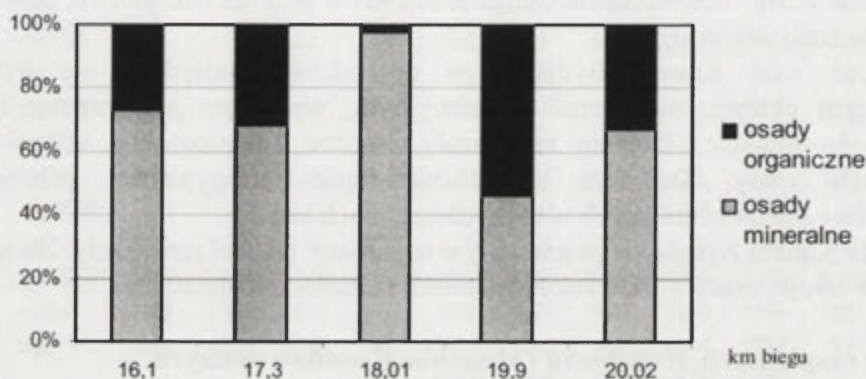
Ryc. 2. Przekrój poprzeczny przez koryto Kanału Bydgoskiego wraz z zaznaczonym przebiegiem projektowanego dna, wykonany 19 sierpnia 2002 roku na 19,6 km (opracowania na podstawie RZGW, niepubl.)

Z badań laboratoryjnych wynika, że w osadach dennych skumulowanych jest około 23 tony metali ciężkich, takich jak: chrom, cynk, ołów, kadm, miedź i nikiel (Projekt kompleksowego

rozwiązania..., 2004). Również ze względu na długotrwałe zrzucanie surowych ścieków miejskich i przemysłowych najbardziej widoczne jest nagromadzenie osadów przy wylotach kolektorów. Jak wynika z ryciny 3, poniżej kolektora z oczyszczalni ścieków „Osowa Góra” (19,9 km) przeważają osady organiczne. Reszta analizowanych próbek wykazała przeważającą zawartość frakcji mineralnej, w szczególności w rejonie wypływu z kolektorów wód deszczowych (18,01 km i 17,3 km).

Ze względu na złe warunki świetlne i brak mineralnego, trudno rozmywalnego podłoża w przypadku Kanału Bydgoskiego, występowanie makrofitów może ograniczać się wyłącznie do strefy przybrzeżnej (Puchalski 2004).

Przeanalizowane zmiany profili podłużnych z lat 1988 do 2004 ujawniają sezonową dynamikę osadów dennych. Przemieszczanie osadów następowało w okresie zwiększonych przepływów, tj. od stycznia do marca, a od maja do listopada dochodziło do akumulacji. Zmiany morfologii dna zaznaczają się również przy śluzach. Śluzowania prowadzą do transportu osadów z górnego do dolnego odcinka kanału. Strefa erozji i depozycji występuje w odległości od 200 do 500 m (Arkuszewski i in., 1971).



Ryc. 3. Procentowy udział części mineralnych i organicznych w osadach pobranych w rejonie kolektorów ściekowych na Kanale Bydgoskim w odcinku od śluzy nr 6 do śluzy nr 4 (opracowano na podstawie: *Bydgoski program...*, 2004)

8. Podsumowanie

Przytoczone wyniki badań jakości wód odcinka miejskiego Kanału Bydgoskiego są charakterystyczne dla silnie zeutrofizowanego środowiska. Analiza ta nasuwa uwagi natury ogólnej, opisujące wybrane aspekty funkcjonowania ekosystemu:

1. Kanał Bydgoski charakteryzuje się niskimi wartościami wymiany wody. Znaczną część odpływu stanowią ścieki oczyszczone.

2. Wody Kanału Bydgoskiego mają tendencję do silnego nagrzewania się. W takich warunkach przemiany biochemiczne ulegają gwałtownej intensyfikacji. Dodatkowo, osłonięcie kanału wysokimi drzewami i zabudową ogranicza oddziaływanie wiatru na powierzchnię wody.

3. Wody opisywanego akwenu charakteryzują się intensywnymi przemianami tlenowymi. Wytwarza się także uwarstwienie tlenowe, któremu towarzyszy rozległe odtlenienie wód naddennych.

4. Stała zewnętrzna dostawa substancji biogenicznej umożliwia intensywny rozwój produkcji pierwotnej w postaci fitoplanktonu. W ostatnich latach szczególnie licznie rozwijają się *Lemna sp.* Badania hydrochemiczne wód wskazują, że zawartość substancji biogennej nie limituje w istotny sposób rozwoju dominujących organizmów roślinnych.

5. Rozwój rzęsy wodnej w formie gęstego kożucha sprawia, że ograniczeniu ulegają warunki fotyczne. W konsekwencji prowadzi to do pogorszenia warunków tlenowych i wzrostu BZT₅.

Ograniczenie możliwości rozkładu materii organicznej zwiększa depozycję części organicznych w osadach dennych.

6. Problemy tlenowe potęgowane są przez żeglugę, której działalność prowadzi do zaniku tlenu w całej objętości wody w kanale. Resuspensja osadów uwalnia dodatkowe ilości substancji pokarmowej.

7. Źródła zasolenia należy upatrywać w dopływie zasolonych wód Noteci oraz w dopływie wód zasolonych w trakcie zimowej akcji odśnieżania dróg.

8. Badania ujawniają sezonową zmienność morfologii dna, co świadczy o łatwo rozmywanym charakterze osadów dennych. Widoczne jest oddziaływanie obiektów hydrotechnicznych.

9. Poprzez obfity rozwój *Lemna sp.* następuje jej obumieranie i odkładanie biomasy, po zakończeniu sezonu wegetacyjnego. Przyspiesza to narastanie osadów dennych i wypłacanie koryta Kanału.

Przedstawione podsumowanie ma charakter ogólny i każdy z poruszonych tematów wymaga dalszego uszczegółowienia w odrębnie prowadzonych badaniach.

Literatura

- Arkuszewski A., Przyłęcki W., Symonowicz A., Żylicki A., 1971, *Eksploracja dróg wodnych*, Wyd. Arkady, Warszawa.
- Bydgoski program renowacji i rekultywacji istniejącego systemu wodno-kanalizacyjnego, 2004, MWiK w Bydgoszczy (Ocena oddziaływania na środowisko, Studium wykonalności).
- Jankowski A.T., 1975, *Stosunki hydrograficzne bydgoskiego węzła wodnego i ich zmiany spowodowane gospodarczą działalnością człowieka*, Studia Soc. Scien. Torunensis, supp. VII.
- Michalski K., Gabański J., Kulmatycki W., 1936, *Fragment fizjograficzny rzeki Brdy w obrębie Bydgoszczy w świetle działania ścieków niektórych zakładów przemysłowych*, Przegląd Bydgoski, 4, z. 1-2.
- RZGW, niepublikowane dane – Inspektorat w Bydgoszczy, ul. Marcinkowskiego 1.
- Projekt kompleksowego rozwiązania problemów środowiska i zasobów wodnych dla Bydgoszczy i okolic, 2004, MWiK w Bydgoszczy.
- Puchalski W., 2004, *Nizinne i podgórskie rzeki ze zbiorowiskami włosieniczników*, [w:] Herbich J. (red.), *Poradnik ochrony siedlisk i gatunków Natura 2000*, Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- WIOŚ, niepublikowane dane – Bydgoszcz ul. Piotra Skargi.
- Wiśniewski R., 1994, *Rola resuspensji osadów dennych w funkcjonowaniu ekosystemów wodnych*, wyd. UMK, Toruń.
- Zbierski P., Kwiatkowski M., Usakiewicz J., 2003, *Raport – Analiza pracy oczyszczalni ścieków Osowa Góra, Miejskie Wodociągi i Kanalizacja w Bydgoszczy*, Bydgoszcz (mat. niepubl.).

Wpływ rzeźby podlodowej na cechy morfologiczne i sedimentologiczne kemów, na przykładzie regionu łódzkiego

Arkadiusz Jaksa

Zakład Geomorfologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki

1. Wstęp

Rozwój kemów zachodzi w otoczeniu lodu martwego, który utracił już swoje właściwości plastyczne. Stąd też w czasie postępującej ablacji masy lodowej charakter jej powierzchni jest w szczególności sposób podatny na przenoszenie elementów ukształtowania powierzchni podlodowej (Niewiarowski 1965; Jahn 1969; Walczak 1969; Musiał 1992; Huddart, Benett 1997). Wpływa to na przestrzenny rozkład materiału mineralnego akumulowanego w czasie deglacjacji, a w pewnym stopniu warunkuje również charakterystykę procesów sedimentacyjnych. Często jednak na stosunkowo niewielkim obszarze można zaobserwować, że w podobnych warunkach rzeźby podlodowej rozwijają się kemy o odmiennych cechach morfologicznych i sedimentologicznych. W pracy zaprezentowano spostrzeżenia w tej materii poczynione na obszarze regionu łódzkiego.

2. Uwarunkowania rozwoju kemów w strefach elewacji podłoża podlodowego

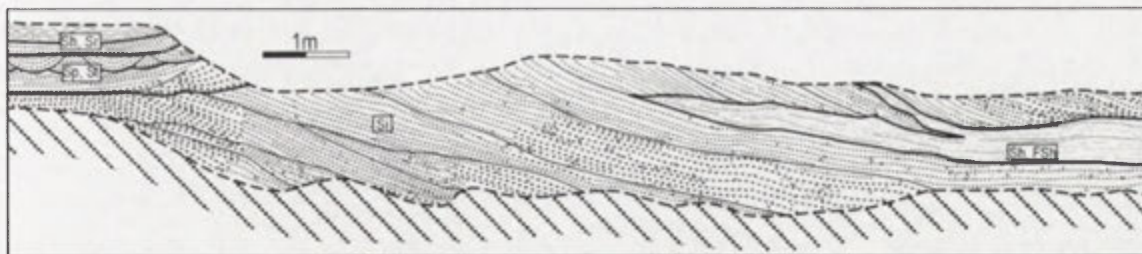
Analizując wpływ ukształtowania powierzchni podlodowej na przebieg procesów formowania kemów w czasie deglacjacji arealnej na obszarach niżowych przeważa pogląd, że nawet pojedyncze, izolowane wyniosłości podłoża podlodowego sprzyjają rozwojowi sedimentacji kemowej (Krzemiński 1974; Krzemiński, Papińska 1997; Chrzanowski 1980). Jednakże za strefy szczególnie predysponowane do rozwoju tych form uważa się strefy wododziałowe. Obszary te wiąże się z rozwojem zbiorników kemowych już we wczesnych fazach deglacjacji, która zachodzi w przetainach lodowych. Za typowe formy, które wówczas powstają uważa się kemy przetainowe o charakterze morfologicznym stoliw i deltowym układzie sedimentacyjnym (Baraniecka 1969; Karczewski 1971; Klatkowa 1972; Niewiarowski 1961, 1965; Musiał 1992; Terpiłowski 2001).

W analizowanym obszarze prześledzono charakter morfologiczny kemów oraz ich budowę geologiczną w obrębie dwóch stref wododziałowych: międzyrzecza Warty oraz Widawki i Neru, a także działu wodnego Rawki i Pilicy.

Już wstępne porównanie charakteru kemów wykształconych w tych dwóch strefach wskazuje, na całkowitą odmienność morfologiczną obecnych tam form. W obrębie wododziału Warty oraz Neru i Widawki dominują kemy o charakterze stoliw, które można utożsamiać z rozwojem kemów przetainowych zgodnie z koncepcjami Musiała (1992) i Baranieckiej (1969). Na przetainowy charakter tych form, obok morfologii, wskazuje również ich budowa geologiczna. W analizowanych odsłonięciach kemów w Ptaszkowicach oraz w Zygrach stwierdzono m.in. dośrodkowy kierunek transportu materiału, który jest cechą typową dla sedimentacji przetainowej (ryc. 1).

Odmienne wykształcone są natomiast kemy położone w strefie działu wodnego Rawki i Pilicy. Mają one charakter wyciągniętych równoleżnikowo, a więc zgodnie z kierunkiem przebiegu działu wodnego, wałów. Charakter wypełnień tych form wskazuje, że akumulowane one były w efekcie przepływu wód glacyfluwialnych i zdominowane są stosunkowo homogenicznym materiałem piaszczysto-żwirowym (Rdzany 1997).

W obu analizowanych powyżej przypadkach mamy formy, których rozwój w

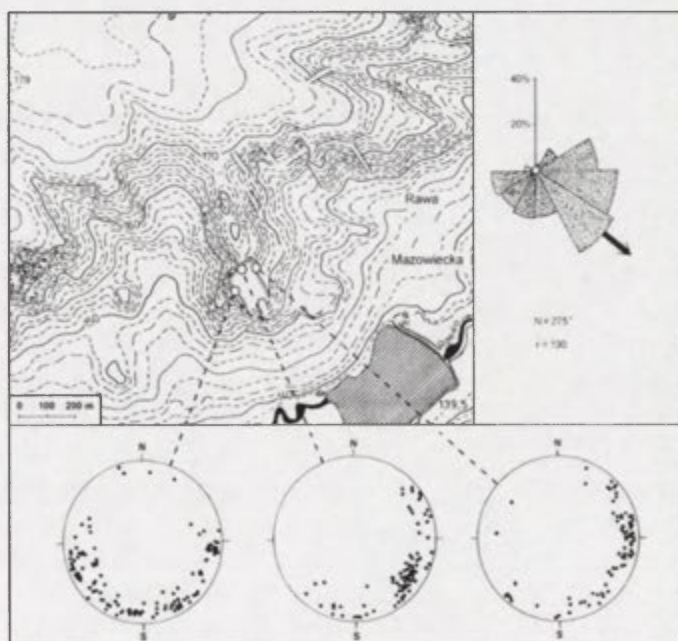


Ryc. 1. Stanowisko Ptaszkowice. Progradacja niewielkiej delty w obręb zbiornika przetainowego

określonej strefie warunkowany był istnieniem elewacji podłoża podlodowego (Krzemiński 1974; Rdzany 1997). Cechują się one jednak zupełnie odmiennym charakterem morfologicznym oraz budową geologiczną. Na dziale wodnym Warty oraz Grabi i Neru mamy do czynienia z „typowymi” dla tych stref kemami przetainowymi. Jednakże w drugim przypadku, na dziale wodnym Rawki i Pilicy, na przetainowy charakter form nie wskazują ani cechy morfologiczne ani rozpoznana sytuacja geologiczna. Prowadzi to do wniosku, że na rozwój sedimentacji w obszarach działów wodnych, obok pasywnych procesów degradacji stropu lodowego, musiały oddziaływać jeszcze inne czynniki, których jednakże obecność również musiała być warunkowana ukształtowanie podłoża podlodowego.

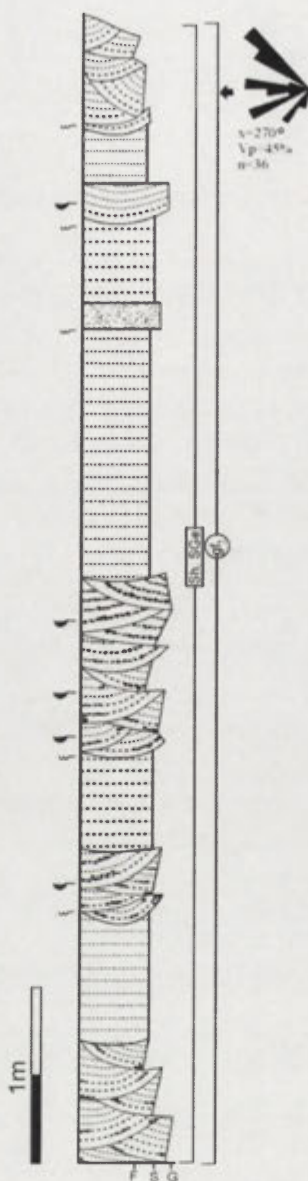
3. Uwarunkowania rozwoju kemów w strefach obniżen podłoża podlodowego

W sposób zróżnicowany procesy sedimentacyjne przebiegały także w obrębie kemów akumulowanych w strefie podlodowych obniżen. Obniżenia te miały charakter przetrwały i w czasie deglacjacji stanowiły drogi subglacialnego drenażu (Klajnert 1972; Rdzany 1997). Kemy w ich obrębie podzielić można na dwie kategorie. Pierwsza z nich związana jest z akumulacją materiału przez skoncentrowane strumienie wód glacialnych spływających z wyżej położonych obszarów „wysoczyznowych” do subglacialnych obniżen. Powstające wówczas formy jak np. Wał Domaniewicki (Klajnert 1972) czy też kem w Tatarze k/Rawy Mazowieckiej (Rdzany 1997) mają oś morfologiczną ułożoną poprzecznie do osi formy dolinnej a ich nasada zlewa się z poziomem wysoczyznowym (ryc. 2).



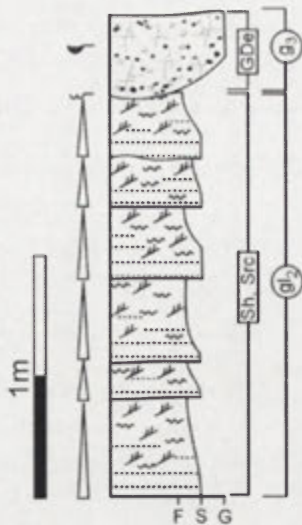
Ryc. 2. Stanowisko Tatar k/Rawy Mazowieckiej. Cechy morfologiczne oraz uzyskany z pomiarów rozkład kierunków. transportu osadów (wg Rdzany 2006 nieznacznie zmienione)

W budowie wewnętrznej charakteryzują się one dominacją sedymentacji glacyfluwialnej zachodzącej w subsródownisku torencjalnego stożka subaeralnego (ryc. 3).



Ryc. 3. Stanowisko Czatown (Wał Domaniewicki). Monotonna akumulacja w obrębie stożka subaeralnego

Odmienne wykształcenie mają kemy powiązane z odpływem wód glacyfluwialnych już w obrębie podlodowych obniżeń. W przeciwieństwie do pierwszego przypadku wody te w znacznym stopniu były blokowane przez zalegające w obniżeniach do końcowych faz deglacjacji bryły martwego lodu (Klajnert 1972; Rdzany 1997; Kobołek 2000). W efekcie w tych strefach dochodziło do niskoenergetycznej sedymentacji w rozległych, przepływowo-ziarnistych zbiornikach glacylimnicznych, w których depozycja zachodziła głównie z przydennych hiperpikalnych prądów trakcyjnych (Brodzikowski 1993) (ryc. 4). Drobnociarniste osady budujące te formy, głównie piaski drobnociarniste o strukturze riplemarkowej, w chwili obecnej stanowią w morfologii wysokie poziomy terasowe wyciągnięte wzdłuż stoków dolinnych (Rdzany, Klajnert 1989; Kobołek 2000). W obrębie szerokich obniżeń jak np. Kotlina Górnej Rawki ostańcowe fragmenty tych glacylimnicznych wypełnień budują izolowane wały i pagórki (Rdzany 1997).



Ryc. 4. Stanowisko Zarzecze
Drobnoziarniste sekwencje osadowe akumulowane w strefie równi dennej zbiornika glacialimnicznego

4. Dyskusja i wnioski

Obserwacje prowadzone na obszarze regionu łódzkiego potwierdzają podnoszoną w literaturze znaczącą rolę konfiguracji podłoża podlodowego na przebieg procesów deglacjacji arealnej. Odnosząc się do stref podlodowych elewacji, w szczególności obszarów wododziałów, można stwierdzić, że sprzyjają one akumulacji kemowej zachodzącej prawdopodobnie już we wczesnych fazach deglacjacji. Jednakże obok „typowych” kemów przetainowych powstają w tych strefach również formy, których cechy morfologiczne i sedimentologiczne wskazują na nakładanie się elementów warunkowanych podłożem podlodowcowym jak i przetrwałych z fazy lodu aktywnego. Sytuacja taka występuje m.in. na dziale wodnym Rawki i Pilicy. Dla analizy rozwoju sedimentacji w tej strefie ważne jest zwrócenie uwagi na fakt, że dział ten, w przeciwieństwie do strefy działu wodnego Warty oraz Grabi i Neru, posiadał przebieg prostopadły do kierunku transgresji lądolodu. Takie ukształtowanie powierzchni podlodowej warunkowało, w czasie fazy lodu aktywnego, powstanie po stronie proksymalnej kompresyjnego ułożenia powierzchni ślizgu. Zadecydowało to o wzbogaceniu masy lodowej w materiał mineralny (Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1988; Kozarski 1988). Jednocześnie w strefie kulminacji podłoża oraz na stronie dystalnej rozwinęło się szereg inicjalnych spękań w masie lodowej o charakterze tensyjnym a więc równoległych w tym przypadku do przebiegu osi elewacji podlodowej (Paul 1983; Kasprzak 1988; Terpiłowski 2001). Dziedziczenie układu spękań z fazy lodu aktywnego oraz obfitość materiału mineralnego predysponowała w sposób oczywisty te strefy do rozwoju intensywnej akumulacji glacialfluwalnej już we wczesnych fazach deglacjacji arealnej.

Znaczną rolę w przebiegu procesów sedimentacyjnych w czasie deglacjacji arealnej odgrywają również obszary podlodowych obniżzeń. Z uwagi na swój przetrwały charakter w stosunku do zlodowacenia warty już w czasie deglacjacji pokrywy lodowej na „wysoczyznach” pełniły rolę dróg drenażu sub- intraglacialnego. W obrębie form negatywnych zasadniczo można wyróżnić dwa typy rozwijających się form. Pierwszy z nich, określane jako „łapy kemowe” (Klajnert 2000), związany jest z poprzecznym w stosunku do osi obniżenia dopływem wód glacialfluwalnych. Powstanie tych kemów związane jest ze strefami skoncentrowanego dopływu wód glacialfluwalnych z obszarów „wysoczyznowych”. Stanowią one sedimentologiczny ekwiwalent depozycji w miejscu, gdzie strumienie wód glacialfluwalnych odwadniające obszary wyniesione uchodziły do podlodowych obniżzeń. Intensywna akumulacja w tych strefach oraz charakterystyczny stożkowy styl sedimentacji świadczy również, że już w czasie deglacjacji

rzeźba podlodowa cechowała się znacznym urozmaiceniem.

Odmiernym typem form są kemy „włożone” w obręb podlodowych obniżeń. Rozwijały się one w warunkach długotrwałego blokowania odpływu przez zalegające w morfologicznych obniżeniach, do późnych faz deglacjacji, bryły martwego lodu. W efekcie zdominowane są one akumulacją materiału drobnoziarnistego a charakter sedymentacji wskazuje na akumulację w warunkach przepływowych zbiorników glacialimnicznych. Z uwagi na postwarciańskie procesy fluwalne najczęściej mają one obecnie postać ostańcową o charakterze najwyższych poziomów terasowych systemów dolinnych lub też izolowanych wałów, pagórów lub, w szerokich obniżeniach o charakterze kotlin, form zbliżonych morfologicznie do stoliw (Klajnert, Rdzany 1989; Rdzany 1997; Kobołek 2000).

Reasumując przedstawione obserwacje można stwierdzić, że konfiguracja podłoża podlodowego odgrywa istotną rolę na rozwój sedymentacji kemowej w czasie deglacjacji arealnej. Ostatecznie jednak o charakterze morfologicznym i sedymentologicznym powstałych form decyduje zespół czynników morfologicznych oraz uwarunkowań przetrwałych z fazy lodu aktywnego.

Literatura

- Baraniecka M. D., 1969, *Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji*, Kwart. Geolog., 13, 2.
- Brodzikowski K., 1993, *Sedymentacja glacialimiczna, procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacyjna*, cz.1 Acta Geogr. Lodz., 62, s. 1-162.
- Chrzanowski, J., 1980, *Formy deglacjacji arealnej na Wale Malanowskim i w jego otoczeniu*, Acta Geogr. Lodz., 43, ss. 103.
- Huddart D., Bennett M. R., 1997, *The Carstairs kames (Lanarkshire, Scotland): morphology, sedimentology and formation*, Journal of Quaternary Science, 12, s. 1-19.
- Jahn A., 1969, *Terasy kemowe w Sudetach*, Folia Quaternaria, 30, s. 2-22.
- Karczewski A., 1971, *Zmienność litologiczna i strukturalna kemów Pomorza Zachodniego a zagadnienie ich klasyfikacji*, Prace Kom. Geogr.-Geol., Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 11, s. 1-59.
- Kasprzak L., 1988, *Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na nizinie Wielkopolskiej*, Dokumentacja Geograficzna, 5-6, ss. 159.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1984, *Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w Środkowej Wielkopolsce*, Zeszyty Naukowe UAM, z. 29, ss. 54.
- Klajnert Z., 1978, *Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu*, Acta Geogr. Lodz., 28, ss. 148.
- Klajnert Z., 2000, *Cechy morfologiczne i geologiczne rzeźby strefy brzeżnej lądolodu warciańskiego na Wyżynie Łódzkiej*, [w:] *Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej*, Lublin – Mielnik, s. 41-43.
- Klajnert Z., Rdzany Z., 1989, *Glacifluwalna geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką*, Acta Geogr. Lodz., Folia Geogr., 59, s. 21-39.
- Klatkova H., 1972, *Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas ostatniego zlodowacenia warciańskiego*, Acta Geogr. Lodz., 28.
- Kobołek E., 2000, *Morfogeneza doliny Rawki*, Acta Univ. Lodz., 77, ss. 157.
- Kozarski S., 1988, *Depositional models and ice-front dynamics in northwestern Poland: a methodological approach*, Geogr. Pol., 53, s. 43-52.
- Krzemiński T., 1974, *Geneza młodoplejstoczeńskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty*, Acta. Geogr. Lodz., 33, ss. 171.
- Krzemiński T., Papińska E., 1997, *Cechy rozwoju i zaniku lądolodu warciańskiego w środkowej Polsce*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys., 1, s. 47-65.
- Musiał A., 1992, *Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia*, Rozprawy Uniw. Warszaw., ss. 203.
- Niewiarowski W., 1965, *Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemowych na obszarze Peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia*, Zeszyty Naukowe UMK, Geografia, 4.
- Niewiarowski W., 1961, *Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi*, Przegląd Geograficzny, 33, s. 443-467.
- Paul M. A., 1983, *The supraglacial Landsystem*, [w:] Eyles N. (red.) *Glacial Geology*, Pergamon Press, s. 71-90.
- Terpiłowski S., 2001, *Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacyjnej*, Wyd. UMCS, ss. 98.
- Walczak W., 1969, *Terasy kemowe Gór Bardzkich*, Folia Quaternaria, z. 30, s. 23-32.

Przykłady zaburzeń dysjunktywnych w centralnych częściach wybranych kemów regionu Łódzkiego

Marcin Jaskulski

Zakład Geomorfologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki

Akumulacja osadów w kemach związana jest z sąsiedztwem brył lodu martwego bądź, stagnującego, dlatego często występujące w nich deformacje osadów stawały się tematem dyskusyjnym. W literaturze dotyczącej kemów często spotyka się opisy różnych deformacji nieciągłych – uskoków. Tłumaczenie ich genezy, głównie na podstawie ich wyglądu, miejsca w formie, w jakiej się znajdują czy kierunku zrzutów, wydaje się niewystarczające. W przypadku uskoków znajdujących się w brzeżnych częściach kemów ich genezę wiązano głównie z utratą podparcia lodowego (Bartkowski 1963; Dadlez, Jaroszewski 1994; Rotnicki 1976; Klajnert 1966, 1978). Struktury rozwinięte w innych partiach kemu, z zapadaniem się osadów w powstające puste przestrzenie po bryłach lodu, czy też w wyniku sedymentacji osadów kemu supraglacialnego (Karczewski 1971, Klajnert 1978) bądź też w wyniku diapirowego wyciśnięcia osadów podłoża Keller (1954 *vide* Jewtuchowicz 1969), Bramer (1961, 1963 *vide* Jewtuchowicz 1969), Niewiarowski (1964), Jewtuchowicz (1969), Klatkowa (1972)

W niniejszym opracowaniu przedstawiono różne przykłady zaburzeń nieciągłych nie znajdujących się w brzeżnej części kemu w kilku formach z Regionu Łódzkiego i pokazano próbę odwożenia genezy deformacji za pomocą metod geologii strukturalnej – analizy uskoków.

Stanowisko Kalenica położone jest w środkowej części formy znanej jako Wał Domaniewicki (Klajnert 1966, 1978) W jednej z odkrywek widoczny jest dość mięszczy kompleks osadowy składający się głównie z horyzontalnie warstwowanych osadów piaszczystych i piaszczysto żwirowych, występuje również kilka rozcięć erozyjnych z rynnami wypełnionymi grubszym materiałem. W kompleksie tym występuje wiele stromych uskoków normalnych o niewielkich zrzutach, które po zestawieniu na diagramie tworzą wyraźny jeden system uskoków komplementarnych. Największe deformacje występują w stropowym zachodnim fragmencie odsłonięcia w postaci zespołu uskoków tworzących formę rowu, otoczonego uskokami, w obrębie którego rozwinął się system uskoków pierwotnych i wstecznych. Wschodnia stropowa część odsłonięcia charakteryzuje się koncentracją rynnowych rozcięć wypełnionych grubszymi osadami.

Podobną sytuację zaobserwowano w stanowisku Marchaty położonym na południowy wschód od Rawy Mazowieckiej Jedna ze ścian ukazuje ponad 4 metry osadów laminowanych głównie drobno piaszczysto – mułkowych z niewielkimi przewarstwieniami piasków średnich i grubszych. W górnej części występuje niewielka ok. 30 cm. warstwa piasków grubych i drobnych żwirów. Materiał został zaburzony poprzez zespół uskoków stromych o nie wielkich zrzutach. Analizując całą sieć spękań zauważa się ich koncentryczność, zrzuty skierowane są do środka analizowanego odsłonięcia, tworzą one jakby formę odwróconego rowu. Po ich zestawieniu otrzymujemy wręcz identyczny obraz jak w stanowisku Kalenica.

Wyznaczona wartość naprężenia głównego σ_1 ukazuje pionowy kierunek. Uskoki te powstały w związku ze zwiększeniem się naprężenia σ_1 przy zmniejszającej się wartości σ_3

Odtworzony układ naprężeń mógł powstać w wyniku nierównomiernego osiadania osadu spowodowanego wytopianiem się lodu, na którym zachodziła akumulacja. Subsydencja całej masy osadów powodowała powstanie pola naprężeń o wartościach $\sigma_3 < \sigma_2 < \sigma_1$, gdzie wartość głównego naprężenia jest zgodna z kierunkiem grawitacji. Tak odtworzone pole naprężeń odpowiada modelowi Coulomba opisanego przez Andersona (1951).

Kemy w miejscowościach Chabierów i Góra położone są na północny zachód od Pagórków Warciańskich. Formy te zaklasyfikowane zostały przez Klatkową (1972, 1990) jako kemy, a w pracy z 1993r. dokładniej jako typy kemu z tzw. wyciśniętym jądrem. Ich budowa jest bardzo podobna są to formy niewielkie powierzchniowo natomiast o dość dużej wysokości względnej przekraczającej 30 metrów. W budowie wewnętrznej wyróżnia się diapiry z silnie zbrekcjonowanych mułków iłów oraz gliny, otoczone przez osady wodnolodowcowe – w postaci warstwowanych piasków i drobnych żwirów z licznymi uskokami. Całość przykrywają osady ablacyjne. Pomierzone cechy geometryczne uskoków przedstawione na wykresach pokazują w porównaniu do wcześniejszych stanowisk, dużo bardziej skomplikowany układ z dwoma wyraźnymi kulminacjami. Odtworzone pole naprężeń również pokazuje pionowe usytuowanie osi naprężenia głównego.

Porównując układ uskoków do opisanych w literaturze modeli można zauważyć że szczególnie w stanowisku Chabierów odpowiada on modelowi Rechesa (1993). Deformacje takie powstały jako efekt nakładania się pól naprężeń: klasycznego dla kemów związanego z zanikiem podparcia lodu oraz związanego z wypiętrzaniem się diapiru.

Podsumowując można stwierdzić, że procesy deformacyjne w wewnętrznych partiach kemów mogą mieć różną genezę, jej odtworzenie wymaga bądź przesłedzenia dokładnie budowy geologicznej formy, lecz taką możliwość mamy jedynie w przypadku ciągłych obserwacji ruchu górniczego w dużych odsłonięciach. W innym przypadku należy odtwarzać procesy, jakie zachodziły, analizując widoczne w odsłonięciach deformacje i zapis sedimentologiczny osadów.

Literatura

- Anderson E. M., 1951, *The Dynamic of Faulting*. Oliver and Boyd, Edinburgh, ss. 206.
- Bartkowski T., 1963, *Deglacjacja arealna – zasadniczy typ deglacjacji na obszarach niżowych*. PTPN, Prace Kom. Geogr.-Geol., 70, 3 s. 338-347.
- Dadlez R., Jaroszewski W., 1994, *Tektonika*, PWN, Warszawa, ss. 743.
- Jewtuchowicz S., 1969, *Struktura kemu w Zielenieniu*, Folia Quaternaria, 30, s. 59-69.
- Klajnert Z., 1966, *Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego*, Acta Geogr., Lodz., 23, ss.136.
- Klajnert Z., 1978, *Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpołu*, Acta Geogr., Lodz., 28, ss. 220.
- Klatkowa H., 1972, *Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia Warciańskiego*, Acta Geogr. Lodz., 28, ss. 220.
- Klatkowa H., 2003, *Uwagi o strukturach glaciostatycznych i ich morfologicznym wyrazie w strefie zlodowacenia warciańskiego Polski środkowej i zachodniej*, Acta Geogr. Lodz., 65, s. 141-164.
- Pasierbski M., 1980, *Deformacje nieciągłe jako jedno z kryteriów określania genezy form glacialnych*, Acta. Univ. Nicolai Copernici. Geografia, 15, 47, s. 5-18.
- Reches Z., 1983, *Faulting of rocks in tree-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis*. *Tectonophysics*, 95, s. 133-156.
- Rotnicki K., 1976, *The theoretical basis for and a model of the origin of glacitectonic deformations*, *Questiones Geogr.*, 3, Poznań.

Zmiany składu chemicznego wody w niszach źródeł nizinnych

Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk

Zakład Hydrobiologii, Instytut Biologii, Uniwersytet w Białymstoku

1. Wstęp

Wody podziemne wypływające na powierzchnię Ziemi dają początek lub zasilają rzeki. W początkowych odcinkach rzek dokonują się ważne procesy związane z kształtowaniem się jakości wody. Dzięki naturalnym wypływom wód podziemnych istnieje możliwość kontroli cech fizyczno – chemicznych wody w końcowym etapie obiegu podziemnego i początkowym etapie obiegu powierzchniowego. Na terenach nizinnych nisze źródliskowe są często rozległe, a miejsce poboru wody do analiz jest trudne do ustalenia. Prezentowane badania miały na celu wskazanie kierunków zmian składu chemicznego wody w obrębie nisz źródliskowych oraz określenie czynników wpływających na reakcje zachodzące w trakcie zmiany obiegu wody z podziemnego na powierzchniowy.

2. Teren i metody badań

Badania prowadzono w 5 naturalnych wypływach wody podziemnej na Nizinie Północnopodlaskiej, w mezoregionie Wysoczyzna Białostocka (ryc. 1). Cztery z badanych obiektów leżą na terenie Puszczy Knyszyńskiej, w centralnej części dorzecza Supraśli. Piąty usytuowany jest w zlewni rzeki Horodnianka (dopływ Narwi) (Jekatierynczuk – Rudczyk, Żuk 2006).

Źródliko nr 1 (ryc. 1) leży w rezerwacie Krzemianka na wysokości 140 m n.p.m. w dolinie rzeki Krzemianka w otoczeniu wzgórz przetańowych. Nisza wypływu była silnie uwodniona, głęboka, z nagromadzoną na obrzeżach materią organiczną. Piaszczysto – żwirowe dno źródlika porastała rukiew wodna, ostrożeń warzywny, mięta i rzeżucha wodna. Zalesienie zlewni powierzchniowej źródlika nr 1 wynosi 100%. Otoczenie niszy stanowi łąg olchowo-jesionowy i grąd typowy. Źródliko nr 1 jest formą pośrednią między reo- i limnokrenem.

Źródliko nr 2 (ryc. 1), w rezerwacie Budzisk, położone jest na wysokości 137 m n.p.m. Owalna, płytka nisza o średnicy 15 m, silnie zabagniona, usytuowana jest w dolinie, w sąsiedztwie kemów. Nisza wypływu była silnie porośnięta przez barszcz zwyczajny oraz ostrożeń warzywny. Strefę aeracji na tym obszarze stanowią piaski oraz utwory torfowe. Źródliko nr 2 jest typowym reokrenem. Zalesienie zlewni powierzchniowej wynosi 75%, a otoczenie niszy stanowi grąd typowy.

Źródliko nr 3 (ryc. 1) znajduje się w zlewni dolnej Sokołdy, na wysokości 139 m n.p.m. u podnóża kemu. Nisza jest owalna, o średnicy 50 m i głębokości 0,5 m. Strefę aeracji stanowią piaski. Nisza otoczona jest borem mieszanym o drzewostanie sosnowo-świerkowym oraz łągiem olchowym. Zalesienie zlewni powierzchniowej wynosi 100%. Źródliko to jest typowym limnokrenem, który okresowo dość szczelnie pokrywała rzęsa drobna, a obrzeża niszy porastał ostrożeń warzywny, rzęśl wiosenna oraz niezapominajka błotna.

Źródliko nr 4 (ryc. 1) położone jest w zlewni rzeki Słoi na wysokości 140 m n.p.m. Jest to wypływ o płytce wciętej niszy otoczonej wzgórzami kemowymi. Nisza źródlikowa porośnięta była przez ostrożeń warzywny, rukiew wodną, kropidło wodne, bodziszek błotny. Strefę aeracji stanowią piaski, żwiry oraz torfy. Nisze otaczają grądy i łągi olchowe oraz ugory. 30% zalesienie zlewni wpływa na znaczny udział spływu powierzchniowego oraz szybszą reakcję na zasilanie atmosferyczne. Źródliko nr 4 jest typowym reokrenem.



Ryc. 1. Lokalizacja badanych źródeł na Wysoczyźnie Białostockiej

Źródliko nr 5 (ryc. 1) położone jest w strefie podmiejskiej Białegostoku we wsi Turczyn. Wy pływa ze skarpy na wysokości 143,75 m n. p. m. Nisza jest bardzo dobrze wykształcona. Strefa aeracji zbudowana jest z piasków różnoziarnistych. Otoczenie niszy stanowi las mieszany. W pobliżu wypływu istniało „dzikie” wysypisko śmieci. Źródliko w Turczynie jest reokrenem.

Źródlika na terenie Wysoczyzny Białostockiej drenują pierwszy, czwartorzędowy poziom wodonośny zalegający na głębokości od 0 do 30 m. Występuje on w piaskach i żwirach zalegających na glinach zlodowacenia Warty.

Badania źródeł prowadzono w latach 2002 – 2003, w odstępach dwumiesięcznych (IX, I, III, V, VII, IX). Woda podziemna pobierana była z głębokości 40 – 70 cm za pomocą piezometrów zamontowanych na obrzeżach nisz źródeł. Piezometry zostały wykonane z rur PCV o długości 100 cm i 46 mm średnicy. Dolny otwór piezometru zakorkowano, a na wysokości 5 cm od korka nawiercono 5 cm pas otworów o średnicy 4 mm. W celu uniknięcia zamulania się otworów pirometry zostały powleczone tkaniną poliestrową z dodatkiem laykry. Wodę powierzchniową pobierano w dwóch punktach każdego źródlika: z centralnej części niszy i ze skoncentrowanego odpływu wody z niszy. W ten sposób w każdym terminie badań pobierano po trzy próby z każdego źródlika (wodę podziemną z piezometru, wodę z niszy i wodę ze skoncentrowanego odpływu). Łącznie pobrano 120 prób wody.

W terenie mierzono wydajność wypływów przy pomocy młynka hydrometrycznego, przewodność elektrolityczną właściwą, temperaturę wody, odczyn wody (pH), wysycenie wody tlenem (SWT), zawartość O_2 w wodzie przy użyciu sondy – Mini Sondy 4a firmy Hydrolab.

Analizy pozostałych parametrów fizyczno – chemicznych wody (potencjał oksydacyjno – redukcyjny – Eh, barwa wody, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , związki krzemu, rozpuszczony węgiel organiczny – DOC (*dissolved organic carbon*), azot organiczny, amonowy, azotanowy, PO_4^{3-} i fosfor całkowity) wykonywano w dniu poboru prób w laboratorium Zakładu Hydrobiologii Uniwersytetu w Białymstoku zgodnie z metodami opisanymi przez Hermanowicz i in. (1976). Analizy kolorymetryczne wykonano przy użyciu spektrofotometru Beckman DU-650 z wykorzystaniem procedur i odczynników proponowanych, zgodnie z normami ISO, przez firmę Riedel – de Haen. Zawartość DOC wykonano przy użyciu analizatora węgla TOC – 5050A firmy Shimadzu. Aromatyczność materii organicznej określono za pomocą parametru SUVA (*Specific Ultraviolet Absorbance*) (Zieliński, Górniak 1999). Zmiany jakości wody w niszach źródełkowych pokazano w oparciu o wyliczenie % cechy wody w niszy i skoncentrowanym odpływie w stosunku do wielkości cechy w wodzie podziemnej (tab. 1).

Obliczenia wykonano w programie Statgraphics 5,0 for Windows.

3. Charakterystyka hydrologiczna i hydrochemiczna źródeł

Średnia wydajność badanych wypływów była zróżnicowana, od 0,91 dm³/s. w strefie podmiejskiej (nr 5) do 9,84 dm³/s w dolinie Krzemianki (nr 1) (Jekatierynczuk – Rudczyk 2003). Stosując kryterium zmienności wydajności źródeł wg Mailleta (Puzdro 1983) badane wypływy zaliczono do klasy mało zmiennych (Jekatierynczuk – Rudczyk 1999). Zmiany wydajności w roku hydrologicznym były typowe dla obszarów północno – wschodniej Polski (Jekatierynczuk – Rudczyk 2002). Reakcja wydajności źródeł na zasilanie opadowe była zróżnicowana w ciągu roku hydrologicznego i uzależniona od stopnia lesistości obszarów alimentacji wypływów. Na obszarach leśnych zwiększenie wydajności źródeł występowało zwykle po kilkudziesięciu dniach od okresu wzmożonego zasilania, na terenach bezleśnych po kilku lub kilkunastu dniach (Jekatierynczuk – Rudczyk 1999).

Średnia temperatura wody w źródłach wyniosła 8,8 °C. Wody źródeł cechowały się obojętnym odczynem (7,59±0,54 pH), dobrym natlenieniem (85±30%) i umiarkowanymi stężeniami rozpuszczonych związków mineralnych i organicznych (399±50 µS/cm). Nawet w przypadku źródła leżącego w strefie podmiejskiej nie stwierdzono niepokojących antropogenicznych przekształceń jakości wody (Jekatierynczuk – Rudczyk, Żuk 2006).

W składzie kationów dominowały jony wapnia (78% – 81%) oraz magnezu (12% – 19%), natomiast w sumie anionów jony wodorowęglanowe (78% – 84%) i jony siarczanowe (10% – 14%). Wody w źródłach należały do typu wodorowęglanowo – wapniowego (HCO₃ – Ca), dominującego prawie na wszystkich kontynentach (Macioszczyk, Dobrzyński 2002).

4. Kierunki przekształceń jakości wody w obrębie nisz źródeł nizinnych

W niszach źródeł nizinnych stwierdzono zróżnicowane kierunki zmian cech jakości wody. Do parametrów stabilnych należały główne makroskładniki (jony HCO₃⁻ i Ca²⁺), związki krzemu oraz ortofosforany (tab. 1).

Do cech charakteryzujących się wzrostem średnich rocznych wartości w wodach powierzchniowych zaliczono temperaturę wody, pH, Eh oraz parametr SUVA (tab. 1). Podstawowym czynnikiem wpływającym na przebieg procesów hydrochemicznych jest temperatura wody. Temperatura wód podziemnych była stosunkowo stała i nie przekroczyła w okresie badań 7,8°C. Wzrost temperatury wody w niszach źródłkowych był zróżnicowany w zależności od pory roku oraz cech hydrologiczno – morfometrycznych wypływów. Najszybciej nagrzewały się wody powierzchniowe w wypływie o wydajności nie przekraczającej 1 dm³/s. Nieco większe wartości pH w wodach powierzchniowych należy wiązać z rozwojem organizmów autotroficznych i przeprowadzanym przez nie procesem fotosyntezy. W procesie tym może następować zmniejszenie zawartości CO₂ w wodzie, co powoduje wzrost odczynu wody. Mniejsza koncentracja tlenu w wodach podziemnych (tab. 1) wynikała z ich izolacji strefą aeracji od powietrza atmosferycznego, ze zużycia go w procesach glebowych, głównie w trakcie mikrobiologicznego rozkładu materii organicznej (Macioszczyk, Dobrzyński 2002). Najmniejszy wzrost natlenienia wód źródłkowych zanotowano w limnokrenie (+5%), największy w reokrenie położonym w strefie podmiejskiej (+58%). W niszach źródłkowych zanotowano istotne zmiany Eh. W miejscach skoncentrowanego odpływu wody zmiana tej cechy była znacznie mniejsza (tab. 1). W wypływach położonych na terenach leśnych wartości Eh w wodzie podziemnej i powierzchniowej były zbliżone, w źródłku podmiejskim wody podziemne cechowały się ujemnymi wartościami potencjału oksydacyjno – redukcyjnego. Należy to tłumaczyć zużyciem tlenu w procesie mineralizacji zanieczyszczeń w wodzie podziemnej na obszarach podmiejskich.

Istotne zmiany dotyczyły też aromatyczności materii organicznej (SUVA). Rozpuszczona materia organiczna w wodach powierzchniowych wywodzi się z dwóch źródeł – autochtonicznego i allochtonicznego (Allan 1998). Ważnym źródłem materii organicznej

w płytkich wodach podziemnych i źródłiskowych jest glebowa materia organiczna. Średnie stężenia

Tabela 1. Porównanie parametrów fizyko – chemicznych wód podziemnych i powierzchniowych w niszach źródełk nizinnych regionu białostockiego w latach 2002-2003 (wielkość zmiany cechy wody podano w % w stosunku do zasilających niszę wód podziemnych; + wzrost wartości, – spadek wartości)

Parametry	Woda podziemna	Woda powierzchniowa		Wielkość zmiany cechy [%]		
		nisza	odpływ	nisza	odpływ	
Temperatura	°C	7,79	8,56	8,89	+10	+14
Przewodność elektrolityczna wody	µS/cm	438	396	401	-10	-8
Odczyn wody	pH	7,32	7,55	7,63	+3	+4
Tlen rozpuszczony	mg /dm ³	7,68	9,60	9,54	+25	+24
Potencjał oksydacyjno – redukcyjny	mvolt	171	200	184	+17	+8
Barwa	mgPt/ dm ³	46	42	26	-9	-43
Wapń	mg /dm ³	84,6	84,0	84,0	0	0
Magnez	mg /dm ³	10,1	8,8	9,4	-13	-7
Sód	mg /dm ³	7,1	4,6	4,6	-35	-35
Potas	mg /dm ³	1,05	0,98	0,80	-7	-24
Wodorowęglany	mg /dm ³	268	263	271	-2	+1
Siarczany	mg /dm ³	32,1	27,3	28,8	-15	-10
Chlorki	mg /dm ³	15,9	11,9	11,6	-25	-27
Krzemiany	mg /dm ³	4,25	3,97	4,15	-7	-2
Węgiel organiczny	mg /dm ³	3,71	2,15	3,94	-42	+6
SUVA	abs.lcm/lgC	25,2	31,5	34,8	+25	+38
Azot amonowy	mg /dm ³	262	170	163	-35	-38
Azot azotanowy	mg /dm ³	711	736	502	+4	-29
Azot organiczny	mg /dm ³	1420	1201	1226	-15	-14
Ortofosforan	mg /dm ³	73	74	69	+1	-5
Fosfor całkowity	mg /dm ³	306	231	305	-24	0

DOC w wodach podziemnych były większe niż w wodach nisz źródłiskowych. W wodach powierzchniowych wzrastał wskaźnik SUVA, co wskazuje na zużycie mniej aromatycznych związków węgla przez liczne organizmy epilitonu zasiedlające osady nisz źródłiskowych. W miejscu skoncentrowanego odpływu z niszy źródłiskowej stwierdzono ponowny wzrost stężeń DOC i dalszy wzrost parametru SUVA, co należy wiązać z dopływem allochtonicznej materii organicznej w postaci splywu hipodermicznego i powierzchniowego z terenów zalesionych. Allochtoniczna materia organiczna zbudowana z aromatycznych związków organicznych wykazuje znacznie wyższe wartości wskaźnika SUVA (Zieliński, Górniak 1999).

Wody podziemne charakteryzowały się większą przewodnością elektrolityczną aniżeli wody powierzchniowe (tab. 1). Spadek ogólnej ilości rozpuszczonych związków mineralnych w niszach źródełk został spowodowany przez rozwijające się hydrobionty oraz wytrącanie niektórych związków. Mniejsze stężenie magnezu w wodach powierzchniowych było wynikiem wykorzystania tego jonu przez organizmy rozwijające się w niszy, szczególnie autotroficzne, u których kation ten jest istotnym składnikiem chlorofilu. W „konsumpcji” jonu magnezu znaczącą rolę odgrywają też rozwijające się w niszach rośliny naczyniowe (np. powszechnie występujący ostrożeń warzywny). Potas jest pobierany przez rośliny w dużych ilościach w sposób czynny i jako jeden z nielicznych jonów wbrew gradientowi stężenia (Piskornik 1987). Nieznaczne ilości tego jonu w wodach są efektem niemal natychmiastowego adsorbowania go przez minerały ilaste i koloidy glebowe oraz selektywnego wychwytywania przez rośliny.

Źródłem azotu mineralnego w wodach źródłiskowych jest mineralizacja szczątków organicznych, proces amonifikacji przeprowadzany przez liczne bakterie gnilne i grzyby, oraz proces nityfikacji (Allan 1998). Stężenia N-NH₄ w wodzie powierzchniowej były znacznie mniejsze niż w podziemnej, co wiąże się z utlenieniem tej formy azotu, sorpcją i pochłanianiem przez organizmy wodne. Większe stężenia N-NO₃ w wodach powierzchniowych wynikało głównie z dobrego natlenienia tych wód, a zmniejszenie zawartości N-NO₃ w skoncentrowanym odpływie należy wiązać z roślinną „konsumpcją” tego jonu lub denityfikacją. Spadkowi stężeń azotu mineralnego towarzyszył spadek azotu organicznego w wodach powierzchniowych związany z intensywną mineralizacją w warunkach większej temperatury i lepszego natlenienia wód (tab. 1). Większa zawartość fosforu całkowitego w wodach podziemnych niż w niszach źródłiskowych wynika ze znacznego udziału w puli fosforu połączeń organicznych, które mają kilkakrotnie większą możliwość migracji wodnej w porównaniu z formami mineralnymi (De Haan 1992).

5. Podsumowanie

Transformacje jonowe zachodzące w wodach prowadzą do przekształcenia cech chemicznych wody w procesie jej przemieszczania się w środowisku przyrodniczym. Dotychczasowe badania transformacji chemicznych w wodach prowadzone były oddzielnie dla wód podziemnych (w ich ruchu wertykalnym z powierzchni gruntu do zwierciadła wód podziemnych) (Janiec 1997) i dla wód powierzchniowych (rzek, jezior). Źródłiska są doskonałymi obiektami do badań zmian jakości wody podziemnej wypływającej na powierzchnię terenu.

Zanotowano istotne różnice parametrów fizyczno – chemicznych pomiędzy wodami podziemnymi i powierzchniowymi. W przypadku większości badanych cech wody większe wartości występowały w wodach podziemnych niż w powierzchniowych. Istotne statystycznie różnice pomiędzy badanymi środowiskami dotyczyły temperatury wody, tlenu rozpuszczonego, Eh, jonów Mg²⁺, Na⁺, K⁺, SO₄²⁻, Cl⁻, form azotu i fosforu całkowitego. W wodach nisz źródłiskowych zanotowano zróżnicowane stężenia DOC przy jednocześnie większej jego aromatyczności.

Do najważniejszych czynników warunkujących różne właściwości wód podziemnych i powierzchniowych należy zaliczyć: temperaturę powietrza wpływającą na szybkość reakcji chemicznych, kontakt z powietrzem atmosferycznym umożliwiającym intensywniejsze natlenienie wód powierzchniowych, warunki sorpcyjne występujące w strefie saturacji i niszy wypływów (często na obrzeżach wysłanej utworami organicznymi wzmagającymi sorpcję rozpuszczonych w wodzie jonów), zmianę charakteru ruchu wody oraz florę i faunę rozwijającą się w środowisku wodnym i w jego sąsiedztwie. Do istotnych czynników należy też wydajność źródeł i wykształcenie niszy źródłiskowej. Niewielkie przekształcenia jakości wody dotyczą środowisk o umiarkowanej trofii (Radwan i in. 1998). W źródłisku położonym w strefie podmiejskiej transformacje jakości wód zasilających niszę źródłiskową były większe niż w wypływach zlokalizowanych na obszarach seminaturalnych.

Literatura

- Allan J. D., 1998, *Ekologia wód płynących*, WN PWN, Warszawa, ss. 450.
De Haan H., 1992, Impacts of environmental changes on the biogeochemistry of aquatic humic substances, *Hydrobiologia* 229, s. 59-71.
Hermanowicz W., Dożańska W., Dojlido J., Koziorowski B., 1976, *Fizyczno-chemiczne badania wody i ścieków*, Arkady, Warszawa, ss. 418.
Janiec B., 1997, *Transformacje i translokacje jonowe w wodach naturalnych Roztocza Zachodniego*, Wyd. UMCS, Lublin, ss. 214.
Jekatierynczuk – Rudeczyk E., 1999, *Effects of drainage basin managment on the chemical composition of waters in lowlands springs*, *Acta Hydrobiol.*, 41, Kraków, s. 97-105.

- Jekatierynczuk – Rudczyk E., 2002, *Hydrologiczna specyfika nizinnych wypływów wód podziemnych*, XXX Szkoła Hydrologiczna „Współczesne zagadnienia hydrologii”, s. 133-140.
- Jekatierynczuk – Rudczyk E., 2003, Transformacja składu chemicznego wody w strefie źródeł nizinnych, *Przegląd Geologiczny*, 51, 11, s. 966.
- Jekatierynczuk – Rudczyk E., Żuk. E., 2006, *Walory frenologiczne Białegostoku i okolic*, Podlaska Kultura Fizyczna, 1 (8), s. 29 -34.
- Macioszczyk A., Dobrzyński D., 2002, *Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych*, WN PWN, Warszawa, ss. 448.
- Puzdro Z., 1983, *Hydrogeologia ogólna*, Wyd. Geol., Warszawa, ss. 575.
- Radwan S., Chmielewski T. J., Ozimek T., 1998, *Struktura i funkcjonowanie ekotonów woda/ląd w różnych typach troficznych jezior Polesia Lubelskiego*, [w:] *Ekotony słodkowodne. Struktura, rodzaje, funkcjonowanie*, wyd. UMCS, Lublin s. 17-43.
- Zieliński P., Górniak A., 1999, *Oznaczanie rozpuszczonych związków węgla organicznego w wodach*, Aparatura Nauk.-Badawcza 3, s. 37-45.

Rekonstrukcja procesów fluwialnych kształtujących Kępę Dzikowską na Wiśle w rejonie Ciechocinka

Włodzimierz W. Juśkiewicz

Pracownia Sedymentologii i Paleoekologii, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wprowadzenie

Do czasu ingerencji człowieka w procesy fluwialne Wisła była głównie rzeką roztokową z dużą ilością łach centralnych i bocznych oraz kęp. Pomimo, że kępy są powszechne i licznie występują na całym niżowym odcinku Wisły, ich naturalny rozwój w niektórych miejscach został zachwiany – Kępa Dzikowska jest przykładem formy o stosunkowo najmniejszym stopniu przekształcenia, a odcinek Wisły w okolicach Ciechocinka pozostawał trwale roztokowym przez cały holocen na poziomie zbliżonym lub takim samym jak współczesny (Andrzejewski 1994; Tomczak 1982; Wiśniewski 1987; Stankowski 1996) – dziś jest jedynie częściowo uregulowany.

W opracowaniu podjęto się odtworzenia historii Kępy Dzikowskiej cofając się o 250 lat wstecz w oparciu o materiały kartograficzne, teledetekcyjne i historyczne. Istotnym aspektem była także analiza sedymentologiczna pozwalająca w dalszym etapie oszacować energetykę środowiska depozycyjnego osadów. Wybór Kępy Dzikowskiej, jako obiektu badań, podyktowany został między innymi małym stopniem zmian odcinka Wisły w rejonie Ciechocinka i dostępnością materiałów historycznych zawierających informacje o występowaniu tej formy w korycie na przestrzeni dłuższego odcinka czasu.

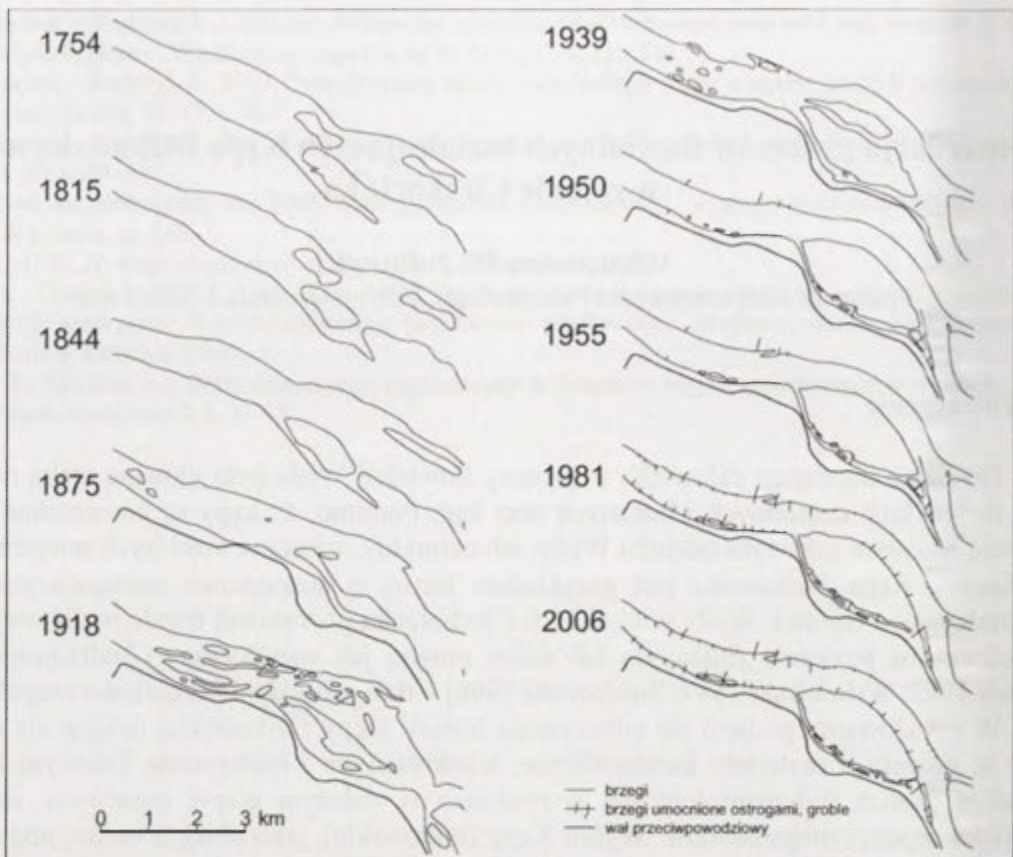
2. Zmiany koryta Wisły na Nizinie Ciechocińskiej

Analiza historii Kępy Dzikowskiej daje obraz makroformy korytowej dynamicznie zmieniającej się w czasie. Z zapisków historycznych wynika, że kępa istniała co najmniej w XIII wieku, jednak fakt ten nie może świadczyć o jej funkcjonowaniu przez cały ten czas do współczesności. Dopiero w ciągu ostatnich 250 lat można mówić o stałej i nieprzerwanej lokalizacji (ryc. 1), podczas której powierzchnia kępy ulegała przekształceniom, jednak zachowała swoje położenie w korycie. Do końca XIX wieku wymiary formy nie przekroczyły 200-300 m szerokości i 1000 m długości – co stanowiło 30% współczesnych rozmiarów. Dopiero po wybudowaniu wału przeciwpowodziowego w 1872 roku, w ciągu ostatnich stu lat, uzyskała dzisiejszy kształt. Początkowo od północy nadbudowywane były poziomo najwyższe partie kępy, natomiast w centralnej części koryta formowała się ławica. Obydwie formy połączyły się w połowie XX wieku i utworzyły, zbliżoną do dzisiejszej, formę modyfikowaną w nieznaczny sposób przez ostatnie 50 lat.

3. Morfologia Kępy Dzikowskiej

Obecnie Kępa Dzikowska osiągnęła powierzchnię 2,3 km². Jej długość to 2,7 km, natomiast szerokość w najszerszym miejscu wynosi 1,2 km. Ta makroforma ma podłużny, owalny kształt o osi równoległej do kierunku płynięcia Wisły, a jej spadek wynosi około 1‰.

Kępa szczególnie po wybudowaniu wału przeciwpowodziowego i zwięźeniu koryta, stała się znacznie bardziej podatna na modelujący wpływ wód. Efektem tego jej współczesna morfologia jest bardzo urozmaicona i charakteryzuje się kilkoma poziomami (ryc. 2, 3.). Są nimi:



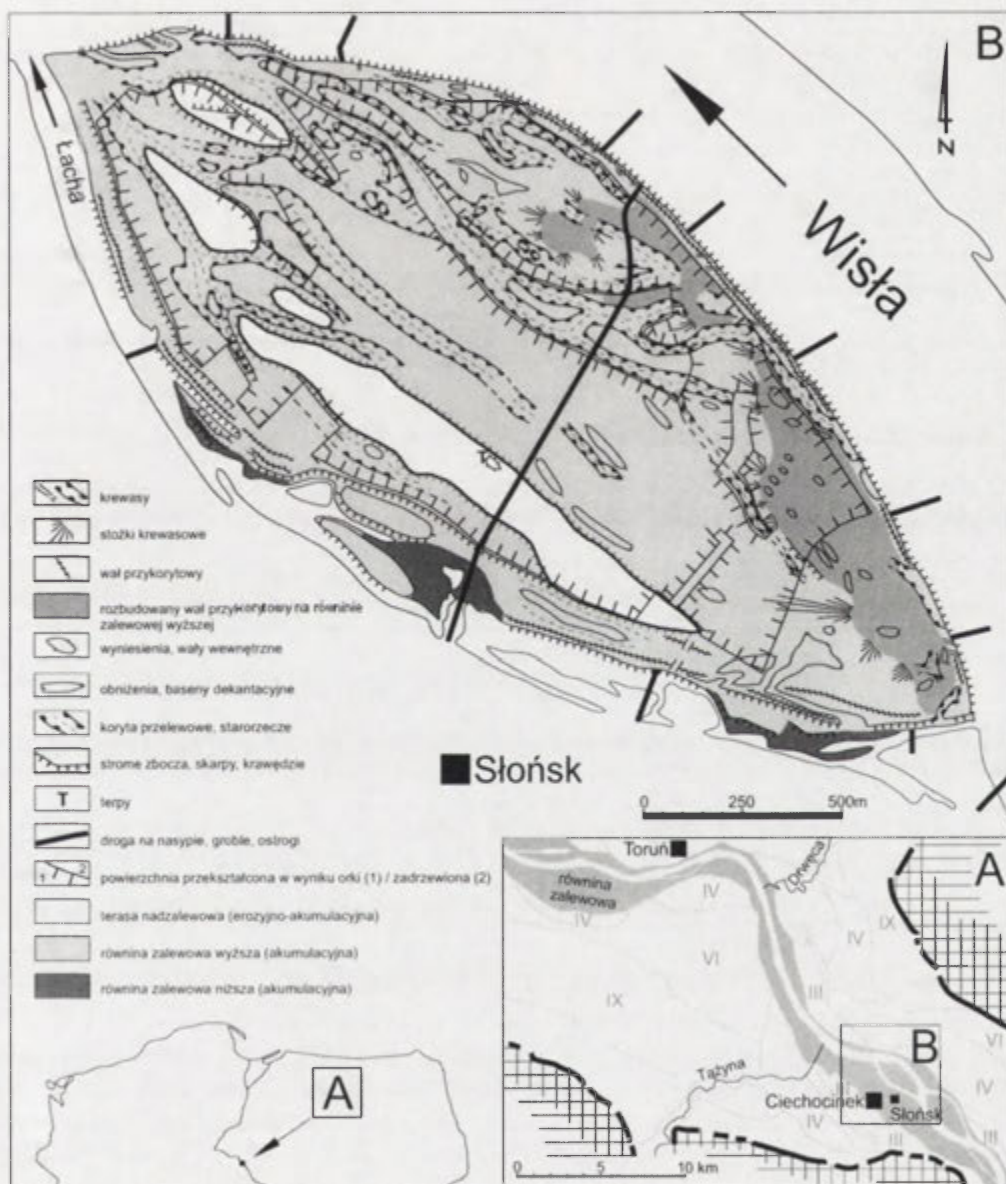
Ryc. 1. Zmiany linii brzegowej Kępy Dzikowskiej i koryta Wisły w latach 1754-2006 na podstawie materiałów kartograficznych, teledetekcyjnych i historycznych

najniższy poziom równiny zalewowej odzwierciedlający obecną dynamikę wód Wisły powodowaną działalnością zapory we Włocławku w zwężonym korycie, terasa nadzalewowa stanowiąca trzon kępy oraz wyższy poziom równiny zalewowej. Różnice wysokości na kępie sięgają maksymalnie 7 m, od 38 do 45 m n.p.m., ale dominuje wyższa równina zalewowa o znacznie mniejszych deniwelacjach rzędu 39-42 m n.p.m.

Kraniec wschodni kępy, skierowany pod prąd, ma strome krawędzie wznoszące się średnio 3-4 m ponad poziom wody. Brzeg północny nadbudowany jest rozległym wałem przykorytowym. Natomiast im dalej w kierunku wschodnim tym wysokość krawędzi wyspy obniża się do 1 m. Tendencję tą zaburza jedynie występowanie, na krańcu zachodnim i u południowych brzegów, płatów terasy nadzalewowej osiągających rzędne 44-45 m n.p.m. Centralną część badanej formy zajmują koryta przelewowe (ryc. 2.). Jedno z nich stanowiło dawniej koryto oddzielające kępę od dobudowanej ławicy.

W morfologii zaobserwować można dodatkowo szereg pomniejszych form będących przejawem naturalnych procesów hydrodynamicznych oraz działalności człowieka. Formy naturalne to wały przykorytowe i wały wewnętrzne, powiązane z nimi obniżenia w postaci koryt przelewowych, basenów dekantacyjnych, a także stożków krewasowych. Antropogeniczne formy to przede wszystkim ostrogi, groble, nasypy, system dróg częściowo umocnionych, terpy – pagórki o charakterze stoliwa stanowiące podwyższenia domostw Holendrów osiedlających się na tych terenach już od 1605 lub 1629 roku, intensywnie przekształcana powierzchnia w wyniku orki oraz prowadzone w latach pięćdziesiątych zadrzewianie północno-wschodnich brzegów. Obecnie można mówić o pewnego rodzaju inwersji procesów morfodynamicznych. W związku z tym, że na tereny wyżej położone wody powodziowe wkraczają znacznie rzadziej niż na obszary niższe, dlatego to te drugie są najintensywniej rzeźbione.

Przykładem tego jest akumulacja u południowych i południowo-zachodnich brzegów i erozyjna działalność Wisły u brzegów północnych pomimo istniejących ostróg. Na te procesy dodatkowo nakładają się morfologiczne efekty wynikające z istnienia stopnia wodnego we Włocławku. Bezpośrednio poniżej Włocławka dno koryta obniża się w wyniku erozji wgłębnej zainicjowanej przez odciążenie wód od rumowiska wleczonego. Natomiast w rejonie Kępy Dzikowskiej dno podniosło się w wyniku „zrzućania” rumowiska wleczonego przez przeciążone nim wody Wisły. Doprowadziło to do spłyćenia koryta i sprzyja tworzeniu się łach (Babiński 1993; Banach 1998).

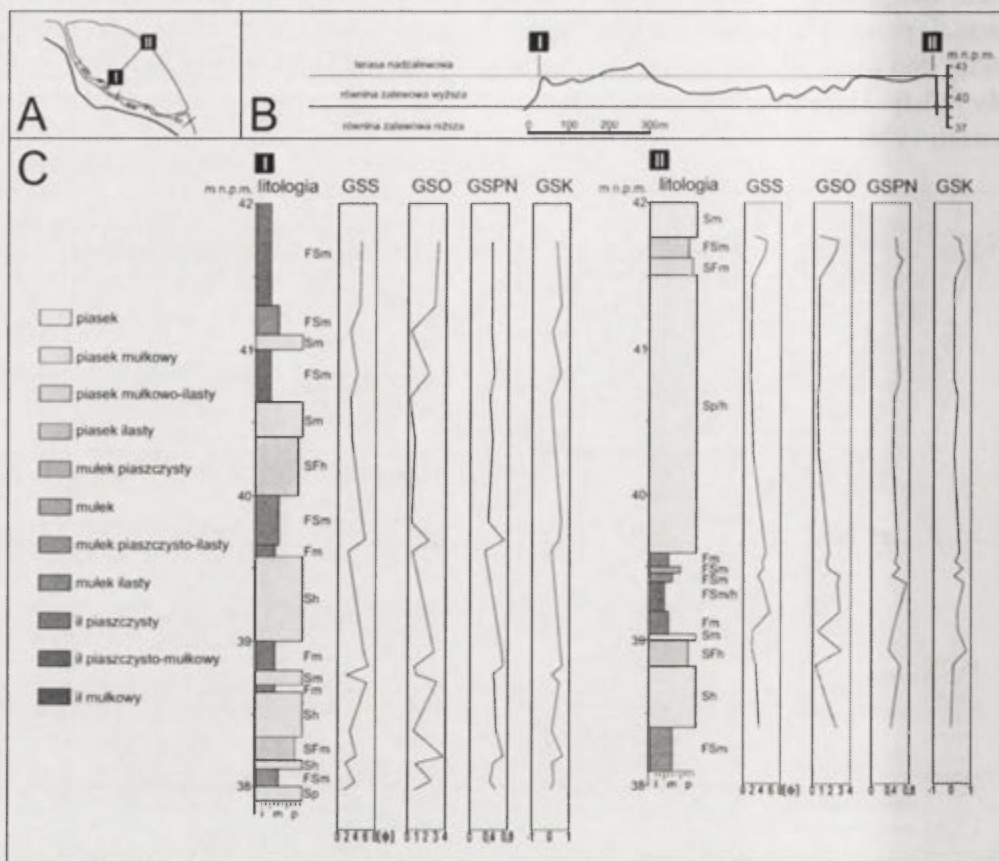


Ryc. 2. Obszar badań. Geomorfologia Kępy Dzikowskiej

4. Cechy litologiczne aluwiów oraz interpretacja energetyki środowiska Kępy Dzikowskiej

Wśród osadów Kępy Dzikowskiej przeważają piaski drobnoziarniste (24% i piaski średnioziarniste (26%) oraz mułki drobnoziarniste (od 20% i w mniejszym zakresie mułki gruboziarniste (12% Stwierdzono dwie frakcje podstawowe: piaszczystą (ponad 55% udziału w serii 229 próbek) z modami 1,5 i 2,6 ϕ oraz mułkową (32% udziału) z modami 3,8 i 5,4 ϕ . Piaski stanowią zapis facji korytowej szczególnie dobrze wykształconej w ławicy dobudowanej

do kępy przed siedemdziesięciu laty. Osady mułkowo-ilaste odpowiadają osadom pozakorytowym. Natomiast żwiry, zarejestrowane w śladowych ilościach, to osady dennokorytowe i osady nowo tworzącej się niższej równiny zalewowej.



Ryc. 3. Kępa Dzikowska: A – lokalizacja przekroju, B – profil hipsometryczny, C – litologia oraz wskaźniki Folk'a i Warda w odstonięciach; GSS – średnia średnica; GSO – wysortowanie; GSPN – spłaszczenie znormalizowane; GSK – skośność

Dominuje wysortowanie słabe i bardzo słabe (60% udziału w serii 229 próbek), rozkłady są bardzo dodatnio skośne i dodatnio skośne (64% udziału), leptokurtyczne (28% udziału) i mezokurtyczne (31% udziału).

W osadach kępy dominują trzy litofacje, są nimi: piaski (litofacja piaszczysta – S), piaski pyłowato-ilaste i ilasto-pyłowate (litofacja piaszczysto-mułkowa – SF) mułki ilaste i ily pyłowate (litofacja mułkowo-ilasta – F), obok nich występują także litofacje drugorzędne, szczególnie zaznaczają się, mułki piaszczysto-ilaste i ilasto-piaszczyste (litofacja mułkowo-piaszczysta – FS). We wszystkich stanowiskach na kępie występuje warstwowanie rytmiczne świadczące o zmiennym środowisku. Jednak zmienna ilość oraz miąższość osadów utrudnia powiązanie ich z przepływami i konkretnymi wezbrzeniami. Osady wykształcone w facji korytowej stanowią serię spągową zbudowaną głównie z litofacji piaszczystej. Osady serii korytowej w większości mają warstwowanie przekątne o kącie nachylenia rzędu 5-35°. Granica między serią korytową a nadległą serią powodziową występuje na zmiennej głębokości rzędu 39-40 m n.p.m. Górną część Kępy Dzikowskiej budują osady serii powodziowej o bardzo dużej różnorodności. Od głębokości około 2 m do powierzchni zalegają naprzemianległe osady litofacji piaszczysto-mułkowych, mułkowo-ilastych i mułkowo-piaszczystych. Powierzchnię Kępy również cechuje duża zmienność w rozmieszczeniu osadów. Można znaleźć tu utwory osadzone w środowisku wód płynących poza korytem, jak na przykład powierzchniowe warstwy dobudowanej ławicy oraz osady środowiska wody stagnującej w starorzeczu. Płaty terasy nadzalewowej budują

litofacie mułkowo-piaszczysta (FS) i piaszczysta (S), wszystkie obniżenia są miejscem akumulacji litofacji mułkowo-ilastej (F) natomiast centralną równinę zalewową tworzy litofacja piaszczysto-mułkowa (SF) (ryc. 3.).

Analiza dynamiki środowiska, na podstawie rozmieszczenia parametru C (pierwszego percentyla) i M (mediany) na diagramie R. Passegi (1964), prowadzi do wniosków, że osady deponowane były w większości przy małej energii wody, gdyż 80% z analizowanych próbek to osady charakteryzujące się depozycją z zawiesiny jednorodnej i frakcjonalnej. Jednak występowanie również osadów deponowanych w środowiskach o podwyższonej dynamice świadczy o dużej zmienności przepływów. Do podobnych wniosków skłania analiza diagramu A. Sundborga (1967-1968), na podstawie którego określono rangową prędkość transportową rumowiska dla średniej wartości C (2 mm) wynoszącą 0,7 m/s oraz rangową prędkość niezbędną do depozycji całego materiału dla średniej wartości M (0,17 mm) równą 0,25 m/s. Rozkład średniej prędkości depozycyjnej osadów powierzchniowych wg diagramu F. Hjulströma (1935) koreluje z rozkładem przeciętnej wielkości ziaren. Największą dynamiką cechuje się niższa równina zalewowa, gdzie występuje najwyższa prędkość rzędu 0,8 m/s, najmniejszą natomiast obniżenia koryt przelewowych i obniżeń dekantacyjnych, gdzie osad unoszony jest w zawiesinie i deponowany przy niskich prędkościach poniżej 0,04 m/s. Rozkład maksymalnej kompetencji środowiska depozycyjnego osadów powierzchniowych także odzwierciedla dużą zmienność – o czym świadczy znaczna rozpiętość minimalnych prędkości (0,2 – 3,0 m/s), potrzebnych do poderwania i unoszenia ziaren.

Literatura

- Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym Vistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Babiński Z., 1982, *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory we Włocławku*, Dok.Geogr.,1-2.
- Banach M., 1998, *Dynamika brzegów dolnej Wisły*, Dokumentacja Geograficzna, 9,
- Hjulström F., 1935, *Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris*, Bull. Geol. Inst. Uni. Uppsala, 25, 221-527.
- Juśkiewicz W., 2002, *Rekonstrukcja procesów fluwialnych kształtujących Kępę Dzikowską na Wiśle w rejonie Cieclocinka*, maszynopis pracy magisterskiej, Instytut Geografii UMK, Toruń.
- Passega R., 1964, *Grain size representation by CM patterns as a geological tool*, Jour. of Sedim. Petrol., 34.
- Stankowski W., 1996, *Wstęp do kenozoiku ze szczególnym odniesieniem do terytorium Polski*, Wyd. UAM, Poznań.
- Sundborg A., 1967-1968, *Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology*, Geogr. Annaler, 49-50.
- Tomczak A., 1982, *The evolution of the Vistula river valley between Toruń and Solec Kujawski during the Late Glacial and Holocene*, [w:] Starkel L. (red.) *The evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Part I, Geogr. Stud. Spec. Issue, 1, s.108-129.
- Wiśniewski E., 1987, *Evolution of the Vistula valley between Warsaw and Płock Basin during the last 15 000 years*, [w:] Starkel L. (red.) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, Part II, Geogr. Stud. Spec. Issue, 4,s. 171-187.

Problematyka strefy zasilania „zastoiska warszawskiego”

Edyta Kalińska

Zakład Geologii Czwartorzędu, Instytut Geologii Podstawowej, Uniwersytet Warszawski

1. Wstęp

Przez wiele lat „zastoisko warszawskie” funkcjonowało w świadomości geologów jako zbiornik równoczesny wykształcony podczas jednego zlodowacenia. Podstawą tego poglądu było lateralne rozprzestrzenienie oraz podobna wysokość zalegania iltów warwowych. Różycki (1972) przedstawiał zbiornik wypełniony osadami zastoiskowymi, który rozprzestrzeniał się od Łłowa na zachodzie po Radzymin, dolinę Bugu i Liwca na wschodzie, oraz od Mocht i licznych wąwozów w ich rejonie na północy po Piaseczno i Górę Kalwarię na południu. Odkrycie osadów z interglacjału eemskiego bezpośrednio podścielających ily (Janczyk-Kopikowa 1974) oraz szczegółowe badania sedymentologiczne (Merta 1996) dały podstawę do innego spojrzenia na paleogeografię zbiornika. Zaczął być on mianowicie wiązany, z co najmniej dwoma etapami, które odpowiadałyby zlodowaceniowi warty oraz maksymalnemu zasięgowi zlodowacenia wisły. Problematyka strefy zasilania zastoiska w vistuliańskiej fazie istnienia zbiornika zostanie poruszona w poniższym artykule.

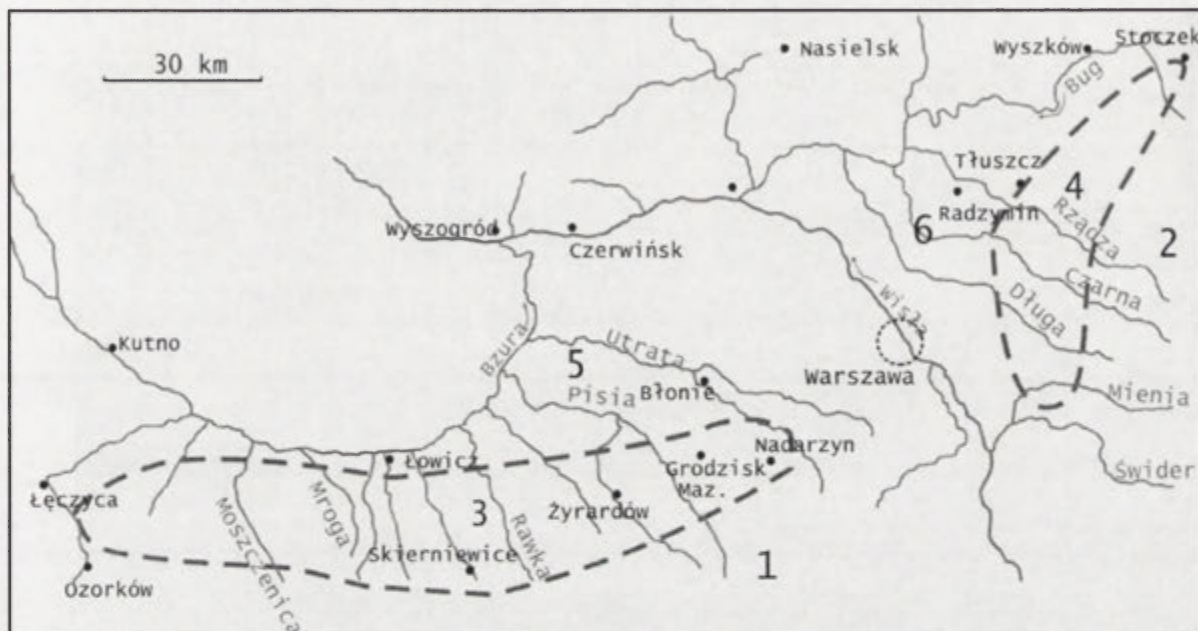
Całościowe spojrzenie na „zastoisko warszawskie” rodzi stwierdzenie, iż główne rzeki zasilające tj: pra – Wisła, pra – Bug czy pra – Narew znosiły materiał od Karpat na południu po rejon Kurpi na północy. Dlatego też operując pojęciem strefa zasilania mowa jest o ujściowych odcinkach rzek płynących generalnie z południa, które po przekroczeniu krawędzi otaczających zastoisko wysoczyzn były predysponowane do akumulacji materiału piaszczystego o zróżnicowanej granulacji. Południowe fragmenty zdenudowanych powierzchni poziomu błońskiego i radzyńskiego na granicy Wysoczyzny Rawskiej i Siedleckiej są urozmaicone formami przypominającymi stożki napływowe, które stanowią przejaw istnienia strefy zasilania.

Omawiana strefa była przedmiotem zainteresowań już od początku ubiegłego wieku (Wunderlich 1917; Samsonowicz 1922), jednak jej szczegółowej lokalizacji w rejonie Żyrardowa i Grodziska Mazowieckiego podjął się dopiero W. Mizerja (1947), określając ją mianem "krawędzi nadarzyńskiej", która pomimo wyraźnego zaznaczenia w rysunku poziomicowym, w terenie jest prawie niezauważalna. W zachodniej części, w rejonie Skierniewic stożki scharakteryzowała K. Balińska-Wuttke (1960, 1961, 1963, 1965). Poglądy na genezę tychże form zostały wyrażone przez S.Z. Różyckiego (1972). Podsumowaniem dotychczasowych badań zajął się z kolei K. Krupiński (1996).

2. Problematyka zasięgu strefy

Analiza zdjęć satelitarnych (Landsat TM, naturalne i w kanałach 346) pozwoliła na wyznaczenie zarówno na wschód, jak i zachód od Warszawy strefy o kilku-, niekiedy kilkunastokilometrowej szerokości porożcinanej równoległymi do siebie, stosunkowo niewielkimi i prostoliniowymi rzekami będącymi dopływami Bzury (Moszczenica, Mroga, Skierniewka, Rawka, Sucha, Pisia) oraz dopływami Wisły i Bugu (Świder, Czarna, Rządza, Osownica, Liwiec). Wydaje się więc słuszne wyznaczanie osadów stożków od Ozorkowa, Łowicza i Skierniewic na zachodzie przez Żyrardów, Grodzisk Mazowiecki i Nadarzyn oraz rejon Stanisławowa na wschód od Warszawy, aż po dolinę Liwca i Stoczek we wschodnim krańcu (ryc.1). Taki układ zaprezentowany został na Przeglądowych Mapach Geologicznych w skali 1:300000 (Różycki, Zwierz 1952; Dylak, Jurkiewiczowa 1950; Łyczewska 1948). Na późniejszych arkuszach

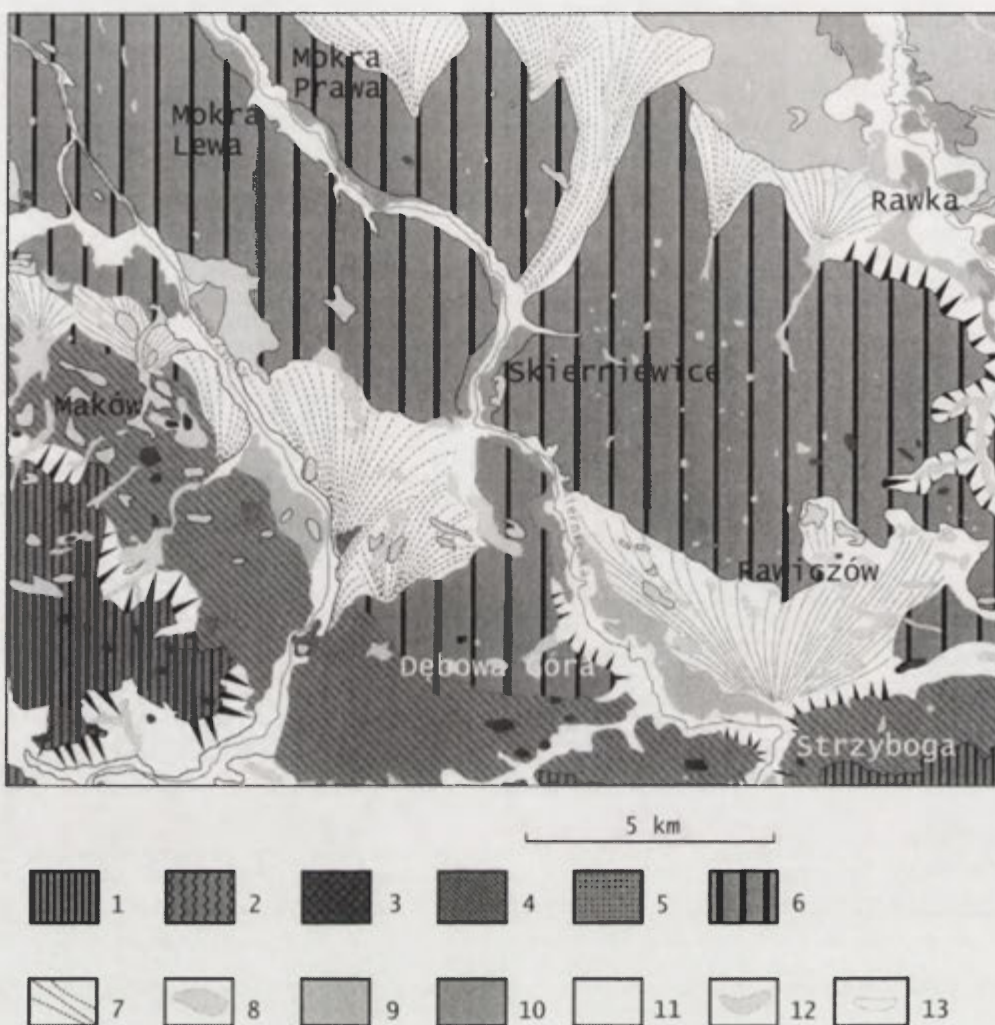
Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50000 charakter stożków został zatracony, a same osady często nie znalazły osobnego wydzielenia. Jedynie w środkowych partiach tj. w rejonie Skierniewic i Żyrardowa na zachodzie oraz Tłuszcza i Stanisławowa na wschodzie piaski stożków tworzą zwarte pokrywy. W częściach brzeżnych są one z reguły porożrywane i nieciągłe. Część wschodnia ma charakter wachlarza lub łuku ciągnącego się od NE aż po SE, natomiast część zachodnia rozwinęła się w postaci płaskiej powierzchni pochylonej ku N i ku NW.



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny strefy zasilania „zastoiska warszawskiego”

1 - Wysoczyzna Rawska, 2 - Wysoczyzna Siedlecka, 3 - zachodnia część strefy zasilania, 4 - wschodnia część strefy zasilania, 5 - poziom pozastoiskowy błoński, 6 - poziom pozastoiskowy radzyński

Należy podkreślić, iż na mapach przeglądowych w skali 1:300000 i 1:200000 stożki zaznaczają się jako jednolite formy nieznacznie pochylona ku N i NE, których wysokość oscyluje w przedziale wysokościowym od 100 do 135 m n.p.m. Dopiero w dokładniejszej skali widoczne są pojedyncze wachlarze stożków. Kilka dobrze wykształconych można obserwować w południowej części płaskiego poziomu skierniewickiego zbudowanego z glin zwałowych, w rejonie Strzybogi i Feliksowa (Balińska-Wuttke 1960), (ryc. 2). Zostały one usypane przez pra-Łupię i pra-Zwierzynekę, a budują je piaski o stosunkowo ubogim składzie mineralnym z przewagą częściowo obtoczonych ziarn kwarcu (Balińska-Wuttke 1963). Typowe dla tego rejonu jest silniejsze rozbudowanie zachodniego skrzydła formy. Tego typu asymetria wynika ze stopniowej zmiany w kierunku akumulacji stożka z NE na NW. Niekiedy osady stożka spychają rzekę, jak to ma miejsce w przypadku Zwierzynki (Karaszewski 1972). Jednocześnie daje się zauważyć, że kierunek NW dominował przez długi czas i został odziedziczony przez współczesne rzeki. Istotne zmiany w przebiegu dolin rzecznych należy prawdopodobnie wiązać (Karaszewski, 1972) z budową starszego podłoża i naciskiem wywieranym przez lądolód ostatniego zlodowacenia. Czoło tego lądolodu podczas maksymalnej fazy leszczyńskiej stacjonowało około 60 km na NW od Skierniewic. Strefa niecki brzeżnej, ze względu na swoją budowę geologiczną w znacznie większym stopniu podlegała naciskowi aniżeli sąsiadująca z nią „sztywna” platforma wschodnioeuropejska. Fakt ten wymusił tworzenie nowych koryt rzecznych w kierunku największego spadku, czyli ku NW.



Ryc. 2. Sytuacja geomorfologiczna stożków w rejonie Skierniewic (na podstawie: Balińska-Wuttke 1960, zmienione)
 1- wysoczyzna falista, 2- wysoczyzna płaska, 3- moreny czołowe, 4- fragment misy końcowej, 5- wyizolowane równiny sandrowe,
 6- zdenudowany poziom skierniewicki. 7- stożki napływowe, 8- zagłębienia o różnej genezie, 9- tarasy rzeczne wyższe, 10- tarasy rzeczne niższe,
 11- dna dolin, 12- wydmy, 13- starorzecza

3. Problematyka genezy i wieku

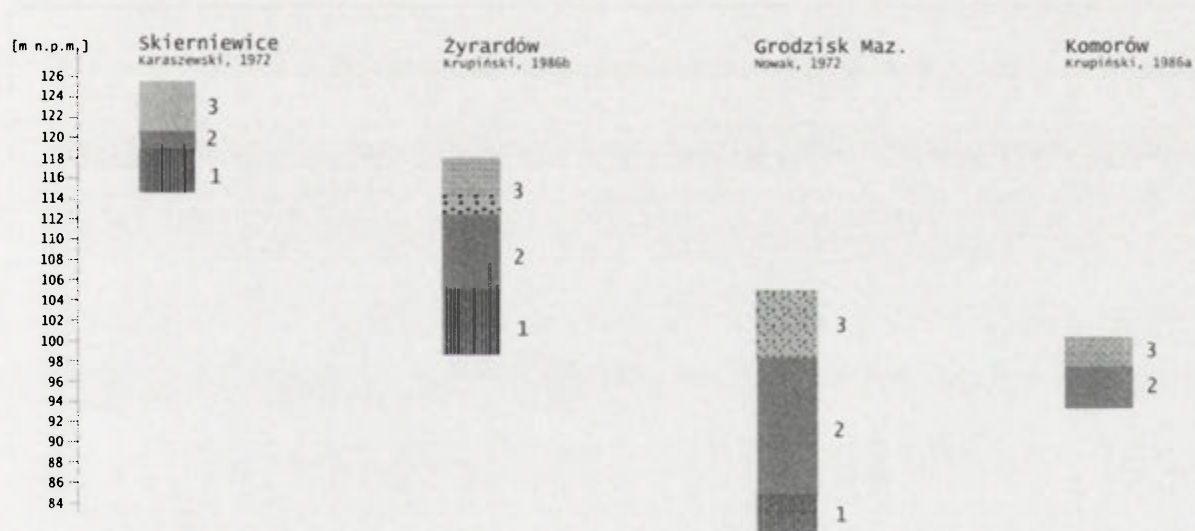
Od momentu zainteresowania się stożkami napływowymi wiązano ich genezę z rzekami wpadającymi do zbiornika zastoiskowego. Depozycja znacznych ilości materiału pochodzącego z sąsiadujących wysoczyzn przez niewspółmiernie większe niż obecnie rzeki następowała po przekroczeniu krawędzi wysoczyzn. Dlatego też osadów omawianych form należy szukać w miejscach, gdzie współczesne rzeki przecinają krawędź wysoczyznową. Inne spojrzenie miał S.Z. Różycki (1972), który w tychże osadach widział materiał wynoszony w wyniku denudacji powierzchni wysoczyzn i późniejszych ruchach masowych na płaskie powierzchnie poziomu skierniewickiego, żyrardowskiego i poziomu Tłuszcza. Pogląd wynikał z braku rozwinięcia typowej postaci stożkowej, w szczególności na zachód od Warszawy, a zarazem "strzępiatego" niemalże równoległego do siebie przebiegu poziomicy. Stąd pojawiło się pojęcie "falbany opływowej", które przez jakiś czas funkcjonowało w literaturze. Jednak bezsprzecznie osady stożków należy wiązać ze środowiskiem wodnym i akumulacją zbliżoną do deltowej. Wydaje się być zjawiskiem typowym częste przemieszczanie i zasypywanie ramion rzek. Częściowo obtoczone ziarna kwarcu świadczą o stosunkowo krótkim transporcie (Balińska-Wuttke 1963), a obszaru alimentacyjnego należy szukać w oddalonych zaledwie o kilka kilometrów wysoczyznach. Z kolei ubogi skład mineralny jest przejawem pierwotnego zubożenia stropowych

partii glin zwałowych budujących wysoczyzny. Występują tu często pokrywy eluwialne.

Powierzchnie stożków urozmaicają wydmy, powszechne w osiowych partiach form oraz stosunkowo wąskie zagłębienia, zorientowane zgodnie z wydłużeniem stożka. Ich genezę należy wiązać (Balińska-Wuttke 1963) z miejscami dawnego przepływu lub postoju wód. Z kolei sama powierzchnia pozioma skierniewickiego od momentu sypania omawianych form nie uległa znaczącym zmianom. Zanotowano tu jedynie (Balińska-Wuttke 1960) odwapnianie stropowych partii glin oraz zjawiska peryglacjalne.

Pierwotnie powstanie piasków stożków napływowych wiązano z momentem ustąpienia zlodowacenia warty aż do licznych wahań klimatycznych mających miejsce przed ostatnim zlodowaceniem. (Balińska-Wuttke 1963, 1965).

W wielu stanowiskach na obszarze zachodniej części Kotliny Warszawskiej, poniżej piasków stożków napływowych stwierdzono występowanie utworów biogenicznych z florą. Są to przede wszystkim mułki piaszczyste, piaski humusowe, namuły torfiaste, torfy i gytie (ryc. 3). Analizy palinologiczne jednoznacznie wskazały, iż powstanie tych osadów przypada na interglacjał eemski i wczesny vistulian. Pozwala to stwierdzić, że główny okres akumulacji piasków stożków i kształtowania elementów rzeźby utworzonych przez te osady należy wiązać z procesami przebiegającymi na tym obszarze w czasie ostatniego zlodowacenia (Krupiński 1996).



Ryc. 3. Zestawienie profili z sekwencją osadów interglacjału eemskiego podścielającą piaski stożków (uproszczone)
1 – glina zwałowa ze zlodowacenia Warty, 2 – sekwencja osadów jeziornych z interglacjału eemskiego,
3 – piaski i żwiry stożków napływowych ze zlodowacenia Wisły

4. Podsumowanie

Problem strefy zasilania zastoiska rysuje się w samej jej nazwie, ponieważ wachlarze stożków napływowych mogłyby być określone mianem strefy proksymalnej zbiornika zastoiskowego lub lepiej strefą kontaktu zasilających je rzek z jeziorem. Ujednoczenia wymaga również określenie zasięgu występowania osadów oraz ich charakterystyki. Problematyka strefy zasilania „zastoiska warszawskiego” jest bardzo szeroka i wymaga dalszego przestudiowania.

Literatura

- Balińska-Wuttke K., 1960, *Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką*, Prace Geograficzne, 23, s. 1-93.
- Balińska-Wuttke K., 1961, *Przekrój geologiczny czwartorzędu okolic Rawy Mazowieckiej*, Kwartalnik Geologiczny, 5,1, s. 491-495.
- Balińska-Wuttke K., 1963, *Badania morfometryczne ziarn piasków plejstocenijskich w dorzeczu Rawki*, Biul. Geol., 3, 3-67.
- Balińska-Wuttke K., 1965, *Stratygrafia Q okolic Rawy Mazowieckiej i Skierniewic*, Biul. Inst. Geol. 187, s. 293-327.
- Dylik J., Jurkiewiczowa I., 1950, *Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski*, skala 1:300000, arkusz Łódź.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1974, *Age of the Warsaw Ice Damed Lake sediments at Błonie near Warsaw*, Bull. Pol. Ac. Earth Sc. 22 (3-4), s. 147-150.
- Karaszewski W., 1972, *Interglacja eemski w Skierniewicach i jego znaczenie dla znajomości paleogeografii młodszego plejstocenu*, Kwartalnik Geologiczny T.16, nr 3, s. 724-732.
- Krupiński K., 1986a, *Sediments of the eemian interglacial at Komorów near Pruszków (Mazovia Lowland)*, Bull. Acad. Sci. Earth Sci., 34 (4), s. 387-397.
- Krupiński K., 1986b, *Early Vistulian flora occurring at the eemian interglacial site of Żyrardów, Middle Poland*, Quater. Stud. Pol., 7, s. 39-50.
- Krupiński K., 1996, *O wieku stożków napływowych Niziny Środkowomazowieckiej*, Acta Geogr. Lodz., 71, s. 113-119.
- Łyczewska J., 1948, *Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski*, skala 1:300000, arkusz Płock.
- Merta T. 1996, *Architektura plejstocenijskich utworów zastoiskowych, odmiany facjalne a rekonstrukcje paleogeograficzne zbiorników*, [w:] V Krajowe Spotkanie Sedymetologów – Warszawa – Góry Świętokrzyskie – Poniemie – Mazowsze, 17 – 21 czerwca 1996.
- Mizerja Z. 1947, *Z geologii okolic Żyrardowa i Błonia*, Biul. P.I.G., 39, s. 7-24.
- Nowak J., 1973, *Sytuacja geologiczna osadów jeziornych interglacjalnego eemskiego w Grodzisku Mazowieckim*, Kwartalnik Geologiczny, 17(4), s. 810-820.
- Różycki S.Z. 1972, *Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, PWN, Warszawa.
- Różycki S.Z., Zwierz S., 1952, *Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski*, skala 1:300000, arkusz Warszawa.
- Samsonowicz J., 1922, *Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. Sprawozd.* P.I.G., 1 (4-6), s. 373-403.
- Wunderlich E., 1917, *Beitrage zur polnischen Landeskunde*, 2, Die geomorphologische Gliederung Polens, Ztsch. Ges. Erkunde.

Morfogeneza obszaru w okolicy Morąga

Mirosław T. Karasiewicz

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp

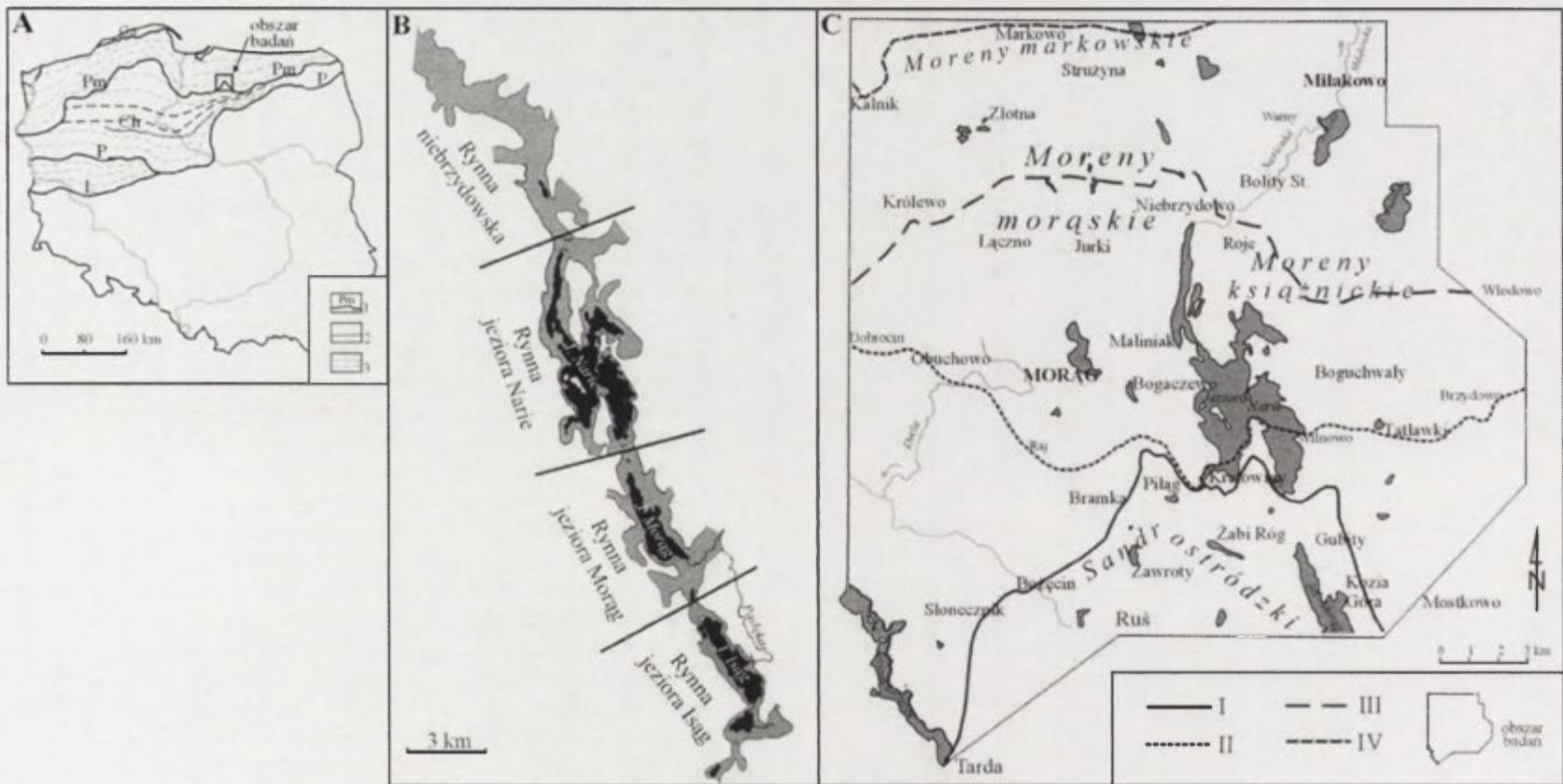
Obszar objęty badaniami znajduje się na Pojezierzu Mazurskim, na granicy pomiędzy Pojezierzem Iławskim a Pojezierzem Olsztyńskim, w otoczeniu jeziora Narie. Obszar był już opisywany pod względem geomorfologicznym, a mimo to szereg problemów nie zostało rozwiązanych. Poruszano między innymi kwestię moren morąskich (Roszkówna 1955) czy zagadnienie struktury i tekstury sandru ostródzkiego (Wiśniewski 1971).

Kilkukrotnie poruszano kwestię zasięgu fazy pomorskiej na analizowanym obszarze (Kondracki 1952; Roszko (Roszkówna) 1955, 1956, 1968, 1973; Galon, Roszko 1961; Wiśniewski 1971; Roman 1990; Szałamacha, Trzmiel 2000; Trzmiel 2003; Karasiewicz 2000, 2005, 2006). Najczęściej jest on wyznaczany na południe od Morąga w postaci dwóch kontaktujących się lobów lodowcowych w południowej części jeziora Narie (ryc. 1 A), lub na południe od badanego obszaru (Roszkówna 1955; Wiśniewski 1971). Wcześniejsze badania geomorfologiczne tak zarysowanej strefy najczęściej dotyczyły jej wybranych elementów rzeźby, a dotąd brakowało natomiast całościowego opracowania morfogenezy tego obszaru, które ujawniałyby wzajemne relacje form rzeźby polodowcowej i ich paleogeograficznej ewolucji.

2. Charakterystyka geomorfologiczna i morfogeneza obszaru badań

Obszar badań obejmuje powierzchnię około 460 km². Jego rozciągłość równoleżnikowa wynosi około 23 km, a południkowa od 20 km do 27 km. Centralną część obszaru zajmuje rynna jeziora Narie. Na wschód od jeziora Narie teren sięga po dolinę Pasłęki, natomiast na północy przekracza moreny morąskie, obejmuje obszar wysoczyznowy (ich zaplecza) i dochodzi do moren markowskich, w linii Markowo, jeziora Zimnochy i Okonie oraz Miłakowo. Zachodnią granicę opracowania wyznaczają moreny małydeckie oraz rynny jezior Ruda Woda i Bartęzek, a południowa sięga po miejscowości Tarda, Ruś, Florczaki i Kozia Góra (ryc. 1).

Zasadniczym elementem badanego obszaru jest rozległa, głęboka i wyraźna rynna subglacialna jeziora Narie. Należy ona do wydłużonego systemu rynnowego o układzie południkowym i długości 48 km (ryc. 1 B, C). Na podstawie badań określono ją jako rynnę subglacialną o genezie glacyjfluwialnej. Powstała ona w wyniku intensywnego przepływu wód subglacialnych pod lądolodem w czasie glacjacji obszaru. Ustalono, że rynna ta miała swoje wcześniejsze założenia, o czym świadczą występujące w podłożu rynny miększe osady mułkowe. Może to wskazywać, że rynna została wcześniej ukształtowana, a podczas maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej zlodowacenia vistuliańskiego, była prawdopodobnie ponownie odpreparowywana i żłobiona do obecnych zarysów. Było to w czasie, kiedy lądolód zatrzymał się na linii Bożęcín- Bramka – Jezioro Piłąg – Jezioro Narie – Kozia Góra. Uważa się, że postój lądolodu na tej linii wyznacza również maksymalny zasięg fazy pomorskiej na badanym obszarze. Nastąpiło to w okresie pomiędzy 15,2 a 16,5 ka BP. W układzie zarysu czoła lądolodu w rejonie jeziora Narie wyodrębnił się w tym czasie wyraźnie lob Wisły i lob Łyny. Powstało szereg moren czołowych, stożek sandrowy i krawędź sedymentacyjna kontaktu lodowego, a więc szereg form marginalnych wskazujących na postój krawędzi lodowej. Przypuszcza się, że zasadniczy wpływ na rozdział lądolodu na loby miał półwysep Kretowiny, zlokalizowany w południowej części jeziora Narie oraz guz Wzniesień Elbląskich (wcześniej istniejący → por. Aber, Ruszczyńska-



Ryc.1 Obszar badań

A – Położenie obszaru badań na tle głównych linii postojowych lądolodu Wisły (Linie zasięgu lądolodu na podstawie pracy S. Kozarskiego (1995) i L. Marksa (2002) – za W. Wysotą (2002). Izochrony za S. Kozarskim (1986 – wg Gierasimowa i Wieliczko 1982)

Objaśnienia: czas postoju podany za S. Kozarskim (1995); L – faza leszczyńska (wiek ~20ka BP), P – faza poznańska (~18,8 ka BP), Ch – subfaza chodzieska (~17,7 ka BP), Pm – faza pomorska (~16,2 ka BP), Ga – faza gardnieńska (~14,5 BP), 1- linie zasięgu faz lądolodów; 2 – linia zasięgu subfazy chodzieskiej; 3 – izochrony wycofywania lądolodu;

B- położenie rynny jeziora Narie

C – Maksymalny zasięg czoła lądolodu fazy pomorskiej i etapy jego recesji w otoczeniu rynny jeziora Narie. I – maksymalny zasięg fazy pomorskiej, II – pierwszy etap recesji, III – drugi etap recesji (postój lądolodu na południowej granicy moren moraskich i książnickich), IV – trzeci etap recesji (postój lądolodu na linii moren markowskich)

dynamiczne oddziaływanie i kompresję lądolodu, w jego skrzydłach zaś rozptywał się raczej swobodnie, czego dowodzą formy genezy akumulacyjnej.

Podczas deglacjacji na badanym obszarze zaznaczyły się jeszcze dwa postoje lądolodu, jeden na linii środkowej jeziora, a drugi w północnej części na linii tzw. moren morąskich i książnickich. W skrajnie północnym obszarze znajduje się równoleżnikowo ułożony ciąg recesyjnych moren markowskich.

Pierwszy postój w trakcie recesji wskazują wyraźne formy marginalne, wykształcone w postaci moren czołowych mniej więcej na linii środkowej jeziora. Układają się one równoleżnikowo gdzie zostały rozpoznane i udokumentowane między innymi na półwyspie Kretowiny, w Wilnowie, Tałławkach i Brzydowie, tj. po wschodniej części badanego obszaru. Natomiast po zachodniej stronie, przedłużeniem wspomnianego postoju są linijnie ułożone pagórki moren martwego lodu (ryc. 1C).

Na północy obszaru badań, w morenach morąskich, w ich budowie wewnętrznej zaobserwowano liczne zaburzenia i deformacje glacieotektoniczne, które wskazują na dynamiczne oddziaływanie lądolodu. Stwierdzono, tu liczne moreny pchnięte, ale również znaczna ilość form wyraźnie zdrumlinizowanych. W kierunku wschodnim moreny te mają przedłużenie w postaci moren książnickich, które wykazują różnice w budowie geologicznej w stosunku do wyżej opisywanych. Generalnie są to formy mniejsze, położone na niewielkim, zwartym obszarze. W ich budowie wewnętrznej dominują gliny. Po opuszczeniu moren morąskich i książnickich lądolód wycofał się na linię moren markowskich, a następnie na północ poza obszar badań.

W badanej strefie marginalnej znaczne przestrzenie zajmują formy, których geneza związana jest arealnym zamieraniem lądolodu. Kemy i moreny martwego lodu stwierdzono zarówno na wysoczyznach morenowych, jaki i w dnach rynien polodowcowych. W ostatnim etapie rozwoju rzeźby doszło do wytapiania martwych lodów, które konserwowały rynny subglacialne, co doprowadziło do powstania licznych jezior.

Zdarzenia glacialne i postglacialne, które odegrały zasadniczą rolę w morfogenezie tego obszaru można ująć w kilku następujących po sobie etapach:

1. Lądolód fazy pomorskiej w swym maksymalnym zasięgu zatrzymał się na linii Tarda – Słonecznik – Bożęcín – Bramka – jezioro Piłąg – Kretowiny – Gubity – Kozia Góra (ryc. 1C). Lądolód na linii dzisiejszej rynny jeziora Narie zastał obniżenie o wyrównanym dnie, wypełnione osadami mułkowymi (Karasiewicz 2005, 2006; Trzmiel 2003), od południa prawdopodobnie zamknięte wyniesieniem półwyspu Kretowiny. Litologia osadów podłoża, a głównie seria mułków, w znaczący sposób wpływała na stosunki termodynamiczne i hydrologiczne na kontakcie lód/podłoże (por. np. Boulton, Hindmarsh 1987; Kamb 1987; Walder, Fowler 1994; Kasprzak 2003 i. in.). Przyczyniło się to do intensywnego żłobienia podłoża przez wody subglacialne. Mięszce osady mułkowe wypełniające nieckę jeziora Narie wpływały na rozwój intensywnego drenażu podlodowego. Początkowo mógł być to drenaż rozproszony, a później kanałowy. Jednocześnie trwała działalność erozyjna wód roztopowych w miejscu istnienia dzisiejszych rynien m.in. bożecińskiej, bramskiej, maliniackiej. W czasie tego postoju intensywny wypływ subglacialny wód roztopowych doprowadził do utworzenia I poziomu sandrowego o wysokościach 124-131 m n.p.m. (Roszkówna 1955; Wiśniewski 1971). Częściowo mogło dojść do sedymentacji osadów tego poziomu na powierzchni zamierającego, a nawet martwego lodu (Wiśniewski, Karczewski 1978). Na linii Słonecznik – Bożęcín – Bramka postój lądolodu dokumentuje krawędź sedymentacyjna kontaktu lodowego (proksymalnego stoku kontaktu lodowego → *ice-contact proximal slope*). Natomiast we wschodniej obszarze badań, od Piłąga do Gubit, tj. na południe od jeziora Narie, doszło do utworzenia wyraźnych moren czołowych dokumentujących zasięg postoju krawędzi lądolodu o zarysie wyraźnego łuku. W osi obszaru interlobalnego, w południowo-zachodnim krańcu jeziora Narie, istniał prawdopodobnie główny odpływ wód roztopowych, co przyczyniło się do powstania rozległego stożka sandrowego w okolicy Żabiego Rogu (124-131 m n.p.m.). Odpływ wód lodowcowych odbywał się również południowo-wschodnią odnogą niecki jeziora Narie, gdzie wody kierowały się na południe do

jeziora Morąg. Podejmowana w literaturze kwestia przekroczenia przez łądolód tej linii jest dyskusyjna (Roszko 1968; Wiśniewski 1971) i na obecnym etapie badań nie znajduje potwierdzenia.

2. Deglacjacja obszaru od maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej po stronie zachodniej obszaru badań miała charakter deglacjacji arealnej i zachodziła poprzez zanik łądolodu w postaci płytów i brył przetrwałego oraz martwego lodu. Natomiast frontalny zanik dominował po stronie wschodniej rynny jeziora Narie. Cały czas w trakcie pierwszego etapu recesji zachodziły intensywne wypływy wód roztopowych, które zaczynały tworzyć niższy, II poziom sandrowy (114-125 m n.p.m.), a jego rozwój powodował niszczenie już istniejącego I poziomu sandrowego. W początkowym okresie zaniku łądolodu, w zachodniej części obszaru badań, mogło dojść do rozpoczęcia wytapiania martwych lodów pogrzebanych na kontakcie z krawędzią sedymentacyjną (Bramka – Bożęcín – Słonecznik). Wskazują na to liczne, linijsie ułożone wzdłuż krawędzi wytopiska wyznaczające podsandrowy zasięg płytów lodu autochtonicznego. W dalszym etapie nastąpił rozpad odkrytej, tj. naziemnej części marginalnej łądolodu na płyty i bryły martwego lodu. Świadectwem tego jest morena denna pagórkowata nazwana wcześniej przez Roszkównę (1955) i Wiśniewskiego (1971) „strefą marginalną”, która od północnego zachodu przylega do krawędzi sedymentacyjnej. W środkowej części obszaru badań mogło dojść do cofnięcia łądolodu, pogłębiła się wcześniejsza interlobalna zatoka lodowa i w dalszym ciągu funkcjonował w niej intensywny odpływ wód roztopowych skierowany na południe. W zachowanej rzeźbie terenu widoczne są ślady skoncentrowanego odpływu wcinającego się w postaci głębokich koryt (do kilku metrów) w I poziomie sandrowym koło Żabiego Rogu. Śladem krótkiego postoju w trakcie recesji, po stronie zachodniej rynny jeziora Narie, jest ciąg wzgórz i pagórków martwego lodu na linii od Bramki do Obuchowa (ryc. 1C).

Po stronie wschodniej rynny jeziora Narie, a więc w zachodnim skrzydle lobu Łyny zanik łądolodu musiał odbywać się stosunkowo szybko przy niewielkim udziale wód roztopowych, ponieważ brak jest śladów większych odpływów wód proglacialnych. Sądzić można, że w tym przypadku recesja łądolodu miała charakter frontalny. Zachowała się natomiast subglacialna rzeźba powstała przy wcześniejszym awansie łądolodu, a więc aktywnych mas lodowych. łądolód wycofał się tu na linię północnej części półwyspu Kretowiny – Wilnowo – Tałławki – Brzydowo (ryc. 1C). Podczas postoju na tej linii doszło do powstania znacznych rozmiarów moren czołowych oraz nadbudowania nimi prawdopodobnie istniejącej już wcześniej krawędzi terenowej. Krawędź ta jest szczególnie dobrze wyrażona pomiędzy miejscowościami Wilnowo i Tałławki. Postój na tej linii nie był długotrwały, czego dowodem są „drumlinopodobne” formy subglacialne wkraczające na skłon proksymalny krawędzi z morenami czołowymi. Skoncentrowany odpływ wód w tej części obszaru odbywał się w dwóch miejscach: wzdłuż rynny Narie i rynny subglacialnej w okolicy Brzydowa.

3. W kolejnym etapie doszło do cofnięcia czoła łądolodu na południową linię moren morąskich i książnickich (ryc. 1C). Roszko (1968) zakładała, że na obszarze moren morąskich miał miejsce oscylacyjno-lobalny zanik łądolodu. Na podstawie wzajemnego układu form czołowomorenowych sądzić można, że nadal zachował się lobalny układ czoła łądolodu, a interlobalna zatoka lodowa funkcjonowała mniej więcej na wysokości miejscowości Roje. Na przedpolu zatoki usypany został wysoki poziom sandrowy (120-130 m n.p.m.) w postaci zwartej płyty na półwyspie Hajda. W strefie morąskich moren czołowych znajduje się 9 równoległych ułożonych wałów, wzgórz i pagórków, świadczących, o występującej tu recesji frontальной. Zaburzenia glajotektoniczne obserwowane w niektórych formach moren morąskich, mogą wskazywać, że pochodzą one z okresu awansu łądolodu. Badania wskazują, że spiętrzeniu uległy osady sandrowe, na które wkraczał łądolód, a więc mogło dochodzić do drobnych oscylacji podczas deglacjacji obszaru moren morąskich i książnickich. W tym czasie rynna jeziora Narie, była konserwowana przez martwe lody lodowcowe, na których powierzchni odbywał się proglacialny przepływ wód roztopowych. W wyniku submarginalnego drenażu podlodowego rozwijane były dalej rynna niebrzydowska i mniejsze rynny na zapleczu moren książnickich.

Z zanikiem pokrywy lodowej na przedpolu moren morąskich i książnickich, a głównie na obszarze wysoczyznowym, związane było pozostawienie powierzchniowego pokładu gliny morenowej o zmiennej miąższości, uzależnionej od lokalnej morfologii podłoża.

4. Kolejny postój lądolodu miał miejsce w skrajnie północnej części obszaru badań na linii moren markowskich. Od tych moren biorą początek sandry w okolicach Strużyny (134-142 m n.p.m.), które kierują się początkowo na wschód, a następnie na południe. Rynna niebrzydowska, będąca północną częścią wspomnianego systemu rynnowego, była konserwowana płatami i bryłami pogrzebanego lodu, a na ich powierzchni zachodził konsekwentny przepływ wód roztopowych w kierunku południowym. Wody te płynęły również z kierunku północno-wschodniego i łączyły się z wodami płynącymi rynną niebrzydowską w obszarze pomiędzy Warkałkami, Niebrzydowem, Rojami a Bolitami Starymi. Stąd wspólnie odpływały na południe rynną jeziora Narie. Przyjmując za S. Kozarskim (1995) wiek fazy pomorskiej na 16200 lat BP można szacunkowo wyliczyć czas etapów postoju lądolodu w trakcie recesji. Okazuje się, że na południową granicę moren morąskich lądolód wycofał się ok. 15900 lat BP. Wskazywałoby to, że średnie tempo recesji wyniosło około 1 km na 30 lat.

5. Ostatnim etapem ściśle glacialnej ewolucji rzeźby w obszarze młodoglacialnym okolic Morąga było wytapianie martwych i pogrzebanych, reliktowych lodów glacialnych. Efektem tego są rozległe obszary kemowo-wytopiskowe w rynnach jezior Morąg, Narie i na północ od jeziora Narie. Wytapiające się martwe lody spowodowały również silne przekształcenie rzeźby sandrowej. W wyniku wytapiania lodów konserwujących rynny i procesu redukcji zmarzliny powstały liczne jeziora, m.in. Narie, Morąg, Bartężek, Mildze, Wukśniki i inne.

Zakończenie formowania się rzeźby glacialnej w okolicach jeziora Narie miało miejsce z chwilą ostatecznego wytopienia martwych i pogrzebanych lodów.

3. Wnioski

W oparciu o przeprowadzone badania geomorfologiczne i sedymentologiczne, które doprowadziły do ustalenia morfogenezy tego obszaru sformułowano kilka wniosków. Najważniejsze to:

- Rzeźba podłoża podczwartorzędowego i ze starszych okresów glacialnych miała wpływ na wykształcenie niektórych form, a szczególnie rynny jeziora Narie, moren morąskich i książnickich związanych z subfazą kaszubsko – warmińską. Rynna jeziora Narie nawiązuje do form rynnowych lub dolinnych funkcjonujących już prawdopodobnie od schyłku zlodowaceń środkowopolskich (interglacjału ferdynandowskiego wg Trzmiela 2003) i odnawianych w okresie dalszej części plejstocenu.
- Rynna jeziora Narie stanowiąca główny element morfologiczny badanego obszaru jest rynną subglacialną o genezie glaciofluwialnej. Nie budzi również wątpliwości, że stanowiła ona bardzo ważne ogniwo hydrologiczne podczas glacji i deglacji badanego obszaru. Aktualny kształt rynny został jednak ostatecznie uformowany podczas awansu i zaniku ostatniego lądolodu w fazie pomorskiej.
- Wykształcenie lobalnego, a w tym obszarze głównie interlobalnego układu czoła masy lodowej oraz kierunek transgresji lądolodu było predysponowane topografią podłoża, a w szczególności ogólnym obniżeniem niecki jeziora Narie i wysoko wyniesionym półwyspem Kretowiny. Zapewne wpływ na blokowanie mas lodowych, jak i zapoczątkowanie lobalnego układu czoła odegrało Wzniesienie Elbląskie oraz prawdopodobnie wysoko wyniesiony obszar moren morąskich i książnickich.
- Recesja ostatniego lądolodu na analizowanym obszarze miała złożony charakter, co przejawia się większym zróżnicowaniem form marginalnych od dotąd rozpoznanych. Były one kształtowane w zmiennych warunkach dynamiki i bazalnego reżimu czoła lądolodu, jak również w zależności od budowy geologicznej podłoża i jego geomorfologii. Na podstawie

analizy geomorfologiczną i sedymentologiczną można na badanym terenie wyróżniono trzy (a nawet cztery) strefy marginalne:

Pierwszą związaną z maksymalnym zasięgiem lądolodu.

Drugą, recesyjną w stosunku do poprzedniej związaną z linią Tątlawki – Wilnowo – Bramka – Obuchowo.

Trzecią związaną z morenami morąskimi i książnickimi, w której występuje szereg linii postojowych moren spiętrzonych, kontynuacją jej może być strefa związana z morenami markowskimi.

- Postglacjalne procesy rzeźbotwórcze odegrały znaczącą rolę w przekształceniu rzeźby glacialnej głównie na obszarze krawędziowym rynien polodowcowych. Spowodowały one silne rozczłonkowanie zboczy rynny, wykształciło się szereg form denudacyjnych takich jak: dolinki i niecki denudacyjne, liczne rozcięcia erozyjne, dolinki i niecki zawieszane, wąwozy i jary.

Literatura

- Aber J. S., Ruszczyńska-Szenajch H., 1997, *Origin of Elbląg Upland, northern Poland, and glacioteletonism in the southern Baltic region*, *Sedimentary Geology* 111, s. 119-134.
- Boulton G. S., 1996, *Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation*, *Journal of Glaciology*, vol. 42, s. 43-62.
- Galon R., Roszko L., 1961, *Extens of the Scandinavian Glaciations and of their Recession Stages on the light of an analysis of the Marginal Forms of Inland Ice*, *Przegląd Geograficzny*, 34, 3, s. 347-367.
- Kamb B., 1987, *Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system*, *J. Geoph. Res.*, 92, B9, s. 9083-9100.
- Karasiewicz M. T., 2000, *Zasięg fazy pomorskiej zlodowacenia wisły między jeziorem Bartężek a jeziorem Narie (Pojezierze Iławskie)*, [w:] *Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej*, Lublin 2000, s. 33-36.
- Karasiewicz M. T., 2005, *Rekonstrukcja zasięgu lądolodu fazy pomorskiej na podstawie badań geologicznych, geomorfologicznych i sedymentologicznych w rejonie jeziora Narie*, [w:] Kotarba A., Krzemień K., Święchowicz J., (red:) *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, Kraków, s. 183-189.
- Karasiewicz M. T., 2006, *Zagadnienie maksymalnego zasięgu zlodowacenia vistuliańskiego podczas fazy pomorskiej w otoczeniu jeziora Narie*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski Północno-zachodniej*, Poznań, 20-21 marca 2006, s. 83-85.
- Kasprzak L., 2003, *Model sedymentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej*, Wyd. Naukowe UAM Seria Geografia 66, ss. 214.
- Kondracki J., 1952, *Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego*, *Biul. Inst. Geol.*, 65, s. 512-551.
- Kotański Z., 1997, *Atlas geologiczny Polski. Mapy geologiczne ścięcia poziomego w skali 1:750000*, PIG Warszawa.
- Kozarski S., 1995, *Deglacja północno-zachodniej Polski, warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka BP)*, *Dokumentacja Geograficzna*, 1, ss. 82.
- Roman M., 1990, *Zlodowacenie Wisły w rejonie Bramki w zachodniej części Pojezierza Mazurskiego*, *Kwartalnik Geologiczny*, 34, 2, s. 325-338.
- Roszkówna L., 1955, *Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego*, *Stud. Soc. Sc. Torun.*, Sec.C, 2, 2, s.35-95.
- Roszkówna L., 1956, *Zagadnienie zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą*, *Stud. Soc. Sc. Torun.*, Sec. C, 3, 1.
- Roszko L., 1968, *Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski*, *Prace Geograficzne IGPAN*, 74, Toruń, s. 65-96.
- Roszko L., 1973, *Grunwald – Frombork*, [w:] Niewiarowski W., *Przewodnik wycieczek, XI Ogólnopolski Zjazd Geograficzny*, Toruń 21-24 wrzesień 1973, UMK Toruń, s. 20-37.
- Szałamacha B., Trzmiel B., 2000, *Szczegółowa mapa geologiczna Polsk 1: 50000*, arkusz Morąg, CAG, Warszawa
- Trzmiel B., 2003, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50000*, arkusz Boguchwały, CAG, Warszawa
- Walder J. S., Fowder A., 1994, *Channelized subglacial drainage over a deformable bed*, *Journal of Glaciology*, 40, s. 3-15.
- Wiśniewski E., 1971, *Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy*, *Prace Geograficzne. IGPAN*, 83, s. 7-95.
- Wiśniewski E., Karczewski A., 1978, *O rzeźbie sandrów utworzonych na lodzie*, *Przegląd Geograficzny*, 50, 2, s. 269-289.

Współczesna aktywność wulkaniczna Ziemi

Mirosław T. Karasiewicz

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp

Wulkanizm, w myśl definicji (Jaroszewski, Marks, Radomski 1985) jest to ogół procesów polegający na wydobywaniu się magmy i towarzyszących jej gazów i par na powierzchnię Ziemi oraz procesów, które to zjawisko bezpośrednio przygotowują lub są jego bezpośrednim następstwem. Magma wydobywa się z głębi skorupy ziemskiej poprzez szczeliny lub otwór centralny na powierzchnię ziemi w postaci lawy. Procesowi temu sprzyjają zawarte w magmie gazy, wśród których dominuje para wodna, stanowiąca 60-90 % ich masy, następnie dwutlenek węgla, azot, tlenek węgla, siarka, chlor oraz chlorki metali i inne.

Poprzez aktywność wulkaniczną należy rozumieć skłonność, czy zdolność do erupcji, której efektem są produkty wulkaniczne (stałe, ciekłe i gazowe) oraz energia. Pod pojęciem „aktywny wulkan” należy rozumieć taki wulkan, który wybuchł w czasach historycznych w ciągu ostatniego tysiąca lat (Ritchie, Gates 2001). Szacuje się, że takie kryterium spełnia około 500 wulkanów, ale ta liczba jest zapewne zaniżona, głównie z powodu nieznannej wulkanicznej aktywności subakwalnej. W niniejszej publikacji autor odnosi się jedynie do erupcji historycznych, gdyż szczególną uwagę starano się zwrócić na skalę wielkości wybuchu (pomijając skutki) i aktywność współczesną, tj. taką która zachodzi obecnie, w ostatnich latach czy miesiącach.

Wielkość czy skalę samych erupcji wulkanicznych trudno jest ocenić, w przybliżeniu opisują ją skala VEI (Volcanic Explosivity Index), która opiera się na określeniu kilku elementów charakteryzujących wybuch, przede wszystkim wysokość słupa (kolumny) erupcyjnej i ilość wyrzucanego materiału (Ritchie, Gates 2001). W cytowanej poniżej tabeli zawarto informacje, że kolosalne i tragiczne w skutkach erupcje eksplozywne zdarzają się niezwykle rzadko. Wydaje się jednak, że nie należy brać tego dosłownie i pilnie śledzić wulkaniczną aktywność (tab. 1).

Wulkany zapewniły nam dzisiejszy byt na ziemi. To one warunkowały, rozwój życia na naszej planecie. Stygnąca powoli ziemia targana wybuchami licznych wulkanów większość swojego ciepła emitowała w kosmos. Wyrzucane w dużej ilości pyły i gazy zaczęły tworzyć ochronny klosz wokół planety, który stał się zaczątkiem atmosfery. Skraplająca się para wodna, zaczęła wypełniać zagłębienia, tworząc hydrosferę ziemi. Żyjące już prawdopodobnie wtedy w pobliżu wulkanów siarkolubne bakterie o nazwie *Pyrodictium occultum*, w środowisku wodnym dały początek życia i jego dalszej ewolucji na naszej planecie (Edmaier, Jung-Hutting 2002).

2. Rozmieszczenie wulkanów

Na świecie rozpoznanych jest obecnie około 450 czynnych wulkanów, tzn. takich, o których z różnych źródeł wiemy, że wybuchły w przeszłości historycznej i ich erupcje zachodzą obecnie. Od początku holocenu do czasów obecnych, w bazie danych prowadzonej przez Smithsonian Instytut znajduje się 1547 obiektów wulkanicznych, takich jak: stożki wulkaniczne, stożki piroklastyczne, kaldery, szczeliny wulkaniczne, kopyły lawowe czy płaskowyże wulkaniczne, które są zdefiniowane genetycznie i chronologicznie (www.volcano.si.edu/world/)

Roczna produkcja law podczas erupcji na kontynentach przekracza 6 km³, a wylewy law podmorskich szacuje się na około 20 km³ rocznie. Aktywność wulkaniczna na naszym globie

koncentruje się w kilku strefach. W trzech przypadkach są to strefy związane z obszarami kontaktowymi płyt litosfery. Należą do nich:

Tabela 1. Skala wielkości erupcji wulkanicznych (VEI)

VEI	Sila erupcji	Opis	Wysokość słupa popiołów	Ilość materiału (co najmniej)	Klasyfikacja (typ wulkanu)	Często-tliwość	Przykład
0	brak wybuchu	efuzywne /nieeksplozywne	<100 m	1000 m ³	hawajski	codziennie	Kilauea, Manua Loa
1	mała	małe/łagodne	100-1000 m	10000 m ³	hawajski /stromboliński	codziennie	Stromboli, Etna
2	średnia	eksplozywne	1-5 km	1000000 m ³	stromboli /wulkaniański	co tydzień	Galeras 1992
3		eksplozywne średnie	3-15 km	10 000000 m ³	wulkaniański	co roku	Nevado del Riusz 1985
4	duża	eksplozywne silne	10-25 km	0,1km ³	wulkaniański /pliniański	co 10 lat	Mayon 1814; Hekla 1845; Galunggung, 1982;
5	bardzo duża	paroksyzmowe	> 25 km	1 km ³	pliniański	co 100 lat	Fuji 1707; Askja 1875; St. Helens, 1981
6		kolosalne	> 25 km	10 km ³	pliniański /ultra pliniański	co 100 lat	Krakatau 1883; Ulreung 7350 BC; Crater Lake 5070± BC
7		super-kolosalne	> 25 km	100 km ³	ultra pliniański	co 1000 lat	Kakai 4350BC; Tambora, 1815
8		mega-kolosalne	> 25 km	1000 km ³ (i więcej)	ultra pliniański	co 10000 lat	Yellowstone, 2,2 Ma, Toba 73-74 lat BP

Źródło: (Ritchie, Gates 2001 i -www.volcano.si.edu/world/ - z uzupełnieniami autora)

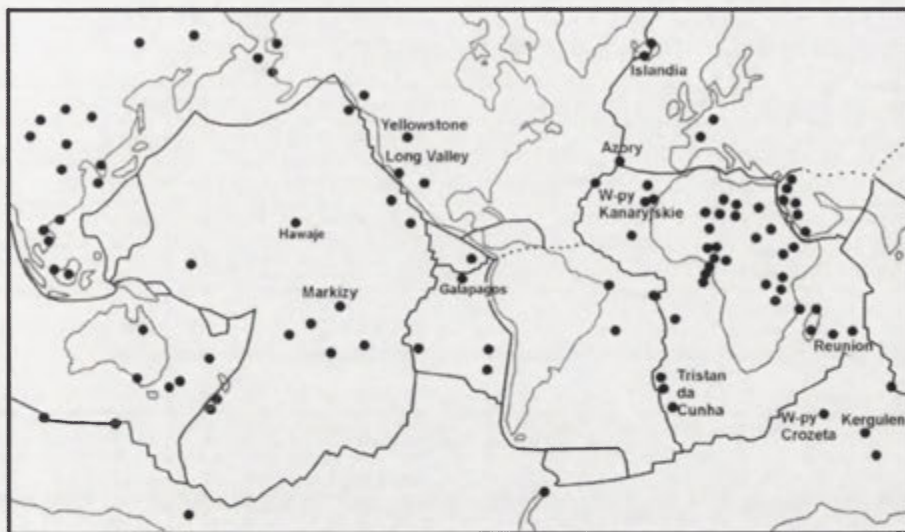
1. Granice kolizyjne płyt litosfery, zwłaszcza strefy subdukcji (przeciętna produkcja materiału 1 km³/rok). Występujące tu wulkany zaliczane są do tzw. wulkanów wysokich. W tej strefie grupuje się większość wulkanów, z czego wokół Pacyfiku znajduje się 60% aktywnych wulkanów świata, a w tym 1/3 w Indonezji. Silne erupcje w tej strefie produkują znaczne ilości materiału wulkanicznego (1883 r. Krakatau – 10 km³, 1815 r. Tambora – 40 km³, Toba – 2000 km³). Do tej strefy zalicza się również wulkany andyjskie, północnoamerykańskie (z alaskańskimi), aleuckie, japońskie i inne.

2. Grzbiety śródoceaniczne, tzw. ryfty oceaniczne, na przykład ryft środkowoatlantycki, do którego należy szereg wulkanów podmorskich. Wulkany w tej strefie pojawiają się na powierzchni tylko sporadycznie w postaci niewielkich wysp, czego dobrym przykładem są Azory, Wyspa Wniebowstąpienia, Tristan da Cuńha.

3. Ryfty kontynentalne, np. system rowów wschodnioafrykańskich (występuje tu szereg wulkanów o bardzo dużej aktywności, np. Erta'Ale, Nyiragongo, Nyamuragira, Fentale, Kone, Oldoinyo Lengai) Z plamą gorącą związane było powstanie najwyższej góry Afryki – wulkanu Kilimandżaro, który obecnie uważany jest za nieaktywny.

4. Kolejny obszar aktywności wulkanicznej występuje wewnątrz płyt litosfery i związany jest z obszarami plam gorąca (z ang. *Hot spot*). Współcześnie aktywne plamy gorąca występują na Hawajach, w Kamerunie, w Parku Narodowym Yellowstone w USA, na Islandii, na Galapagos, na Azorach, na wyspach Reunion czy wyspach Polinezji Francuskiej. Aktualnie udokumentowano

32 plamy gorąca, chociaż w przeszłości geologicznej było ich znacznie więcej (ryc. 1). Liniowo ułożone ciągi stożków wulkanicznych wyznaczają kierunek ruchu płyty ponad plamą gorącą. Współczesna produkcja materiału wulkanicznego w takich strefach sięga $1,6 \text{ km}^3/\text{rok}$ (średnio $0,4 \text{ km}^3/\text{rok}$) w odniesieniu do wulkanów hawajskich (Mauna Loa, Kilauea, Hualalai, Haleakala), w niezbyt odległej przeszłości geologicznej była jednak znacznie większa. Świadczą o tym m.in. rozległe pokrywy bazaltowe (trappy) w rejonie Wielkich Jezior Amerykańskich są wieku



Ryc. 1. Plamy gorąca aktywne w czasie ostatnich 10 milionów lat wg D. Abbotta (1996). Mapa nie ukazuje 11 aktywnych plam gorąca z Antarktydy.

Źródło: http://visearth.ucsd.edu/VisE_Int/plate_tectonics/hot_spot.html

prekambryjskiego i objętości ok. 1 mln km^3 , we wschodniej Grenlandii, w zachodniej części Ameryki Północnej (bazalty miocenyjskie w Kolumbii Brytyjskiej o pow. 130 tys. km^2 , plama gorąca Yellowstone), w Paranie (750 tys. km^2 , plama gorąca wieku wczesnojurajskiego), w Południowej Afryce, czy też te najbardziej znane na Półwyspie Indyjskim (trappy Dekanu o pow. 300 tys. km^2 (260 tys. km^2 – wg Edmaier, Jung-Hutting 2002)). Trappy Dekanu związane są z późnokredową plamą gorącą pod Gondwaną, obecnie usytuowaną pod wyspą Reunion. Przedstawicielem współczesnych wulkanów związanych z tą plamą jest Piton de la Fournaise, czy Kilauea). Objętość bazaltów pokrywowych na kontynentach wynosi $1 \times 10^7 \text{ km}^3$, a ich wylewy dokonywały się w krótkim na ogół czasie, np. 300 tys. km^3 bazaltów Dekanu powstało w ciągu 1 mln lat .

3. Aktywność wulkaniczna

Szacuje się, że aktywność wulkaniczna na świecie znacznie się zmniejszyła, niemniej stale aktywnych jest około 20 wulkanów. W ciągu jednego roku zachodzi od 50 do 70 a nawet 80 nowych erupcji. W każdym dziesięcioleciu aktywność wykazuje około 160 do 200 wulkanów. Niektóre wulkany wykazują stałą aktywność, np. przykład Stromboli na Wyspach Liparyjskich. Niemal stale czynne są również Kilauea (Hawaje), Masaya i Amatitlon w Nikaragui, Soufrière Hills na wyspie Montserrat (od kilku lat), Sagany i Tangurahua w Ekwadorze, Erebus na Antarktydzie, Sewieluch na Kamczatce i kilka innych. Większość wulkanów wybucha w różnych odstępach czasu. Im dłuższy jest okres przerwy, tym gwałtowniejszy jest zwykle następny wybuch (tab. 2) (www.volcano.si.edu/world/, www.vulkaner.no/v/volcan/nvolalfa.html).

Jak długo wulkany mogą być aktywne? Na to pytanie trudno znaleźć odpowiedź, ale jeżeli weźmie się pod uwagę wspomniany wyżej Stromboli, którego „piroklastyczny spektakl” trwa nieprzerwanie od ponad 2000 lat, a niektórzy sądzą, że od 5000 lat (Ritchie, Gates 2001), możemy być przekonani o jeszcze ich długiej aktywności w dalszej przyszłości. W końcu XX w., przez 30 lat 15 wulkanów na świecie wykazywało prawie ciągłą aktywność. Były to: Stromboli

i Etna (Włochy), Ale Erta (Etiopia), Manam, Langila i Bagana (Papua Nowa Gwinea), Yasur (Vanuatu), Semeru i Dukono (Indonezja), Sakura – jima (Japonia), Santa Maria i Pacaya (Gwatemala), Arenal (Kostaryka), Sangay (Ekwador) i Erebus (Antarktyda). Są to swego rodzaju wyjątki, ponieważ rzadko powtarzające erupcje trwają tak długo. Obserwuje się, iż średni czas trwania aktywności wynosi zaledwie 7 tygodni, a 10% procent wszystkich wybuchających wulkanów zamyka się erupcją w ciągu jednego dnia.

Tabela 2. Największe erupcje eksplozywne (powyżej 4) w ostatnich 50 latach w skali VEI na podstawie danych <http://www.volcano.si.edu/>

Lp.	Wulkan	Typ *	Położenie	Kraj	Data	VEI	Wys. w m n.p.m.
1.	Bezymianny	S	Kamczatka	Rosja	30.03.1956	5	2900
2.	Agung	S	Wyspa Bali	Indonezja	17.03.1963	5	1717
3.	Agung	S	Wyspa Bali	Indonezja	16.05.1963	4	1717
4.	Shiweluch	S	Kamczatka	Rosja	12.11.1964	4+	3238
5.	Taal	C	Luzon	Filipiny	28.09.1965	4	~400
6.	Kelut	S	Java	Indonezja	26.04.1966	4	1731
7.	Awu	S	Wyspy Sangihe	Indonezja	12.08.1966	4	1320
8.	Fernandina	T	Wyspy Galapagos	Ekwador	11.06.1968	4	1467
9.	Tiatia	S	Kuryle	Rosja	14.07.1973	4	1819
10.	Fuego	S	Cordillera de los Andes	Gwatemala	17.10.1974	4	3763
11.	Tolbaczik	T	Kamczatka	Rosja	07.07.1975	4+	3682
12.	Augustine	S	Zatoka Kamishak	USA (Alaska)	22(?)01.1976	4	1282
13.	St. Helens	S	Góry Kaskadowe	USA	18.05.1980	5	2950
14.	Alaid	S	Kuryle	Rosja	30.04.1981	4	2339
15.	Pagan	S	Mariany		15.05.1981	4	570
16.	El Chichon	Z	Chiapas (region)	Meksyk	28.03.1982	4+	1050 (1060)
17.	El Chichon	Z	Chiapas (region)	Meksyk	03.04.1982	5	1050 (1060)
18.	Galunggung	S	Jawa	Indonezja	17.05.1982	4	2168
19.	Colo [Una una]	S	Sulawesi	Indonezja	23.07.1983	4	507
20.	Augustine	S	Zatoka Kamishak	USA	27.03.1986	4?	1260
21.	Chikurachki	S	Kuryle	Rosja	20.11.1986	4?	1816
22.	Kluczewski	S	Kamczatka	Rosja	30.01.1990	4	4750
23.	Kelut	S	Jawa	Indonezja	10.12.1990	4	1731
24.	Pinatubo	S	Luzon	Filipiny	15.06.1991	6	~1600
25.	Cerro Hudson	C	Południowe	Chile	12.08.1991	5+	1905
26.	Spurr	S	Pd-zach. Alaska	USA	27.06.1992	4	3374
27.	Lascar	S	Andy Centralne	Chile (Ptn.)	19.04.1993	4	5641
28.	Rabaul	S	Nowa Brytania	Papua N. Gwinea	19.09.1994	4?	688
29.	Ulawun	S	Nowa Brytania	Papua N. Gwinea	29.09.2000	4	2334
30.	Cleveland	S	Aleuty	USA	19.02.2001	4	1730
31.	Shiveluch	S	Kamczatka	Rosja	22.05.2001	4?	3283
32.	Ruang	S	Wyspy Sangihe	Indonezja	25.09.2002	4?	725
33.	Reventador	S	Cordillera Real	Ekwador	03.09.2002	4	3562
34.	Manam	S	Manam	Papua N. Gwinea	27.01.2005	4?	1807

*Objaśnienia: S- stratowulkan, C- kaldera, T – wulkan tarczowy, Z – wulkan złożony

Stan aktywności wulkanów na świecie śledzi nieprzerwanie 81 obserwatoriów rozmieszczonych w strefach aktywności (www.wovo.org/dir-contents.htm), z czego najwięcej bo aż 17 działa w Japonii, a 7 w USA. Do niedawna, nie była możliwa kompleksowa ocena aktywności na świecie, ale rozwój techniki przyczynił się do włączenia satelitów w nieprzerwany ciąg obserwacji sejsmicznych i wulkanicznych. USGS, czyli amerykańska służba geologiczna prowadzi obserwacje wulkanów na całym świecie. We współpracy z pozostałymi obserwatoriami tworzy powiązaną sieć monitoringu wielu wulkanów (www.wovo.org/dir-contents.htm).

Dane, które są zbierane przez obserwatoria wulkanologiczne są przesłane i gromadzone w wielu źródłach. Jednym z bardziej dostępnych źródeł są bazy danych amerykańskiej służby geologicznej USGS. Ta służba geologiczna udostępnia informacje na stronach internetowych w ramach Światowego Programu Wulkanologicznego (Global Volcanism Program). Dane takie można również na bieżąco śledzić w internetowym Bulletin of the Global Volcanism Network, gdzie aktywność obserwowanych wulkanów jest przedstawiana z dużą precyzją (www.volcano.si.edu/reports/usgs/index.cfm). Każdego tygodnia jest zamieszczany szczegółowy raport dotyczący jakiegokolwiek aktywności wulkanicznej

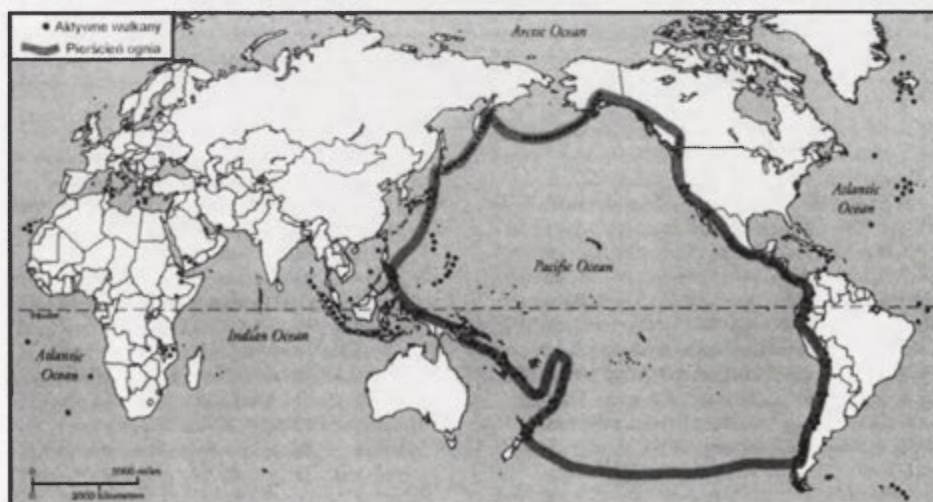
Trudno by było w tym miejscu prześledzić i przedstawić chociażby jeden rok. Scharakteryzowane zostaną wydarzenia w „życiu” wulkanów, jakie miały miejsce w ciągu niecałych trzech miesięcy, od początku lutego do 18 kwietnia 2006 roku.

W lutym notowano podwyższoną aktywność następujących wulkanów: Sakura-yima, (wyspa Kiusiu, Japonia), Guagua Pichincha (Ekwador), Cleveland (Wyspa Chuginadak, Alaska), Oyama (Miyakejima, Japonia), Mayon (Luzon, Filipiny), Ebeko (Kuryle, Rosja).

W marcu swoją działalność ożywiły: Semeru (Jawa, Indonezja), Atka (Aluety, USA), San Cristobal (Nikaragua), Bulusan (Filipiny), Akan (Hokkaido, Japonia), Anatahan (Marianny), Santa Ana (Salwador)

W kwietniu: Popocatepetl (Meksyk), Langila i Ulawun (Nowa Brytania, Papua Nowa Gwinea), Colima (Meksyk), Bagana (Wyspa Bougainville, Papua Nowa Gwinea), Arenal i Poas (Kostaryka), Wyspa Barren (Andamany, Indie), Ol Doinyo Lengai (Tanzania), Veniaminof (Półwysep Alaska, USA), Tungurahua (Ekwador), Suwanose-Jima (Wyspy Riukiu, Japonia), St. Helens (USA), Soufriere Hills (Montserrat, Antyle), Santa Maria, Pacaya i Fuego (Gwatemala), Raoul (Nowa Zealandia), Manam (Papua Nowa Gwinea), Kilauea (Hawaje, USA), Karymski (Kamczatka, Rosja), Galeras (Kolumbia), Augustine (Cook Inlet, Alaska, USA), Ubinas (Peru), Merapi (Jawa, Indonezja), Lascar (Chile).

Większość z tych, aktywnych współcześnie wulkanów leży w obrębie tzw. Pacyficznego Pierścienia Ognia (ryc. 2.), tj. 32 na 39 obecnie aktywnych, co stanowi aż 82 %. Obszar ten skupia 60 % wszystkich aktywnych wulkanów w czasach historycznych.



Ryc. 2. Pacyficzny Pierścień Ognia (Ring of Fire za Ritchie, Gates 2001)

Oczywiście, że nie są to wszystkie aktywne wulkany w tym, krótkim, analizowanym czasie. Brak jest całkowicie erupcji podmorskich (subakwalnych) i erupcji zachodzących w obszarach bezludnych, gdzie monitorowanie jest ograniczone do obserwacji satelitarnych bądź do różnych systemów telemetrycznych. Jednak systemy telemetryczne są zbyt kosztowne, aby były powszechnie stosowane. Nie zostały tu prawie wymienione wulkany, które określa się mianem „stałe aktywne”, takich jak chociażby Stromboli czy Erebus. Zarysowana została jednak skala zjawiska o potencjalnie nieograniczonej energii, którą wykorzystać i ujarzmić jest niezwykle trudno. Wybuchy wulkanów należą do tych najbardziej spektakularnych zjawisk na ziemi, jakie można obserwować. Wyjaśnienie procesów i przewidywanie skutków, to informacje, które ludzie chcą posiadać od dawna, a temu służą między innymi ciągle obserwacje wulkanów. W momencie potężnego wybuchu, którego skutki są katastrofalne (śmierć, głód, lahary, spływy piroklastyczne, zmiany klimatu itp.) człowiek uświadamia sobie – nagle i po raz kolejny – jaki jest słaby wobec potęgi sił natury.

Literatura

- Abbott, D. H., 1996, *Plumes vs Hotspots as Sources of Unsubductable Greenstone Belts*, Lithos, 37, s. 113-127.
- Edmaier R, Jung-Hüttl A., 1997, *Wulkany zionące ogniem i wylewające potoki lawy*, wyd. Debit, Bielsko-Biała, ss. 160.
- Jaroszewski J., Marks., Radomski A., 1985, *Słownik geologii dynamicznej*, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Ritchie D., Gates A. E., 2001, *Encyclopedia of Earthquakes and Volcanoes*, Checkmark Books, New York, s. 306.
- Źródła internetowe:
- www.volcano.si.edu/world/
 - www.wovo.org/dir-contents.htm
 - www.vulkaner.no/v/volcan/nvolalfa.html
 - www.volcano.si.edu/reports/usgs/index.cfm
 - www.visearth.ucsd.edu/VisE_Int/plate_tectonics/hot_spot.html

Temperatura powietrza i opady atmosferyczne w Koniczynie (Pojezierze Chełmińskie) w latach 1951-2005

Marek Kejna, Joanna Uscka-Kowalkowska
Zakład Klimatologii, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Pomiary meteorologiczne w Koniczynie

Stacja badawcza Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Koniczynie reprezentuje warunki klimatyczne Pojezierza Chełmińskiego, zaliczanego według regionalizacji Romera (1949) do klimatu „Krainy Wielkich Dolin”, a według klasyfikacji rolniczo-klimatycznej Gumińskiego (1948) leżącego w rozległej VII dzielnicy obejmującej środkową część Niżu Polskiego. Na pewną specyfikę pogodową tego obszaru zwraca uwagę A. Woś (1995) wydzielając w swojej klasyfikacji region IX (Chełmińsko-Toruński).

Pomiary meteorologiczne w Koniczynie mają ponad 55-letnią historię. Rozpoczęto je 1 maja 1950 r. w ramach badań prowadzonych przez Ośrodek Badawczy Biologii Stosowanej Uniwersytetu Mikołaja Kopernika. Początkowo pomiary wykonywano 300 m na południowy-wschód od Koniczynki, a od 1967 r. ogródek meteorologiczny przeniesiono ok. 600 m w kierunku północno-zachodnim od osady, gdzie znajduje się do chwili obecnej (Marciniak i in. 1987). Współrzędne geograficzne ogródka wynoszą: $\varphi = 18^{\circ}05'N$, $\lambda = 18^{\circ}42'E$, $h = 84$ m n.p.m. W pierwszym okresie działalności stacji pomiary wykonywano 3 razy na dobę o godz. 7, 13 i 21. Obejmowały one temperaturę powietrza (do 1969 r. również wilgotność powietrza), temperaturę gruntu i opady atmosferyczne. Niestety pomiary nie były wykonywane w sposób standardowy, a ich zakres odpowiadał „stacji ekologicznej”, która odzwierciedlała fitoklimat upraw sąsiadujących pól (Marciniak i in. 1987).

W latach 1986-1989 pomiary meteorologiczne w Koniczynie prowadzono w ramach programu CPBP koordynowanego przez Zakład Biologii Rolnej i Leśnej PAN w Poznaniu (Marciniak, Przybylak 1992). Obejmowały one rejestrację temperatury i wilgotności powietrza (termohigrograf, kontrolowany o godz. 7 przy pomocy psychrometru Augusta) oraz temperaturę gruntu i opady atmosferyczne. W maju 1993 r. rozpoczęto pomiary w ramach programu Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego (Wójcik, Marciniak 1996). W tym celu w 1994 r. wybudowano w sąsiedztwie starego, nowy ogródek meteorologiczny. Od maja 1993 r. do końca października 2002 r. wykonywano 3 obserwacje na dobę (o godz. 7, 13 i 19), obejmowały one zachmurzenie, kierunek i prędkość wiatru, usłonecznienie (heliograf), temperaturę i wilgotność powietrza, temperaturę gruntu oraz opady atmosferyczne i miąższość pokrywy śnieżnej. Równoległe od czerwca 1994 r. rozpoczęła działalność automatyczna stacja meteorologiczna ASM9303 służąca do badań gradientowych. W 2000 r. zakupiono nową stację automatyczną (Milos 500), która rejestruje co godzinę podstawowe elementy meteorologiczne. Po likwidacji Ośrodka Badawczego Biologii Stosowanej UMK w Koniczynie, od 1 listopada 2002 r. pomiary meteorologiczne są prowadzone w sposób automatyczny, a dla celów kontrolnych wykonywana jest jedna obserwacja o godzinie 7 czasu strefowego.

Warunki klimatyczne Pojezierza Chełmińskiego, a zwłaszcza Koniczynki i pobliskiego Torunia, były przedmiotem szeregu opracowań: np. Kejna, Uscka 2003, Kejna i in. 2004, Marciniak i in. 1987, Marciniak, Przybylak 1992, Marciniak, Wójcik 1991, Uscka-Kowalkowska, Kejna 2005, Wójcik, Marciniak 1987, 1993, 1996, 2001, Wójcik, Tomaszewski 1987, Ziemińska 1974 i innych. W niniejszym opracowaniu przeanalizowano zmienność opadów atmosferycznych w Koniczynie w l. 1951-2005 oraz zmiany temperatury powietrza w 3 okresach pomiarowych.

2. Temperatura powietrza

Zmiany temperatury powietrza w Koniczynie opracowano na podstawie dostępnych danych z lat: 1961-1970, 1986-1989 i 1994-2005. Dane z lat 60. XX wieku pochodzą z opracowania Marciniaka i in. (1987), dane z lat 1986-1989 z artykułu Marciniaka i Przybyłaka (1992), natomiast dane najnowsze zostały uzyskane w ramach programu ZMŚP. Niestety warunki wykonywania i metodyka pomiarów prowadzonych w pierwszym z tych okresów nie były standardowe. Wykonywano je na wysokości 1,2 m w klatce drucianej pokrytej daszkiem (Marciniak i in. 1987), stąd też uzyskane wyniki nie są w pełni porównywalne.

W Koniczynie w okresie 1961-1970 średnia roczna temperatura powietrza wyniosła 7,5°C, w latach 1986-1989 osiągnęła 8,3°C, natomiast w latach 1994-2005 wzrosła do 8,4°C (tab.1). W porównaniu do lat 60. XX wieku, temperatura w latach 1994-2005 była wyższa aż o 0,9°C. Wzrost temperatury powietrza nastąpił zwłaszcza w miesiącach zimowych i wiosennych oraz w lipcu i sierpniu. Szczególnie duże zmiany nastąpiły w styczniu (wzrost o 3,1°C) oraz lutym (o 2,6°C), natomiast latem (sierpień) średnia temperatura wzrosła o 1,3°C. Obniżenie temperatury powietrza nastąpiło w miesiącach jesiennych (wrzesień – spadek o 0,3°C) oraz w czerwcu (spadek o 1,3°C). We wszystkich porównywanych okresach zachowany został roczny rozkład temperatury powietrza z najwyższymi jej wartościami w lipcu i najniższymi w styczniu. Zmniejszeniu uległa amplituda roczna temperatury, która w latach 60. XX wieku wyniosła 22,5°C, w latach 1986-1989 osiągnęła 21,7°C, natomiast w latach 1994-2005 zmalała do 20,0°C. Zmiany te zostały spowodowane głównie wzrostem temperatury w porze zimowej.

Tabela 1. Średnie, maksymalne i minimalne absolutne wartości temperatury powietrza (°C) w Koniczynie w latach 1961-1970, 1986-1989 i 1994-2005

Okres	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Średnie													
1961-1970	-4,4	-2,9	0,9	7,7	12,5	17,6	18,1	17,2	13,8	8,8	3,2	-2,8	7,5
1986-1989	-3,0	1,1	1,6	7,6	13,3	15,7	18,7	17,5	14,2	9,1	3,2	1,0	8,3
1994-2005	-1,3	-0,3	2,4	8,3	13,5	16,3	18,7	18,5	13,5	8,6	3,1	-1,1	8,4
Maksymalne absolutne													
1961-1970	8,0	12,0	22,0	31,0	30,5	37,0	36,0	38,0	29,0	29,0	20,0	16,0	38,0
1986-1989	10,4	14,8	20,7	24,6	27,6	33,1	34,9	36,6	31,8	22,1	11,4	10,7	36,6
1994-2005	12,0	13,0	20,0	28,4	30,9	34,4	36,9	35,6	30,6	23,2	16,6	12,1	36,9
Minimalne absolutne													
1961-1970	-30,5	-30,0	-27,0	-6,0	-4,0	-0,5	3,5	2,5	-3,0	-5,5	-19,0	-25,5	-30,5
1986-1989	-30,5	-14,6	-19,7	-4,6	-0,1	3,4	7,7	5,9	3,4	-2,3	-5,2	-10,1	-30,5
1994-2005	-20,5	-23,0	-16,0	-8,0	-2,2	4,0	4,6	7,0	0,0	-6,1	-17,6	-20,5	-23,0

Najwyższa temperatura w okresie 1961-1970 wystąpiła w dniu 3 VIII 1963 r. i wyniosła 38,0°C, w latach 1986-1989 maksimum osiągnęło 36,6°C (Marciniak, Przybylak 1992), a okresie 1994-2005 36,9°C (31 VII 1994 r.). Najniższa zanotowana temperatura w okresie 1961-1970 wyniosła -30,5°C w dniu 19 I 1963 r. Równie mroźny okazał się styczeń 1987 r. (-30,5°C) – Marciniak, Przybylak (1992). Natomiast ostatnia dekada XX wieku oraz początek XXI wieku nie odznaczały się surowymi zimami. Najniższa temperatura powietrza w latach 1994-2005 wyniosła -23,0°C (9 II 1996 r.)*.

Postępujące ocieplenie klimatu wpłynęło na terminy występowania i czas trwania termicznych pór i okresów roku (tab. 2). W porównaniu do lat 60. XX wieku (Marciniak i in. 1987) w Koniczynie w latach 1994-2005 przedwiośnie rozpoczynało się znacznie wcześniej. Współcześnie pojawia się ono już 18 lutego, podczas gdy wcześniej dopiero 10 marca, czyli

* W dniu 23 stycznia 2006 r. w Koniczynie zarejestrowano temperaturę -28,3°C.

uległo przyspieszeniu aż o 20 dni. Wiosna również nadchodzi wcześniej (o 5 dni). Rozpoczęcie lata, jesieni i przedzimia zmieniło się o 1-2 dni. Większe zmiany dotyczą początku zimy, która ostatnio rozpoczyna się 8 grudnia, wcześniej zaś następowało to 2 grudnia.

Tabela 2. Termiczne pory i okresy roku w Koniczynie w latach 1961-1970 i 1994-2005

Okres termiczny	Kryterium	1961-1970			1994-2005			Różnica czasu trwania
		Początek	Koniec	Czas trwania	Początek	Koniec	Czas trwania	
Przedwiośnie	0,0-5,0°C	10 III	1 IV	23	18 II	27 III	38	15
Wiosna	5,1-15,0°C	2 IV	29 V	58	28 III	30 V	64	6
Lato	>15,0°C	30 V	3 IX	97	31 V	5 IX	98	1
Jesień	15,0-5,1°C	4 IX	4 XI	62	6 IX	3 XI	59	-3
Przedzimie	5,0-0,0°C	5 XI	1 XII	27	4 XI	7 XII	34	7
Zima	<0,0°C	2 XII	9 III	98	8 XII	17 II	72	-26
Okres wegetacyjny	>5,0°C	2 IV	4 XI	217	28 III	3 XI	221	4
Bezzimie	>0,0°C	10 III	1 XII	267	18 II	7 XII	293	26

Znacznym zmianom uległ czas trwania poszczególnych pór roku. Przedwiośnie, wiosna i przedzimie uległy wydłużeniu (przedwiośnie o 15 dni). Aż o 26 dni skróciła się zima, natomiast jesień uległa skróceniu o 3 dni. Lato wydłużyło się o 1 dzień. Okres wegetacyjny rozpoczyna się o 5 dni szybciej (28 III), ale o 1 dzień szybciej się kończy (3 XI). W rezultacie uległ wydłużeniu o 4 dni, z 217 do 221 dni. Okres bezzimia wydłużył się znacznie z 267 dni do 293 dni.

3. Opady atmosferyczne

Seria opadów atmosferycznych w Koniczynie nie jest kompletna. Dane z lat 1951-1985 zostały opracowane i udostępnione w postaci sum dekadowych przez Marciniaka i in. (1987), natomiast z lat 1986-1989 przez Marciniaka i Przybyłaka (1992). W okresie od listopada 1989 r. do października 1993 r. nie prowadzono systematycznych i standardowych pomiarów opadów atmosferycznych. Dopiero od maja 1993 r. pomiary są prowadzone codziennie w ramach programu ZMŚP. W celu zachowania homogeniczności serii pomiarowej, nawet po wprowadzeniu stacji automatycznej, pomiary w dalszym ciągu są wykonywane deszczomierzem Hellmanna. Brakujące dane od listopada 1989 r. do października 1993 r. uzupełniono metodą regresji liniowej z opadami ze stacji IMGW Toruń-Wrzosy. Parametry równania linii regresji obliczono dla każdego miesiąca oddzielnie. Metoda ta w odniesieniu do opadów, charakteryzujących się znaczną zmiennością przestrzenną, daje zadawalające rezultaty (Miętus 1996).

Średnia suma roczna opadów atmosferycznych w Koniczynie w latach 1951-2005 wyniosła 543,7 mm (tab. 3). W przebiegu rocznym najwyższe opady atmosferyczne występują w lipcu (85,7 mm), najniższe zaś w lutym (23,2 mm). Na opady zimowe (XII-II) przypada zaledwie 17,0% sumy rocznej (90,6 mm), natomiast na letnie aż 39,1% (217,3 mm). W przejściowych porach roku sumy opadów osiągają 21,0% (111,2 mm) na wiosnę (III-V) i 22,8% (124,0 mm) jesienią (IX-XI). W półroczu ciepłym (IV-IX) spada 349,4 mm opadu (63,8%), natomiast w półroczu chłodnym 194,3 mm (36,2%). Najwyższy współczynnik zmienności opadów jest charakterystyczny dla czerwca (93,8%) i października (77,1%), natomiast najbardziej stabilne sumy miesięczne opadów występują w listopadzie (46,9%) i w maju (49,8%).

Opady atmosferyczne charakteryzują się znaczną zmiennością w czasie (ryc. 1). W analizowanym okresie suma roczna opadów wahała się od 307,2 mm w 1951 r. do 1050,2 mm w 1980 r. Odchylenie standardowe wartości rocznych wyniosło 123,2 mm. Do lat suchych według klasyfikacji Kaczorowskiej (1962) obejmujących lata z opadami od 50 do 75% normy wieloletniej, zaliczały się, oprócz 1951 r., lata 1959 (368,5 mm), 1972 (407,2 mm), 1982 (346,5

mm) oraz 1989 (324,5 mm). Lata, w których opady przekraczają 150% normy wieloletniej zaliczane są do bardzo wilgotnych, takim rokiem w badanym okresie był rok 1980. Lata w

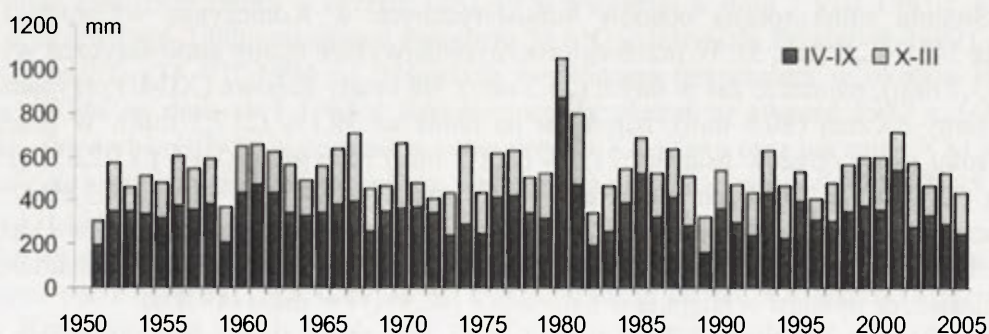
Tabela 3. Średnie oraz najwyższe i najniższe sumy miesięczne i roczne opadów atmosferycznych w Koniczynie w latach 1951-2005

Lata	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I-XII
1951-1960	29,9	23,9	23,1	31,7	39,5	60,3	98,5	60,5	40,0	31,8	25,2	44,1	508,6
1961-1970	29,0	24,2	27,7	39,3	76,3	67,3	67,7	71,9	45,2	37,8	56,9	39,1	582,4
1971-1980	23,4	16,7	23,2	25,6	52,0	103,5	101,2	52,7	51,2	50,0	40,9	32,1	572,2
1981-1990	35,1	22,7	25,5	25,2	47,9	73,8	82,0	69,3	42,5	32,6	42,7	38,5	537,7
1991-2000	25,3	25,6	33,4	33,3	44,2	53,3	71,6	63,3	63,1	28,7	35,0	41,6	518,5
2001-2005	30,7	29,2	28,1	34,5	64,5	43,8	100,7	52,1	40,7	42,2	34,2	42,0	542,6
1951-2005	28,7	23,2	26,7	31,3	53,1	69,1	85,7	62,5	47,7	36,7	39,6	39,3	543,7
Najwyższe	61,6	68,6	53,8	103,0	160,8	482,1	261,3	202,6	147,5	155,2	95,9	84,2	1050,2
Rok	1970	1957	1981	1999	1962	1980	1980	1985	1993	1974	1963	1967	1980
Najniższe	1,1	1,5	4,9	4,4	11,6	20,4	11,0	7,2	3,9	0,0	8,6	5,0	307,2
Rok	1972	1976	1996	1974	1951	1989	1994	1975	1951	1951	1959	1972	1951,0
Współcz. zmienności	49,9	63,9	49,1	60,1	49,8	93,8	61,0	57,3	64,9	77,1	46,9	53,2	22,7

których opady osiągają 125-150% normy wieloletniej, to lata wilgotne. W badanym okresie wilgotny był rok 1967 (707,9 mm) oraz lata 1981 (797,1 mm), 1985 (684,8 mm) i 2001 (715,8 mm).

Jeszcze większa zmienność z roku na rok występuje, gdy porównamy sumy miesięczne opadów. Najmniejsze sumy miesięczne (poniżej 5 mm) wystąpiły w miesiącach zimowych: w styczniu 1972 r. (1,1 mm) i 1997 r. (2,1 mm), w lutym 1955 r. (4,3 mm), 1972 r. (4,5 mm) i 1976 (1,5 mm) oraz na wiosnę: w marcu 1964 r. i 1996 r. (po 4,9 mm) oraz kwietniu 1974 r. (4,4 mm), a także na jesieni: we wrześniu 1951 r. (3,9 mm), październiku 1951 (0,0 mm) i 1979 r. (4,3 mm).

W Koniczynie w analizowanym okresie miesiące skrajnie suche, czyli o opadach poniżej 25% normy wieloletniej (Kaczorowska 1962), stanowiły 5,8% wszystkich miesięcy, miesiące bardzo suche (25-50% normy) 12,6%, natomiast miesiące suche (50-75% normy) stanowiły 20,0% wszystkich miesięcy. Największa częstość miesięcy skrajnie suchych i suchych wystąpiła w październiku (27,2%). Miesiące o normalnych sumach opadów (75-125% normy) stanowiły 35,0%, natomiast miesiące skrajnie wilgotne (>175% normy) stanowiły 9,5%, a bardzo wilgotne (150-175% normy) 6,5%. Najwyższe sumy miesięczne opadów atmosferycznych, przekraczające 200 mm, wystąpiły w okresie letnim: w czerwcu (482,1 mm) i lipcu (261,3 mm) 1980 r., w lipcu 1960 r. (203,1 mm) oraz w sierpniu 1985 r. (202,6 mm).



Ryc. 1. Przebieg opadów atmosferycznych w ciepłej (IV-IX) oraz chłodnej (X-III) połowie roku w Koniczynie w okresie 1951-2000

Przy znacznej zmienności opadów z roku na rok i z miesiąca na miesiąc trend opadów atmosferycznych, zarówno dla sum rocznych, sezonowych i miesięcznych nie jest istotny statystycznie. W miesiącach od grudnia do marca oraz we wrześniu przyjmuje on dodatnie wartości, w pozostałych miesiącach nastąpiło zmniejszenie opadów atmosferycznych. Analiza średnich sum dekadowych wykazała, iż najsuchsze były lata 1951-1960 (opad wynosił średnio 508,6 mm rocznie) oraz 1991-2000 (518,5 mm). Natomiast najwilgotniejszą dekadą były lata 1961-1970 (582,4 mm).

Dla liczby dni z opadem atmosferycznych dysponujemy serią pomiarową z lat 1994-2005. W okresie tym przeciętnie w roku wystąpiło 169,5 dni z opadem mierzalnym ($\geq 0,1$ mm) – tab. 4. Najczęściej dni takie występowały w miesiącach jesienno-zimowych (grudzień 17,6 dni, listopad 16,7 dni), a najrzadziej w sierpniu (10,7 dni), wrześniu (11,8 dni) i maju (12,2 dni). W analizowanym okresie wystąpiła znaczna zmienność liczby dni z opadem od 154 dni w 1995 r. do 199 dni w 2004 r.

Tabela 4. Liczba dni z opadem w Koniczynie w latach 1994-2005

Dni z opadem	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
$p \geq 0,1$ mm	15,9	14,9	14,4	12,8	12,2	14,2	13,6	10,7	11,8	14,8	16,7	17,6	169,5
$p \geq 1,0$ mm	7,4	7,5	7,6	7,6	9,0	8,8	8,8	7,3	7,4	8,1	6,8	9,3	95,5
$p \geq 10,0$ mm	0,0	0,4	0,4	0,7	1,2	1,1	2,8	1,8	1,2	0,6	0,5	0,5	11,1

W Koniczynie występuje przeciętnie 95,5 dni z opadem $\geq 1,0$ mm. Najczęściej są one notowane w grudniu (9,3 dnia), maju (9,0 dni) oraz w czerwcu i lipcu (po 8,8 dni). W analizowanym okresie ich liczba wahała się od 74 dni w 2003 r. do 112 dni w 1998 r. Przeciętnie w roku występuje 11,1 dni z opadami równymi lub większymi od 10 mm. Najczęściej występują one w lipcu (2,8 dni) i sierpniu (1,8 dni). Dni takich w okresie 1994-2005 nie było w styczniu. Dni z opadem ≥ 10 mm najczęściej występowały w 2002 r. (16 dni), najrzadziej zaś w 1996 r. (5 dni).

4. Podsumowanie

Położona na północ od Torunia stacja w Koniczynie reprezentuje warunki klimatyczne Pojezierza Chełmińskiego. Analiza trzech okresów pomiarowych wykazała, że warunki termiczne w Koniczynie ulegają znacznym zmianom, odzwierciedlającym globalne zmiany klimatu (III Raport IPCC). W Koniczynie w porównaniu do lat 60. XX wieku w latach 1994-2005 nastąpił wzrost średniej temperatury powietrza o $0,9^{\circ}\text{C}$. Dla obszaru Polski dekada 1991-2000 była cieplejsza o $0,7^{\circ}\text{C}$ w porównaniu do norm klimatycznych z lat 1931-1960 (Kozuchowski 2004a). Szczególnie duże zmiany nastąpiły w miesiącach zimowych (Kozuchowski, Żmudzka 2001; Lorenc, Suwalska-Bogucka 1995) w Koniczynie w styczniu zanotowano wzrost temperatury o $3,1^{\circ}\text{C}$. Zmiany te są prawdopodobnie uwarunkowane cyrkulacyjnie (Wibig 2001). Wzrosła również temperatura w lipcu i sierpniu. Natomiast znacznie chłodniejszy jest czerwiec ($-1,3^{\circ}\text{C}$) oraz miesiące jesienne. W efekcie wyraźnemu skróceniu uległa zima (o 26 dni), rozpoczyna się ona o 6 dni później (8 grudnia), a kończy już 17 lutego (o 20 dni wcześniej). Coraz częściej występują zimy bezjądrowe (z brakiem ujemnej średniej miesięcznej temperatury w środku zimy) lub też lata bez termicznej zimy (Kozuchowski 2004a). Wydłużeniu uległo przedwiośnie (o 15 dni) i wiosna oraz przedzimy. Skróciła się natomiast jesień. Okres wegetacyjny wydłużył się o 4 dni. Podobne tendencje występują w innych rejonach Polski (Kozuchowski 2000; Żmudzka, Dobrowolska 2001). Postępujące zmiany temperatury powietrza oraz pojawiania się pór roku świadczą o rosnącej oceanizacji klimatu Polski. W Koniczynie amplituda roczna temperatury zmniejszyła się z $22,5^{\circ}\text{C}$ do $20,0^{\circ}\text{C}$. Zmiany te są większe niż podaje Kozuchowski (2004a).

Średnia suma opadów atmosferycznych w Koniczynie w latach 1951-2005 wyniosła 543,7 mm, opady półrocza ciepłego stanowią 63,8% sumy rocznej i osiągają maksimum w lipcu (85,7 mm). Najniższe opady występują w lutym (23,2 mm). Opady w Koniczynie wykazują znaczną zmienność z roku na rok, od 307,2 mm (1951) do 1050,2 mm (1980). Jeszcze większe zmiany są charakterystyczne dla sum miesięcznych, które zawierają się od 0,0 mm do 482,1 mm. W ciągu roku (dane z lat 1994-2005) występuje 169,5 dnia z opadem mierzalnym, w tym 95,5 mm z opadem $\geq 1,0$ mm i 11,1 dnia z opadem $\geq 10,0$ mm.

Opady atmosferyczne w Koniczynie, podobnie jak na większości obszaru Polski, nie wykazują istotnych statystycznie trendów (Kožuchowski 2004b). Koniczynka jest położona na pograniczu obszaru o niewielkich wzrostach (część północna Polski) i spadkach opadów atmosferycznych (środkowa część Polski) – Zawora, Ziemnicka 2003. W przebiegu opadów atmosferycznych w Koniczynie zaznaczają się okresy suche i wilgotne. Opady atmosferyczne w Polsce wykazują nieregularne fluktuacje (Kožuchowski 2004b). Do połowy lat 60. XX wieku trwał okres niedoborów opadów, następnie do 1982 r. wystąpił ich nadmiar, a potem ich niedobór, by pod koniec ubiegłego wieku ich sumy ponownie wzrosły. Nowy XXI wiek zaznaczył się malejącymi opadami na obszarze Polski.

Warunki klimatyczne w Koniczynie, ze względu na brak bezpośredniej antropopresji, podlegają zmianom zachodzącym w skali regionalnej. Nie zaznacza się tu wpływ miejskiej wyspy ciepła, jak w pobliskiej stacji IMGW Toruń-Wrzosy. Średnia temperatura powietrza w Koniczynie jest o 0,2°C niższa w porównaniu do Torunia, natomiast opady atmosferyczne są niższe o ok. 20 mm (Kejna i in. 2004). Stacja w Koniczynie może pełnić funkcję stacji monitoringowej i tłowej dla pobliskiego Torunia.

Literatura

- Gumiński R., 1948, *Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce*, Przegl. Meteorol. i Hydrol., 1.
- IPCC Third Assessment Report – Climate Change 2001, <http://www.ipcc.ch/>.
- Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przebiegu wieloletnim*, Prace Geograficzne, 33.
- Kejna M., Uscka J., 2003, *Termiczne pory roku w Koniczynie w latach 1994-2001*, [w:] Bochenek W., Gil E. (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów Polski ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, s. 96-103.
- Kejna M., Uscka J., Wójcik G., Marciniak K., 2004, *Warunki klimatyczne w Koniczynie (Pojezierze Chełmińskie) w latach 1994-2002*, [w:] Kejna M., Uscka J. (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów w warunkach narastającej antropopresji*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, s. 131-146.
- Kožuchowski K., Żmudzka E., 2001, *Ocieplenie w Polsce [w:] Skala i rozkład sezonowy zmian temperatury powietrza w drugiej połowie XX wieku*, Przegląd Geofizyczny XLVI, 1-2, s. 81-90.
- Kožuchowski K., (red.), 2000, *Pory roku w Polsce, Sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne*, Łódź: ss. 147.
- Kožuchowski K., 2004a, *Skala i tendencje współczesnych zmian temperatury w Polsce*, [w:] *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*, Łódź, s. 25-46.
- Kožuchowski K., 2004b, *Zmienność opadów atmosferycznych w Polsce w XX i XXI wieku*, [w:] *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*, Łódź, s. 47-58.
- Lorenc H., Suwalska-Bogucka M., 1995, *Tendencje termiczne zim w Polsce jako wskaźnik oceny zmienności klimatu*, Wiad. IMGW, XVIII (XXXIX), 1, s. 3-28.
- Marciniak K., Lisicka Z., Marszelewski W., 1987, *Opady atmosferyczne (1951-1985) i temperatura powietrza (1961-1970) w Koniczynie (Równina Chełmińska)*, AUNC, Biologia, 35, s. 19-40.
- Marciniak K., Przybylak R., 1992, *Warunki termiczne i opadowe w Koniczynie (Równina Chełmińska) w okresie 1986-1989*, Acta Univ. N. Coper., Biologia XLI, z. 80, s. 51-59.
- Marciniak K., Wójcik G., 1991, *Termiczne pory roku w środkowej części Polski północnej w okresie 1951-1970*, Acta Univ. N. Coper., Geografia XXIII, 76, s. 41-52.
- Miętus M., 1996, *Zmienność temperatury i opadów w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego i jej spodziewany przebieg do roku 2030*, Materiały Badawcze, Ser. Meteorologia, 26, IMG, Warszawa, ss. 72.
- Romer E. 1949, *Okresy gospodarcze w Polsce*, Prace Wrocław. Tow. Nauk., ser. B, nr 20.

- Uscka-Kowalkowska J., Kejna M., 2005, *Ekstremalne zjawiska meteorologiczne w Koniczynie w latach 1994-2004*, [w:] Ogólnopolskie Sympozjum Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego, Wigry, s. 16-18.
- Wibig J., 2001, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie*, Wyd. Uniw. Łódzkiego, Łódź, ss. 208.
- Woś A., 1995, *Zarys klimatu Polski*, Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań, ss. 301.
- Wójcik G., Marciniak K., 1987, *Stosunki termiczne środkowej części Polski Północnej w okresie 1951-1970*, Acta Univ. N. Coper., Geografia, 20, 66, Toruń, s. 29-50.
- Wójcik G., Marciniak K., 1993, *Opady atmosferyczne w regionie dolnej Wisły w okresie 1951-1990*, [w:] Churski Z. (red.), *Uwarunkowania przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne zagospodarowania dolnej Wisły* Toruń, s. 107-121.
- Wójcik G., Marciniak K. (red.), 1996, *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego – Stacja Bazowa w Koniczynie*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, ss. 272.
- Wójcik G., Marciniak K., 2001, *Klimat województwa kujawsko-pomorskiego*, [w:] Przystalski A. (red.), *Przyroda województwa kujawsko-pomorskiego*, Bydgoszcz, s. 23-32.
- Wójcik G., Tomaszewski W., 1987, *Opady atmosferyczne w środkowej części Polski Północnej w okresie 1951-1970*, Acta Univ. N. Coper., Geografia XX, 66, s. 51-69.
- Zawora T., Ziemińska A., 2003, *Precipitation variability in time in Poland in the light of multi-annual mean values (1891-2000)*, *Man and Climate in the 20th century*, Wyd. Uniw. Wrocławskiego, s. 123-128.
- Ziemińska H., 1974, *Uwagi o klimacie Torunia*, Zeszyty Naukowe UMK, Nauki Mat.-Przyrod., 19, VI, s. 91-108.
- Żmudzka E., Dobrowolska M., 2001, *Zmienność termicznego okresu wegetacyjnego w Polsce w drugiej połowie XX wieku*, *Prace i Studia Geograficzne*, 29, s. 127-135.

Krajobraz przyrodniczo-kulturowy województwa pomorskiego – ocena wartości i zagrożeń

Mariusz Kistowski

Katedra Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska, Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański

1. Cel i zakres badań

W 2005 roku Rząd RP ratyfikował Europejską Konwencję Krajobrazową. Głównym celem tej konwencji, uznanej przez większość państw naszego kontynentu, jest ochrona i odtwarzanie krajobrazów europejskich o cechach naturalnych, seminaturalnych, jak i mających harmonijne walory kulturowe (Werner 2002). W świetle tej konwencji, krajobraz traktowany jest jako zasób wartości wizualno-estetycznych, powstałych w wyniku wzajemnego oddziaływania czynników przyrodniczych i antropogenicznych. Krajobraz, jako specyficzny zasób środowiska przyrodniczego i kulturowego, może sprzyjać rozwojowi gospodarczemu, przyczyniać się do tworzenia nowych miejsc pracy, wpływać na kształtowanie lokalnego dziedzictwa kulturowego, przyczyniać się do zwiększenia dobrobytu i konsolidowania społeczności lokalnych oraz regionalnych. Wymóg utrzymania krajobrazu w stanie sprzyjającym kreowaniu wysokiej jakości życia można spełnić poprzez eliminowanie czynników mu zagrażających oraz przez jego ochronę i właściwe kształtowanie.

Konwencja obliguje administrację państwową do podejmowania działań służących spełnieniu w/w celów. Jednak dotychczas, blisko dwa lata po ratyfikacji konwencji, brakuje takich działań. Uznano więc za niezbędne podjęcie, opartych na podstawach naukowych, prac nad identyfikacją wartości, zagrożeń i metod ochrony krajobrazu. Jako obszar badań wybrano województwo pomorskie. Argumentem za takim wyborem, oprócz dostępności dużej ilości informacji, była skala przekształceń krajobrazu Pomorza w ostatnim półwieczu, która uległa nasileniu w związku z transformacją ustrojową na przełomie lat 80. i 90. XX wieku. Przejawy degradacji krajobrazu mają zarówno charakter wieloprzestrzenny, ujawniając się np. w procesach suburbanizacji (rozprzestrzeniania się miast) oraz rozwoju zainwestowania rekreacyjnego, szczególnie na terenach wiejskich, jak i lokalny, wynikający np. z likwidacji przydrożnych zadrzewień lub dewastacji zabytkowych układów przestrzennych wsi albo założeń dworsko-parkowych. Przypisanie większości decyzji przestrzennych samorządom gminnym spowodowało, że cele związane z wąsko rozumianym rozwojem gospodarczym i społecznym oraz partykularne cele indywidualne, z reguły dominują nad celami związanymi z ochroną uniwersalnych wartości wizualno – estetycznych krajobrazu.

2. Metody badań

Dla osiągnięcia postawionych celów przygotowano oryginalną metodę, wykorzystując doświadczenia, uzyskane w trakcie wcześniejszych badań prowadzonych na gruncie kompleksowej geografii fizycznej (ekologii krajobrazu) oraz architektury krajobrazu, zarówno przez autora artykułu (M. Kistowski i in. 1998), jak i innych badaczy (np. Lipińska i in. 1997, Kostarczyk i in. 2002). Zaproponowana procedura badawcza składa się z pięciu etapów:

- I. Identyfikacji zasobów krajobrazowych.
- II. Wstępnej analizy zasobów krajobrazowych.
- III. Waloryzacji zasobów krajobrazowych.
- IV. Analizy i oceny zagrożeń zasobów krajobrazowych.
- V. Oceny dotychczasowej ochrony krajobrazu i formułowania przyszłych zaleceń ochronnych.

Treść artykułu koncentruje się na prezentacji etapu I, III i IV. Należy jednak podkreślić, że w trakcie realizacji projektu badawczego, rezultaty uzyskane w poprzednich etapach, stanowiły podstawę dla prac na dalszych etapach, a pominięcie szczegółowego omówienia etapu II i V wynika tylko z ograniczonych ram publikacji.

Dla opracowań kartograficznych przyjęto podziałkę 1:200.000. W pracy zastosowano technologię GIS i częściowo istniejące zasoby danych numerycznych, zarówno rastrowe podkłady topograficzne, jak i wektorowe składniki Krajowego Systemu Informacji Geograficznej, zawarte w Bazie Danych Ogólnogeograficznych i na mapach wektorowych poziomu VMap2. **Identyfikacja zasobów krajobrazowych** polegała na analizie wielkopowierzchniowych elementów struktury krajobrazu na podstawie informacji o: ukształtowaniu terenu (6 klas), cechach genetyczno-litologicznych podłoża geologicznego (13 klas), pokryciu (użytkowaniu) terenu (41 klas), pokryciu kulturowym – osadnictwie (12 klas). Przy doborze kryteriów kierowano się, oprócz wcześniej wymienionych badań, także pracami J. Bogdanowskiego (1996) i K. Badory (2005). Kryteria te stanowiły podstawę dla delimitacji jednostek krajobrazowych, które w dalszych etapach badań stanowiły pola podstawowe oceny walorów, zagrożeń i formułowania wskazań ochronnych odnoszących się do krajobrazu. Następnie dokonano rozpoznania lokalnych zasobów krajobrazowych, mających charakter punktowy, liniowy lub małoobszarowy, wśród których zidentyfikowano: elementy ekspozycji wizualnej i kompozycji krajobrazowej (punkty widokowe, ciągi widokowe, wodne platformy widokowe, widoki panoramiczne miejscowości i obszarów, wnętrza krajobrazowe), elementy przyrodnicze urozmaicające krajobraz (strefy wąwozowe, strefy o rzeźbie terenu wyjątkowo urozmaiconej drobnymi formami, wybrzeża kilfowe, jeziora lobeliowe), elementy kultury materialnej urozmaicające krajobraz (zespoły dworsko – parkowe, historyczne zespoły urbanistyczne, zabytkowe zespoły ruralistyczne, krzyżackie założenia zamkowe, drogi alejowe, domy podcieniowe, szkieletowe kościoły nowożytnie, ceglane kościoły gotyckie, zabytkowe wiatraki, porty i przystanie rybackie, stanowiska archeologiczne kultury gockiej i rzadkich kultur pradziejowych). Następnie dokonano **analizy zasobów krajobrazowych**, polegającej m.in. na określeniu frekwencji występowania poszczególnych typów jednostek krajobrazowych i wskazaniu krajobrazów dominujących (powszechnych) i unikatowych (epizodycznych). Za krajobrazy dominujące uznano te, w których występuje ponad 30 jednostek indywidualnych lub ich łączna powierzchnia przekracza 500 km², a za unikatowe uznano te typy, w których zdelimitowano nie więcej niż dwie jednostki indywidualne.

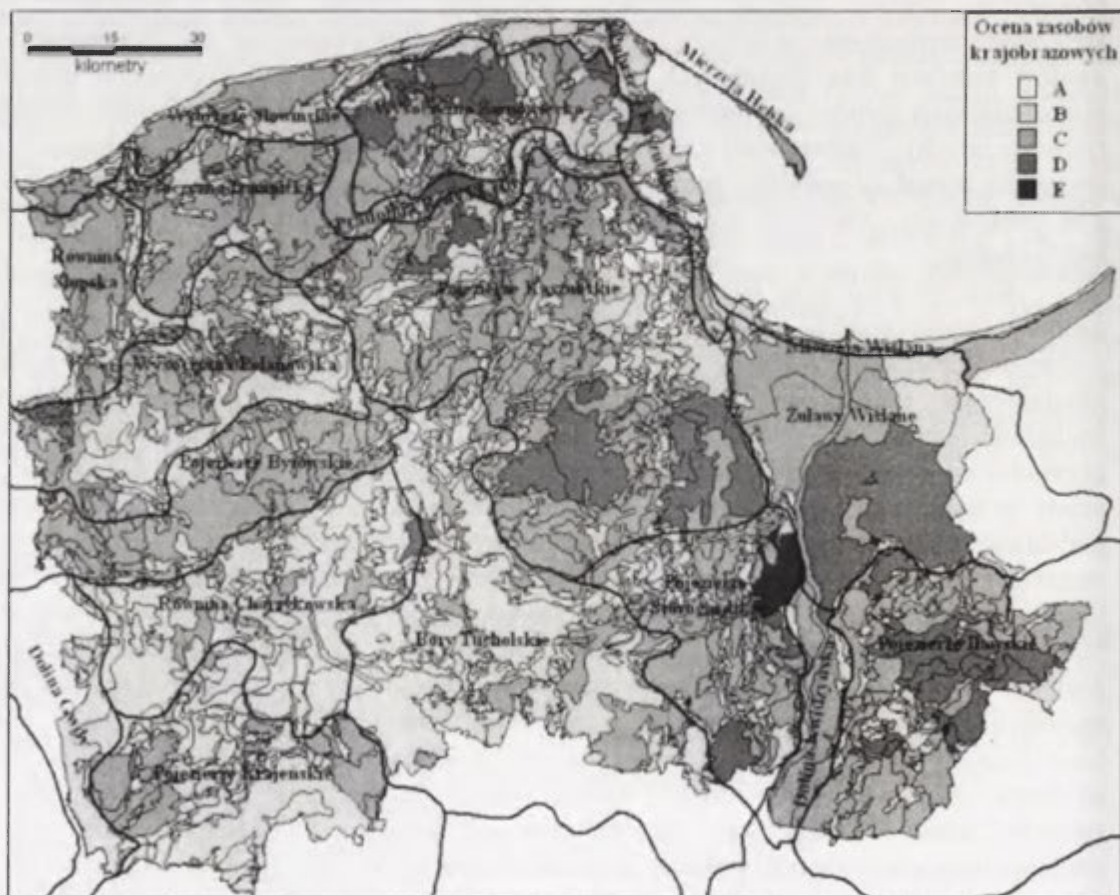
Kolejny etap prac to **waloryzacja zasobów krajobrazowych**. Początkowo odrębnie zwaloryzowano wartość zasobów makro- i mikroprzestrzennych. Podstawowymi kryteriami waloryzacji pierwszej z tych grup były takie cechy zasobów krajobrazu jak: stan zachowania, urozmaicenie (różnorodność, mozaikowatość), wyrazistość. Kryteriami uzupełniającymi, trudnymi jednak do pełnego zastosowania w badaniach, były: harmonijność układów przyrodniczo-kulturowych w krajobrazie oraz atrakcyjność (dla przebywania ludzi). Na potrzeby oceny przyjęto skalę o charakterze bonitacyjnym. Elementy mikroprzestrzenne oceniono na podstawie zagęszczenia, długości lub odsetka powierzchni zajętej przez te elementy w obrębie wcześniej zdelimitowanych jednostek krajobrazowych. Końcowa ocena wartości jednostek krajobrazowych stanowiła syntezę oceny przeprowadzonej dla obu podstawowych grup zasobów. Następnie dokonano **identyfikacji i oceny zagrożeń dla krajobrazu** regionu. Uwzględniono następujące rodzaje zagrożeń o charakterze powierzchniowym i liniowym: ekspansja zabudowy mieszkaniowej i towarzyszącej na podmiejskie tereny otwarte, wprowadzanie zabudowy turystyczno-wypoczynkowej na tereny uznane za atrakcyjne dla rekreacji, zmiana pierwotnej struktury agrarnej użytków rolnych, zmiana formy wykorzystania użytków zielonych na inne rolnicze, leśne lub osadnicze, zrealizowana lub planowana lokalizacja farm wiatrowych, wielkopowierzchniowa odkrywkowa eksploatacja surowców mineralnych, nagminne stosowanie pretensjonalnych form architektonicznych we współczesnej zabudowie, wycinanie drzew wzdłuż dróg alejowych, regulacja rzek i potoków, wprowadzanie napowietrznych przesyłowych linii

energetycznych wysokich napięć. Uwzględniając powierzchnię i liczbę rodzajów zagrożeń oraz stosując bonitacyjną skalę oceny, dokonano waloryzacji natężenia zagrożeń krajobrazu w obrębie jednostek krajobrazowych.

Wstępem do ostatniego etapu badań, obejmującego **analizę dotychczasowego zakresu ochrony krajobrazu oraz sformułowanie przyszłych zaleceń ochronnych**, było określenia zasięgu obszarów priorytetowych dla ochrony i kształtowania krajobrazu. Obszary priorytetowe zdelimitowano poprzez zestawienie informacji o wartości i zagrożeniach krajobrazu (ryc.3), przyjmując zasadę – im wyższa wartość i większe zagrożenia, tym większy jest priorytet dla ochrony zasobów krajobrazowych. Wstępna identyfikacja siedmiu typów stref, różniących się pod względem proponowanych działań w zakresie ochrony i kształtowania krajobrazu, doprowadziła w efekcie do wskazania obszarów, gdzie działania powinny zostać podjęte najpilniej lub stosunkowo szybko. Oprócz działań i zaleceń w zakresie planowania przestrzennego i projektowania architektonicznego, zaproponowano także, w granicach tych obszarów, uzupełnienie sieci obszarów chronionych o formy ochrony krajobrazu tworzone na podstawie ustaw: o ochronie przyrody oraz o ochronie zabytków i opiece nad zabytkami.

3. Rezultaty badań

Analiza makroprzestrzennych cech krajobrazu regionu, pozwoliła na wyróżnienie 2205 jednostek krajobrazowych (ryc. 1) zgrupowanych w 467 typach. Rozpiętość powierzchni tych jednostek wynosi od 183,26 km² (Żuławy Malborskie) do 0,17 km². Wśród 467 typów aż 187 grupuje tylko po jednej jednostce krajobrazowej a kolejne 97 typów po dwie jednostki, co oznacza, że prawie 61% typów jednostek krajobrazowych województwa pomorskiego stanowią epizodyczne typy krajobrazu.



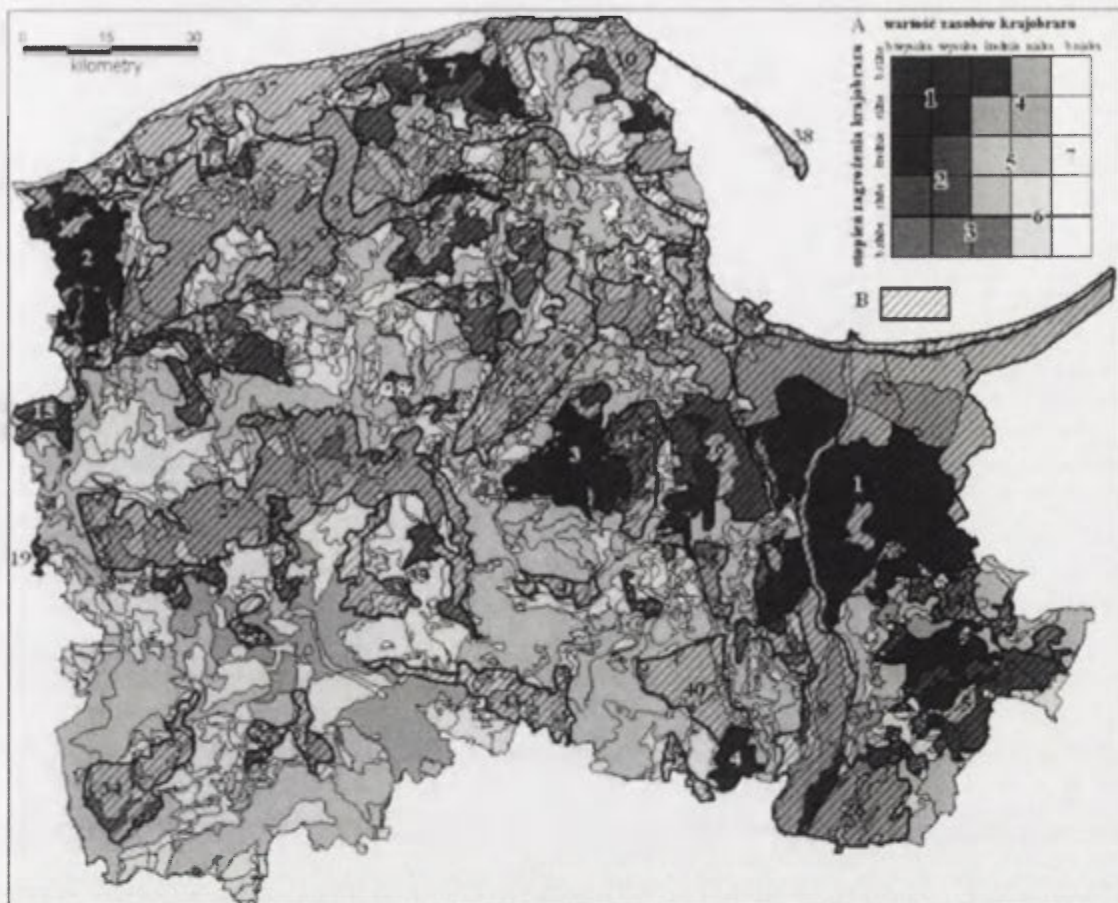
Ryc. 1. Zintegrowana ocena wartości zasobów krajobrazowych województwa pomorskiego
A – bardzo niskie, B – niskie, C – średnie, D – wysokie, E – bardzo wysokie

Zajmują one jednak tylko niespełna 1/5 powierzchni regionu i grupują tylko 17% ogółu wydzielonych jednostek krajobrazowych. Natomiast 10 typów krajobrazów zaliczonych do dominujących, łącznie zajmuje powierzchnię ponad 5700 km², co stanowi ponad 31% obszaru regionu. Dwa typy o największej liczbie jednostek (odpowiednio IIIIG23m – 100 i IIK23m – 89) cechują się rzeźbą pagórkowatą oraz pokryte są lasami z enklawami rolnymi i są pozbawione osadnictwa (lub jest ono bardzo rzadkie). Różnią się jedynie podłożem geologicznym: położone są na glinach glacialnych z enklawami utworów piaszczysto-żwirowych i organogenicznych lub na piaskach i glinach z enklawami gliniastymi i organogenicznymi. Kolejne dwa najliczniejsze typy krajobrazów są bardzo zbliżone do wyżej opisanych. Różnią się jedynie typem ukształtowania terenu, cechując się rzeźbą falistą, mniej urozmaiconą od pagórkowatej. Należy tu typ IIK23m zajmujący największy obszar w województwie – 1713 km², czyli ponad 9% jego powierzchni i liczący 44 jednostki indywidualne. **Analiza cech struktury krajobrazowej** wykazała, że unikatowe typy jednostek krajobrazowych zajmują prawie w całości mezoregiony fizycznogeograficzne: Wybrzeża Słowińskiego, Pradoliny Redy i Łeby, Doliny Kwidzyńskiej i Żuław Wiślanych, natomiast do mezoregionów o najbardziej „standardowym” krajobrazie należą: Równina Charzykowska oraz Bory Tucholskie i Wysoczyzna Polanowska – z dominacją krajobrazów leśnych, oraz Wysoczyzna Żarnowiecka, Damnicka i w mniejszym stopniu Pojezierze Iławskie – w zakresie krajobrazów rolniczych.

Zintegrowana **ocena wartości zasobów krajobrazowych** województwa, uwzględniająca wszystkie analizowane kryteria, ujawniła, że obszarami o najwartościowszym krajobrazie są (ryc.1): Żuławy Malborskie, część Pojezierza Iławskiego położona w trójkącie Sztum – Stary Dzierżoń – Prabuty, południowa część Pojezierza Kaszubskiego położona pomiędzy Kościerzyną a Tczewem, północno-zachodnia część Wysoczyzny Żarnowieckiej oraz północno-wschodnia i południowa część Pojezierza Starogardzkiego. Poza nimi wysokie wartości krajobrazowe mają mniejsze fragmenty: Wysoczyzny Polanowskiej, Pradoliny Łeby i Pobrzeża Kaszubskiego. Średnie wartości reprezentują: Równina Słupska, Wysoczyzna Damnicka, Pojezierze Bytowskie, większość Pojezierza Kaszubskiego, Mierzeja Helska, Żuławy Gdańskie, Zalew Wiślany, Dolina Kwidzyńska, większość Pojezierzy: Starogardzkiego i Iławskiego, zachodnia i wschodnia część Pojezierza Krajeńskiego.

Rozkład przestrzenny **rodzajów zagrożeń krajobrazu** wskazuje na wyraźną koncentrację przestrzenną zagrożeń w kilku rejonach województwa pomorskiego, w szczególności: na terenie i w otoczeniu (w sąsiadujących gminach wiejskich) miast aglomeracji trójmiejskiej, w północnej części województwa, w strefie 5-15 km od brzegu Bałtyku, w tym również na obszarach chronionych (za wyjątkiem Słowińskiego Parku Narodowego), na Równinie Słupskiej i Wysoczyźnie Żarnowieckiej, na Żuławach Wiślanych i Pojezierzu Iławskim oraz w strefie pojeziernej, głównie na Pojezierzu Kaszubskim. Sumaryczna ocena zagrożeń krajobrazu (ryc.2) wskazuje, że za główne mezoregiony fizycznogeograficzne o bardzo silnie i silnie zagrożonym krajobrazie należy uznać: Żuławy Wiślane, Równinę Słuską, Pradolinę Redy – Łeby, Dolinę Kwidzyńską oraz Pobrzeże Kaszubskie. Poza nimi, rozleglejsze obszary silnych zagrożeń spotykane są w obrębie: Wysoczyzny Damnickiej, centralnej i wschodniej części Pojezierza Bytowskiego, na wschodzie i południu Pojezierza Kaszubskiego oraz w centralnej i południowej części Pojezierza Iławskiego.

Na podstawie informacji o wartościach i zagrożeniach zasobów krajobrazowych wydzielono siedem typów stref priorytetowych dla działań w zakresie **ochrony i kształtowania tych zasobów** (ryc. 3). Największy priorytet dla podjęcia działań występuje w strefie I o najwyższej, wysokiej i średniej wartości zasobów krajobrazowych zagrożonych w stopniu bardzo silnym bądź silnym oraz w najbardziej wartościowych krajobrazach zagrożonych w stopniu średnim, w obrębie których najpilniejsze jest podjęcie działań zmierzających do zahamowania oddziaływania czynników degradujących krajobraz oraz kształtowanie krajobrazu zmierzające do odtworzenia i utrzymania walorów krajobrazowych w celu ich ochrony. Obejmuje ona większość Żuław Wiślanych i Równiny Słupskiej, a także znaczne obszary w południowej części Pojezierza



Ryc. 3. Strefy i obszary priorytetowe dla ochrony i kształtowania krajobrazu województwa pomorskiego
 A – strefy priorytetowe 1 – 7 (od najważniejszych do najmniej ważnych dla ochrony krajobrazu)
 B – obszary priorytetowe 1 – 49 (orientacyjnie według kolejności ważności dla ochrony krajobrazu)

funduszy Unii Europejskiej. Należy mieć jednak świadomość, że utrzymanie dotychczas zachowanych i odtworzenie zdegradowanych zasobów krajobrazowych, będzie możliwe jedynie przy zmianie części niekorzystnych dla ochrony krajobrazu przepisów z zakresu ochrony środowiska, przyrody i planowania przestrzennego, przy rzetelnej egzekucji dobrych regulacji, a także przy zmianie preferencji społecznych z konsumeryzmu i priorytetu prywatnej i zamkniętej własności przestrzeni na postawy bliższe naturocentryzmowi i egalitaryzmowi, utożsamiane z koncepcją rozwoju zrównoważonego, w wersji nieantropocentrycznej.

Literatura

- Badora K., 2005, *Czerwona lista krajobrazów naturalnych Opolszczyzny*, Uniwersytet Opolski, maszynopis.
- Bogdanowski J., 1996, *Zarys koncepcji krajowego systemu ochrony zabytkowych krajobrazów kulturowych w Polsce*, seria Krajobrazy, 16 (28), Ośrodek Ochrony Zabytkowego Krajobrazu, Warszawa, s.27-37.
- Kistowski M., Myślak D., Twardowska K., 1998, *Indykacja wartości przyrodniczych: kryteria wyznaczania i oceny zespołów przyrodniczo-krajobrazowych w Polsce północnej i zachodniej*, Przegł. Przyrodn., IX, 1-2, s.127-138.
- Kostarczyk A., Przewoźniak M., Maszkowski K., 2002, *Waloryzacja środowiska przyrodniczo-kulturowego w województwie pomorskim*, [w:] *Diagnoza stanu i koncepcja ochrony środowiska przyrodniczo-kulturowego w województwie pomorskim*. Materiały do monografii przyrodniczej regionu gdańskiego, Marpress, Gdańsk, s.16-56.
- Lipińska B., Pernak R., Łąguna-Pawelec A., 1997, *Ochrona zabytkowego krajobrazu kulturowego województwa gdańskiego*, Politechnika Gdańska, maszynopis.
- Werner A., 2002, *Europejska Konwencja Krajobrazowa Rady Europy*, Krajobrazy Dziedzictwa Narodowego, 1(9), dodatek.

Rozwój pokryw stokowych Wyżyny Częstochowskiej na tle zmian klimatycznych w vistulianie

Sławomir Kobojeł

Zakład Geomorfologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki

Na podłożu wapieni górnej jury budujących Wyżynę Częstochowską powstała w czwartorzędzie pokrywa luźnych osadów. Utwory czwartorzędowe wypełniają głównie obniżenia morfologiczne o założeniach denudacyjnych – krasowych i tektonicznych oraz wyścielają niższe partie stoków. W wyżej położonych miejscach Wyżyny odstawiają się skały wapienne lub powstałe w wyniku ich wietrzenia regolity. Wyżyna Częstochowska pod względem geologicznym stanowi swoistą mozaikę, w której powierzchnie zbudowane z litych skał mezozoicznych sąsiadują z powierzchniami utworzonymi z luźnych młodszych osadów. Luźna pokrywa skał czwartorzędowych jest zróżnicowana genetycznie i wiekowo. W północnej części Wyżyny tworzą ją utwory glacialne i glacialfluwialne zlodowacenia odry, a we wschodniej części obszaru także zlodowacenia starszego – sanu (Różycki 1982). Obok osadów glacialnych w skład kompleksu czwartorzędowego wchodzi piaszczyste i mułkowo – piaszczyste utwory fluwialne, piaszczyste i pylaste osady eoliczne oraz bardzo różnorodne pod względem litologicznym utwory stokowe. Serie rzeczne i eoliczne powstały w młodszych cyklach morfogenetycznych: vistuliańskim i w mniejszym stopniu holoceniowym.

Szczególne miejsce w kompleksie czwartorzędowym zajmują osady stokowe. Występują one powszechnie na badanym obszarze i w budowie geologicznej pokrywy czwartorzędowej są elementem dominującym. Zdecydowana większość serii stokowych powstała w plejstocenie w warunkach peryglacialnych podczas ostatniego zimnego okresu (Kobojeł 1990, 1992, Kobojeł E., Kobojeł S. 2000). Obserwowane niezwykle zróżnicowanie litologiczne osadów stokowych to rezultat zmieniających się warunków klimatycznych w vistulianie oraz efekt urozmaiconej budowy geologicznej podłoża, na które działały procesy stokowe. Podłoże mezozoiczne w wielostronny sposób wpływało na kształtowanie się pokryw stokowych. Wpływ ten widoczny jest między innymi w znaczącym udziale okruchów wapieni i krzemieni górnej jury w wielu typach osadów. Istotne znaczenie dla rozwoju utworów stokowych miały także wyjściowe cechy rzeźby, a w pierwszym rzędzie geometria stoków, modelowanych przez procesy grawitacyjne i spływającą wodę.

Oddziaływanie czynników klimatycznych na rozwój pokryw stokowych miało różnorodny charakter. Warunki klimatyczne odgrywały decydującą rolę w stymulowaniu procesów geomorfologicznych. Tworzące się w ich rezultacie pokrywy stokowe rejestrowały informacje o typach procesów i ich następstwie w czasie, a tym samym także o dynamice klimatu. Analiza właściwości litologicznych badanych utworów umożliwia określenie względnych cech klimatu, na przykład kierunków zmian warunków higrycznych i termicznych. Nieco bardziej dokładne określenie temperatur i wilgotności panujących w czasie powstawania osadów stokowych, jest możliwe tylko w przypadku jednoznacznego stwierdzenia występowania lub niewystępowania wieloletniej zmarzliny podczas litogenezy. Nie zawsze jest to jednak możliwe.

Wstępnych informacji o warunkach klimatycznych panujących w vistulianie podczas tworzenia się serii stokowych dostarcza analiza litologiczna i genetyczna osadów. Utwory stokowe Wyżyny Częstochowskiej powstały w różny sposób:

1. W wyniku destrukcji fizycznej lub chemicznej skał podłoża mezozoicznego i przemieszczania grawitacyjnego pokrywy zwietrzelinowej.

2. W wyniku wietrzenia fizycznego lub chemicznego podłoża mezozoicznego oraz mieszania się w trakcie transportu stokowego powstałej zwietrzliny z przemieszczanymi synchronicznie w dół stoku starszymi utworami plejstoceniowymi (glacjalnymi lub peryglacjalnymi). Formowanie osadów stokowych następowało także w rezultacie mieszania się transportowanego grawitacyjnie gruzu z nawiewanym piaskiem lub lessem.

3. W wyniku wietrzenia i przemieszczania grawitacyjnego lub/i spłukiwaniowego starszych pokryw czwartorzędowych (osadów glacjalnych lub starszych peryglacjalnych)

Na obszarze Wyżyny Częstochowskiej rozpowszechnione są utwory stokowe o rytmicznym ułożeniu składników. Przejawia się to występowaniem powtarzających się sekwencji lamin, różniących się właściwościami teksturalnymi. Powstanie takich serii wiązało się ze zmiennym sezonowo lub okresowo natężeniem procesów wietrzenia mrozowego, grawitacyjnego transportu stokowego, spłukiwania i procesów eolicznych. Wyróżniono trzy odmiany facjalne osadów o charakterze rytmitów (Kobojek, Kobojek 2000):

1. Piaszczysto – gruzowe utwory stokowe występują w dolnych częściach niektórych dolin przy stosunkowo niewielkim nachyleniu powierzchni (4-7°). Miąższość ich jest zmienna i może wynosić nawet powyżej 8 m. Cechą opisywanych utworów jest występowanie stosunkowo grubych zestawów lamin piaszczystych. Pojedyncze laminy są nachylone przeważnie zgodnie z azymutem stoku. W masie piasków pojawiają się rozmieszczone nieregularnie w profilu pionowym warstwy gruzu. Częstki o średnicy do kilku cm to przeważnie okruchy wapieni górnej jury z domieszką krzemieni. Warstwy gruzowe osiągają miąższość od kilkunastu do kilkudziesięciu cm. Rozciągłość lateralna poziomów gruzowych mierzona w profilach odsłonięć wynosi maksymalnie kilkanaście metrów. Osady tego typu powstawały w wyniku intensywnych zmywów warstwowych oraz soliflukcji, która działała przemiennie lub synchronicznie ze spłukiwaniem. Warstwy materiału grboklastycznego w profilach serii piaszczysto – gruzowych należy uznać za świadectwo funkcjonowania na stokach soliflukcyjnych jeziorów gruzowych.

2. Osady gruzowe i gruzowo – piaszczyste podobne do utworów grezes litees. Rytmicznie warstwowane osady wymienionego typu występują stosunkowo rzadko na analizowanym obszarze. Seria składa się z lamin gruzu wapiennego. Układ lamin gruzowych wykazuje charakterystyczny rytm. Na przemian występują warstwy okruchów grubych o średnicy 5-10 cm oraz warstwy złożone z cząstek drobniejszych o średnicy 1-3 cm. Cechą charakterystyczną serii, która odróżnia ją od klasycznych definiowanych przez Washburna (1979) osadów grezes litees, jest występowanie między laminami gruzowymi wkładek piaszczystych. Należy przypuszczać, że warunki klimatyczne, w których powstawały warstwowane utwory gruzowe okolic Częstochowy odznaczały się jednak znacznym kontynentalizmem. Okresy suszy sprzyjały aktywności eolicznej co umożliwiło akumulację warstw piasku między laminami gruzowymi (Kobojek 1990).

3. Osady mułkowo – piaszczyste. W analizowanych odsłonięciach i wierceniach w północnej części Wyżyny Częstochowskiej osady tego typu składają się najczęściej z grubszych warstw mułkowych (pylastych) oraz cieńszych zazwyczaj warstw piasku. Geneza serii mułkowo piaszczystych związana jest z różnorodnymi procesami spłukiwania. Proporcje w udziale spłukiwania warstwowego, rozproszonego, czy też ewentualnie bruzdowego są trudne do określenia. Zależały najprawdopodobniej od sytuacji geomorfologicznej, a zwłaszcza długości i nachylenia stoku oraz ilości uruchomionego na stoku materiału. Rozpatrując genezę serii nie można także wykluczać udziału różnych form soliflukcji w genezie osadów mułkowo – piaszczystych.

Opisywane serie osadów rytmitowych powstawały w surowym, bardzo zimnym klimacie. Jednak cechy strukturalne tych utworów świadczą o sezonowym wzroście wilgotności podłoża, występowaniu spływów wody, powodujących bezpośrednie przemieszczanie materiału lub co najmniej, umożliwiającą jego soliflukcyjne pełnienie. Otwartym problemem jest występowanie wieloletniej zmarzliny podczas kształtowania się wymienionych typów osadów.

Obecność stale zamrożonego gruntu jest bardzo prawdopodobna i uzasadnia znaczący udział zmywów pokrywowych w kształtowaniu serii rytmitycznych Wyżyny Częstochowskiej.

Obok różnorodnych genetycznie i litologicznie serii rytmitycznych, informacji paleoklimatycznych dostarczają struktury sedymentacyjne w innych odmianach utworów stokowych. Przykładem mogą być gliniaste osady stokowe z licznymi strukturami soliflukcji walcowej. Na Wyżynie Częstochowskiej soliflukcja walcowa rozwijała się często na podłożu utworów gliniastych bądź ilastych. Głównym mechanizmem przemieszczania materiału skalnego były w tym przypadku powolne sploty grawitacyjne, zachodzące przy głębokim odmarzaniu wierzchniej warstwy zmarzliny. Podstawowymi strukturami związanymi z soliflukcją walcową są pakiety piasku lub pyłu o okrągłym lub wrzecionowatym kształcie „zatopione” w materiale gliniastym. Dogodne warunki do działania tego typu procesów soliflukcyjnych istniały w środowisku peryglacjalnym odznaczającym się występowaniem dużych sezonowych kontrastów termicznych, co jest charakterystyczne dla niektórych odmian klimatu chłodnego – kontynentalnego (Jahn 1970, Migoń, Traczyk 1998).

Przegląd typów litologicznych i genetycznych osadów stokowych Wyżyny Częstochowskiej wskazuje, że są one bogatym źródłem informacji paleoklimatycznej. Trudność w interpretacji i wykorzystaniu, zawartych we wspomnianych utworach danych o klimacie wistulianu, wynika z niepewnej pozycji stratygraficznej poszczególnych serii stokowych.

Literatura

- Jahn A., 1970, *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*, PWN, Warszawa.
- Kobojek S., 1990, *Elementy peryglacjalne w budowie geologicznej i rzeźbie północnej części Wyżyny Częstochowskiej*, Acta Geogr. Lodz., 60.
- Kobojek S., 1992, *Osady stokowe w dolinach okolic Olsztyna pod Częstochową*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr., 15.
- Kobojek E., Kobojek S., 2000, *Osady i procesy stokowe na Wyżynie Częstochowskiej i Wieluńskiej oraz Wysoczyźnie Rawskiej*, Acta Geogr. Lodz., 78.
- Migoń P., Traczyk A., 1998, *Pokrywy stokowe – środowisko powstania i cechy diagnostyczne*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, WGiSR UW.
- Różycki S. Z., 1982, *Czwartorzęd okolic Lelowa*, Biul. Geol. UW, 26.
- Washburn A. S., 1979, *Geocryology. A survey of peryglacial processes and environments*, London.

Rzeźba doliny Wisły oraz obszarów przyległych w okolicy stanowiska archeologicznego w Rudzie

Jarosław Kordowski

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

1. Cel badań

W trakcie badań archeologicznych nad osadnictwem prehistorycznym w Kotlinie Grudziądzkiej na trasie planowanej autostrady A1, prowadzonych w Rudzie, pojawiła się potrzeba ustalenia jego związku z rzeźbą i osadami powierzchniowymi warunkującymi typ potencjalnie prowadzonej gospodarki rolnej. Dostępne materiały kartograficzne miały zbyt małą skalę by służyć temu celowi. Z tego względu przeprowadzono szczegółowe kartowanie utworów powierzchniowych i rzeźby wokół tych stanowisk. Zaowocowały one mapą geomorfologiczną prezentowaną na rys. 1. Wiele z przedstawionych na niej wydzieleni różni się, pod względem zasięgu i interpretacji genetycznej od prezentowanych we wcześniejszych publikacjach (m.in. Galon 1934, Drozdowski 1974, 1979, 1982; Butrymowicz 1981; Maksiak 1983).

2. Obszar badań

Obszar badań stanowi południową krawędź Kotliny Grudziądzkiej ok. 10 km na południe od Grudziądza. Pod względem podziału fizyczno-geograficznego (Kondracki 1994) obszar wysoczyzny stanowi północno-zachodnią krawędź Pojezierza Chełmińskiego. Obszar doliny stanowi w większości Kotlina Grudziądzka, za wyjątkiem jej południowo-zachodniego fragmentu stanowiącego Dolinę Fordońską. Północny fragment tej doliny niekiedy nazywany jest też Basenem lub Niziną Świecką (Galon 1934).

3. Historia badań geologicznych i geomorfologicznych analizowanego obszaru

W analizowanym obszarze badania geologiczne rozpoczęto już w XIX wieku. Wiąże się one z nazwiskiem A. Jentscha prowadzącego tu kartowanie geologiczne (Sonntag 1919). Jego zdaniem w dolinie dolnej Wisły, poniżej Fordonu, podczas recesji ostatniego lądolodu okresowo formowały się zastoiska proglacjalne przed czołem wycofującego się lądolodu. Większe zastoiska miały powstać w okolicach Grudziądza i Gdańska, chociaż miały też istnieć mniejsze (Sonntag, 1919). Po przejściu tej części Pomorza przez Polskę badania prowadził R. Galon (1934). W dolinie Wisły między Kotliną Toruńską a Żuławami wyróżnił on ponad równiną zalewową system 8 teras, który później rozbudował do 11 (Galon 1953). Ważne informacje dotyczące ewolucji doliny Wisły w Basenie Świeckim i Kotlinie Grudziądzkiej występują w pracach E. Drozdowskiego (1974, 1979, 1982) i we wspólnej publikacji z B. Berglundem (1976). Według nich obecność form kemowych na zboczach doliny wskazuje na duży udział brył martwego lodu w rozwoju doliny Wisły. Znaczne poszerzenie wiedzy na temat budowy geologicznej tego odcinka doliny oraz obszarów sąsiadujących nastąpiło w trakcie realizacji arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski (Butrymowicz 1981; Maksiak 1983). Obszar wysoczyzny szczegółowo badany był przez W. Niewiarowskiego (1959), który rozpoznał tu podstawowe formy rzeźby polodowcowej i ustalił typ deglacji.

4. Metody badań

Podstawową metodę badań stanowiło kartowanie litologiczne i geomorfologiczne na podkładach map topograficznych w skali 1:10 000. Wykonano ponad 2000 sondowań ręcznych

przeciętnej głębokości 2 m. Kartowaniem objęto ok. 60 km² doliny Wisły i Wysoczyzny Chełmińskiej na odcinku od Paparzyna na południu do Małego Rudnika i przedmieść Grudziądza na północy. W celu poznania struktur wewnętrznych osadów zanalizowano kilkanaście odsłoneń.

5. Formy rzeźby

Badany obszar składa się z dwu zasadniczych części: doliny Wisły i wysoczyzny morenowej. Wysoczyzna morenowa położona jest na wysokości około 90 – 100 m n.p.m. W większości ma charakter równiny morenowej falistej, z niewielkim fragmentem równiny morenowej płaskiej w okolicach Zalesia, Polnych Dołów i Klęczkowa. Na równinach tych rozsiane są liczne zagłębienia po martwym lodzie. Największe z zagłębień mają ponad kilometr długości i do kilku metrów głębokości. W części z nich rozwinęły się torfowiska. W rejonie Robakowa nad poziom wysoczyzny wznosi się wał wysokości względnej około 10 m i szerokości około 1 km. Ze względu na jego regularny, podłużny kształt uznano go za megadrumlin. Na powierzchni zbudowany jest z gliny morenowej z pokrywą osadów wodnolodowcowych. Nie ma informacji o jego budowie wewnętrznej, dlatego klasyfikacja genetyczna tej formy ma charakter wstępny.

Występują tu też dwie rynny subglacjalne. Jedna została zaadoptowana przez strumień Młynkówki, druga występuje na wschód od jeziora Robakowskiego. Są to formy głębokie do 30 m. Obok rynien wysoczyzna rozcięta jest dolinkami wód roztopowych. Do dziś zachowały się ślady jedynie niewielu z nich, bo w większości zostały zniszczone po wytopieniu brył martwego lodu. Na przejściu do doliny Wisły rozwinięta jest wąska strefa degradacji, gdzie następuje częsty spływ powierzchniowy. Spływy te ulegają szybkiej koncentracji w spływy linijne w niższych częściach stoków doliny. Na stokach bardzo liczne są drobne niecki denudacyjne. Obok nich rozwinięte są formy erozyjne, tj. V-kształtne młode rozcięcia erozyjne i przypominające literę U dojrzałe wąwozy, gdzie w dnie następuje nie tylko erozja, ale też akumulacja deluwiów. Deluwia akumulowane są też w postaci stożków napływowych u wylotu dolinek denudacyjnych i erozyjnych oraz u podstawy stromych stoków wysoczyzny. We wschodniej części wysoczyzny, w rejonie Paparzyna i Wielkich Łunaw, występuje duże pole wydymowe. Wydmy mają tam złożoną genezę. Powstały w wyniku nakładania się wielu generacji wydym parabolicznych. Łącznie kompleksy te osiągają do 1,5 km długości, 200 m szerokości i 10 m wysokości względnej. Wysokość względna nie świadczy jednak o faktycznej miąższości osadów wydymowych, bowiem część z nich założona została na naturalnych wyniesieniach osadów wodnolodowcowych zdeponowanych między bryłami martwego lodu. Na wzniesienia te nawiewane były piaski eoliczne. Oprócz wydym złożonych występuje też dużo prostolinijnych form inicjalnych o wysokości rzędu 1-2 m i długości do kilkudziesięciu metrów. Wraz z wydymami występują niecki deflacyjne. Największe z nich osiągają do 50 m długości i 2 m głębokości.

Najstarszym i budzącym wiele dyskusji oraz nie akceptowanym przez wszystkich geomorfologów elementem doliny Wisły jest terasa kemowa w Sztynwagu i Rudzie, na której rozwinięty został ozogoliński. Terasa ta powstała na martwym lodzie i jej osady są genetycznie identyczne z osadami wodnolodowcowymi zalegającymi wyżej na wysoczyźnie. Drobniejsze listwy osadów kemowych spotyka się na całej długości krawędzi doliny od Zalesia po Górną Rudę. Cała forma rozcięta jest kilkoma nieckami denudacyjnymi, a miejscami zachowały się drobne wytopiska po martwym lodzie. W obrębie terasy kemowej w rejonie Gogolina rozwinięte są dwa ozy. Osiągają one do 15 m wysokości względnej. Ich szerokość jest rzędu kilkudziesięciu metrów. Ozy te są poprzerywane na wiele podłużnych wałów długości do kilkuset metrów. Ich obecność może świadczyć, że dolina Wisły w Kotlinie Grudziądzkiej zajęta była w czasie deglacjacji ostatniego



Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna doliny Wisły i Wysoczyzny Chełmińskiej w otoczeniu stanowiska archeologicznego w Rudzie

1 – równina morenowa płaska, 2 – równina morenowa falista, 3 – pokrywy i tarasy kemowe, 4 – kemy i lokalne obszary akumulacji glacialimnicznej bez wyraźnych krawędzi morfologicznych, 5 – ozy i inne formy szczelinowe, 6 – równiny akumulacji fluwioglacjalnej, 7 – ryny subglacjalne, 8 – wyniosłości i progi w dnach rynien, 9 – doliny wód roztopowych, 10 – zagłębienia po martwym lodzie, 11 – megadrumliny, 12 – wydmy, 13 – równiny piasków pokrywowych, 14 – niecki deflacyjne, 15 – młode rozcięcia erozyjne, 16 – niecki i doliny denudacyjne, 17 – stożki napływowe, 18 – długie stoki, 19 – strefa aggradacji, 20 – strefa degradacji, 21 – wały przykorytowe, 22 – równina zalewowa wyższa, 23 – równina zalewowa niższa, 24 – krewasy, 25 – opuszczone ramiona boczne rzeki, 26 – równiny biogeniczne rozwinięte na torfach i gytiach, 27 – nasypy pod zabudowania gospodarskie, 28 – doły poeksploatacyjne, 29 – lokalizacja stanowiska archeologicznego, 30 – drogi asfaltowe, 31 – drogi gruntowe utwardzone, 32 – drogi gruntowe, 33 – wały przeciwpowodziowe, 34 – linie kolejowe

ładolodu wielkimi masami spękanego martwego lodu. W jego szczelinach następowała akumulacja ozów. Jednocześnie następowało tworzenie się osadów terasy kemowej, które po wytopieniu lodu uległy deformacji i dziś spotykane są na różnych wysokościach bezwzględnych. Terasa ta uległa później rozcięciu przez liczne stożki napływowe, wąwozy i dolinki erozyjne.

Powierzchniowo małymi, ale ważnymi elementami rzeźby są równiny teras fluwioglacjalnych. E. Drozdowski (1979, 1982) wydzielił aż 9 teras. Równiny teras fluwioglacjalnych występują tu na wysokości od 23 do 29 m n.p.m. W większości przypadków brak jest widocznych krawędzi morfologicznych, a rzeźba późnoglacialna uległa w części przekształceniu w wyniku procesów eolicznych. Występują też ciągi głębokich wytopisk po martwym lodzie (okolice Małego Rudnika), miejscami ponad 5 metrowej głębokości, świadcząc, że w powstaniu równin fluwioglacjalnych znaczny udział należy przypisać bryłom martwego lodu lub lodu naleźniowego. Równiny fluwioglacjalne różnią się od terasy kemowej rodzajem budującego je materiału. W terasie kemowej występują piaski gliniaste, mułki i gliny spływowe; w równinach fluwioglacjalnych dominują piaski. W pobliżu dużych wytopisk występują kilkudziesięciocentymetrowej miąższości wkładki piasków gliniastych lub glin.

W obrębie doliny Wisły dominującym elementem rzeźby jest równina zalewowa. Dzieli się ona na dwie części (Galon 1934). Niższa położona jest bezpośrednio przy korycie Wisły na wysokości ok. 20 m n.p.m (2-3 m nad średni poziom rzeki). Często nazywana jest antropogeniczną (Babiński, 1984) bo powstała w wyniku regulacji rzeki, tj. budowania ostróg i odcinania ramion bocznych rzeki. Jej szerokość jest niewielka i wynosi zazwyczaj kilkadziesiąt metrów. Większą część równiny zalewowej zajmuje poziom wyższy położony na wysokości ok. 22 m n.p.m (3-5 m nad poziom rzeki). Akumulacja powodziowa nie objęła izolowanych obecnie, wyżej położonych wzniesień zbudowanych z osadów fluwioglacjalnych, które dziś stanowią „wyspy” w osadach powodziowych. Powierzchnia tych form wykazuje na częściowe przewianie. Wyższy poziom równiny zalewowej miejscami porozcinany jest krewasami o długości do kilometra, szerokości kilkunastu do kilkudziesięciu metrów i głębokości 1-2 m. W celu ochrony zabudowań gospodarskich przed zalewami Wisły w wielu miejscach powstały sztuczne nasypy o wysokości względnej do 2-3 m i średnicy kilkudziesięciu metrów. Szczególnie dużo tego typu pagórków obserwować można w Rozgartach. W wielu miejscach doliny Wisły formy te związane są z tzw. osadnictwem olęderskim, które zaczęło się w XVI w. a zakończyło w połowie XIX w. (Franz, Pająkowski, 2001). Z czasów budowy wałów przeciwpowodziowych w drugiej połowie XIX w (Babiński 1984) pozostały doły poeksploatacyjne. Najważniejszym elementem antropogenicznym są jednak wysokie wały przeciwpowodziowe i sztuczne kanały odwadniające dolinę. Między równiną zalewową, a wyższymi fragmentami doliny rozwinęły się równiny biogeniczne.

W wyżej wyniesionych miejscach w Gogolinie, Wałdowie Szlacheckim i Pieńkach Królewskich rozwinęły się pola wydmowe. Wysokość względna wydym rośnie stopniowo z zachodu (ok. 4 m) na wschód (ok. 12 m). Dominują prostolinijne wydmy inicjalne, bądź złożone będące efektem nałożenia się wielu wydym parabolicznych. Obok wydym występują niecki deflacyjne do 2 m głębokości i do 500 m długości.

6. Podziękowania

Doktorowi Jackowi Gackowskiemu z Instytutu Archeologii i Etnologii UMK w Toruniu chciałbym podziękować za sfinansowanie części kosztów badań terenowych dotyczących niniejszego opracowania i zgodę na publikację części zebranych danych. Doktor A. M. Noryśkiewicz oraz mgr Annie Rembisz z tego samego Instytutu dziękuję za współpracę terenową i udzielenie, dotąd niepublikowanych, informacji odnośnie archeologii i badań palinologicznych opisywanego obszaru.

Literatura

- Babiński Z., 1984, *The effects of human activity on changes in the lower Vistula channel*. Geographia Polonica 50, s. 271-282.
- Butrymowicz N., 1981, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000*, arkusz Chełmno. Wyd. Geol. Warszawa.
- Drozdowski E., 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 104.
- Drozdowski E., 1982, *The evolution of the lower Vistula river valley between the Chełmno Basin and the Grudziądz Basin*, [w:] Starkel L. (red.): *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part I. Geographical Studies. Special Issue, 1, s. 131-147.
- Drozdowski E., 1979, *Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym Würmie i związane z nią środowiska depozycji osadów*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 132.
- Drozdowski E., Berglund B.E., 1976, *Development and chronology of the lower Vistula river valley*, North Poland, Boreas, 5, s. 95-107.
- Franz G., Pająkowski J., 2001, *Osadnictwo Olęderskie*, [w:] Pająkowski J. (red.): *Krajobrazy Ziemi Świeckiej*, Tow. Przyj. Ziemi Świeckiej, Świecie, s. 30-39.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*. Bad. Geogr. Polski Półn.-Zach., 12-13.
- Galon R., 1953, *Morfologia sandru i doliny Brdy*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, 1, 6.
- Kondracki J., 1994, *Geografia Polski. Mezoregiony fizyczno-geograficzne*, WN PWN, Warszawa.
- Maksiak S., 1983, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000*, arkusz Grudziądz-Rudnik, Wyd. Geol. Warszawa.
- Niewiarowski W., 1959, *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, 4, 1, Toruń.
- Sonntag P., 1919, *Geologie von Westpreußen*, Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Gęstość dróg polnych na Pogórzu Ciężkowickim (Karpaty)

Rafał Krocak

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Kraków

1. Wstęp

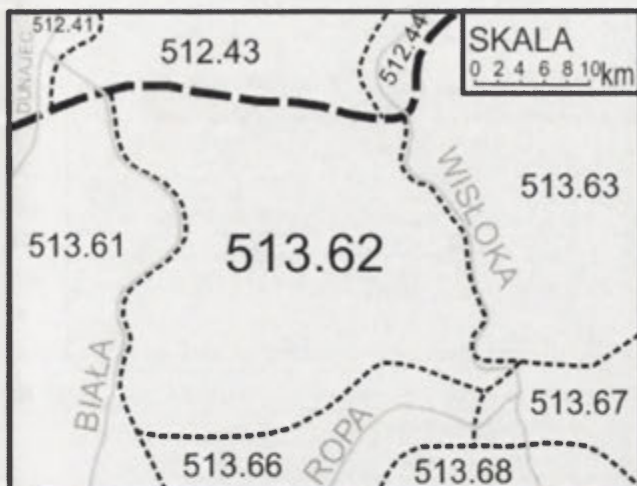
Drogi są szczególnym elementem otaczającej nas przestrzeni, ze względu na rolę, jaką pełnią można je nazwać „krwioobiegami” środowiska przyrodniczego. Jest to element antropogeniczny (nie licząc ścieżek wydeptywanych przez zwierzęta) pojawiający się w przestrzeni geograficznej z chwilą pierwszych akcji osadniczych. Im intensywniejsze osadnictwo a co za tym idzie penetracja środowiska, tym intensywniejszy rozwój sieci szlaków, dróg, drózek i ścieżek. Rozpoczęcie akcji osadniczej na obszarze Pogórza ocenia się na XII wiek (Pietrzak 2002). Od tego momentu możemy przyjąć, że sieć dróg zaczyna się rozwijać z różnym natężeniem (regionalnie jak i czasowo). Jeszcze dzisiaj w wielu wsiach Beskidu Niskiego, położonego na południe od Pogórza Ciężkowickiego i nie tylko, możemy odczytać zarys sposobu podziału przestrzeni w XIV wieku (Soja i Prokop 1995). Współcześnie następuje zarzucanie uprawy nawet w obszarach o żyznych glebach, dogodnym ukształtowaniu i sprzyjających warunkach klimatycznych, przy jednoczesnym wzroście powierzchni lasów i łąk (Pietrzak 2002).

Drogi karpackie, szczególnie polne, były i są przedmiotem zainteresowań wielu badaczy. M. Klimaszewski (1935) zauważa, że drogi polne mają duże znaczenie w odprowadzaniu wód roztopowych i erodowanych cząstek gleby do koryta potoku. P. Prochal (1968) stwierdza, że erozja na Pogórzu Karpackim jest powszechna i występuje w stopniu znacznym, niekiedy silnym, a drogi mają w tym procesie istotne znaczenie. Z. Czepe (1976) wyliczył w dolinie Białej Dunajcowej, że gęstość dróg w części pogórskiej zlewni jest 2,5 razy większa niż w części beskidzkiej. Wskazuje on na dużą ilość wsi i przysiółków, które decydują o gęstej sieci dróg i ścieżek ułatwiając tym samym działanie przede wszystkim liniowym procesom erozyjnym. W. Froehlich i J. Słupik (1980, 1986) w swoich badaniach na terenie Beskidu Sądeckiego, wskazują na rolę dróg polnych jako źródło dostawy wody i zwierzeliny do koryta cieków oraz ich duże znaczenie w kształtowaniu spływu i erozji podając wielkość spływu drogami w czasie pojedynczych epizodów opadowych. R. Soja i P. Prokop (1995) stwierdzają, że drogi są elementem środowiska warunkującym początek i kierunek przekształceń, a gęstość dróg związana jest w największym stopniu z gęstością zaludnienia i sposobem gospodarowania. P. Władkowski (2005) zwraca uwagę na rolę sieci drogowej w przekształcaniu stoków i den dolin w rejonie Turbacza. Wymienione powyżej przykłady stanowią tylko wycinek z przeglądu literatury dotyczącej dróg i ich roli. Brakuje w literaturze kompleksowego zbadania przestrzennego różnicowania sieci dróg i ich roli w granicach mezoregionu, oraz wizualizacji zjawiska.

2. Obszar badań i cel pracy

Zagadnienie gęstości dróg rozpatrywano na obszarze Pogórza Ciężkowickiego w granicach wyznaczonych przez J. Kondrackiego (1994). Jest to obszar gęsto zaludniony z rozproszonym osadnictwem. Przeważała, także w przeszłości, drobna własność ziemską, a po roku 1945 nie tworzone wielkoobszarowych spółdzielni rolniczych czy Państwowych Gospodarstw Rolnych. Podział ziemi od czasów uwłaszczenia odbywał się na zasadzie rozparcelowywania gospodarstwa pomiędzy potomków, efektem czego było systematyczne rozdrobnienie arealu. Obecnie dominują niewielkie (rodzinne) gospodarstwa rolne. Średnia wielkość gospodarstwa w gminach położonych w byłym województwie tarnowskim, w obrębie

terenu badań oscyluje wokół 4 ha (Guzik 1988). W większości przypadków areal rolny przypadający na jedno gospodarstwo podzielony jest na kilka, a często kilkanaście działek. Wszystko to wskazuje, że sieć lokalnych szlaków komunikacyjnych oraz dróg dojazdowych do gospodarstw będzie przestrzennie mocno zróżnicowana i uzależniona od szeregu czynników: historycznych, naturalnych i społecznych. Na omawianym terenie nigdy nie przeprowadzono komasacji można przypuszczać, że rozpoznawalny będzie pierwotny rozkład sieci dróg.



Ryc. 1. Pogórze Ciężkowickie na tle sąsiednich mezoregionów fizycznogeograficznych (Kondracki 1994)

- 512.41 – Nizina Nadwiślańska
- 512.44 – Dolina Dolnej Wisłoki
- 512.43 – Płaskowyż Tarnowski
- 513.61 – Pogórze Rożnowskie
- 513.62 – Pogórze Ciężkowickie
- 513.63 – Pogórze Strzyżowskie
- 513.66 – Obniżenie Gorlickie
- 513.67 – Kotlina Jasielsko-Krośnieńska
- 513.68 – Pogórze Jasielskie

Pomiary kartometryczne prowadzone były na mapach w skali 1:0000 (układ 1992, stan na lata 1998-2003) oraz na mapach w skali 1:25000 (układ 1965, stan na 1980 rok). Pomiary na mapach w skali 1:25000 prowadzone były tylko w przypadku, gdy nie było pokrycia terenu mapami w skali 1:10000. Policzono długość dróg przypadającą na 1 km². Kwadraty o powierzchni 1 km² wydzielone zostały na podstawie kilometrowej siatki topograficznej, była to podstawowa jednostka, na której wykonywano pomiary. Łącznie przebadano obszar o powierzchni 760 km². Wyniki pomiarów zgromadzono w bazie danych i opracowano stosując oprogramowanie graficzne i statystyczne.

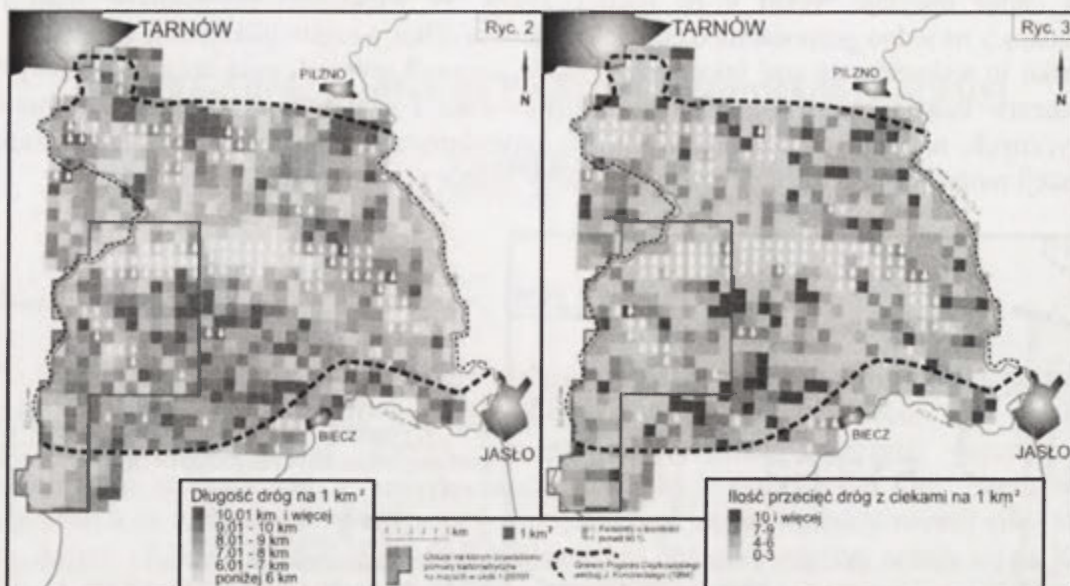
Cel i przebieg badań kartometrycznych:

- określenie gęstości dróg przypadających na 1 km² na Pogórze Ciężkowickim,
- sporządzenie poglądowej mapy ukazującej przestrzenne zróżnicowanie zagęszczenia dróg na badanym obszarze,
- obliczenie średniej ilości przecięć dróg z siecią stałych cieków wodnych oraz sporządzenie poglądowej mapy przestrzennego zróżnicowania tego zjawiska,
- korelacja dwóch powyższych map i wytypowanie obszarów (o powierzchni 1km²) gdzie potencjalnie natężenie procesów morfologicznych jest szczególnie duże z uwagi na gęstą sieć dróg (przyjęto powyżej 10 km/km²) i ich liczne przecięcia z rzekami (przyjęto 10 i więcej przecięć na km²).

3. Gęstość dróg na pogórze ciężkowickim

Po obliczeniu średniej arytmetycznej z wszystkich pomierzonych długości dróg w wyznaczonych kwadratach uzyskano wynik: 7,7 km/km², który można traktować jako średnie zagęszczenie dróg na Pogórze Ciężkowickim. Wynik ten zaprezentowano w tabeli na tle danych z innych jednostek Karpat. Trzeba zaznaczyć, że obliczenia P. Władkowskiego (2005) odnosiły się tylko do terenu badań (5,6 km²) i należałoby je traktować jako orientacyjne.

Mapa zagęszczenia dróg na Pogórze Ciężkowickim przedstawia przestrzenne zróżnicowanie zjawiska. Maksymalne wartości, jakie odnotowano to 16,6 km dróg na km². Na 71 km² (9,3% powierzchni terenu) zagęszczenie dróg przekroczyło 10 km/km². Około 400 km²



Ryc. 2. Gęstość dróg przypadająca na 1 km² na Pogórze Ciężkowickim

Ryc. 3. Ilość przecięć dróg z ciekami na 1 km² na Pogórze Ciężkowickim

Tabela 1. Zagęszczenie dróg na Pogórze Ciężkowickim na tle innych regionów Karpat

Region	Gęstość dróg (km/km ²)
Beskid Niski (R. Soja, P.Prokop, 1995)	3,9
Doły Jasielsko-Sanockie (R. Soja, P.Prokop, 1995)	7,0
Pogórze W tym: Pogórze lessowe (R. Soja, P.Prokop, 1995)	7,0 6,8
Gorce (P. Władysławski 2005)	7,5
Pogórze Ciężkowickie	7,7

(53%) to teren gdzie długość dróg na podstawowej jednostce powierzchni nie osiąga wartości średniej, która wynosi 7,7 km/km². Wyliczona gęstość dróg na lessowym progu pogórza (górze Św. Marcina koło Tarnowa i obszar 5 km na południe od północnej granicy regionu, w sumie 136 km²), skąd najprawdopodobniej zaczęła się ekspansja osadnicza, jest większa od średniej dla całego Pogórza średnio o 500m/km². Tutaj też odnotowano najwyższe, pomierzone wartości. Zagęszczenie jest wysokie również w dolinach małych rzek, dopływach Białej, Wisłoki i Ropy, często przekracza wartość 10 km/km². Związane jest to z intensywnym rolnictwem na małych, typowych dla tego obszaru gospodarstwach rolnych. Obszary o dużym natężeniu zjawiska to centra i najbliższe okolice większych wsi i miasteczek (Tuchów, Jodłowa, Rzepienniki, Olszyny). Najmniejsze zmierzone wartości to 2,5 km dróg na km², a zagęszczenie poniżej 4 km/km² występuje tylko na 5 km² (0,7%). Warty odnotowania jest fakt stosunkowo dużego zagęszczenia dróg na terenach leśnych. Lasy występują wyspowo, przez co są łatwo dostępne i silnie penetrowane. Gęstość dróg wynosi tu 6,96 km/km² (za teren leśny przyjęto podstawowe kwadraty o lesistości powyżej 50%). Inna sytuacja jest tylko w środkowej części, w zwartym płacie lasu pokrywającym Pasma Brzanka-Liwocz gdzie gęstość dróg na 78% obszaru porośniętego lasem nie osiąga wartości średniej wyliczonej dla Pogórza Ciężkowickiego.

4. Drogi a sieć rzeczna

Kontakt drogi, szczególnie polnej, z ciekim wodnym jest miejscem szczególnym. To w tym miejscu materiał transportowany siecią głęboko wciętych dróg jest dostarczany bezpośrednio

do koryta stanowiąc główne źródło rumowiska rzeczno (Prochal 1968). Na drogach utwardzonych taką funkcję mogą spełniać rowy. Średnie zagęszczenie przecięć rzek z drogami, dla badanego obszaru wynosi 4,3 przecięć/km². Maksymalna wartość jak zanotowano to 26 przecięć/km², natomiast w 62 (8,2 %) przypadkach jest równa bądź większa od 10. Zidentyfikowano 26 kwadratów (o powierzchni 1 km²) gdzie gęstość dróg przekracza 10 km/km² a ilość ich przecięć z ciekami wynosi 10 i więcej.

Jeżeli przyjąć za P. Prochałem (1968) stopień rozdolnienia pogórza rzędu 0,5km/km² to stosunek dróg na badanym obszarze do cieków wodnych wynosi 1:15. Jeśli uwzględnimy opady których średnia suma wynosi dla Ciężkowic 881mm/rok (Obrębska-Starkłowa, Leśniak 1988), można przypuszczać że drogi na terenie badań, szczególnie nieutwardzone, odgrywają istotną rolę w odprowadzaniu spływu powierzchniowego i transportu materiału erozyjnego do koryta.

5. Wnioski końcowe

Drogi stanowią istotny element przestrzeni geograficznej, ich zagęszczenie zależy głównie od sposobu rolniczego zagospodarowania terenu. Średnia gęstość dróg przypadająca na 1 km² wynosi na Pogórzu Ciężkowickim 7,7 km. Na lessowym progu Pogórza gdzie gleby są najżyźniejsze i skąd zapewne zaczęła się ekspansja osadnictwa, zagęszczenie dróg jest 0,5km/km² większe niż średnia dla całego obszaru. Odmienna sytuacja jest w Paśmie Brzanka-Liwocz, gdzie duże spadki uniemożliwiły intensywny rozwój rolnictwa. Tu średnia na przeważającym obszarze jest niższa od średniej wyliczonej dla całego Pogórza Ciężkowickiego. Stosunek dróg do sieci cieków wodnych wynosi 1:15, co sugeruje istotną rolę dróg w odprowadzaniu materiału ze stoku do koryta, ponadto średnia ilość przecięć dróg z rzekami na całym obszarze badań wynosi 4,3 przecięć/km². Obszar, gdzie na 1 km² przypada ponad 10 km dróg przecinających się w 10 lub więcej miejscach z rzekami wynosi 26 km²

Drogi na badanym terenie mogą odgrywać istotną rolę w dynamice procesów morfogenetycznych. Aby uzyskać pełniejszy obraz, przedstawione pomiary należałoby uzupełnić o dodatkowe dane warunkujące procesy stokowe (budowę podłoża, stopień nachylenia terenu, użytkowanie terenu, opady, stopień antropopresji itp.), co powinno być przedmiotem dalszych studiów.

Literatura

- Czeppe Z., 1976, *Rzeźba dorzecza Białej Dunajcowej*, Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej, 5.
- Frohlich W., Słupik J., 1980, *Drogi polne jako źródło dostawy wody i zwierzelin do koryta cieku*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 235.
- Frohlich W., Słupik J., 1986, *Rola dróg w kształtowaniu spływu i erozji w karpaccich zlewniach fliszowych*, Przegląd Geograficzny, 58.
- Guzik C., 1988, Rolnictwo, [w:] Warszńska J. (red.), *Województwo tarnowskie. Monografia*, Ossolineum, Wrocław.
- Klimaszewski M., 1935, *Przyczynek do poznania morfologicznej działalności roztopów wiosennych*, Czasopismo Geogr., 13.
- Kondracki J., 1994, *Geografia Polski, Mezoregiony fizyczno-geograficzne*. PWN, Warszawa.
- Obrębska-Starkłowa B., Leśniak B., 1988, *Klimat*, [w:] Warszńska J. (red.), *Województwo tarnowskie. Monografia*, Ossolineum, Wrocław.
- Pietrzak M., 2002, *Geomorfologiczne skutki zmian użytkowania ziemi na Pogórzu Wiśnickim*, [w:] *Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim*, 2, IGIGP UJ Kraków.
- Prochal P., 1968, *Badania nad erozją gleb w terenach górskich*, [w:] *Procesy erozyjne i problem ochrony gleb w Polsce*, PWRiL, Warszawa.

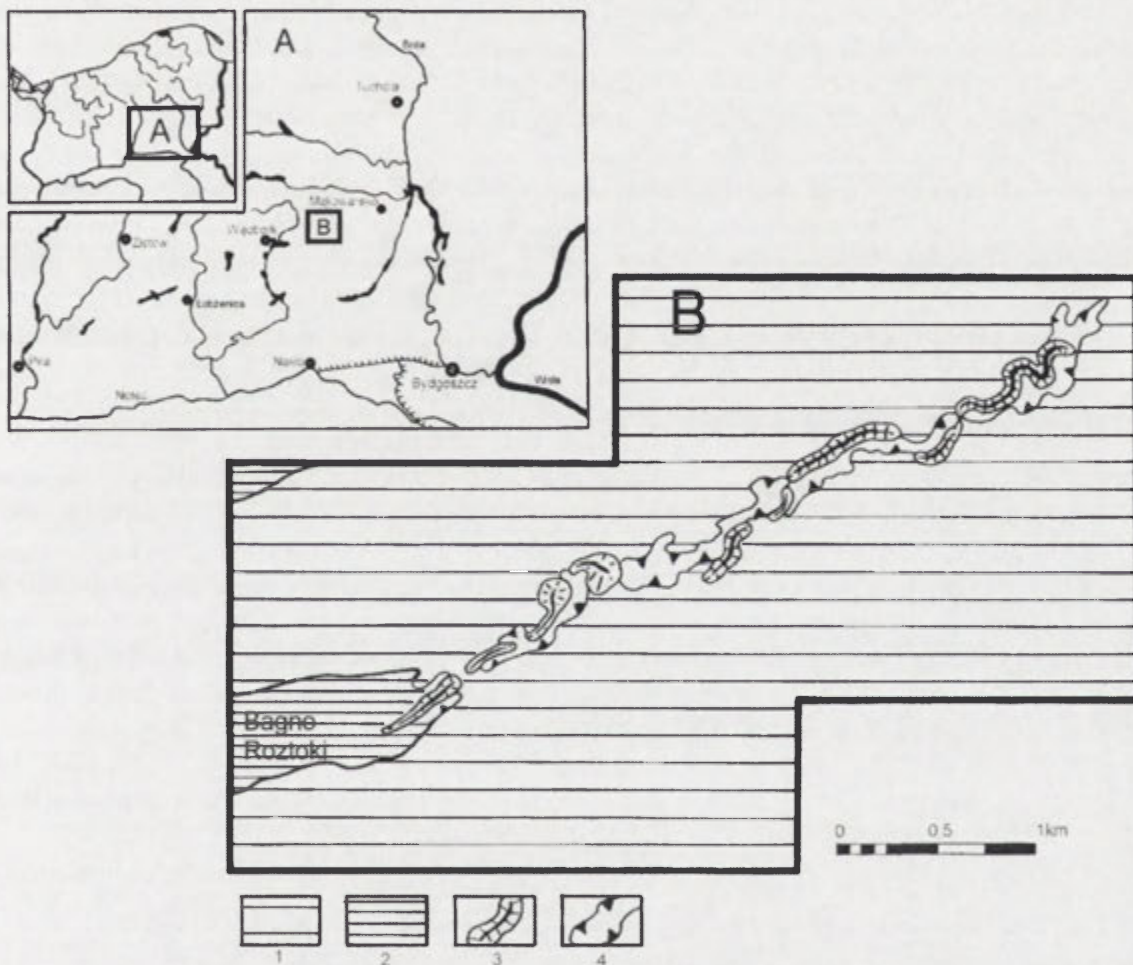
- Soja R., Prokop P., 1995, *Drogi jako element antropogenicznego przekształcenia środowiska*, [w:] Soja R., Prokop P. (red.), *Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego*. Monitoring Geosystemów Górskich, Warszawa.
- Władkowski P., 2005, *Rola sieci drogowej w przekształcaniu stoków i den dolin w rejonie Turbacza (Gorczański Park Narodowy)*, [w:] Kotarba A., Krzemień K., Święchowicz J. (red.), Kraków.

Oz Wielowicz – Wielowiczek w świetle aktualnych badań

Adam Krupa

Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego w Bydgoszczy

Pojezierze Krajeńskie znane jest z dużej liczby form ozowych, występujących w jego środkowej części, w pasie od Koronowa na wschodzie, aż po Złotów na zachodzie (ryc. 1).



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny obszaru położenia ozu Wielowicz – Wielowiczek
Oznaczenia na mapie: 1- wysoczyzna morenowa; 2- niecki glacialne; 3- wały ozowe; 4- rynny subglacialne

Według aktualnych badań jest ich tutaj 48 (wg Pasierbski 2003 – 46 form, oz nr 47 poza tym obszarem tegoż opracowania oraz nr 48, odnaleziony w bieżącym sezonie, dane nieopublikowane) co stanowi o wyjątkowości tego obszaru w Polsce. Zagęszczenie form ozowych, stanowiących zapis skoncentrowanego, kanałowego systemu drenażu lądolodu jest tu porównywalne nawet z obszarami Skandynawii i Kanady, gdzie występowanie dużej liczby ozów wiąże się najprawdopodobniej z rozwojem sieci drenażu lądolodu na nieprzepuszczalnym podłożu starych tarcz krystalicznych (Brennand 2000). Natomiast w obszarach objętych zlodowaczeniami Niżu Europejskiego czy też Ameryki Północnej, gdzie występuje dużej miąższości pokrywa skał osadowych, w tym nieskonsolidowanych i przepuszczalnych, form ozowych jest niewiele, są one

stosunkowo małych rozmiarów, a system kanałowego drenażu łądolodu jest zapisany w postaci licznych rynien subglacjalnych (Clark, Walder 1994; Boulton, Hindmarsh 1987).

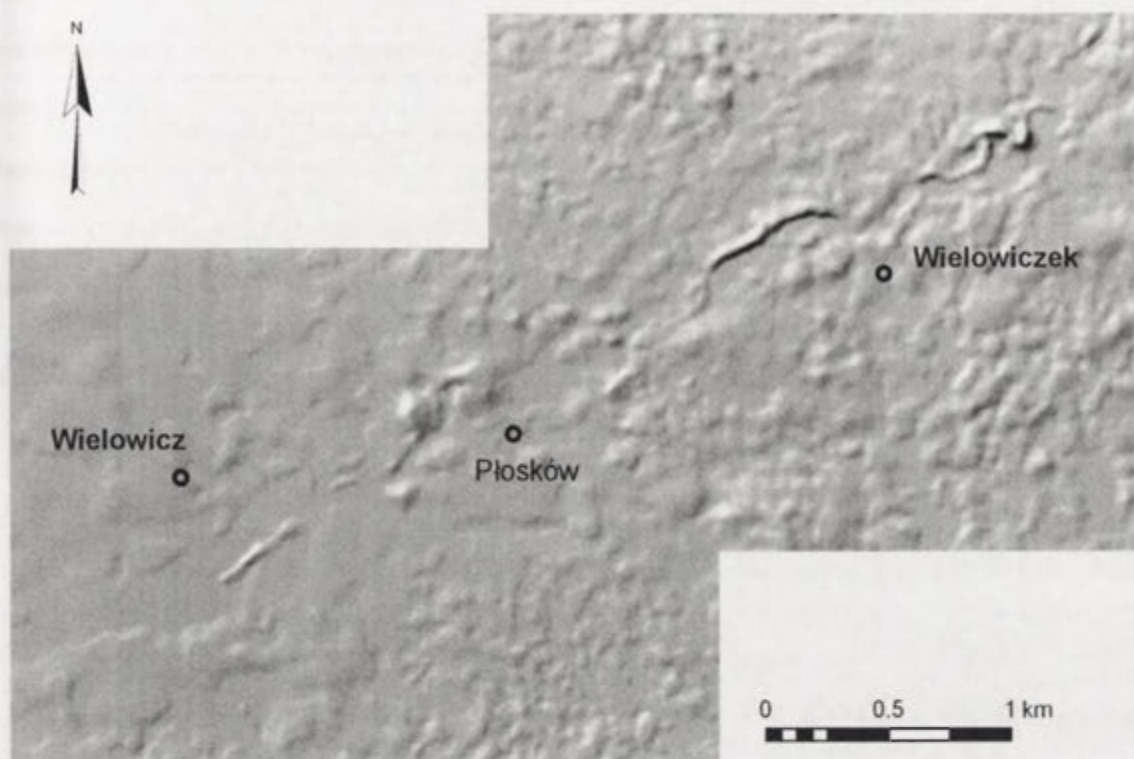
Duże nagromadzenie ozów we wskazanej części Pojezierza Krajeńskiego, jest najprawdopodobniej związane z dwiema kwestiami. Po pierwsze, w budowie tego obszaru biorą udział głównie miększe pokłady glin zwałowych, które stanowią warstwy o małej przepuszczalności nie sprzyjają raczej gruntowemu drenażowi wód roztopowych łądolodu, przez co rozwija głównie skoncentrowany drenaż typu kanałowego z różnymi swoimi postaciami (tunele typu „R” – wcięte w stopę łądolodu, bądź też tunele wcięte w miękkie podłoże łądolodu – rynny subglacjalne). Po drugie, istotne wydaje się określenie sposobu zachowania się łądolodu na tym obszarze. Wiele faktów, w tym obecność ozów, położonych często w nietypowych układach morfologicznych, wskazuje na wystąpienie tutaj zjawiska surge'u (Pasierbski 2003). Wówczas, w silnie uszczelinionej strefie krawędziowej łądolodu, istnieją warunki do tworzenia się ozów, a także form wypełnień licznych szczelin, co współcześnie udało się już zaobserwować chociażby na przykładzie lodowca Bruár na Islandii, gdzie oprócz powstania nowych form, zaobserwowano również przekształcenia starszych form rzeźby, spowodowane właśnie zjawiskiem surge'u (Knudsen 1996). Na terenie Polski stwierdzono duże nagromadzenia form szczelinowych na obszarze północno-wschodniej części kraju (Morawski 2005). Dzięki silnemu spękaniu czoła łądolodu, supraglacjalne wody roztopowe osiągają system inglacjalnych szczelin, kawern i tuneli aż w końcu zasilają subglacjalny system drenażu i powodują jego rozbudowę w obszarze podlegającym silnej ablacji. Duże ilości wody roztopowej powodują wystąpienie zjawiska wypukłości powierzchni piezometrycznej wód w kierunku czoła lodowca, przez co mogą funkcjonować liczne tunele subglacjalne o dużych, wysokoenergetycznych przepływach (Boulton i in. 2001).

Ciąg pagórków i wałów ozowych znany dziś jako oz Wielowicz – Wielowiczek został w większej części odkryty i opisany przez profesora Rajmunda Galona jako oz Płosków – Wielowiczek (Galon 1952). Był to wówczas trzeci rozpoznany na Krajnie oz. Wcześniej odkryto ozy Szynwałd – Przepańkowo (Jentzsch 1906, Murawski 1973, Pasierbski 2003) i Stawnica – Złotów (oz Bismarcka – Sonntag 1919). Galon wyróżnił 8 segmentów tego ozu i stwierdził jego występowanie w otoczeniu rynny. W budowie wyróżnił ławice piasków warstwowanych przekątnie płasko i żwirów. Zauważył też miejscami obecność pokrywy piasków gliniastych z gładzikami na grzbiecie ozu. W rezultacie swoich obserwacji uznał oz za formę powstałą subglacjalnie, typową dla spotykanych na Niżu Polskim.

Do rozpoznania nowych form ozowych na Krajnie przyczynił się Murawski, który w niepublikowanej pracy doktorskiej przedstawił trzy wymienione wyżej ozy oraz dodał opis kolejnych 10 form, spośród których kilka zbadał szczegółowo (Murawski 1973, 1985).

Oz Wielowicz – Wielowiczek jest jedną z kilku blisko siebie położonych form ozowych o przebiegu NE – SW. Ozy te występują na obszarach wysoczyzn morenowych, w otoczeniu rynien subglacjalnych, które nieraz przecinają w poprzek, a zakończone są zwykle w rozległych, zatorfionych nieckach glacialnych. Tak samo jest w przypadku ozu Wielowicz – Wielowiczek. Oz rozpoczyna się bardzo wysokim i krętym grzbieciem, będącym kulminacją lokalnego krajobrazu (ryc. 2.). Ma on w tym miejscu grubą, 4 – 5 metrową pokrywę gliny zwałowej na grzbiecie, co przy stwierdzonym zakorzenieniu formy potwierdza jego genezę subglacjalną. Jak wynika już ze wcześniejszych obserwacji (Michalska 1971), zakorzenienie osadów budujących ozy może być znaczne i osiagać większą wartość niż wysokość formy na powierzchni terenu. Dodatkowo sama obecność gliny zwałowej, bardzo często w postaci piaszczystej, bądź też piasków gliniastych nie musi przesądzać o subglacjalnej genezie ozu, dlatego tak istotne są badania spągowych partii osadów ozowych.

Oz Wielowicz – Wielowiczek jest w znacznej mierze formą piaszczystą z występującymi gdzieś tam warstwami żwiru, co wskazuje na pewną zmienność w energii przepływów wody w tunelu. W części północnej, osady glaciofluwalne, przykryte grubą warstwą gliny nie wykazują zaburzeń w formie uskoków zrzutowych. Takie deformacje spotykane są w części środkowej



Ryc. 2. Numeryczny model rzeźby (DEM) obszaru położenia ozu Wielowicz – Wielowiczek

i południowej, które pozbawione są zwartej pokrywy gliny (poza niewielkimi płatami i kieszeniami), co wskazuje na warunki otwartej szczeliny w końcowym etapie sedymentacji ozu na tych odcinkach. Miejscami warstwy materiału glaciofluwialnego są strzaskane uskoki w charakterystyczne rozłamy, wypełnione materiałem morenowym (spływowym), co powoduje istotne zaburzenie pierwotnego ich sposobu zalegania w postaci przechyłu ku bocznym partiom wału ozowego.

Stwierdzony w warstwach niezaburzonych kierunek paleoprądów o generalnym kierunku SW wskazuje na odpływ wód roztopowych w kierunku obniżenia glacialnego „Błota Roztoki” (ryc. 1). Oz w części południowo – wschodniej jest już formą mało wyodrębnioną z powierzchni terenu. Ostatni jego segment wnika głęboko w osady biogeniczne wypełnienia niecki glacialnej i niewykluczone jest, że może się w nich kontynuować. Na taką możliwość wskazują nowoczesne badania radarowe (Comas i in. 2005) i inne obserwacje (Krupa 2005).

Badany oz jest formą w znacznej mierze wyeksploatowaną, a jej stopniowa likwidacja postępuje mimo objęcia ozu i jego otoczenia ochroną (Obszar Chronionego Krajobrazu Ozy Wielowickie).

Literatura

- Boulton G. S., Hindmarsh R. C. A., 1987, *Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences*, Journal of Geophysical Research, 92 (B9), s. 9059 – 9082.
- Boulton G. S., Zatsepin S., Maillot B., 2001, *Analysis of groundwater flow beneath ice sheets*, Technical Report, University of Edinburgh, Department of Geology and Geophysics.
- Brennand T. A., 2000. *Deglacial water drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers*, Geomorphology, 32, s. 263 – 293.
- Clark P. U., Walder J. S., 1994, *Subglacial drainage, eskers, and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets*, Geological Society of America Bulletin, 106, s. 304 – 314.
- Comas X., Slater L., Reeve A., 2005, *Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetrating radar (GPR)*, Journal of Hydrology, 315, s. 40-51.
- Galon R., 1952, *Formy polodowcowe okolic Więcborka*, Stud. Soc. Sci. Torun., sec. C, 1, 5.

- Jentzsch A., 1906, *Ein Os bei Borowke in Westpreussen*, Jb. der Preuss. Geol. Landesanstalt, Bd. 327, Berlin, s. 107-113.
- Knudsen O., 1995. *Concertina eskers, Bruarjökull, Iceland, an indicator of surge – type glacier behaviour*, Quaternary Science Reviews, 14 (5), s. 487 – 493.
- Krupa A., 2005, *Morfogeneza ozu obrowskiego (Pojezierze Krajeńskie)*, [w:] *Srodowisko przyrodnicze w badaniach geografii fizycznej*, Promotio Geographica Bydgosiensia, tom II, Bydgoszcz, s. 189-205.
- Michalska Z., 1971, *Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z obszaru Polski Środkowej*, Studia Geologica Polonica, vol. XXXVI, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Morawski W., 2005, *Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of glacial morpholineaments (crevasse landforms): an example from northwestern Poland*, Geological Quarterly, 49, 4, s. 403-416,
- Murawski T., 1973, *Ozy Wysoczyzny Krajeńskiej i ich rola w krajobrazie polodowcowym*, maszynopis w Bibl. Uniw. Gdańskiego.
- Murawski T., 1985, *Oz Mąkowarsko – Kamionka*, Przegląd Geograficzny, 47, 4, s. 621-643.
- Pasierbski M., 2003, *Budowa wewnętrzna i mechanizm przekształceń wiecborskiej strefy marginalnej*, Top Kurier, Toruń.
- Sonntag P., 1919, *Geologie von Westpreussen*, Berlin.

Wykorzystanie systemu informacji geograficznej (GIS) do analizy układu przestrzennego krajobrazu

Mieczysław Kunz

Zakład Teledetekcji i Kartografii, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wprowadzenie

Współczesny obraz wzorca przestrzennego krajobrazu jest wynikiem wszystkich działań i procesów zachodzących na analizowanym obszarze w okresach przeszłych. Każda działalność człowieka związana lub dotycząca przestrzeni zaznacza się bezpośrednio w mozaice krajobrazowej. Cechą krajobrazu najintensywniej analizowaną w niniejszej pracy jest jego heterogeniczność (mozaikowość). Badana heterogeniczność oznacza różnorodność, niejednorodność lub niejednorodność. W ekologii krajobrazu heterogeniczność oznacza jego różnorodność wynikającą z uwzględnienia kryteriów biologicznych czy geograficznych.

Głównym celem prowadzonych na terenie Zaborskiego Parku Krajobrazowego badań było określenie kierunku zmian struktury krajobrazu poprzez porównanie stanów tego samego obszaru w różnym czasie. W niniejszej publikacji przedstawiono tylko wyniki badań z 30-letniego horyzontu czasowego – okresu 1954-1985. Dane do tej analizy pozyskano na podstawie interpretacji polskich, powojennych map topograficznych w skali 1:25 000. Przedstawione wyniki są wąskim wycinkiem badań prowadzonych na tym obszarze dla ponad 200-letniego okresu, 1796-2002, w oparciu o zgromadzone dane topograficzne, kartograficzne i teledetekcyjne. Cel badań dotyczył zarówno analiz jakościowych, jak i ilościowych. Zastosowanie narzędzia Systemów Informacji Geograficznej (GIS) i ocena jego w przydatności w badaniach struktury krajobrazu była dodatkowym celem metodycznym tej pracy. Zagadnienie opracowania najkorzystniejszej struktury bazy danych i modelu danych oraz możliwości wykorzystania różnych aplikacji programowych podlegało także dalszym rozważaniom.

2. Obszar badań

Badania zostały przeprowadzone na terenie Zaborskiego Parku Krajobrazowego (ZPK). Utworzony w 1990 roku Zaborski Park Krajobrazowy położony jest w północno-zachodniej części Borów Tucholskich. Obszar Parku w całości należy do województwa pomorskiego i leży na północ od miasta Chojnice oraz na zachód od miasta Brusy. Powierzchnia Parku wynosi ponad 34 026 ha. Park rozciąga się na terenie dwóch gmin: Brusy i Chojnice, przy czym na obszarze pierwszej wymienionej gminy zajmuje 20 128 ha, a drugiej 13 898 ha. Utworzono go w celu zachowania unikalnego środowiska przyrodniczego, swoistych cech krajobrazu oraz wartości kulturowych charakterystycznych dla regionu Borów Tucholskich. Wyjątkowe walory przyrodnicze terenu sprawiły, że w południowej części Parku w 1996 roku powołano Park Narodowy „Bory Tucholskie” jako 21 obiekt o takim statusie ochrony w Polsce.

Na obszarze ZPK występują bardzo zróżnicowane polodowcowe formy rzeźby terenu w postaci dolin, rynien i oczek wodnych, które w połączeniu z pagórkami wydm tworzą mocno zróżnicowany krajobraz. Na zmienność przestrzenną krajobrazu wywołaną czynnikami naturalnymi nakłada się heterogeniczność spowodowana prowadzeniem na tym terenie od ponad 130 lat intensywnej gospodarki leśnej. Teren badań w końcu XIX wieku wszedł w skład nadleśnictw *Zwangshof* i Laska. Dzisiaj na badanym terenie przeważają lasy państwowe. Prywatne niewielkie tereny rolnicze i leśne występują jedynie w dolinie Zbrzycy. Większe prywatne gospodarstwa rolne występują nad jeziorem Księżę, w pobliskim Leśnie oraz w Dużych i Małych Chelmach, tj. na obszarze rolniczym „wyspy bruskiej”, graniczącej bezpośrednio z analizowanym kompleksem leśnym.

W przeszłości część północna ZPK należała do tzw. klucza zaborskiego, a później stanowiła dobra królewskie zarządzane przez powiat tucholski. Część południowa ZPK należała do powiatu człuchowskiego. Granica pomiędzy tymi, w różny sposób zagospodarowanymi obszarami, biegnęła tzw. Strugą Siedmiu Jezior (Borzyszkowski 1984).

3. Metody badań

Głównym źródłem informacji o czasowych i przestrzennych zmianach struktury krajobrazu są w niniejszym opracowaniu powojenne mapy topograficzne z lat 1954-1985. W analizie zmian w szerokim horyzoncie czasowym (1796-2002) oprócz wspomnianych map topograficznych wykorzystano ponadto: mapy Schröttera-Engelhardta (1796-1802), pruskie mapy topograficzne – *Messtischblätter* (1874), mapy topograficzne WIG (1936) oraz leśne mapy gospodarcze z lat: 1911, 1945, 1952-54, 1966, 1976, 1987-88, 1999-2000. Uzupełnieniem treści leśnych map gospodarczych były panchromatyczne i barwne zdjęcia lotnicze z lat: 1951, 1964, 1975, 1986 i 1997. W pracy wykorzystano także zobrazowania satelitarne Landsat z lat: 1975, 1978, 1979, 1990, 2000 i 2003 oraz wysokorozdzielcze zobrazowanie z satelity IKONOS z 2003 roku.

Obróbka zdjęć i wykonanie map przeprowadzono w technologii GIS z wykorzystaniem posiadanych licencjonowanych programów MicroStation, MicroStation Geographics i Descartes oraz ArcView wraz z rozszerzeniami. W analizie zastosowano też program komputerowy FRAGSTAT, którego strukturę działania i zastosowania opisali Baker i Cai (1992).

W niniejszym opracowaniu zwrócono uwagę na dokładność kartograficzną materiałów źródłowych oraz na standaryzację różnorodnych danych. Dzięki temu wypracowano algorytm postępowania w przypadku korzystania z różnych wieloczasowych danych źródłowych. Narzędziem spinającym całość prac jest System Informacji Geograficznej (GIS).

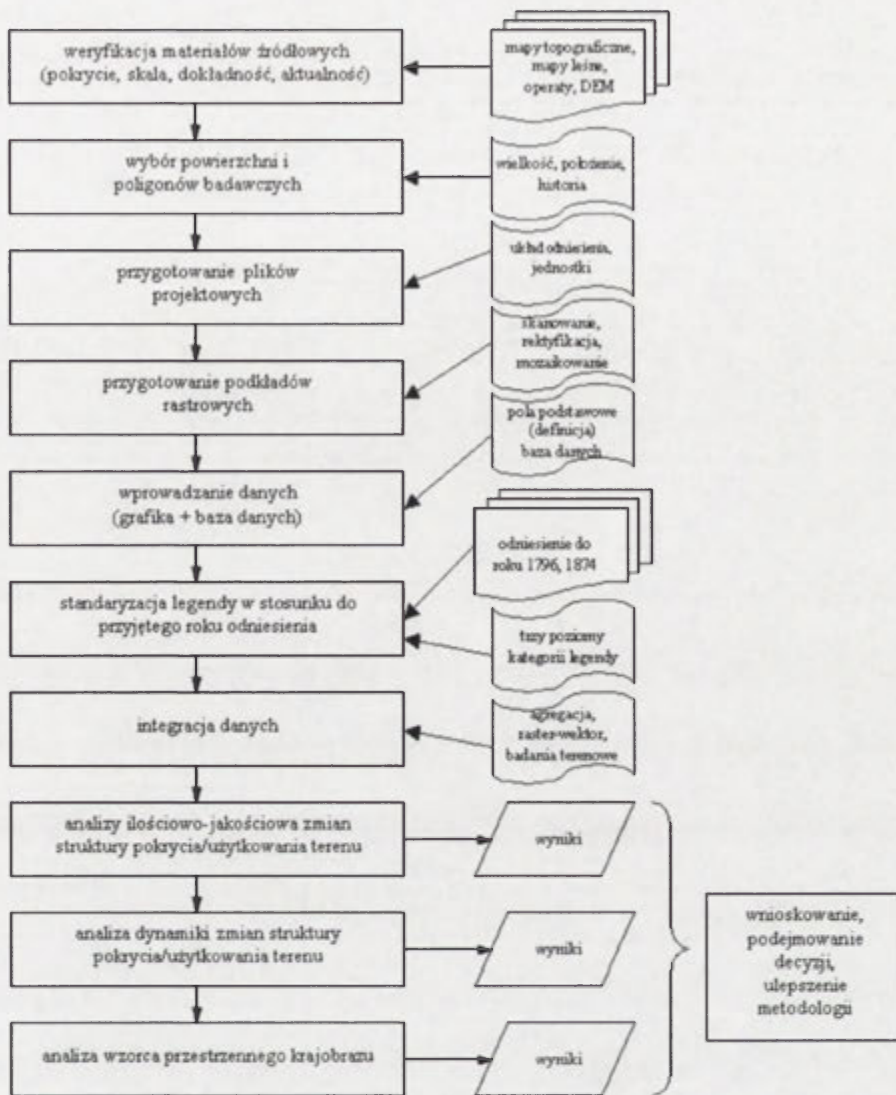
Dla scharakteryzowania zmian struktury krajobrazu w latach 1954-1985 na obszarze Zaborskiego Parku Krajobrazowego zastosowano miary wielkości i rozmiaru płatów, miary krawędzi, miary kształtu (w tym wymiar fraktalny), miary różnorodności i fragmentacji podstawowych wydzieleń, tj. płatów wyodrębnionych na mapach topograficznych. Obliczenia wykonano głównie o oparciu o utworzoną wektorową bazę danych. Dynamikę zmian pokrycia/użytkowania terenu obliczono na podstawie niejednorodnych łańcuchów Markowa. Realizacja przyjętych celów badawczych przebiegała w kilku etapach (ryc. 1). Większość z nich została zrealizowana z wykorzystaniem technologii GIS.

4. Wyniki

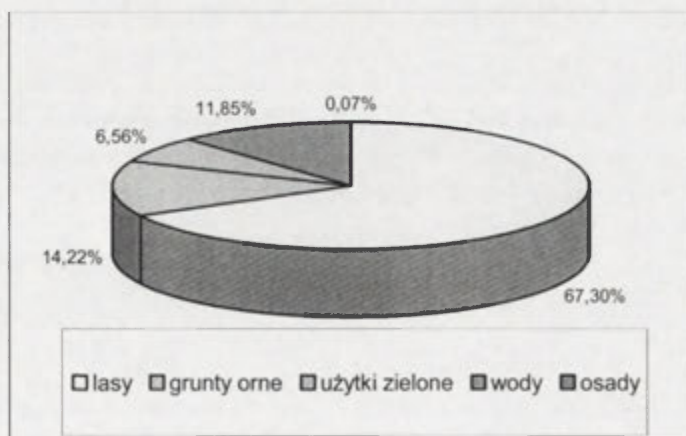
Zmiany pokrycia/użytkowania terenu i wybranych miar wzorca przestrzennego krajobrazu określano w analizie całego Zaborskiego Parku Krajobrazowego. Przeprowadzono analizy porównawcze dla dwóch stanów: z 1954 roku, tj. okresu nadmiernej eksploatacji lasów i z 1985 roku, a więc z okresu nie tylko trwającego w Polsce kryzysu gospodarczego, lecz również z początku fazy wdrażania nowych proekologicznych zasad do gospodarki leśnej.

W 1954 roku lasy stanowiły 67,3% powierzchni ZPK (ryc. 2). W następnym okresie udział tej kategorii zwiększył się do 71,9% (ryc. 3). Odbyło się to kosztem zmniejszenia udziału gruntów ornych, z 14,2% w roku 1954 do 9,1% w 1985 roku. Nieznacznie zwiększyła się natomiast powierzchnia użytków zielonych. Wody oraz tereny zabudowane w obu porównywalnych okresach zajmowały niemal taką samą powierzchnię.

Powyższe zmiany struktury pokrycia/użytkowania terenu Zaborskiego Parku Krajobrazowego uwidoczniły się w wielkości obliczonych wskaźników wzorca przestrzennego krajobrazu dla dwóch stanów tego obiektu (tab. 1). W 1954 roku liczba wyróżnionych płatów krajobrazowych wynosiła 2013 i zmalała o 72 w 1985 r. Łączna długość granic (krawędzi) także zmniejszyła się, z 4329 km do 4029 km, tj. o 300 km. Nieznacznie zmalał natomiast indeks

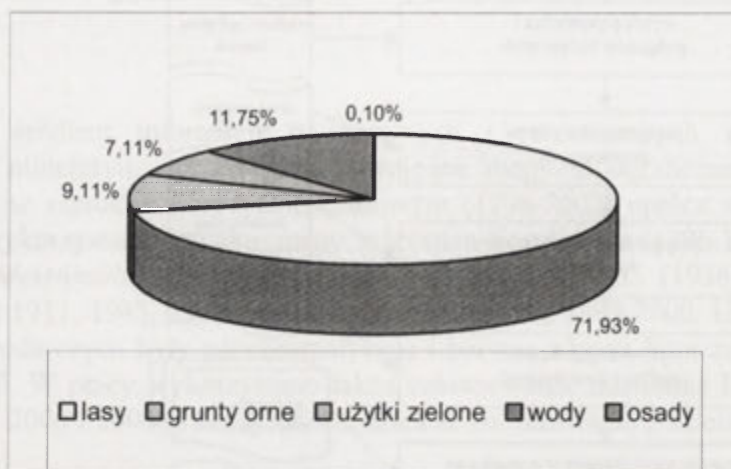


Ryc. 1. Schemat postępowania badawczego



Ryc. 2. Struktura pokrycia/użytkowania terenu ZPK w 1954 r.

kształtu oraz wskaźnik różnorodności obliczony dla danych pierwotnych. Wskaźnik różnorodności, obliczony na podstawie danych standaryzowanych, po 31 latach utrzymywał się na niezmiennym poziomie.



Ryc. 3. Struktura pokrycia/użytkowania terenu ZPK w 1985 r.

Tabela 1. Wybrane miary wzorca przestrzennego krajobrazu ZPK w latach 1954-1985

Poziom krajobrazu	1954	1985
Liczba płątów	2013	1941
Średnia wielkość wydzielenia [ha]	19,90	20,64
Łączna długość granic [km]	4329,37	4029,34
Gęstość granic [m/ha]	108,02	100,53
Indeks kształtu	1,60	1,65
Wymiar fraktalny	1,343	1,344
Różnorodność (dane pierwotne)	1,54	1,50
Różnorodność (dane standaryzowane)	0,68	0,68

Zmiany omawianych wskaźników struktury krajobrazu dość wyraźnie zaznaczyły się także w analizie jednej dominującej kategorii użytkowania terenu, a mianowicie lasów. Na przestrzeni 31 lat zmniejszyła się liczba wydzieleni należących do kategorii lasy, a także łączna długość granic (krawędzi) płątów leśnych (tab. 2).

Tabela 2. Wybrane miary wzorca przestrzennego kategorii lasy ZPK w latach 1954-1985

Poziom kategorii – lasy	1954	1985
Liczba płątów	1095	1072
Średnia wielkość wydzielenia [ha]	107,14	85,76
Łączna długość granic [km]	2677,70	2562,50
Indeks kształtu (zagajniki)	1,54	1,61

Wzrósł natomiast indeks kształtu z 1,54 do 1,61. Kategoria lasy ma najistotniejszy wpływ na wszystkie opisywane wskaźniki struktury i zmiana wartości każdego z analizowanych wskaźników tej kategorii determinuje wielkość indeksów obliczoną na poziomie krajobrazu, czyli uzyskaną łącznie dla wszystkich form pokrycia/użytkowania terenu.

5. Wnioski

Porównawcze badania nad heterogenicznością krajobrazu leśnego, z wykorzystaniem Systemów Informacji Geograficznej, prowadzone na obszarze Zaborskiego Parku Krajobrazowego pozwoliły na sformułowanie następujących wniosków: zmianę sposobu użytkowania terenu wpłynęła na strukturę przestrzenną krajobrazu; w wyniku wprowadzenia nowych zasad hodowli lasu nastąpił: spadek fragmentacji krajobrazu, spadek różnorodności krajobrazu, spadek łącznej długości krawędzi (stref kontaktowych wydzielen), oraz zmniejszenie liczby płatów krajobrazowych,

- zmianę heterogeniczności krajobrazu leśnego, efektywnie można analizować jako proces dynamiczny, na podstawie wieloczasowych danych kartograficznych i teledetekcyjnych,
- monitorowanie zmian pokrycia/użytkowania terenu z wykorzystaniem narzędzi i procedur GIS ułatwia dokonanie analiz i porównań zasięgu form użytkowania terenu oraz pozwala na tworzenie modeli teoretycznych oceniających najkorzystniejszą strukturę krajobrazu z punktu widzenia funkcjonowania krajobrazu traktowanego jako mozaika płatów,
- System Informacji Geograficznej pozwala na pełną integrację danych pochodzących z wielu źródeł, dzięki temu możliwe jest łatwiejsze i powtarzalne porównywanie dużych powierzchni przetwarzanych obrazów;

W niniejszej pracy GIS stanowił podstawowe narzędzie badawcze. Zaproponowany algorytm postępowania pozwolił na jakościowe i ilościowe analizy i może być on ponownie wykorzystywany w innych pracach badawczych, związanych ze środowiskiem. Opracowana została metoda wykorzystania wieloźródłowych danych kartograficznych i teledetekcyjnych i ich wspólnej integracji. Zaproponowane etapy postępowania badawczego, pozwalają na nowoczesne podejście do zagadnień związanych z ewolucją krajobrazu.

Literatura

- Borzyszkowski J. (red.), 1984, *Dziej Brus i okolicy, Zrzeszenie Kaszubsko-Pomorskie – Oddział w Chojnicach i Oddział Miejski w Gdańsku, Chojnice-Gdańsk.*
- Baker W. L., Cai Y., 1992, *The role programs for multiscale analysis of landscape structure using GRASS geographical information system, Landscape Ecology, 7, s. 291-302.*

Zróźnicowanie wymiaru fraktalnego wybranych komponentów środowiska przyrodniczego doliny dolnej Wisły

Kamila Lis

Zakład Teledetekcji i Kartografii, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp

Zróźnicowanie krajobrazu jest określane jako bogactwo struktur geokomponentów oraz ich cech, decydujących o dynamice w ujęciu przestrzennym, funkcjonalnym, jak również czasowym. Do badań zależności zachodzących pomiędzy poszczególnymi komponentami krajobrazu oraz jego zmienności stosowane są różnorodne metody. Od połowy lat 70. nastąpił wzrost zainteresowania analizą środowiska geograficznego metodami matematycznymi z zakresu teorii informacji. Jedną z takich metod jest sformułowana w 1967 roku przez B.B. Mandelbrota teoria wymiaru fraktalnego (Mandelbrot 1967). Fraktale stanowią połączenie systemów dynamicznych, geometrii oraz teorii liczb. Geometria fraktalna jest rozszerzeniem geometrii klasycznej. Może być stosowana do tworzenia dokładnych modeli struktur fizycznych, m.in. przestrzeni geograficznej, która stanowi złożony i dynamiczny system z wielością powiązań i sprzężeń (Luc i in. 2005). Pozwala ona również określić prawidłowości przebiegu zjawisk w nim zachodzących oraz analizować georóżnorodność tego systemu. Ponadto wymiar fraktalny, jako miara złożoności przestrzeni, znajduje zastosowanie w badaniach wszelkich nieregularności występujących w krajobrazie. Do tej pory metoda ta znalazła zastosowanie głównie w analizie:

- sieci rzecznej (Bajkiewicz-Grabowska, Olszewski 2001; Magnuszewski 1993),
- rozwinięcia linii brzegowej (Mandelbrot 1967),
- ukształtowania powierzchni terenu (Turcotte 1992) oraz
- w badaniach przebiegu zjawisk klimatycznych (Fortuniak 2002).

Celem niniejszej pracy jest udowodnienie, iż wymiar fraktalny pozwala na badanie zróźnicowania wybranych komponentów środowiska przyrodniczego pod względem ich struktury oraz próba przyporządkowania jego wartości określonym typom rzeźby doliny Wisły.

Do analizy zostały wybrane:

- linia brzegowa koryta Wisły oraz
- ukształtowanie pionowe terenu, w granicach czterech wydzielonych pól testowych.

Realizacja wyznaczonego celu jest związana z kompilacją metodyczną, łączącą właściwości metod geograficznych i matematycznych. W związku z tym został przyjęty następujący algorytm:

1. Wybór pól testowych:

❖ **KOTLINA PŁOCKA**

I – KĘPA POLSKA – PŁOCK

II – FRAGMENT ZBIORNIKA WŁOCŁAWSKIEGO

❖ **KOTLINA TORUŃSKA**

III – NOWOGRÓDEK – UJŚCIE TAŻYNY

❖ **BASEN UNISŁAWSKI**

IV – UJŚCIE BRDY – UNISŁAW

2. Utworzenie wektorowych warstw tematycznych wybranych komponentów środowiska przyrodniczego w polach testowych, wyodrębnionych na analizowanym odcinku doliny Wisły:

- ❖ linia brzegowa koryta Wisły
- ❖ ukształtowanie pionowe terenu;

3. Naniesienie pól podstawowych – siatki kwadratów o powierzchni $500\text{m} \times 500\text{m}$ na poszczególne warstwy mapy oraz wyznaczenie dla tych pól wymiaru fraktalnego w celu oceny złożoności i gęstości rozkładu przestrzennego badanych komponentów;
4. Ocena rozkładu przestrzennego wartości wymiaru fraktalnego w wydzielonych polach testowych badanych geokomponentów za pomocą analizy statystycznej;
5. Określenie relacji między analizowanymi komponentami.

2. Metodyka pracy

Fraktal nie ma jednoznacznej definicji. Słowo to pochodzi od łacińskiego *frangere*, co oznacza „łamać”, bądź *fractus* – „złamany”, co wyraża figurę geometryczną o złożonej strukturze, nie będącą krzywą, powierzchnią, ani bryłą w znaczeniu geometrii klasycznej, mająca wymiar ułamkowy. W klasycznym pojęciu Mandelbrota (1967, 1983) fraktal jest to obiekt geometryczny, mający cechę samopodobieństwa, którego wymiar nie jest liczbą całkowitą ($D_f \notin \mathbf{Z}$). Oznacza to, iż w odróżnieniu od prostych kształtów euklidesowych, które wraz z powiększeniem tracą swoją strukturę i określone są wymiarem całkowitym, istnieją kształty wykazujące złożoność struktury niezależną od ich powiększenia. Ich wymiar jest liczbą niewymierną, zależną od wypełnienia danej przestrzeni obiektem. Wartości całkowite otrzymane na podstawie obliczeń wymiaru fraktalnego świadczą o występowaniu elementów w danej strukturze, które mają tylko własności geometrii euklidesowej.

Szczególnymi przypadkami wymiaru fraktalnego Mandelbrota są *wymiar samopodobieństwa* i *wymiar pudełkowy*, między którymi występuje ścisły związek.

Obiekt nazywa się *samopodobny*, jeżeli może być podzielony na dowolnie małe części, z których każda jest wiernym pomniejszeniem całości. Ważną cechą jest to, że małe fragmenty można otrzymać z całego obiektu przez *przekształcenie podobieństwa*. Natomiast wymiar pudełkowy umożliwi systematyczny pomiar, który można zastosować do dowolnej, nie mającej cechy samopodobieństwa struktury na płaszczyźnie i łatwo ją zaadaptować do struktur występujących w przestrzeni trójwymiarowej.

3. Obszar badań

Według podziału hydrologicznego teren analiz obejmuje dolny odcinek Wisły, której początek stanowi ujście Bugo-Narwi, uznawany przez E. Wiśniewskiego i L. Andrzejewskiego (1994) za dolinę dolnej Wisły.

Wg teorii systemu rzecznoego S.A. Schumma (1969) jest to depozycyjny fragment systemu rzeki, w którym dominują procesy akumulacji osadów zawieszinowych, o czym świadczy między innymi wykształcenie osadów równiny zalewowej zbudowanej w spągowej części z „mad ilastych” (Myślińska 2001).

Naturalny układ koryt Wisły na tym odcinku ma lub miał charakter wielokorytowej i/lub wielonurtowej, zbliżony do anastomozującej. W wyniku przekształceń antropogenicznych związanych z regulacją odcinka od ujścia Tążyny, przeprowadzonej w końcu XIX w. na tym odcinku ma charakter rzeki jednokorytowej tzw. „ograniczonego meandrowania” (Babiński 1992).

W obrębie omawianego obszaru zostały wydzielone 4 pola testowe, na których została przeprowadzona analiza fraktalna. Podstawą do wydzieleni były 2 kryteria:

- I. stopień przekształcenia koryta rzeki
- II. ukształtowanie powierzchni dna doliny i jej otoczenia związane z genezą.

1) Pole testowe w Kotlinie Płockiej (Kępa Polska – Płock).

Jest to odcinek nieuregulowany koryta Wisły. Wg E. Fałkowskiego (1982) to fragment „rzeki dzikiej” (przykład rzeki anastomozującej), położony między Kotliną Warszawską i Kotliną

Płocką w obszarze staroglacjalnym, nie objętym ostatnim zlodowaceniem. Ma on charakter zastoiskowy i został dokładnie opracowany przez E. Wiśniewskiego (1987).

2) Pole testowe w Kotlinie Płockiej (fragment zbiornika włocławskiego).

Jest to silnie przekształcony fragment koryta rzecznego, w wyniku budowy w 1969 r. zbiornika włocławskiego. Następstwem realizacji tej inwestycji było zalanie fragmentu równiny zalewowej. Obszar znajduje się w strefie maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia. W dnie doliny występują zwydmione terasy rzeczne. Odcinek ten został opracowany przez E. Wiśniewskiego (1982);

3) Pole testowe w Kotlinie Toruńskiej (Nowogródek – Ujście Tażyny)

Stanowi przykład rzeki słabo przekształconej o charakterze anastomozującym. Przekształcenia układu koryta są nieznaczne, a duży wpływ na przebieg procesów korytowych ma intensywna erozja wgłębna zachodząca poniżej Zbiornika Włocławskiego (Babiński, 1982, 1992; Giriat, 2000). Odcinek doliny, której rozwój należy wiązać z początkową fazą późnego glaciału, jest odcinkiem przełomowym między Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską. Szczegółowo opracowany przez A. Tomczak (1971, 1982, 1987);

4) Pole testowe na pograniczu Kotliny Toruńskiej i Basenu Unisławskiego (Ujście Brdy – Unisław).

Jest to odcinek obejmujący przełom pod Fordonem odpowiadający górnemu fragmentowi doliny dolnej Wisły wg R. Galona (1934) i wg podziału fizyczno-geograficznego Polski J. Kondrackiego (1998), związany z ostatnim etapem późnoglacialnego rozwoju doliny Wisły. Został uregulowany w XIX wieku i wg Z. Babińskiego (1992) jest to „rzeka ograniczonego meandrowania”, szczegółowo opracowany przez W. Niewiarowskiego (1987).

4. Przebieg badań

W obrębie każdego z 4 wybranych pól testowych o wielkości $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ na zwektoryzowanych warstwach tematycznych przedstawiających wybrane komponenty środowiska przyrodniczego (koryto rzeki i rzeźba terenu), wydzielono 400 pól podstawowych o wymiarach $500 \text{ m} \times 500 \text{ m}$. W każdym z nich została przeprowadzona analiza fraktalna metodą pudełkową. W pierwszej kolejności analizie została poddana linia brzegowa koryta Wisły w zakresie pól testowych – element powierzchniowy, następnie rzeźba terenu – jako element przestrzenny.

Dla linii brzegowej koryta rzecznego do badań zostały wybrane tylko te pola podstawowe, w których wystąpił fragment struktury. Charakterystyczną cechą obiektu jest brak samopodobieństwa w jego strukturze.

Wykonanie analizy opiera się na następującej procedurze (Luc i in. 2005):

1. Nakładamy na nieregularną strukturę obiektu regularną siatkę o wielkości oczek $s = s_1$, w analizie przyjęto wielkość $s_1 = 1/4$;
2. Zliczamy te oczka siatki, które pokrywają fragmenty struktury, otrzymując liczbę $N(s_1)$;
3. Powtórnie na strukturę nakładamy regularną siatkę oczek, ale o pomniejszonej ich wielkości do $\frac{1}{2} s = s_2$, która wynosi $s_2 = 1/8$;
4. Zliczamy odpowiednie oczka, otrzymując liczbę $N(s_2)$;
5. Wykonujemy wykres, zaznaczając na nim zlogarytmowane wyniki, odpowiednio dla osi $X \rightarrow \log(1/s)$, dla osi $Y \rightarrow \log N(s)$;
6. Dokonujemy pomiaru kąta nachylenia prostej na wykresie – otrzymana liczba – $\text{tg}\alpha$, to wymiar pudełkowy D_f , bądź też:
7. Nachylenie prostej łączącej oba punkty obliczamy wg wzoru:

$$D_f = \frac{\log N(s_2) - \log N(s_1)}{\log \frac{1}{s_2} - \log \frac{1}{s_1}}$$

Analiza struktur przestrzennych, takich jak ukształtowanie pionowe terenu, wymaga dostosowania metody pudełkowej, która w standardowej postaci przeznaczona jest do analizy elementów powierzchniowych. Uwzględnic należy dodatkową zmienną, czyli wysokość obiektów. W celu przeprowadzenia analizy postępujemy wg opracowanego algorytmu (Luc i in. 2005).

1. Nałożenie pudełek o wymiarach $M \times M \times G$ na rysunek poziomicowy przedstawiający rzeźbę terenu, gdzie G jest postępującym ciągiem wartości charakteryzujących wysokość. Wartość tą odczytano z rysunku poziomicowego mapy topograficznej. Każde pudełko opisano w układzie współrzędnych (x, y, z) , przy czym pierwsza i druga zmienna określa pozycję pola w dwuwymiarowej płaszczyźnie obrazu, natomiast trzecia przyjmuje wartości graniczne tj. minimalnej (H_{\min}) i maksymalnej (H_{\max}) wysokości bezwzględnej w analizowanym pudełku.

W praktyce pudełko obejmuje jedno pole podstawowe ($M \times M = 500 \text{ m} \times 500 \text{ m}$), a współrzędna G oznacza wysokość względną w tym polu.

Dalej następuje nałożenie pudełek o wielkości zredukowanej do wymiarów $S \times S$ ($1 < S \leq M/2$, $S \in \mathbb{Z}$). W procesie tym stosuje się współczynnik proporcjonalności r ($r = S/M$) w dwuwymiarowej płaszczyźnie, jak również w trzecim wymiarze w zakresie wysokości. W efekcie wartość każdego z pudełek wynosi $S \times S \times G'$, gdzie G' jest nowym ciągiem postępującym określającym wartości wysokości względnej w każdym pudełku.

Zatem, przestrzeń $M \times M \times G$ tworzy kompozycja serii pudełek o wielkości $S \times S \times G'$.

2. *Obliczanie średniego wypełnienia* przestrzeni strukturą (rzeźbą terenu) dla każdego pudełka ($S \times S \times S'$) zawartego w przestrzeni $M \times M \times G$.

Zakładając, że dla każdego pudełka $S \times S \times S' \rightarrow H_{\min} = K$ i $H_{\max} = L$, wielkość wypełnienia każdego z pudełek n_r zawartych w polu podstawowym jest określona wzorem:

$$n_r(s, s) = L - K + 1.$$

Liczbę pudełek N_r potrzebną do pokrycia całego pola podstawowego otrzymano po zastosowaniu następującego wzoru:

$$N_r = \sum_{i,j}^M n_r(s, s).$$

3. Obliczenie *pudełkowego wymiaru fraktalnego* – D_f na podstawie następującej formuły:

$$D_f = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log N_r}{\log \left(\frac{1}{r} \right)}.$$

4. Wartości, jakie zostały uzyskane w wyniku tych operacji, zamykają się w przedziale $D_f \in (2, 3)$, w zależności od tego, jak dana struktura wypełnia przestrzeń trójwymiarową.

Wykonane pomiary i obliczenia są obarczone błędami systematycznymi. Dlatego też w dalszej analizie zastosowana została metoda różniczki zupełnej w celu oszacowania błędu maksymalnego wielkości złożonej. Dla dokonania poprawnej interpretacji wyników w przeprowadzonej analizie metodą fraktalną, zastosowane zostały następujące formuły statystyczne: wartości ekstremalne D_f , średnia arytmetyczna, średnie odchylenie standardowe, liczebność wydzielonych przedziałów D_f oraz współczynnik korelacji Pearson'a. Ocena interpretacji wymiaru fraktalnego badanych geokomponentów w poszczególnych polach została porównana z jednostkami geomorfologicznymi (typów rzeźby terenu). Na podstawie powyższych metod, uzyskano wartość informacyjną rozkładu wymiaru fraktalnego w każdym polu testowym, świadcząca o wielkości zróżnicowania przestrzennego oraz zależnościach między dwoma analizowanymi komponentami środowiska geograficznego.

5. Wnioski

Porównując wartości wymiaru fraktalnego, wybrane zostały z pól testowych wyróżniające się formy terenu: równina zalewowa, terasy nadzalewowe, zwymnione terasy rzeczne, strome zbocza dolinne oraz wysoczyzna morenowa płaska, którym odpowiadają określone przedziały wartości Df (tab. 1).

Tabela 1. Przedziały wartości Df rzeźby terenu dla wybranych form genetycznych w analizowanych polach testowych

Typ rzeźby	Przedziały wartości charakterystycznych Df
Równina zalewowa	[2,26; 2,45]
Terasy nadzalewowe	[2,01; 2,25], [2,26; 2,35]
Zwymnione terasy rzeczne	[2,46; 2,75]
Umiarkowanie strome zbocza	[2,36; 2,65]
Strome zbocza dolin	[2,76; 2,95]
Wysoczyzna morenowa płaska	[2,01; 2,25]

Z tego zestawienia wynika, iż niektóre wartości przedziałów dla różnych typów rzeźby nakładają się (np. 2,26 dla równiny zalewowej oraz terasy nadzalewowej) lub nawet całkowicie zawierają się w przedziale wartości charakterystycznych dla innego typu rzeźby (np. 2,01; 2,25 dla terasy nadzalewowej oraz wysoczyzny morenowej płaskiej). Prawdopodobnie należy to tłumaczyć podobieństwami występującymi w rzeźbie badanego terenu, których stopień zależy od wielkości deniwelacji oraz przebiegu rysunku poziomicowego.

Analiza kształtu koryta rzecznoego w planie wykazała, że:

- 1) najwyższe zróżnicowanie linii brzegowej występuje w polach testowych odpowiadających odcinkom rzeki anastomozującej i częściowo uregulowanej, a najniższe w polu odpowiadającym odcinkowi rzeki uregulowanej;
- 2) wymiar fraktalny pozyskany na podstawie przebiegu i złożoności strukturalnej linii brzegowej określa stopień jej urozmaicenia, a pośrednio stopień przekształceń antropogenicznych koryta – im niższa wartość Df , tym kształt linii brzegowej zbliżony jest do prostej bądź łuku, natomiast im wyższa wartość, tym kształt linii jest bardziej złożony.

Analiza rzeźby wybranych fragmentów testowych doliny dolnej Wisły wykazała, że:

- 1) wartości wymiaru fraktalnego są największe w polach, gdzie występują największe deniwelacje terenu, a najmniejsze na obszarach o najmniejszych deniwelacjach;
- 2) analiza korelacji wysokości względnej i odpowiadających im wartości wymiaru fraktalnego wykazała, że wraz ze wzrostem różnicy wysokości rośnie wartość wymiaru fraktalnego; siłę związku określa wartość współczynnika r , odpowiadająca bardzo wysokiej korelacji ($r \in [0,75; 0,9]$);
- 3) dla tych samych deniwelacji występują znaczne różnice wartości wymiaru fraktalnego, zależnie od kształtu rysunku poziomicowego, a tym samym ukształtowanie zbocza stanowi kolejny element decydujący o wartości badanego wymiaru;
- 4) urozmaicenie rzeźby terenu również wywiera wpływ na wartość Df niezależnie od różnicy wysokości, jednakże jest on drugorzędny;
- 5) słabo urozmaiconym terasom nadzalewowym w dolinie rzecznoej oraz wysoczyźnie morenowej płaskiej przyporządkowane zostały najniższe wartości $Df \in [2,01; 2,25]$, natomiast terasom rzecznoym o nieco większym urozmaiceniu rzeźby odpowiadają wartości $Df \in [2,26; 2,35]$, przy czym wielkość różnicy uzależniona jest od stopnia urozmaicenia rzeźby;

- 6) należy zwrócić uwagę, że dla równiny zalewowej Wisły stwierdziłam dominujące wartości w zakresie $Df \in [2,26; 2,45]$, co podkreśla większe niż określa nazwa „równina” urozmaicenie rzeźby tej części dna;
- 7) zwydmionym terasom w dolinie rzecznej, które cechuje wysokie urozmaicenie rzeźby terenu, odpowiadają wartości $Df \in [2,46; 2,75]$;
- 8) na podstawie wartości Df występujących w strefie zboczy doliny, najwyższe wartości wymiaru fraktalnego ($Df \in [2,76; 2,95]$) przyporządkowano bardzo stromym zboczom doliny Wisły, niższe zaś ($Df \in [2,36; 2,65]$) dla zboczy umiarkowanie stromych i fragmentów wysoczyzny poprzecinanej dolinkami o genezie erozyjno – denudacyjnej.

Wykazany w pracy brak jednoznacznej zależności pomiędzy kształtem linii brzegowej koryta a urozmaiceniem powierzchni terenu równiny zalewowej przyległej do koryta rzecznego można tłumaczyć silną ingerencją człowieka w przekształcaniu rzeźby terenu doliny dolnej Wisły, a w szczególności jej fragmentów uznanych w tym opracowaniu za pola testowe.

6. Podsumowanie

Na podstawie przeprowadzonych badań udowodniono, że wymiar fraktalny pozwala na badanie zróżnicowania środowiska przyrodniczego w zakresie analizy struktury cech jakościowych, czyli urozmaicenia przestrzeni dwu- i trzymiarowej.

Wykazano także zależności pomiędzy wartościami wymiaru fraktalnego a typami rzeźby występującymi w wybranych fragmentach doliny Wisły. Uzyskane w pracy wartości dla rzeźby słabo urozmaiconych teras nadzalewowych i wysoczyzny morenowej płaskiej odpowiadają jednocześnie wartościom charakterystycznym, opracowanym m.in. przez Wilsona (2000), dla rzeźby równinnej i lekko falistej ($Df \in [2,00; 2,25]$), następnie dla równiny zalewowej, teras rzecznych o urozmaiconej rzeźbie oraz umiarkowanie stromych zboczy odpowiadają obszary faliste ($Df \in (2,25; 2,5)$), dla zwydmionych teras rzecznych i częściowo dla umiarkowanie stromych zboczy doliny odpowiadają obszary pagórkowate o $Df \in (2,51; 2,75)$, a stromym zboczom doliny – obszary pogórza i górskie ($Df > 2,75$).

Literatura

- Babiński Z., 1985, *Hydromorfologiczne konsekwencje regulacji dolnej Wisły*, Przegląd Geograficzny, 57, 4, s. 471-486.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Olszewski R., 2001, *Czy prawa Hortona poprawnie opisują fraktalną strukturę sieci rzecznych?* Przegl. Geofil., XLVI, 3, s.223-239.
- Falkowski E., 1982, *Some regularities of the valley floor evolution of the Middle Vistula river valley* [w:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, part I, Geographical Studies, Special Issue, 1, IGZiPZ PAN, s. 9-20.
- Fortuniak K., 2002, *Fraktalne wymiary usłonecznienia*, Sympozjum Klimatologiczne, UMK, Toruń, 16-17.IX.1993.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Badania Geograficzne Polski Północno – Zachodniej, 12-13, Poznań.
- Giriati D., 2000, *Próba określenia zasięgu oddziaływania zapory we Włocławku na procesy korytowe poniżej zapory na podstawie wybranych cech teksturalnych współczesnych osadów Wisły*, [w:] *Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku*, V zjazd Geomorfologów Polskich, IG UMK i SGP, Toruń.
- Kondracki J., 1998, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa.
- Luc M., Szmańda B. J., Lis K., 2005, *Zróżnicowanie wymiaru fraktalnego wybranych komponentów pokrycia terenu na tle geomorfologii zlewni Strugi Toruńskiej*, Roczniki Geomatyki, III, 4, PTIP, Warszawa.
- Magnuszewski A., 1993, *Wymiar fraktalny współczesnych sieci rzecznych*, Przegl. Geofil., XXXVIII, 2, s.121-130.
- Mandelbrota B.B., 1976, *How long is the coastline of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension*, Science, 156.
- Mandelbrota B.B., 1983, *The fractal geometry of nature*, W.F. Freeman and Co, New York.
- Myślińska E., 2001, *Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania*, PWN, Warszawa.
- Niewiarowski W., 1987, *Evolution of the Lower Vistula in Unisław Basin and at the river gap to the north of Bydgoszcz – Fordon*, [w:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, part II, Geographical Studies, Special Issue, 4, IGZiPZ PAN, s. 233-252.

- Schumm S.A., 1969, *River metamorphosis*, J. Hydraul. Div., ASCE, 95, s. 255-273.
- Tomczak A., 1982, *The evolution of the Vistula River valley between Toruń and Solec Kujawski during the Late Glacial and the Holocene* [w:] Starkel L. (red.) *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, part I, Geographical Studies, Special Issue, 1, IGZiPZ PAN, s. 109-130.
- Tomczak A., 1987, *Evolution of the Vistula valley in the Toruń Basin in the Late Glacial and Holocene* [w:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, part II, Geographical Studies, Special Issue, 4, IGZiPZ PAN, s. 207-231.
- Turcotte D., 1992, *Fractal and chaos in geology and geophysics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge 275.
- Wiśniewski E., 1982, *The geomorphological evolution of the Vistula River valley between Włocławek and Ciechocinek during the last 15000 years*, [w:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, part I, Geographical Studies, Special Issue, 1, IGZiPZ PAN, s. 93-108.
- Wiśniewski E., 1987, *Evolution of the Vistula River valley between Warsaw and Płock Basins during the last 15000 years*, [w:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, part II, Geographical Studies, Special Issue, 4, IGZiPZ PAN, s. 171-188.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., 1994, *The problem of the Warsaw ice-demmed lake drainage through the Warsaw – Berlin Pradolina at the last ice-sheet maximum*, [w:] *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 38, 2, s. 141-149.

Kryteria krajobrazowe do planowania lokalizacji plantacji topolowych w Polsce północnej i centralnej

Małgorzata Luc¹, Adam Czarnecki²

¹Zakład Teledetekcji i Kartografii, Instytut Geografii UMK, Toruń

²Pracownia Kształtowania Krajobrazu, Instytut Ekologii i Ochrony Środowiska UMK, Toruń

1. Wstęp

Z uwagi na wysokie znaczenie, jakie społeczeństwo przypisuje obecnie wartościom etycznym i estetycznym krajobrazu (Antrop i van Eetvelde 2000), w sytuacji nadmiernego wykorzystywania przestrzennych zasobów naturalnych powinno stosować się nowe podejście do zagadnień wpływu człowieka na krajobraz. W ocenie należy uwzględnić zarówno obiektywne wartości krajobrazu jak i te odczuwane subiektywnie. Ponadto, w sytuacji, gdy w rolnictwie popyt na tradycyjne produkty kurczy się zaś rośnie na biomasę i drewno, jedną z opcji zagospodarowania przestrzeni jest propozycja wprowadzenia topól w sposób komponujący się z uprawami tradycyjnymi. Uprawy drzew w miejsce przeważających w rolnictwie roślin zbożowych wywołałyby niewątpliwie zmiany w wielu aspektach gospodarczych, ekonomicznych, przyrodniczych, ale także w istniejącym krajobrazie rolniczym (Hudson 1991, Forman 1995). Unia Europejska, ale również inne kraje promują zasady tworzenia gospodarstw agroleśnych w celu zachowania walorów krajobrazu rolniczego (EU zasady 2078/92, 2080/92, obecnie EU 1257/99). Istnieje potrzeba zbadania wpływu funkcjonujących już plantacji topolowych na krajobraz, jak również ważne jest określenie pojemności badanej przestrzeni na potencjalny wzrost ich powierzchni, których graniczna wielkość byłaby możliwa do zaakceptowania zgodnie z zasadami rozwoju zrównoważonego krajobrazu (Franklin 1997).

Celem pracy wykonanej w ramach międzynarodowego programu PAMUCEAF1 jest dokonanie oceny wpływu istniejących plantacji na cechy wizualne krajobrazu o określonych właściwościach, jak również ocena pojemności tej przestrzeni na wprowadzone plantacje topolowe do granicy nie obniżającej lub podwyższającej obiektywne jego wartości.

2. Znaczenie drzew w krajobrazie

Lasy stanowią klimaksowy ekosystem dobrze komponujący się ze środowiskiem nieożywionym, natomiast pola uprawne powstałe w ich miejsce tworzą układ otwarty o zwiększonym przepływie materii i energii, wywołujący problemy środowiskowe oraz długie perspektywy widokowe (Collier et al 1978). Niewielkie obszary zalesione będące pozostałością lasów, niewątpliwie urozmaicają przestrzeń budując jej różnicowanie, a tym samym zwiększając atrakcyjność krajobrazu (Leakey 1996). Zatem obecność drzew powoduje, że powstają warunki dla budowania wartościowych relacji w zakresie wizualnych i ekologicznych walorów przestrzeni. W rolniczej Europie drzewa zniknęły z przestrzeni, co doprowadziło do jednostronnego przystosowania jej do warunków produkcji rolnej (von Boguslawski 1975). Obecnie, kiedy produkcja żywności angażuje mniejsze powierzchnie, zaś rośnie popyt na drewno, powstają warunki dla kształtowania krajobrazu w odniesieniu do cech trwałego rozwoju obszarów wiejskich, tj. walorów ekonomicznych, ekologicznych a także krajobrazowych. Plantacje topolowe zakładane w gospodarstwach rolnych, jak wskazują badania, z całą pewnością przysparzają korzyści materialnych i ekologicznych, natomiast mniej jest wiedzy na temat zmian, jakie wprowadzają one do wartości krajobrazowych, a z punktu widzenia ochrony i kształtowania krajobrazu mogą one spełnić istotne zadania. Niezwykle ważne wydaje się odpowiednio

usytuowanie drzew w celu ukrycia mało atrakcyjnych elementów krajobrazu oraz utrzymanie w zasięgu widzenia kluczowych elementów krajobrazu dotychczasowego.

3. Wybór stanowisk badawczych

Niż Polski charakteryzuje urozmaicona topografia z dużym zróżnicowaniem cech biotycznych i abiotycznych. Na ogół występowanie drzew wiąże się z obszarami leśnymi, natomiast na obszarach przydatnych dla rolnictwa drzew jest niedużo. Wybór modelowych stanowisk badawczych został oparty o ich reprezentatywność w obrębie krajobrazu młodogłacialnego, na których istnieją plantacje topolowe założone przez Lasy Państwowe na gruntach ornym (Luc i Czarnecki 2005). Kierując się tymi założeniami zostały wybrane trzy stanowiska (tab. 1): Turzno, Miradz, Ostromecko.

Tabela 1. Charakterystyka typologiczna krajobrazu

Typologia	Stanowiska		
	Turzno	Miradz	Ostromecko
Rodzaj krajobrazu w skali makro	Krajobraz glacialny, równinny i falisty; Wysoczyzna morenowa falista; Wysoczyzna Dobrzyńska	Krajobraz glacialny, pagórkowaty; Wysoczyzna morenowa płaska; Wysoczyzna Kujawska	Krajobraz równin tarasowych nadzalewowych; Pradolina Wisły, Kotlina Toruńska
Skala na poziomie krajobrazu	Krajobraz kulturowy, identyczny z naturalnym	Krajobraz kulturowy, odchodzący od naturalnego	Krajobraz kulturowy, odchodzący od naturalnego
Formy terenu:			
Morfologia	wysoczyzna – krawędź	rynna subglacialna	wyższa terasa nadzalewowa
Litologia	glina morenowa	ił, piasek	piasek
Roślinność	las	zboża	zboża, las łęgowy
Użytkowanie terenu	rolnicze	rolnicze	rolnicze

4. Metodyka i materiały

4.1. Podejście holistyczne

Analityczny i opisowy charakter badań krajobrazowych umożliwia holistyczne zrozumienie krajobrazu, podczas gdy intuicyjne i kreatywne możliwości rozwiązywania problemów w projektowaniu dają alternatywne kierunki rozwoju badań krajobrazowych (Makhzoumi i Pungetti 1999). Podejście takie nazywamy holistycznym, gdyż jednocześnie w skali lokalnej i regionalnej rozważa historyczne i współczesne struktury i procesy, dla jednego lub więcej komponentów abiotycznych i biotycznych, często łącząc je w asocjacje. Holizm przez wielu autorów uważany jest za fundamentalną formę charakterystyki w ekologii krajobrazu (np. Naveh i Lieberman 1994, Antrop 1996), krajobraz powinien być rozpatrywany jako złożona kompozycja raczej niż suma poszczególnych jego składowych. Ponadto, wszystkie elementy struktury przestrzennej krajobrazu korelują ze sobą tworząc jeden system. Holizm jest klasyczną metodą stosowaną w ocenie krajobrazu i jego klasyfikacji (Zonneveld 1995, Antrop 1997), jednakże powoduje powstanie struktur niezwykle trudnych do analizy (Antrop i van Eetvelde 2000).

4.2. Ocena wizualna krajobrazu

Ekologia krajobrazu wspólnie z metodami opisu i oceny zmierza do systemowego podejścia do analizy krajobrazu (Hills 1974, Giliomee 1977, Franklin 1997). Zaproponowany system oceny został tak zaprojektowany, by zastosowaną metodę klasyfikacji wizualnej poprzedzała ogólna analiza typologiczna krajobrazu (tab.1). Powstała ona w oparciu o informacje geograficzne w zakresie cech stałych i użytkowania gruntu, następnie zweryfikowane przez obserwacje terenowe zmierzające do kompleksowej analizy elementów krajobrazu, w której najpierw określa się zróżnicowanie elementów w polu widzenia, a później analizuje się interakcje pomiędzy nimi dążąc do oceny harmonii tworzonej przez wyróżniane elementy (tab. 2).

4.3. Protokół działań

Badania były prowadzone w dwóch ściśle skorelowanych etapach: charakterystyki (opisu krajobrazu) oraz oceny na podstawie przeprowadzonej analizy (Swanwick i in. 1999). Na etap pierwszy składa się: kartowanie, klasyfikacja i opis krajobrazu. Natomiast sporządzając opinię wykonano ocenę pojemności krajobrazu dla rozwoju plantacji topolowych na wybranych obszarach polegającą na analizie zróżnicowania oraz harmonii.

1. Kartowanie. Na podstawie map topograficznych w skali 1:25000 wyróżniono podstawowe elementy krajobrazu charakteryzujące region badań. Następnie na podstawie map w skali 1:10000 sprecyzowano opis obszaru badań ustalając kluczowe cechy oceny prowadzonej w terenie z punktów widokowych, tzw. viewpoints.

2. Klasyfikacja. Wyznaczone elementy kluczowe dla wybranych stanowisk badawczych można podzielić na dwie grupy: opisujące obszar poprzez jego cechy dotyczące parametrów kształtu granic oraz budujące zależności przestrzenne poprzez agregację elementów (ocena estetyki i percepcji krajobrazu). Klasyfikację przeprowadzono na podstawie badań terenowych, a jej wyniki zamieszczono w tabelach. Wykorzystano również mapy i zdjęcia ukazujące najistotniejsze cechy badanego terenu.

3. Ocena:

Zróżnicowania krajobrazu. Na tym etapie wyróżnione wcześniej cechy kluczowe zwaloryzowano stosując podstawowe, subiektywne kryterium wzmocnienia lub osłabienia istniejących walorów krajobrazowych (tab. 2).

Harmonii. W oparciu o wykonaną ocenę podjęto próbę oszacowania potencjału krajobrazu na przyjęcie dodatkowych drzew (tab. 2). Stanowi ona punkt wyjścia do opracowania różnych scenariuszy rozwoju krajobrazu z topolami oraz ekstrapolacji uzyskanych wyników na podobne obszary w Polsce północnej i środkowej.

5. Wyniki i dyskusja

Ocena wpływu plantacji topolowych na krajobraz

Na podstawie wyników przeprowadzonej analizy został oceniony wpływ istniejących plantacji topolowych na wartości środowiskowe pod kątem atrakcyjności krajobrazu, jego zróżnicowania i harmonii. Ocenie podlegał również potencjalny wpływ na krajobraz zwiększonej ilości drzew. Zostały ustalone relacje pomiędzy plantacjami, a otaczającym je terenem. Brano pod uwagę otwartość terenu, cechy form (wielkość, kształt, tekstura, nachylenie, złożoność), kompleksowość elementów naturalnych budujących strukturę krajobrazu oraz elementy antropogeniczne.

Należy stwierdzić wpływ intensyfikacji rolnictwa na uproszczenie krajobrazu poprzez zmniejszenie ilości małych gospodarstw, powiększenie obszarów o jednakowym zagospodarowaniu (Ostromecko), redukcję ilościową i jakościową śródpolnych zadrzewień (Miradz), czyli zwiększenie przestrzeni otwartej o uproszczonej strukturze. Spowodowało to również zmniejszenie ilości elementów budujących granice pomiędzy płacami, czyli w konsekwencji zmniejszyło zróżnicowanie krajobrazu powodując jego mniejszą atrakcyjność.

Po przeprowadzonej klasyfikacji i bonitacji każdemu stanowisku przyporządkowano jedną z pięciu klas atrakcyjności estetycznej krajobrazu. Uznano, że ten czynnik oceny jest istotny, gdyż wpływa na decyzje o miejscu planowania zasadzenia nowych drzew. Następnie zbadano harmonię krajobrazu (tab. 3).

Tabela 2. Waloryzacja krajobrazu

Elementy kluczowe		Bez topól			Z topolami			Dodatkowe topole			
		Miradz	Turzno	Ostromecko	Miradz	Turzno	Ostromecko	Miradz	Turzno	Ostromecko	
Formy terenu	wyniesienie n.p.m.	6	3	3	6	3	3	6	3	3	X3
	skala	6	6	6	6	6	6	9	9	9	X3
	kompleksowość	3	6	6	3	6	6	3	6	6	X3
	kształt/forma	3	6	3	3	9	3	3	6	3	X3
	nachylenie terenu	3	6	6	3	6	6	3	6	6	X3
	tekstura	3	6	6	3	6	6	3	6	6	X3
2. Użytkowanie terenu	naturalność	2	6	2	2	6	4	4	6	4	X2
A: cechy ogólne	skala	2	2	2	3	2	3	3	2	3	X1
	wzór	3	3	2	3	3	2	3	3	2	X1
	kompleksowość	2	2	2	3	3	3	6	3	6	X1
	zamknięcie przestrzeni	4	6	4	6	6	2	6	6	6	X2
B: cechy hydrograficzne	wilgotność	6	4	4	4	4	8	4	4	8	X2
	wzorzec cieków	2	4	2	2	4	2	2	4	2	X2
C: cechy lasów	skala drzewostanu	6	4	6	6	4	4	6	4	4	X2
	typ drzewostanu	6	4	4	2	6	8	2	6	8	X2
	wzór drzewostanu	2	6	2	2	6	6	6	8	10	X2
D: cechy osadnicze	typ osadnictwa	3	3	2	3	3	2	3	3	2	X1
	wzór sieci osadniczej	3	3	3	3	3	3	3	3	3	X1
E: cechy granic	typ granic	4	4	10	10	6	10	16	6	16	X2
	ogrodzenie: wzór	2	3	2	2	3	2	4	3	4	X1
	ogrodzenie: skala	4	4	2	4	4	4	6	4	6	X2
	ogrodzenie: kluczowe lokalizacje	4	10	6	10	10	16	14	10	16	X2
Ocena krajobrazu	cechy stałe (X1)	24	33	30	24	36	30	27	36	33	X3
	cechy średniozmienne (X2)	40	52	42	48	56	64	66	58	80	X2
	cechy zmienne (X3)	15	16	13	17	17	15	22	17	20	X1
	Suma	79	101	85	89	109	109	115	111	133	

Klasy atrakcyjności krajobrazu- waloryzacja:

- bardzo atrakcyjny > 116 punktów
- atrakcyjny 98 – 115 punktów
- przeciętny 80 – 97 punktów
- średnio atrakcyjny 61 – 79 punktów
- nieatrakcyjny < 60 punktów

Tabela 3. Harmonia krajobrazu wg Wiebera i Brossarda (1980) za Skarżyńskim (1992) zmienione

Kryteria/Bonitacja punktowa	Turzno	Miradz	Ostromecko
Liczba planów w krajobrazie			
1. Trzy lub więcej	5	5	5
2. Dwa wyraźne z prześwitami trzeciego nie stanowiącymi ciągłości	4	4	4
3. Dwa plany	3	3	3
4. Jeden	1	1	1
Liczba elementów budujących krajobraz oraz możliwość ich identyfikacji			
1. Krajobraz zróżnicowany – więcej niż 8 elementów	5	5	5
2. Krajobraz średnio-urozmaicony – 7-8 elementów	3	3	3
3. Krajobraz ubogi – mniej niż 7 elementów	1	1	1
Różnorodność elementów budujących krajobraz			
1. Obiekty wodne			
Dominujące w krajobrazie	3	3	3
Dominujące w krajobrazie ze względu na ich liczbę (małe "oczka")	2	2	2
Zauważalne (obecność bez dominacji)	1	1	1
2. Drzewa			
Zwarty las oraz pojedyncze drzewa lub ich skupiska	3	3	3
Zwarty las lub pojedyncze drzewa lub ich skupiska	2	2	2
Roślinność krzewiasta	1	1	1
Brak	0	0	0
3. Indywidualne obiekty przyrodnicze lub antropogeniczne, które wpływają na wartość estetyczną krajobrazu			
Pozytywnie	1	1	1
Neutralnie	0	0	0
Negatywnie	-1	-1	-1
Skrajnie negatywnie	-2	-2	-2
Harmonia krajobrazu			
1. Krajobraz harmoniczny	5	5	5
2. Krajobraz o częściowo zakłóconej harmonii	3	3	3
3. Krajobraz o mocno zakłóconej harmonii	1	1	1
4. Krajobraz o całkowicie zburzonej harmonii	0	0	0
Struktura pionowa krajobrazu			
1. Dobrze rozwinięta	3	3	3
2. Średnio rozwinięta	2	2	2
3. Słabo rozwinięta	1	1	1
SUMA	17	16	20

Klasy atrakcyjności krajobrazu – harmonia:

- bardzo atrakcyjny > 20 punktów
- atrakcyjny 17 – 19 punktów
- przeciętny 14 – 16 punktów
- średnio atrakcyjny 11 – 13 punktów
- nieatrakcyjny < 11 punktów

W celu dokonania oceny wpływu potencjalnej produkcji topól na gruntach ornych wykonano dwie symulacje – jedna pokazująca jak krajobraz mógłby wyglądać bez topól oraz druga – oceniająca przestrzeń przy założeniu dosadzenia dodatkowych drzew. Wyniki pokazują, że plantacje wzbogacają krajobraz, budują jego harmonię, tworzą większe zróżnicowanie, a w niektórych przypadkach powodują zakrycie elementów niekorzystnych dla postrzegania krajobrazu. Może to dotyczyć dróg tworząc bariery dźwięku, zasłonięcia nieatrakcyjnej zabudowy, czy kanałów wodnych (Miradz). Istnieje również możliwość niewielkiego wzrostu zróżnicowania form ukształtowania powierzchni (o 3-4 punkty). Odnosi się to głównie do otwartych, płaskich przestrzeni (Ostromecko) lub falistych, ale o raczej niewielkich nachyleniach (Miradz). Do elementów najbardziej podatnych na zmiany należą ogólne cechy pokrycia terenu oraz ich granice. Otrzymały one w bonitacji 1 punkt, ponieważ zmiana żadnego z tych elementów nie wpływa znacząco na wygląd krajobrazu. W większym stopniu na odbiór krajobrazu wpływają

takie elementy jak: hydrografia, zadrzewienie i stopień zamknięcia terenu. Te elementy otrzymały wagę 2. punktów. W miejscach występowania lasu plantacje raczej powodują obniżenie walorów krajobrazowych oraz burzą istniejący porządek lub, co najwyżej, są neutralne. Jednakże skala tego negatywnego oddziaływania jest niewielka i tego typu zmiany nie spowodowały zmiany klasy atrakcyjności krajobrazu. Największą wagę przypisano cechom stałym (3 punkty), tj. cechom form terenu uznając ich najsilniejszy wpływ na odbiór krajobrazu.

Ostatecznie można stwierdzić pozytywny wpływ zadrzewień topolowych na krajobraz gruntów ornych. Widać nowe możliwości o charakterze zarówno społecznym, gospodarczym, jak i środowiskowym, jakie tworzy ich wprowadzenie do środowiska. Mogą one stać się nowym impulsem wzmacniającym rozwój obszaru poprzez zmiany w funkcjonowaniu systemu człowiek-środowisko oraz zwiększyć odczucia estetyczne. Nie wyklucza się również przekształcenia drewna na produkty inne niż biomasa, np. meble, elementy konstrukcyjne. Istnieje nadzieja na pozostawienie zasobów naturalnych w dobrym stanie, przy jednoczesnym wypełnieniu oczekiwań społeczności lokalnej dotyczących wzrostu wartości produktów, które tworzą. Takie stanowisko jest skorelowane z podejściem ogólnoeuropejskim do dalszego wykorzystania gruntów ornych w sposób przynoszący dochody społecznościom lokalnym.

6. Podsumowanie

Wyniki badań wykazują, że właściwe zaprojektowanie koncepcji, wielkości i miejsca usytuowania uprawy może wnieść nowe wartości ważne dla stabilnego i trwałego funkcjonowania układu złożonego z ludzi i środowiska zgodnie z zasadami rozwoju zrównoważonego.

Literatura

- Antrop M., 1996, *Ecological awareness and holizm*, [w:] Miklos L. (red.), *Methodological Problems of the Education of Ecological Awareness*, Banska Stiavnica, Unesco Chair Workshop 24-25 October 1996, s.1-6.
- Antrop M., 1997, *The concept of the traditional landscapes as a base for landscape evaluation and planning. The example of Flanders Regio.*, *Landscape Urban Planning*, 38, s.105-117.
- Antrop M., van Eetvelde V., 2000, *Holistic aspects of suburban landscapes: visual image interpretation and landscape metrics*, *Landscape Urban Planning*, 50, s.43-58.
- von Boguslawski E., 1975, *Powierzchnie użytkowane rolniczo*, [w:] Buchwald K., Engelhardt W., *Kształtowanie krajobrazu a ochrona przyrody*, PWRiL, Warszawa.
- Collier B.D., Cox G.W., Johnson A.W., Miller P.H.C., 1978, *Ekologia dynamiczna*, PWRiL, Warszawa.
- Franklin C., 1997, *Fostering living landscapes*, [w:] Thompson G.F., Steiner F.R. (red.), *Ecological design and planning*, Willey & Sons Inc.
- Forman R.T.T., 1995, *Some general principles of landscape and regional ecology*, *Landscape Ecology*, 10, s.133-142.
- Giliomee J., 1977, *Ecological planning: method and evaluation*, *Landscape Planning*, 4, s.85-191.
- Hills A., 1974, *A philosophical approach to landscape planning*, *Landscape Planning*, 1, s.339-371.
- Hudson W. E., 1991, *Landscape Linkages and Biodiversity*. Defenders of Wildlife and Island Press, Washington, D.C.
- Leakey R.B., 1996, *Definition of agroforestry revisited*, *Agroforestry Today*, 8, 1, s. 5-7.
- Luc M., Czamecki A., 2005, *Rekomendacje dla lokalizacji upraw topolowych na obszarach wiejskich w Polsce według kryteriów trwałego rozwoju, przy zastosowaniu technik GIS*, *Roczniki Geomatyki*, III, 1.
- Makhzoumi J., Pungetti G., 1999, *Ecological Landscape Design and Planning: The Mediterranean Context*, E & FN Spon, London.
- Naveh Z., Lieberman A.S., 1994, *Landscape Ecology. Theory and Applications*. 2nd Edition, Springer, New York.
- Skarżyński Z., 1992, *Ocena walorów estetycznych krajobrazu okolic Piecek na Pojezierzu Mazurskim*, *Gea*, 2, Metody oceny środowiska przyrodniczego, Warszawa-Płock-Murzynowo.
- Swanwick C., Cole L., Diacono M., 1999, *Interim Landscape Character Assessment Guidance*, University of Sheffield.
- Wieber J.C., Brossard T., 1980, *Recherches sur les paysages de La Haute Vallée de Doubs*. Universite de Franche-Comte, Besançon.
- Zonneveld I. S., 1995, *Land Ecology, An Introduction to Landscape Ecology as a Base for Land Evaluation*, Land management and Conservation. SPB Academic Publishing, Amsterdam.

Próba rekonstrukcji krajobrazu wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego w Kałdusie koło Chełmna

Małgorzata Luc*, Jacek Szmańda, Wojciech Chudziak*****

*Zakład Teledetekcji i Kartografii, Instytut Geografii UMK, Toruń

**Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK, Toruń

***Zakład Archeologii Średniowiecza i Czasów Nowożytnych, Instytut Archeologii UMK, Toruń

1. Wstęp

Na południe od Chełmna, w odległości kilku kilometrów, leży niewielka wieś Kałdus, nad którą wznosi się wzgórze zwane Górą Św. Wawrzyńca. W trakcie wieloletnich badań archeologicznych prowadzonych z przerwami od 2 połowy XIX w., w okolicach Góry znaleziono dowody na istnienie zespołu osadniczego datowanego na okres wczesnego średniowiecza. Stwierdzono także, że początki osadnictwa w tym miejscu sięgają młodszej epoki kamienia (kultura pucharów lejkowatych). Historycznie rzecz ujmując rejon Kałdusa odgrywał znaczną rolę w rozwoju gospodarczym i kulturowym regionu oraz był ważnym miejscem kultu religijnego (Chudziak, 2003). Zadecydowało o tym między innymi jego atrakcyjne położenie na krawędzi doliny Wisły oraz na skrzyżowaniu szlaków komunikacyjnych i handlowych. Pod koniec lat 90 rozpoczęto w tej okolicy zakrojone na szeroką skalę archeologiczno-przyrodnicze badania naukowe o charakterze interdyscyplinarnym, obejmujące m.in. zagadnienia z zakresu paleogeografii, palinologii, paleopedologii, botaniki oraz paleoekologii (Chudziak, 2004). Od początku tych prac stawiano sobie pytania dotyczące zmian krajobrazu oraz procesów, które je kształtowały. Z czasem na wiele z nich uzyskano odpowiedzi, które zaprezentowano w licznych publikacjach (np. Chudziak 2003, Luc i Szmańda 2004, Szmańda i in. 2004a). Na podstawie tych badań można odtworzyć z dużym prawdopodobieństwem stan środowiska geograficznego sięgając do początku okresu atlantyckiego.

2. Charakterystyka obszaru badań

Obszarem badań jest wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie, w granicach wyznaczonych przez zasięg przestrzenny stanowisk archeologicznych odkrytych przy Górze św. Wawrzyńca. W jego obrębie można wyróżnić trzy typy krajobrazu: krajobraz wysoczyzny morenowej, stoku oraz dna doliny Wisły (Luc i Szmańda 2004). Wysoczyzna stanowi fragment zachodniej części Pojezierza Chełmińskiego. Ma ona charakter gliniastej, płaskiej wysoczyzny morenowej, głównie użytkowanej rolniczo. Miejscami jest urozmaicona zwydmionymi i porośniętymi lasem sosnowym powierzchniami piasków eolicznych. Dolina Wisły w tym rejonie osiąga szerokość około 6 km. Jej dno w dużym stopniu zajęte jest przez dwa jeziora – Starogrodzkie Północne i Południowe, które w sumie zajmują powierzchnię około 27,3 ha. Dno doliny jest użytkowane rolniczo, jednakże płatowo występują tu zbiorowiska lasu łęgowego. Obie te jednostki oddzielone są od siebie około 70-metrowym zboczem. Strefa stoku jest porośnięta lasem i urozmaicona licznymi dolinkami denudacyjno-erozyjnymi.

3. Metoda kateny

Rekonstrukcję krajobrazu oparto na wynikach prac palinologów, gleboznawców, biologów i geomorfologów zamieszczonych w tomie 2 *Mons Sancti Laurenti* pod redakcją W. Chudziaka (Chudziak 2004). Zastosowano metodę retrospektywną polegającą na odtworzeniu wyglądu

poszczególnych geokompleksów krajobrazu, w czterech fazach, rozpoczynając od początku okresu atlantyckiego do współczesności.

Na podstawie badań geoeologicznych utworzono syntetyczny przekrój terenu składający się z homogenicznych jednostek geoeologicznych uporządkowanych w takiej kolejności, że jego składowe układają się zgodnie z kierunkiem spływu powierzchniowego wód (Sommer i Schlichting 1997). Taki typ przekroju nosi nazwę kateny geoeologicznej, a budujące ją elementy to geotopy (Kondracki i Richling 1983). „Koncepcja kateny nie tylko integruje czynniki tłumaczące zróżnicowanie gleb, ale również koncentruje się na historii powierzchni ziemi, geohydrologii oraz procesach pedogenicznych, erozji i transportu osadów” (Ruhe 1975). Pojęcie kateny zostało wprowadzone do badań środowiskowych w połowie lat 30. XX w. przez G. Milnego (1935), później rozwinięte przez G. Haasego (1983) i H. Lesera (1978). Pojęcie kateny wywodzi się od łacińskiego słowa *catena* oznaczającego łańcuch. Paradygmat takiego podejścia zawiera się przede wszystkim w budowie strukturalnej. Łańcuch – podobnie jak krajobraz w strefie zboczy – składa się z elementów, z których każdy posiada swoje określone miejsce. Szereg połączonych elementów tworzy jednostkę większą – w krajobrazie katenę geoeologiczną. Zastosowanie metafory łańcucha ponadto jest uzasadnione zależnościami, jakie budują między sobą poszczególne geotopy (Sommer i Schlichting 1997).

Istotnym problemem, jaki występuje przy wydzieleniu geotopów jest wielość i różnorodność procesów lub czynników oddziałujących na krajobraz. W miarę ewolucji środowiska zmieniają one swoje położenie w krajobrazie, powodując problemy z ich jednoznaczną identyfikacją, wyznaczeniem granicy między nimi, jak również z potencjalną kontrolą ilościową zachodzących procesów (Brown i in. 2004).

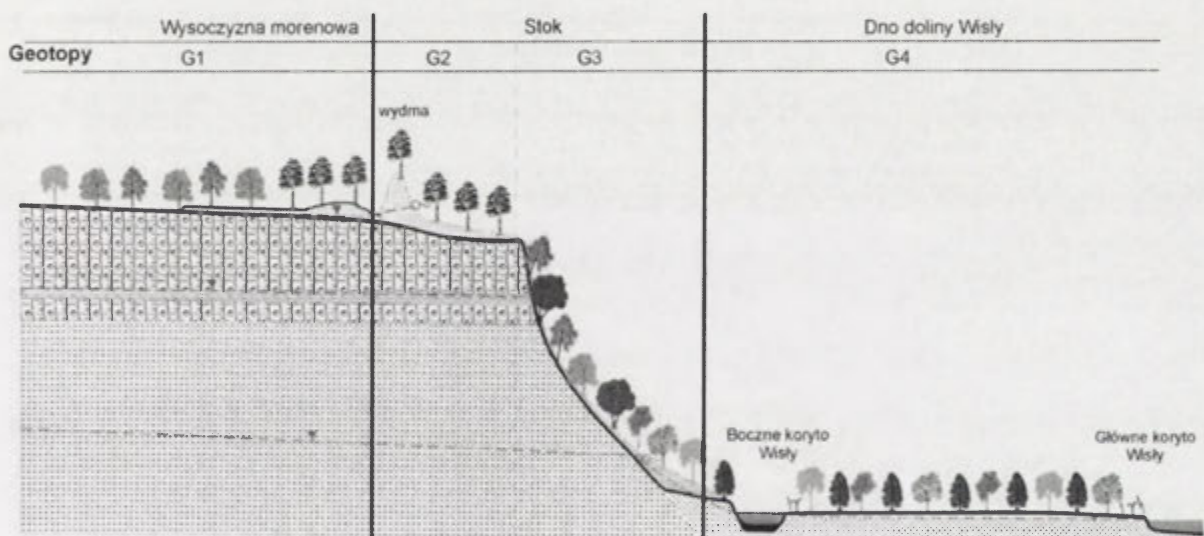
4. Progresywne zmiany krajobrazu od okresu neolitu do czasów współczesnych

Problem identyfikacji homogenicznych jednostek geoeologicznych starano się rozwiązać poprzez wyróżnienie jednorodnych pod względem cech abiotycznych geotopów. Geotopy wyznaczano poprzez asocjację homogenicznych geokompleksów cząstkowych: morfotopów, litotopów, pedotopów, klimatotopów i hydrotopów. Utworzone kateny geoeologiczne prezentują wygląd krajobrazu w czterech badanych okresach (ryc. 1, 2, 3 i 4).

Rekonstrukcję krajobrazu z początku okresu atlantyckiego przed ingerencją człowieka, synchronizowaną z młodszą epoką kamienia (ryc. 1), oparto przede wszystkim na badaniach geomorfologicznych ewolucji Góry św. Wawrzyńca (Szymańda i in. 2004a), odtworzeniu pokrywy glebowej (Bednarek i in. 2004) i badaniach potencjalnej roślinności naturalnej (Cyzman i Kamiński 2004). Rekonstrukcja szaty roślinnej opiera się na założeniu, że ze względu na niewielkie zmiany warunków siedliskowych roślinność w tym okresie odpowiadała potencjalnej roślinności naturalnej (Cyzman i Kamiński 2004). Należy w tym miejscu zwrócić uwagę, że w rzeczywistości warunki siedliskowe były podobne do obecnych na wysoczyźnie, natomiast w dnie doliny Wisły nie istniały jeszcze pokrywy madowe, więc mimo umieszczonego w geokompleksie G4 zespołu łągowego *Ficario-Ulmetum minoris typicum* mógł istnieć inny zespół leśny z większym udziałem olszy (Noryśkiewicz A. 2004). Podobne warunki siedliskowe istniały w dolinie Wisły w czasie zasiedlania okolic Góry św. Wawrzyńca przez ludność kultury łużycko-pomorskiej (ryc. 2), ponieważ osady powodziowe zaczęły wypełniać dno doliny Wisły dopiero we wczesnym średniowieczu (Szymańda i in. 2004c). Wcześniej osady te nie tworzyły się, ponieważ dolina była zalesiona. Zwraca na to uwagę B. Noryśkiewicz (2004) w opisie palinologicznym profilu osadów pobranych z dna Jezior Starogrodzkich. Rekonstrukcję osadnictwa oraz przekształceń szaty roślinnej wykonano na podstawie prac palinologicznych (Noryśkiewicz A.M., 2004 i Noryśkiewicz B. 2004) oraz analizy zasiedlenia okolic Góry św. Wawrzyńca w świetle historii roślinności (Chudziak i in. 2004). Na podstawie tych badań można stwierdzić, że istotne zmiany krajobrazu nastąpiły dopiero we wczesnym średniowieczu (ryc. 3), kiedy wraz z powstaniem grodu w okolicy Góry znacznemu wylesieniu ulega obszar wysoczyzny,

a proces ten zaczął obejmować także zbocze i dolinę Wisły. Najważniejszym skutkiem wylesienia, który wpłynął na zmianę warunków siedliskowych, na wysoczyźnie było obniżenie poziomu wód gruntowych, a w dnie doliny intensywna akumulacja mad. W efekcie tych zmian zaczął się kształtować współczesny krajobraz wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego, zamieszczony w postaci kateny na ryc. 4. Szczegółowy opis geotopów i geokompleksów cząstkowych w nim wydzielonych zamieszczono w rozdziale 3 tomu 2 Mons Sancti Laurenti (Szmańda i in. 2004b).

Na zakończenie należy zauważyć, że w miarę postępującej na przestrzeni wieków antropopresji, w okolicy Góry św. Wawrzyńca wzrosła liczba wydzielonych geotopów, co świadczy o wzroście georóżnorodności tego obszaru. Przekształcenia krajobrazu postępowywały od wydmy zamykającej izolowany półwysep wysoczyznowy, na którym zaczęło rozwijać się osadnictwo w kierunku wysoczyzny na wschodzie i dna doliny na zachodzie. Z czasem wydma ta uległa przekształceniu w wał obronny, a później, we wczesnym średniowieczu, w miejsce kultu (*in Culmine*) o ponadlokalnym znaczeniu. Zmiany krajobrazu podyktowane były nie tylko bezpośrednią działalnością człowieka związaną z użytkowaniem ziemi, ale także wywołaniem i nasilaniem się naturalnych procesów rzeźbotwórczych – akumulacji eolicznej na wysoczyźnie morenowej i akumulacji aluwii powodziowych w dnie doliny Wisły.



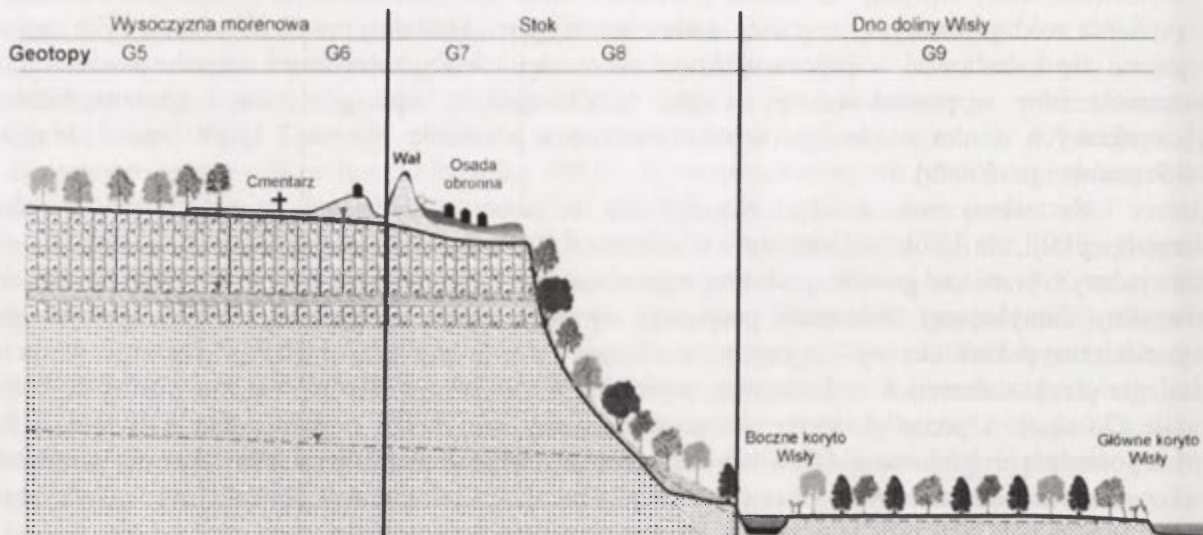
Ryc. 1. Schemat kateny geokologicznej wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego w Kałdunicy na początku okresu atlantyckiego

G1 – płaska wysoczyzna morenowa, zalesiona (*Tilio-Carpinetum typicum*); G2 – zdenudowana wysoczyzna morenowa pokryta piaskami eolicznymi, wydma (Góra św. Wawrzyńca), zalesiona (*Quercus robur-Pinetum*); G3 – urozmaicony progami i stopniami terenowy zalesiony środkami, gliniaste i piaszczyste struktury geologiczne pokryte pokrywą deluwialną, zalesiona (*Tilio-Carpinetum corydaletosum*); G4 – erozyjno-akumulacyjna równina zalewowa bez pokrywy aluwii powodziowych, dwa koryta rzeki, zalesiona (*Ficario-Ulmetum minoris typicum*).



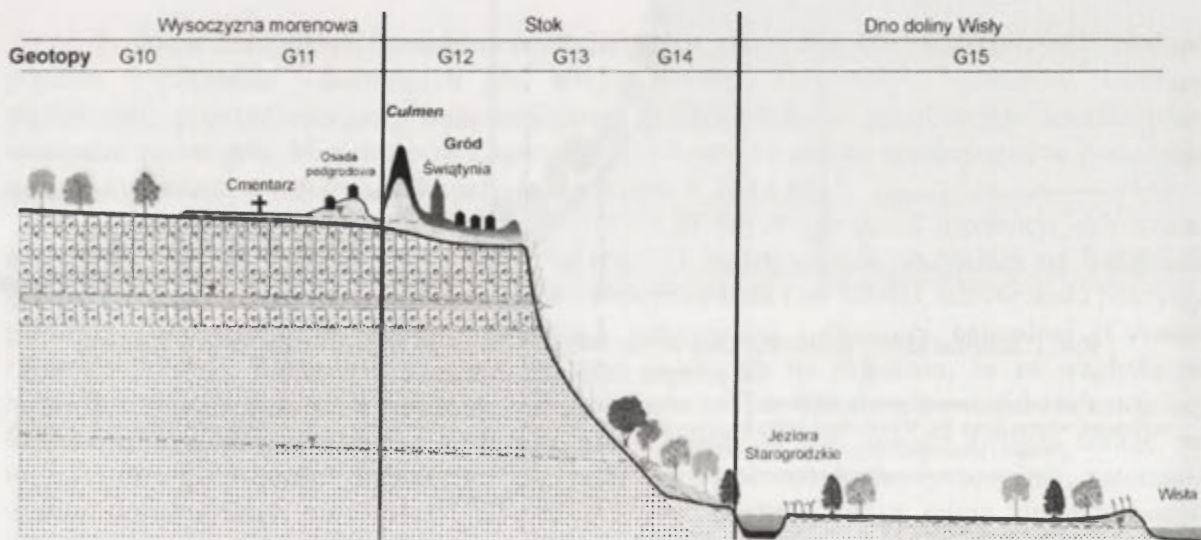
LEGENDA do rycin 1, 2, 3 i 4

1 – gliny zwałowe, 2 – osady międzyglinowe – piaski i mułki, 3 – piaski rzeczne drobnoziarniste, 4 – piaski eoliczne, 5 – osady nasypów antropogenicznych, 6 – piaski i żwiry korytowe, 7 – piaski pozakorytowe, 8 – mułki i ropy pozakorytowe, 9 – deluwia, 10 – osady organiczne, 11 – woda, 12 – poziom wody gruntowej, 13 – źródła, 14 – sosna, 15 – świerk, 16 – dąb, 17 – grab, 18 – wiąz, 19 – jesion, 20 – klon, 21 – grochodrzew, 22 – topola, 23 – olsza, 24 – wierzba, 25 – roślinność stepowa, 26 – roślinność bagienna i szuwarowa



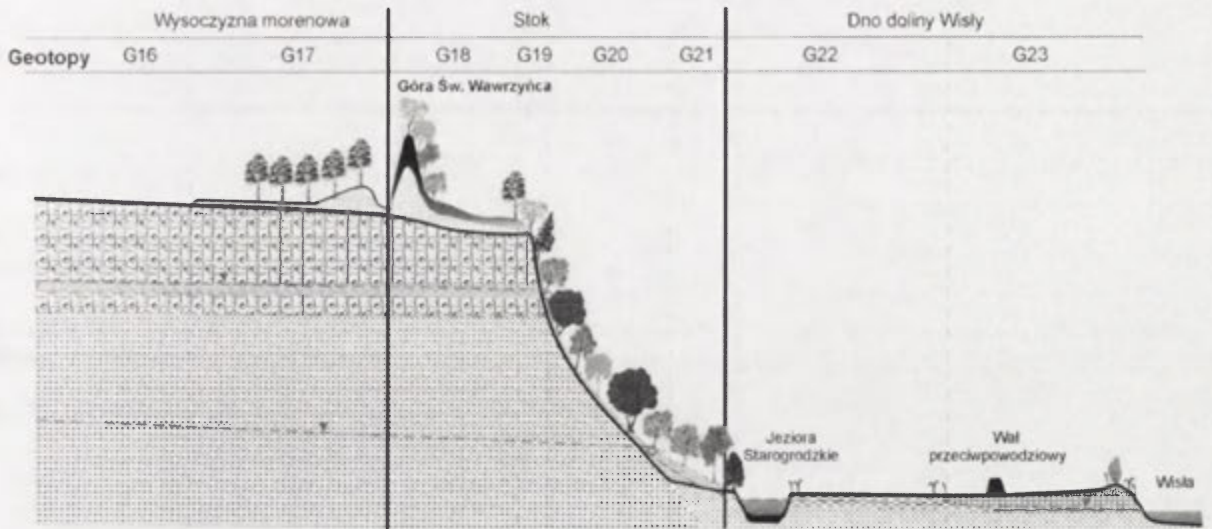
Ryc. 2. Schemat kateny geoeologicznej wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego w Kałdnie w okresie kultury łużycko-pomorskiej

G5 – płaska wysoczyzna morenowa, zalesiona (*Tilio-Carpinetum typicum*); G6 – równina piasków eolicznych z licznymi wydmami na wysoczyźnie morenowej, niezalesiona, użytkowana rolniczo; G7 – grodzisko, strefa degradacji, niezalesiona, z zabudową mieszkalną; G8 – urozmaicony progami i stopniami terenowymi śródstok, gliniaste i piaszczyste struktury geologiczne pokryte pokrywą deluwialną, zalesiony (*Tilio-Carpinetum corydaletosum*); G9 – erozyjno-akumulacyjna równina zalewowa bez pokrywy aluwialnych powodziowych, z głównym korytem rzeki i korytem przelewowym, zalesiona (*Ficario-Ulmetum minoris typicum*).



Ryc. 3. Schemat kateny geoeologicznej wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego w Kałdnie we wczesnym średniowieczu

G10 – płaska wysoczyzna morenowa, zalesiona (*Tilio-Carpinetum typicum*); G11 – równina piasków eolicznych z licznymi wydmami na wysoczyźnie morenowej, niezalesiona, użytkowana rolniczo, osada z cmentarzem; G12 – grodzisko, strefa degradacji, niezalesiona, z zabudową; G13 – górna i środkowa część stoku urozmaicony progami i stopniami terenowymi z pokrywą deluwialną na piaskach kopalnej serii rzecznej, niezalesiona, roślinność łąkowa i relikty stepowe; G14 – deluwialna podstawa stoku na aluwialnych rzecznych, zalesiona (*Tilio-Carpinetum corydaletosum*); G15 – akumulacyjno-erozyjna równina zalewowa z ilastymi pokrywami aluwialnymi i starym korytem rzeki, zalesiona (*Ficario-Ulmetum minoris typicum*).



Ryc. 4. Schemat kateny geoekologicznej wczesnośredniowiecznego zespołu osadniczego w Kałdusie w czasach współczesnych

- G16 – płaska wysoczyzna morenowa, bezleśna, użytkowana rolniczo; G17 – zwyżmiona użytkowana rolniczo; G18 – obniżonej denudacyjnie wysoczyzny morenowej z roślinnością łąkową i relikdami stepowymi, częściowo zalesiona (*Quercus robur*-*Pinetum*), użytek ekologiczny; G19 – stromy podkrawędziowy stok z pokrywą deluwialną na glinie morenowej, zalesiony, (*Tilio-Carpinetum calamagrostetosum*); G20 – urozmaicony progami i stopniami terenowymi śródstok z pokrywą deluwialną na piaskach kopalnej serii rzecznej, zalesiony (*Tilio-Carpinetum typicum*); G21 – deluwialne podnóże stoku na aluwkach rzecznych, zalesione (*Fricario-Ulmetum minoris*, *Populetum albae*); G22 – akumulacyjna, dystalna równina zalewowa ze starorzeczem, częściowo zalesiona, (*Ribes nigri-Alnetum*), użytkowana rolniczo; G23 – akumulacyjno-erozyjna, proksymalna równina zalewowa, bezleśna, użytkowana rolniczo, w pobliżu koryta Wisły (*Populetum albae*).

Literatura

- Bednarek R., Jankowski M., Kwiatkowska A., Markiewicz M., Switoniak M., 2004, *Rekonstrukcja dawnej pokrywy glebowej oraz jej przekształceń na terenie zespołu osadniczego w Kałdusie*, [w:] Chudziak W. (red.), *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*, Studia przyrodniczo-archeologiczne, Mons Sancti Laurenti, 2, Toruń, s. 185-197.
- Brown D.J., Clayton M.K., McSweeney K., 2004, *Potential terrain controls on soil color, texture contrast and grain-size deposition for the original catena landscape in Uganda*, *Geoderma*, 122, s. 51-72.
- Chudziak W., 2003, *Wczesnośredniowieczna przestrzeń sakralna in Culmine na Pomorzu Nadwiślańskim*, Mons Sancti Laurenti, 1, Toruń.
- Chudziak W. (red.), 2004, *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*. Studia przyrodniczo-archeologiczne, Mons Sancti Laurenti, 2, Toruń, s. 9-13.
- Chudziak W., Noryśkiewicz A. M., Noryśkiewicz B., 2004, *Zasiedlenie okolic Góry św. Wawrzyńca w ostatnich trzech tysiącach lat w świetle historii roślinności*, [w:] Chudziak W. (red.), *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*, Studia przyrodniczo-archeologiczne, Mons Sancti Laurenti, 2, Toruń, s. 209-229.
- Cyzman W., Kamiński D., 2004, *Rzeczywista i potencjalna roślinność w Kałdusie i jego otoczeniu*, [w:] Chudziak W. (red.), *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*, Studia przyrodniczo-archeologiczne, Mons Sancti Laurenti, 2, Toruń, s. 113-127.
- Haase G., 1964, *Landschaftsökologische Detailuntersuchung und naturräumliche Gliederung*, *Petermanns Geogr. Mitteilungen*, 1/2.
- Kondracki J., Richling A., 1983, *Próba uporządkowania terminologii w zakresie geografii fizycznej kompleksowej*, *Przegląd Geograficzny* 55, 1.
- Leser H., 1978, *Landschaftsökologie*, Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.
- Luc M., Szymańda J.B., 2004, *Krajobraz chełmińskiego mezoregionu osadniczego*, [w:] Chudziak W. (red.), *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*, Studia przyrodniczo-archeologiczne, Mons Sancti Laurenti, 2, Toruń, s. 31-42.
- Milne G., 1935, *Some suggested units of classification and mapping particularly of East African soils*, *Soil Res.*, 4, s. 183-198.
- Noryśkiewicz A.M., 2004, *Analiza pyłkowa osadów biogenicznych terasy zalewowej Wisły w profilu Chełmno/Rybaki*, [w:] Chudziak W., (red.), *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kałdusie*, Studia przyrodniczo-archeologiczne, Mons Sancti Laurenti, 2, Toruń, s. 143-150.

- Noryskiewicz B., 2004, *Badania palinologiczne osadów limnicznych Jezior Starogrodzkich*. [w:] Chudziak W. (red.), *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kaldusie*, Studia przyrodniczo-archeologiczne, Mons Sancti Laurenti, 2, Toruń, s. 165-175.
- Richling A., 1993, *Metody szczegółowych badań geografii fizycznej*, PWN, Warszawa.
- Ruhe R.V., 1975, *Geomorphology*, Boston, Houghton Mifflin.
- Sommer M., Schlichting E., 1997, *Archetypes of catenas in respect to matter – a concept for structuring and grouping catenas*, Geoderma, 76, s. 1-33.
- Szmańda J.B., Lankauf K.R., Luc M., 2004a, *Próba rekonstrukcji zmian rzeźby i fazy rozwoju Góry Św. Wawrzyńca*, [w:] Chudziak W. (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kaldusie*, Studia przyrodniczo-archeologiczne, Mons Sancti Laurenti, 2, Toruń, s. 177-184.
- Szmańda J.B., Luc M., Lankauf K.R., 2004b, *Zarys środowiska geograficznego Mikroregionu Osadniczego w Kaldusie*, [w:] Chudziak W., (red.) *Wczesnośredniowieczny zespół osadniczy w Kaldusie*, Studia przyrodniczo-archeologiczne, Mons Sancti Laurenti, 2, Toruń, s. 19-30.
- Szmańda J.B., Oczkowski H.L., Przegietka K.R., 2004, *Age of the Vistula river overbank deposits in Toruń*, Geochronometria, 23, s.35-38.

Rozwój dolinek erozyjnych w strefie brzegowej sztucznego zbiornika wodnego (zbiornik Bracki, Rosja)

Oksana A. Mazaeva*, Halina Grobelska**, Vika Hak*

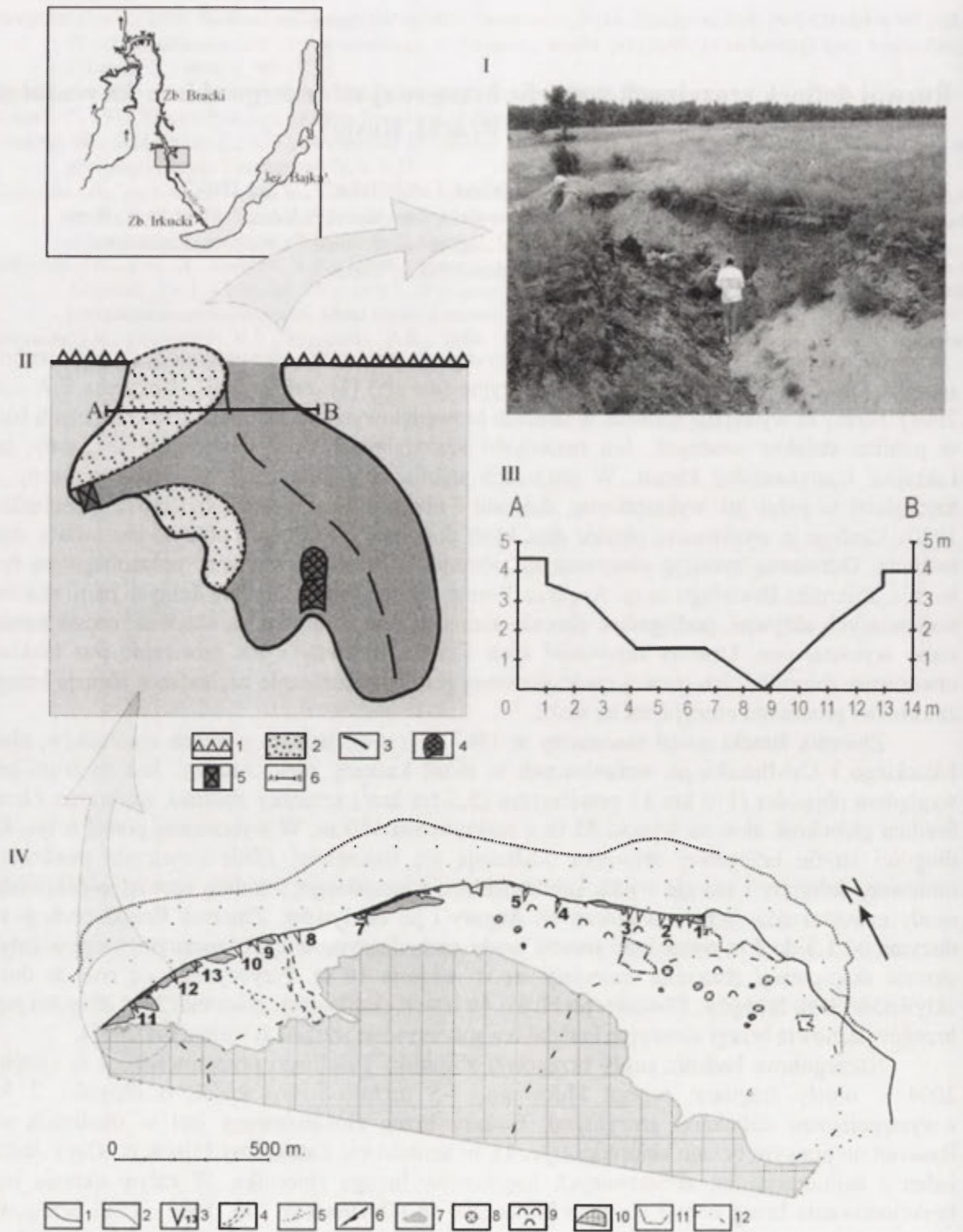
* Instytut Skorupy Ziemskiej, Oddział Syberyjski, Rosyjska Akademia Nauk, Irkuck, Rosja

** Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Zakład Geomorfologii,
Polska Akademia Nauk, Toruń

W rejonie Przyangarza, w obszarze występowania osadów lessopodobnych powszechnie spotykanymi formami terenu są dolinki erozyjne (*ovragi*) (Mazajeva 2001, Kozyreva E.A i in. 2004). Formy te występują głównie w strefach krawędziowych, na skłonach teras rzecznych bądź w pobliżu działów wodnych. Ich rozwojowi sprzyjają zarówno występujące tu osady, jak i skrajnie kontynentalny klimat. W obszarach stabilnych tektonicznie, występujące formy są najczęściej w pełni już wykształcone, dojrzałe i obecnie nieaktywne (Nikiforova, Leschnikov 1980). Cechuje je wyrównane, płaskie dno, które podobnie jak i zbocza pokryte jest zwartą szatą roślinną. Odmienną sytuację obserwujemy obecnie w strefie brzegowej, położonego na tym terenie, zbiornika Brackiego na rz. Angarze. Formy występujące w obrębie dolnych partii stoków, stanowiących aktywne, podlegające obecnie abrazji brzegi zbiornika, są aktywne, często bardzo słabo wykształcone. Obecna aktywność tych form a niekiedy i ich powstanie jest efektem utworzenia zbiornika. Ich rozwój uwarunkowany jest synchronicznie zachodzącą abrazją brzegu zbiornika i procesami erozyjnymi na stoku.

Zbiornik Bracki został utworzony w 1967 r. Jest on jednym z trzech zbiorników, obok Irkuckiego i Ust-Ilimskiego, wchodzących w skład kaskady rzeki Angary. Jest to drugi pod względem objętości (170 km^3) i powierzchni ($5,5 \text{ tys km}^2$) sztuczny zbiornik wodny na Ziemi. Średnia głębokość akwenu wynosi 31 m a maksymalna 150 m. W wynoszącej ponad 6 tys. km długości strefie brzegowej zbiornika odsłaniają się najczęściej silnie zwietrzałe piaskowce, mułowce, dolomity i margle wieku kambryjskiego i jurajskiego, lokalnie aluwialno-deluwialne osady czwartorzędowych teras rzecznych Angary i jej dopływów. Zbiornik Bracki cechuje się dużymi, od 1,3 do 4 m wahaniami stanów wody zachodzącymi w cyklu rocznym, które w całym okresie eksploatacji zbiornika zmieniały się w zakresie 10 m. Przyczyniają się one do dużej aktywności jego brzegów. Obecnie, po blisko 40 latach eksploatacji zbiornika 34% długości jego brzegów stanowią brzegi abrazyjne i udział ten sukcesywnie wzrasta (Ovcinnikov 2003).

Szczegółowe badania strefy brzegowej zbiornika Brackiego przeprowadzone w sierpniu 2004 r. objęły fragment brzegu klifowego, 4-5 metrowej wysokości, o długości 2 km z występującymi dolinkami erozyjnymi. Badany brzeg zlokalizowany jest w okolicach wsi Rassviet na prawym brzegu zbiornika (ryc. 1), w sąsiedztwie Zatoki Osy (ujście rz. Osy). Jest to jeden z najintensywniej abradowanych fragmentów brzegu zbiornika. W całym okresie jego funkcjonowania brzeg cofnął się tu o blisko 200 m (Ovcinnikov i in. 1999). Linii brzegowej towarzyszy tu szczątkowo zachowana czwartorzędowa terasa rz. Angary. Obszar ten jest połogi, nachylony w kierunku zbiornika pod kątem $2-10^\circ$, o mało urozmaiconej rzeźbie. Powierzchnia terenu zbudowana jest z piasków mułkowatych i średnioziarnistych. U podstawy klifu rozciąga się ponad 200 metrowej szerokości, okresowo wynurzana platforma przybrzeżna zbudowana z piasków średnioziarnistych. W czasie niskich stanów wody na zbiorniku, co ma miejsce w okresie wiosenno-letnim, piaski budujące platformę są wywiewane na przyległy obszar w pasie o szerokości 700 m. Tworzą one aktywne, zwarte pola piasków eolicznych szerokości 50-100 m i miąższości 0,5-1,0 m, rozciągające się wzdłuż linii brzegowej zbiornika.



Ryc. 2. Obszar badań oraz szkic geomorfologiczny wybranej dolinki erozyjnej wraz z przekrojem poprzecznym I – forma nr 11- widok ogólny; II – szkic geomorfologiczny formy nr 11: 1 – krawędź klifu, 2 – pokrywa piasków eolicznych, 3 – oś formy, 4 – oddzielone bloki gruntu, 5 – odstonięcie, 6 – linia przekroju poprzecznego; III – przekrój poprzeczny przez formę nr 11; IV – obszar badań: 1- krawędź klifu, 2 – zasięg zwierciadła wody, 3 – aktywna dolinka erozyjna (ovrag), 4 – parów, 5 – zasięg stoku, 6 – pole piasków eolicznych w 1969r., 7 – pole piasków eolicznych w 1980r., 8 – lej krasowy, 9 – rzeźba zapadliskowa, 10 – kompleks leśny, 11 – granica odkrywki, 12 – droga gruntowa

Krawędź aktywnego klifu rozcinają tu niewielkich rozmiarów, aktywne dolinki erozyjne. Zasadniczym celem przeprowadzonych badań było wyjaśnienie mechanizmu ich rozwoju, ze szczególnym uwzględnieniem wpływu na ich ewolucję cyklicznych zmian stanów wody w zbiorniku.

Badane dolinki erozyjne zaczynają się od krawędzi aktywnego klifu, którą formy te rozcinają, i kontynuują w górę słabo nachylonej powierzchni terasowej. Osie morfologiczne form o przebiegu NW – NE (315° - 70°), są prostopadłe lub prawie prostopadłe do korony klifu. Na badanym 2 kilometrowym odcinku brzegu występuje 16 form. Najczęściej są to formy prostolinijne, sporadycznie kręte, słabo rozwinięte, na ogół bez bocznych odgałęzień. Dolinki osiągają niewielkie rozmiary, od 2 m do 30 m długości. Formy te osiągają maksymalnie 12 m szerokości i głębokość 4,5 m, odpowiadającą całkowitej wysokości klifu. Górna część dolinek przyjmuje formę półkolistej, amfiteatralnej niszy. W przekroju poprzecznym są to formy V-kształtne, z pionowymi fragmentami zboczy w części przypowierzchniowej. Zbocza form są asymetryczne. Lewe, najczęściej o ekspozycji wschodniej i północno-wschodniej, jest zdecydowanie łagodniejszy od prawego. Profil podłużny najczęściej wąskiego, słabo wykształconego dna form nachylony jest pod kątem 10 - 20° . Jest on niewyrównany, z wyraźnym spłaszczeniem w części środkowej. Wylot dolinek jest najczęściej zawieszony w stosunku do platformy przybrzeżnej lub też łagodnie przechodzi w jej poziom. Zbocza i dna form o orientacji zgodnej z kierunkiem dominujących na tym obszarze wiatrów częściowo pokryte są kilkudziesięciocentymetrową warstwą mobilnych piasków eolicznych wynoszonych z okresowo wynurzającej się platformy przybrzeżnej zbiornika (Wika i in. 2000). Wzdłuż dolinek, jak i niszczonego klifu, powszechnie występują kilkucentymetrowej szerokości szczeliny mrozowe i szczeliny z wysychania. Często są one wypełnione piaskami eolicznymi. Ich obecność niewątpliwie intensyfikuje rozwój omawianych form. Na całej długości ścian dolinek zachodzą procesy obrywania i odpadania zwartych fragmentów osadów. Brak roślinności w obrębie dolinek świadczy o permanentnie zachodzącym procesie ich erozji.

Istotne znaczenie dla wyjaśnienia genezy badanych dolinek erozyjnych ma budowa geologiczna powierzchni, w której rozwinęły się omawiane formy. Profil osadów odsłaniający się w ścianie dolinki tworzy od powierzchni warstwa współcześnie akumulowanych piasków eolicznych o miąższości $0,2$ - $0,3$ m, przykrywająca poziom glebowy o miąższości $0,3$ - $0,5$ m. Poniżej, do głębokości co najmniej $2,3$ m, występuje seria bardzo łatwo rozmakających, mało spójnych piasków mułkowatych rozdzielona warstwą piasków średnioziarnistych o miąższości $0,2$ - $0,4$ m. Zmienność litologiczna osadów znajduje również swoje odzwierciedlenie w ich nawilgoceniu w profilu pionowym. Górna warstwa piasków mułkowatych i warstwa piasków średnioziarnistych są słabo bądź bardzo słabo nawilgocone ($Sr < 0,2$) podczas gdy leżące poniżej piaski mułkowane cechują się dużą wilgotnością ($Sr 0,6$). Seria piasków średnioziarnistych rozdzielająca piaski mułkowane wyraźnie utrudnia podsiąkanie kapilarne wód gruntowych. Cechy występujących tu osadów, jak i ich zmienność litologiczna, wskazują na ich dużą podatność na spełzywanie, osuwanie czy obrywanie, sprzyjając rozwojowi dolinek erozyjnych.

Cechy badanych dolinek erozyjnych, m. in. ich położenie na kontakcie z aktywnym klifem, słabe wykształcenie i niewielkie rozmiary przy jednoczesnej stabilności tektonicznej obszaru wskazują, iż głównym impulsem do rozwoju badanych form, było utworzenie i funkcjonowanie zbiornika Brackiego. W wyniku utworzenia zbiornika zalane zostają najniższe, zarazem najbardziej połogie części stoków oraz wykształconych w ich obrębie dolinek erozyjnych. Powoduje to ich skrócenie i wzrost nachylenia. Zaburzony zostaje profil równowagi zarówno stoków jak i w pełni wykształconych, dojrzałych dolinek erozyjnych, dając główny impuls do ich ponownego ożywienia. Ożywieniu sprzyja również wzrastająca wraz ze wzrostem nachylenia terenu energia kinetyczna wody spływającej po jego powierzchni. Utworzenie zbiornika powoduje ponadto, zmianę warunków hydrogeologicznych w obrębie częściowo zalanych stoków. Podniesiony zostaje poziom wód gruntowych jak i zasięg strefy ich kapilarnego podsiąkania (Nikiforova, Leshnikov 1980). Na rozwój badanych dolinek erozyjnych bezpośrednio wpływa również abrazja brzegów zbiornika. Permanentne podcinanie i skracanie stoków oraz wykształconych w ich obrębie dolinek erozyjnych jest kolejnym, tym razem długotrwanie występującym czynnikiem zaburzającym ich równowagę dynamiczną. Tym samym jednorazowy impuls do rozwoju badanych dolinek erozyjnych, jakim było utworzenie zbiornika Brackiego, na

abrazyjnych fragmentach jego brzegów przyjmuje cechy procesu długookresowego. Abrazyjne podcinanie brzegu zbiornika prowadzi również do powstania u podstawy klifu licznych podciosów i nisz abrazyjnych, które często stanowią inicjalną część nowych dolinek erozyjnych.

Permanentne zaburzenie równowagi dynamicznej w obrębie badanych dolinek erozyjnych związane z niszczeniem, w efekcie abrazji brzegu, ujściowych części tych form jak również okresowo zmieniające się warunki wilgotnościowe przypowierzchniowych warstw osadów, związane zarówno z warunkami atmosferycznymi jak i wahaniami stanów wody w zbiorniku, stwarzają dogodne warunki do rozwoju w ich obrębie ruchów masowych, m. in.: odpadania, obrywania, spełzywania i osypywania się materiału. Obrywaniu i odpadaniu ulega głównie materiał w przypowierzchniowej, ponad metrowej miąższości warstwie osadów, obejmujących poziom glebowy i osady mułkowo – piaszczyste, zalegające powyżej serii piasków średnioziarnistych. Rozwojowi tych procesów sprzyjają, o czym już wspomniano, powszechnie występujące w strefie przykrawędziowej zarówno w obrębie badanych dolinek jak i wzdłuż przyległej do nich ściany klifu, kilkucentymetrowej szerokości szczeliny mrozowe i szczeliny z wysychania. Często szczeliny te wtórnie wypełnione są piaskami eolicznymi, wywiewanymi z powierzchni okresowo osuszanej części platformy przybrzeżnej (Ovcinnikov 2003). Osypywaniu ulegają natomiast głównie osady piaszczyste, zarówno pokrywające teren piaski eoliczne jak i występujące na głębokości około 1 metra rozdzielające kompleks mułkowo-piaszczysty piaski średnioziarniste, które są również bardzo podatne na spływanie. U wylotu dolinek erozyjnych, na powierzchni platformy przybrzeżnej, sporadycznie występują niewielkich rozmiarów stożki napływowe wskazujące na epizodyczną koncentrację spływu powierzchniowego w obrębie tych form.

W rozwoju badanych dolinek erozyjnych zaznacza się wyraźna, cyklicznie powtarzająca się zmienność, związana z kilkumetrowymi wahaniami stanów wody występującymi na zbiorniku Brackim. W okresach wysokich stanów wody, w efekcie abrazji brzegu, podcinany klif przemieszcza się w górę stoku. Abrazja ujściowych, najbardziej połączonych części dolinek, pobudza je do dalszego rozwoju. Obniżanie poziomu wody w zbiorniku powoduje natomiast nasilenie erozji wgłębnej w dnie dolinek erozyjnych, a w konsekwencji uruchomienie erozji wstecznej w dnach tych form. Wcinające się dno dolinki erozyjnej dąży do osiągnięcia poziomu platformy przybrzeżnej, będącej dla nich lokalną bazą erozyjną. Niszczenie ujściowej części dolinki erozyjnej zachodzące przy wysokich stanach wody przy jednoczesnej erozji wgłębnej i wstecznej, intensyfikującej się przy niskich stanach wody, prowadzi do wykształcenia widocznego w badanych formach, charakterystycznego schodkowego przebiegu profilu podłużnego. Obecność w badanych dolinkach erozyjnych den zawieszonych ponad poziomem platformy przybrzeżnej jest wynikiem okresowej przewagi abrazji brzegu nad erozją wgłębną w dnach tych form (Pecierkin 1969, Nikiforova 1977). Ponadto, permanentne niszczenie ujściowej części dolinek erozyjnych w efekcie abrazji brzegu uniemożliwia osiągnięcie przez te formy większych rozmiarów. Stabilizacja badanych dolinek erozyjnych będzie zapewne możliwa nie wcześniej niż dopiero po wygaszeniu abrazji brzegów zbiornika. Jest to jednak proces długotrwały, wydłużający się wraz ze wzrostem zakresu występujących na zbiorniku wahań stanów wody (Levkevic Lopuch 2003, Banach 2004). Obecnie brzegi zbiornika Brackiego po blisko 40-letnim okresie jego funkcjonowania nadal podlegają intensywnej abrazji (Ovcinnikov 2003).

Dolinki erozyjne rozwijające się współcześnie w strefie brzegowej zbiornika Brackiego uwidaczniają złożoność i wielokierunkowość interakcji zachodzących pomiędzy środowiskiem naturalnym a gospodarczą działalnością człowieka, związaną z utworzeniem sztucznego zbiornika wodnego i sposobem jego eksploatacji. W efekcie utworzenia zbiornika w jego strefie brzegowej doszło nie tylko do aktywizacji starych i powstania nowych dolinek erozyjnych, ale również wykształcenia nowego, nie występującego w warunkach naturalnych sposób rozwoju tego typu form.

Literatura

- Banach M., 2004, *Ewolucja strefy brzegowej zbiorników zaporowych*, Dokumentacja Geograficzna, 31, s. 11-12.
- Kozyreva E.A., Mazaeva O.A., Molenda T., Rzętała M., Rzętała M., Trzhtsinsky Y.B., 2004, *Geomorphological processes in conditions of human impact. Lake Baikal, Southern Part of Angara valley, Silesian Upland*, University of Silesia, Sosnowiec, 88 s.
- Levkevic V.E., Lopuch P.S., 2003, *Koncieptualnyje i teoretyčeskije osnovy sovremiennyh beregovych processov na vodoemach Belarusi* [w:] *Teoretyčeskije i prikladnye problemy sovremennoj limnologii*, Materiały Międzynarodnej naučno-praktyčeskij konferencii, Izdatelskij čentr BGU, Minsk, s. 111-121.
- Mazajeva O.A., 2001, *The linear erosion in the forest-steppe areas of Priangaria* [w:] *Z badań nad wpływem antropopresji na środowisko*, WnoZ, US, Sosnowiec, s. 85-91.
- Nikiforova G.P., 1977, *Ovragi na sklonach Osinskogo Zaliva Bratskogo vodochranilisca, Krugovorot vjescestva i energii v vodojemah*, Morfologija, litodynamika, sjedimjentacja, AN SSSR, s. 32-35.
- Nikiforova G.P., Leshnikov F.N., 1980, *Kaciestviennyje pokazateli razvitia ovragov na pobierieżje Bratskogo vodochranilisca*, [w:] *Metodyčeskije aspekty prognozirovania prirodnyh javlienij Sibiri*, Novosibirsk, Nauka, s. 42-48
- Ovcinnikov G.I., 2003, *Dinamika beregovej zony Angarskich vodochranilisc*, Avtoreferat, Irkuck, 50 s.
- Ovcinnikov G.I., Trzcinskij J.B., Pavlov S. H., 1999, *Izmienienie geologicieskoj sriedy v zonah vlijania Angro-Jenisejskich vodochranilisc*, Izdatielstvo Nauka, Novosibirsk, 254 s.
- Pecierkin I.A., 1969, *Geodinamika pobierieżij kamskich vodochranilisc*, Perm, 2, 308 s.
- Wika S., Ovcinnikov G.I., Trzcinskij J.B., Tyc A., Szczypek, 2000, *Razvitie prirodnyh processov na beregach Bratskogo vodochranilisca*, RAN, Sibirskoe otdelenie, Instytut Zemnoj Kory, Irkuck, 72 s.

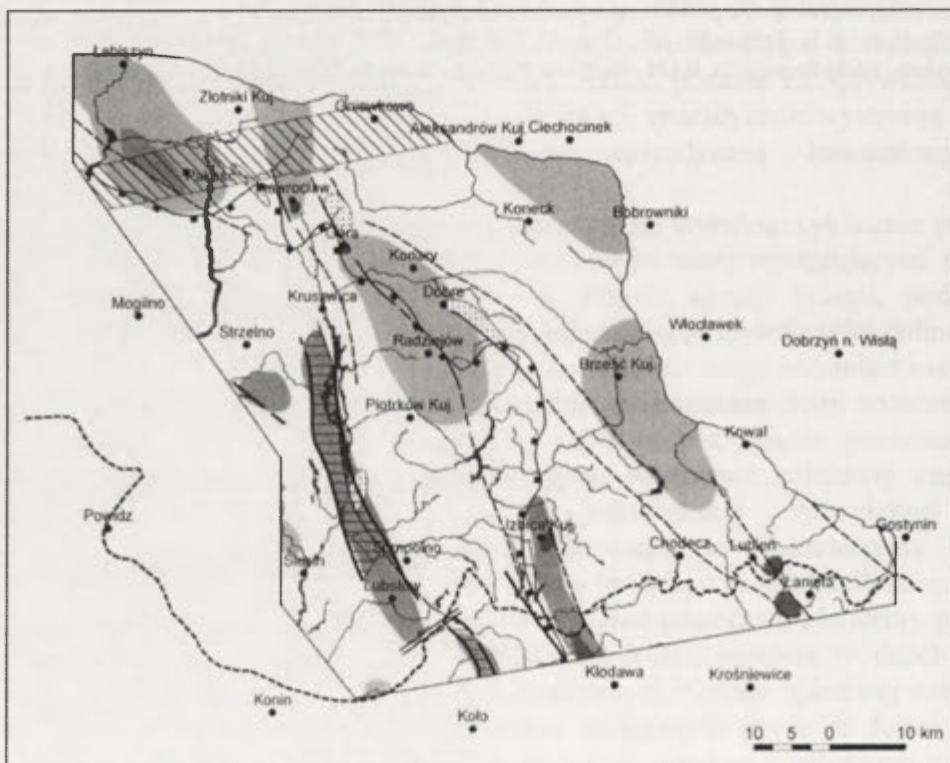
Morfostruktura podłoża kenozoiku Wysoczyzny Kujawskiej

Paweł Molewski

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Obszar badań

Obszar Wysoczyzny Kujawskiej ma powierzchnię około 4500 km². Jego granicę północną i wschodnią stanowi krawędź doliny Wisły, a południową linią maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu (LGM). Zachodnia granica Wysoczyzny ma charakter umowny i przebiega wzdłuż rynny jezior Ślesińskich i Gopła, a następnie Noteci od jej wypływu z Gopła po Łabiszyn (ryc. 1). Na przedstawionych mapach granica ta została uproszczona i przesunięta na zachód.



- Zasięg górnej kredy na powierzchni stropowej kompleksu
- Uskoki przebijające kompleks - stwierdzone
- Uskoki nieprzebijające kompleksu - stwierdzone
- - - Uskoki przypuszczalne
- Domniemane uskoki zrzutowo-przesuwcze
- ▨ Domniemane główne strefy zrzutowo-przesuwcze
- ▧ Rowy synsedymacyjne
- ▤ Antykliny wgłębne
- Diapiry solne przebijające mezozoik
- Diapiry solne częściowo przebijające mezozoik
- Poduszki solne
- Miejscowości
- Cieki
- Jeziora
- - - LGM

Ryc. 1. Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego Wysoczyzny Kujawskiej (wg Dadleza 1997, Dadleza i in. 1998, uproszczona)

2. Tektonika kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego

Wysoczyzna Kujawska leży na pograniczu dwóch jednostek strukturalnych pierwszego rzędu kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim, tj. w części północnej i wschodniej na obszarze wału kujawskiego, a w części zachodniej niecki mogileńsko-łódzkiej. Konwencjonalnie przyjmowaną granicą między tymi jednostkami jest podkenozoiczna granica wychodni kredy górnej i dolnej (Dadlez, Marek 1974), która na rozpatrywanym obszarze przebiega generalnie z północnego zachodu na południowy wschód (ryc. 1). Ta umowna granica w rejonie antyklinorium wysadowego Izbica Kujawska – Kłodawa pokrywa się z przebiegiem wgłębnych linii nieciągłości (Dadlez, Marek 1974). Zdecydowana większość tych linii ma na rozpatrywanym obszarze kierunek NNW-SSE i NW-SE. W obrębie wyróżnionych jednostek strukturalnych zakłada się również istnienie stref dyslokacyjnych o kierunkach skośnych i prostopadłych do tego układu. Prawdopodobnie taki transwersalny układ nieciągłości jest wgłębą przyczyną rozgraniczenia depresji kujawskiej od wyniesienia kutnowskiego w obrębie wału kujawskiego. Rozgraniczenie to dotyczy najmłodszych części kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego (Dadlez, Marek 1974). Tektoniczne deformacje kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego wiąże się także z małoskalowymi ruchami przesuwczymi oraz domniemanymi strefami zrzutowo-przesuwczymi (ryc. 1). Jedna z takich stref (Poznań – Toruń) przebiega w północno-zachodniej części rozpatrywanego obszaru i oddziela segment południowo-pomorski od kutnowskiego bruzdy środkowopolskiej (Dadlez 1997). Na Kujawach najlepiej rozpoznano dotychczas tektonikę kutnowskiego obszaru wału kujawskiego, którego północna część położona jest w analizowanym obszarze. Na jego obrzeżeniach występują dwa ciągi struktur salinarnych, tj. od południowego wschodu, wspomniany już, ciąg Izbica Kujawska – Kłodawa, a od północnego wschodu, Lubień – Łanięta. Osiowa część wału pomiędzy wyróżnionymi ciągami struktur antyklinalnych jest obszarem depresyjnym, z drugorzędnymi formami wyniesionymi (Marek, Raczyńska 1974).

Cała Wysoczyzna Kujawska położona jest w strefie intensywnej tektoniki salinarnej. W analizowanym obszarze występuje szereg wysadów solnych przebijających się przez mezozoik: Kłodawa, Izbica Kujawska, Łanięta, Lubień, Góra i Inowrocław (ryc. 1). Wysad Kłodawy i Izbicy Kujawskiej rozwinięty jest na częściowo przebijającym się przez mezozoik wale (grzebieniu) solnym. Wzdłuż południowo zachodniego skrzydła tej antykliny wysadowej przebiega strefa dyslokacyjna o założeniach paleozoicznych (Marek, Raczyńska 1974). Wysady Lubienia i Łaniąt należą do większej struktury salinarnej (grzebienia solnego), ciągnącej się od Brześcia Kujawskiego na północy po Wojszyce na południu. W zachodniej części rozpatrywanego obszaru położona jest antyklina Gopła (Sokołowski 1957). Stanowi ona północną część ciągu antyklinalnego Wartkowice – Ponętów – Gopło o przebiegu SSE-NNW, wyrażonego silnie zdyslokowanymi antyklinami nadbudowanymi na wałach solnych, przebijających się częściowo przez utwory triasu (Marek, Raczyńska 1974). Zarówno antyklina Gopła jak i położona na południowy wschód od niej antyklina Ponętowa obcięte są podłużnymi uskokami, a między nimi wyróżnia się uskok poprzeczny, przesuwczy (Dadlez 1997). Na zachód od antykliny Gopła położona jest, pocięta uskokami, struktura Strzelna, gdzie stwierdzono występowanie słupa solnego pod osadami dolnej jury. Najwcześniej rozpoznane wysady Góry i Inowrocławia występują w obrębie rozległych struktur poduszkowo-wałowych. Zakłada się, że struktura Strzelna i Inowrocławia powstały w miejscu przecięcia się krzyżujących się stref dysjunkcji (Dadlez, Marek 1977). W północno zachodniej części analizowanego obszaru występuje antyklina Zalesia. Struktura ta ma poduszkowo-wysadowy charakter i związana jest z częściowo przebijającym się przez osady mezozoiku słupem solnym (Marek, Raczyńska 1974). Ponadto na badanym obszarze wyróżniono poduszki solne nieprzebijające się przez mezozoik w rejonie Brześcia Kujawskiego, Konar – Radziejowa, Ciechocinka i na północ od Inowrocławia (ryc. 1). Struktura Konary – Radziejów rozwinięta jest w widłach uskoków o kierunku NNW-SSE i NW-SE. W triasie przecina ona skośnie umowną granicę wału kujawskiego, a w młodszym mezozoiku

przyjmuje jego kierunek i ciągnie się w kierunku Brześcia Kujawskiego. Zdaniem R. Dadleza i S. Marka (1977) jest to zondulowany i rozwidlający się wał solny z kominami solnymi w Górze i Inowrocławiu.

Pierwsze przemieszczenia soli cechsztyńskich powodujących tworzenie się antyklin solnych na Kujawach oraz pierwsze założenia rowów synsedymencyjnych miały miejsce w środkowym i górnym triasie (Dadlez 1997). Kolejne etapy aktywności antyklin solnych i rowów synsedymencyjnych przypadły na różne piętra jury i kredy. Głównym etapem spiętrzania soli były fazy deformacji zachodzące po mastrychcie i dano-paleocenie, a przed eocenem środkowym, kiedy nastąpiła ostateczna diapiryzacji antyklin solnych. Ich głównym wyrazem są niezgodności między kredą a trzeciorzędem. Tektonika solna była kontynuowana z różną intensywnością w czwartorzędzie.

Przeprowadzona analiza lineamentów, tj. fotolineamentów satelitarnych i lineamentów grawimetrycznych (Graniczny i in. 1995) oraz topolineamentów, w sposób jednoznaczny wskazuje na dwa główne kierunki potencjalnych nieciągłości podłoża, tj. kierunek zbliżony do południkowego (NNW-SSE) i zbieżny z przebiegiem wału kujawskiego (NW-SE). Kierunki te są zgodne z nielicznymi udokumentowanymi na analizowanym obszarze uskokiemi starszego podłoża, jednak ich liczba i rozciągłość jest znacznie większa od prezentowanej (Dadlez i in. 1998). Analiza ta sugeruje również istnienie innych kierunków nieciągłości, prostopadłych i transversalnych do tego podstawowego układu (ograniczone ramy niniejszej publikacji nie pozwalają na przedstawienie szczegółowych wyników tej analizy).

3. Geologia i morfostruktura powierzchni podkenozoicznej

Powierzchnię podkenozoiczną w obszarze niecki mogileńsko-łódzkiej budują głównie osady węglanowe górnej kredy (marle, wapienie, opoki). W obszarze wału kujawskiego są to w przewadze osady okruchowe dolnej kredy (piaskowce, mułowce, iłowce), wapienie górnej jury oraz lokalnie osady cechsztynu przebijających się przez mezozoik wysadów solnych.

W ukształtowaniu tej powierzchni można na analizowanym obszarze wyróżnić dwie zasadnicze części. W przewadze wyniesioną powierzchnię w obrębie niecki mogileńsko-łódzkiej i obniżoną powierzchnię wału kujawskiego (ryc. 2). Od Izbicy Kujawskiej przez Radziejów do wysadu w Górze, granica tych powierzchni niemal zgodnie pokrywa się z umowną granicą pomiędzy tymi walnymi jednostkami strukturalnymi, tj. wschodni kredy górnej i dolnej. Maksymalna różnica wysokości na rozpatrywanym obszarze sięga 250 m.

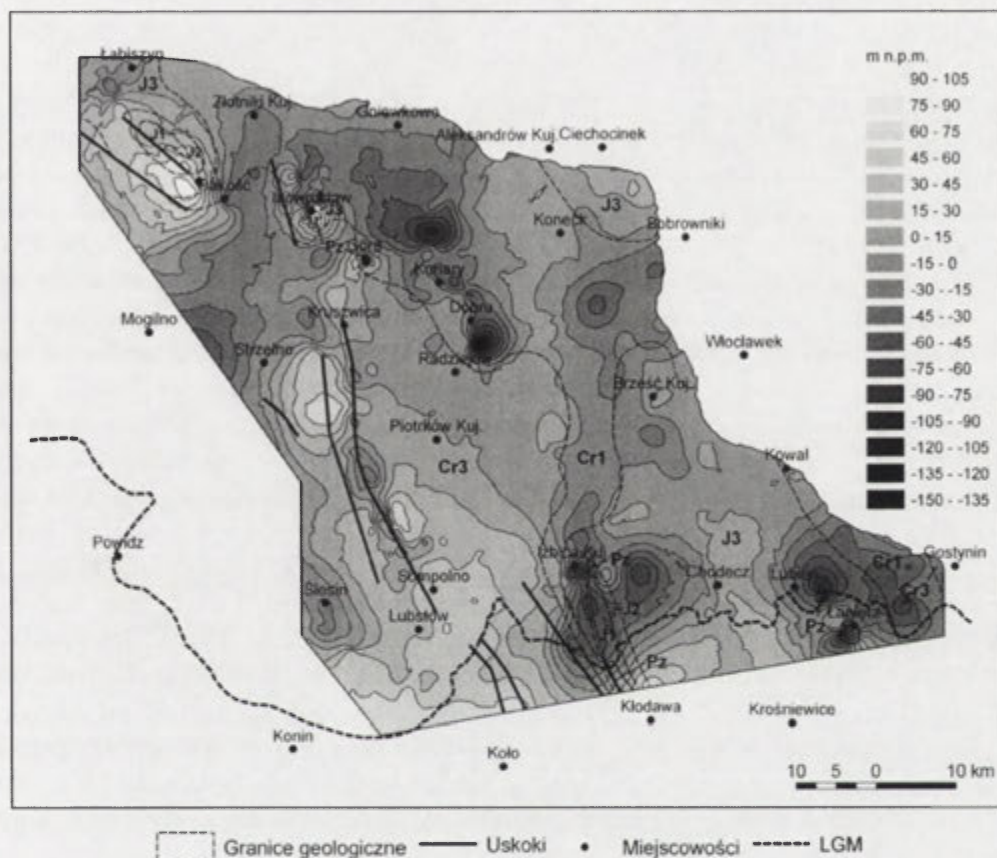
Większość występujących na analizowanym obszarze struktur solnych odzwierciedla się w ukształtowaniu stropu mezozoiku w postaci wyniesień.

Do wyniesionych elementów strukturalnych należy położony w jego północno zachodniej części tzw. garb kujawski (Krygowski 1952) o wysokości blisko 100 m n.p.m. będący odbiciem w morfologii powierzchni antykliny Zalesia. Pod osadami kenozoiku antyklina ta jest wyrażona wschodnimi jury dolnej. Z aureolą tej struktury związane są, eksploatowane w Piechcinie i Bielawach, wschodnie na powierzchni osadów jury górnej (Marek, Raczyńska 1974).

Na południowy wschód od tej struktury położone są dwa mniejsze garby, tj. Inowrocławia o wysokości około 95 m n.p.m. i Góry, o wysokości około 80 m n.p.m. Są one odzwierciedleniem w morfologii powierzchni wysadów solnych. Słupy solne Inowrocławia i Góry, otoczone są wąskimi pasmami zdyslokowanych utworów jury górnej i wyłaniają się na powierzchni podkenozoicznej spod osadów kredy dolnej (ryc. 2). Garby te rozdziela przełęcz strukturalna, łącząca dwa rozległe obniżenia powierzchni podkenozoicznej.

Na południe od wymienionych wysadów położona jest, wspomniana już wcześniej, obcięta podłużnymi uskokiemi antyklina Gopła. W planie podkenozoicznym zaznacza się ona wschodnimi kampanu wśród osadów mastrychtu (Dadlez i in., red. 2000). Uskok poprzeczny rozdziela ją na dwa bloki z kulminacyjnymi wypiętrzzeniami osadów kredowych, tj. na bloku północnym Racic i bardziej wypiętrzonego bloku południowym Gopła (Marek, Raczyńska 1974).

W powierzchni strukturalnej spągu kredy różnica wysokości między tymi kulminacjami wynosi około 200 m. Położony na zachód od Gopła wysad Strzelna, manifestuje się na powierzchni podkenozoicznej, podobnie jak antyklina Gopła, wychodniami kampanu wśród osadów mastrychtu (Dadlez i in., red. 2000). Jest to struktura silnie pocięta uskokami o kierunku WNW-ESE. Niejako w widłach uskoków struktury Gopła i Strzelna położone jest wyniesienie podłoża kenozoiku, tzw. garb Strzelna, o wysokości około 65 m n.p.m.



Ryc. 2. Mapa geologiczno-strukturalna powierzchni podkenozoicznej Wysoczyzny Kujawskiej (geologia częściowo wg Dadleza i in. 2000, uproszczona)

Oznaczenia jednostek stratygraficznych: Pz – cechsztyń, J1 – jura dolna, J2 – jura środkowa, J3 – jura górna, Cr1 – kreda dolna, Cr3 – kreda górną

Do drugiej ze wspomnianych kulminacji osadów kredowych w obrębie antykliny Gopła (bloku Gopła), nawiązuje wyniesienie (garb) stropu mezozoiku położone na południowy wschód od jeziora, o wysokości około 65 m n.p.m. Na południe od niego powierzchnia podkenozoiczna wznosi się od około 50 m n.p.m. (okolice Sompolna) do około 70 m n.p.m. w południowo zachodniej części analizowanego obszaru, w obrębie tzw. elewacji konińskiej (Krygowski 1952). Między wyróżnionymi garbami położone jest wyraźne, wydłużone obniżenie w stropie mezozoiku o charakterze rowu tektonicznego, o przebiegu NNW-SSE. Jego dno zalega na wysokości około 30 m p.p.m. Na jego przedłużeniu w kierunku południowo wschodnim położony jest rów tektoniczny Lubstowa, związany genetycznie ze strukturą Gopła (Widera 2000). Lokalnie strop mezozoiku w rowie leży poniżej 180 m p.p.m. Struktura ta, wypełniona jest osadami paleogenu i neogenu.

Na wschód od Gopła i linii łączącej miejscowości Kruszwica – Piotrków Kujawski – Izbica Kujawska analizowana powierzchnia obniża się stopniowo od wysokości 25 m n.p.m. do 0 m n.p.m. (rejon Radziejowa). W podłożu tej powierzchni występuje rozległa struktura solna Konary – Radziejów. Wyniesioną powierzchnię stropu mezozoiku stanowi również obszar w rejonie Konecka, Aleksandrowa Kujawskiego i Ciechocinka, o wysokości do 30 m n.p.m.

Powierzchnia ta pokrywa się z poduszką solną antykliny Ciechocinka (Marek, Raczyńska 1974). W centrum antykliny pod osadami kenozoiku występują tutaj osady jury górnej (ryc. 2). Obydwie wyróżnione, wyniesione powierzchnie łączy wąskie wyniesienie podłoża kenozoiku o charakterze długiego siodła strukturalnego, o wysokości od 0 do 15 m n.p.m.

W południowo wschodniej części rozpatrywanego obszaru położone jest silnie rozczłonkowane obniżenie wyniesienie podłoża kenozoiku. Wznosi się ono z północy na południe, od wysokości około 10 m n.p.m. w rejonie Brześcia Kujawskiego i Kowala, do około 25 m n.p.m. w rejonie Chodcza i do około 60-70 m n.p.m. na północ od Kłodawy i Krośniewic (ryc. 2). W podłożu północnej część tego wyniesienia znajduje się poduszka solna Brześcia Kujawskiego, a całość wyniesienia, ze znaczną częścią otaczających go obniżeń, leży w obrębie kutnowskiego obszaru wału kujawskiego i obramowujących go ciągów struktur salinarnych Izbica Kujawska – Kłodawa i Lubień – Łanięta. W osi wału, na skutek zapadania się skrzydeł wymienionych ciągów struktur salinarnych, powstał pas wypiętrzeń, który na powierzchni podkenozoicznej manifestuje się wychodniami osadów jury górnej (Marek, Raczyńska 1974).

Dna wyróżnionych obniżeń w obrębie, których występują wspomniane struktury salinarne, zalegają minimalnie na wysokości około 100 m p.p.m. Zachodnie obniżenie kontynuuje się w kierunku północnym i łączy się zwężeniem o charakterze przełęczy strukturalnej z rozległym obniżeniem podłoża kenozoiku położonym między Koneckiem, Bobrownikami i Brześciem Kujawskim. Dno tego obniżenia zalega na wysokości około 60 m p.p.m. Obniżenie to sąsiaduje na zachodzie z nieckowatym obniżeniem stropu mezozoiku w okolicy Dobrego. Oddzielone jest od niego wspomnianym siodłem strukturalnym rejonu Radziejowa i Konecka. Dno niecki Dobrego zalega na wysokości około 140 m p.p.m. Niecka ta stanowi zatokę strukturalną rozległego obniżenia położonego w obrębie tzw. depresji gniewkowskiej (kujawskiej) (Dadlez 1974). Obniżenie to ma kształt rozległej niecki o osi NW-SE, a jego dno zalega na wysokości około 100 m p.p.m. W jej zachodnim obrzeżeniu znajdują się garby Góry i Inowrocławia. Na zachód od tych garbów oraz garbu Strzelna położona jest wschodnia część tzw. obniżenia mogileńskiego (Krygowski 1952). Poza analizowanym obszarem, na zachód od Mogilna, jego dno zalega na wysokości około 180 m p.p.m. W jego południowo wschodnim przedłużeniu znajduje się, znacznie płytsze, obniżenie rejonu Ślesina, o dnie na wysokości 30 m p.p.m. Na zbliżonej wysokości zalega dno jego północnego przedłużenia w rejonie Złotnik Kujawskich łączącego się z obniżeniem rejonu Gniewkowa.

Wyróżnione wyniesienia jak i obniżenia powierzchni podkenozoicznej na znacznych odcinkach odpowiadają nieciągłością wyrażonym lineamentami. Szczególnie wyraźnie przedstawia się zbieżność lineamentów o kierunku NNW-SSE z głównym pasem wyniesień podłoża kenozoicznego ciągnącym się od elewacji konińskiej przez wyniesienia rejonu Sompolna i Gopła, z odgałęzieniem na garb Strzelna (lineamenty o kierunku NW-SE), w kierunku wysadów w Górze i Inowrocławiu. Zbliżony kierunek wykazują zachodnia krawędź obniżeń w powierzchni stropowej mezozoiku na linii Koneck – Izbica Kujawska. Kierunek NW-SE odwzorowuje się wyraźnie w rejonie Piotrkowa Kujawskiego. W jego północno zachodnim przedłużeniu położona jest wyniesienie struktury Zalesia. Kierunek ten powtarza również zachodniej krawędzi ciągu obniżeń ciągnących się od Złotnik Kujawskich po Dobrze.

Większość z wyróżnionych wyniesień i obniżeń stropu mezozoiku związanych jest bez wątpienia z tektoniką/halotektoniką kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego. Lokalne deniwelacje powierzchni stropu mezozoiku mogą być jednak związane również z procesami krasowymi i ługowaniem osadów nad wysadami solnymi (subrozja).

Literatura

- Dadlez R., 1974, *Lokalne formy strukturalne Polski północno-zachodniej*, [w:] *Budowa geologiczna Polski*, t. 4, *Tektonika*, cz. 1, *Niż Polski*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 256-279.
- Dadlez R., 1997, *Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego*, [w:] *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*, praca zbiorowa, *Prace PIG*, 153, s. 410-415.
- Dadlez R., Iwanow A., Leszczyński K., Marek S., 1998, *Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego*, [w:] Dadlez R. (red.), *Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na Niżu Polskim 1:500 000*, PIG, Wyd. Kart. PAE S.A., Warszawa.
- Dadlez R., Marek S., 1974, *Polska północno-zachodnia i środkowa*, [w:] *Budowa geologiczna Polski*, t. 4, *Tektonika*, cz. 1, *Niż Polski*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 239-255.
- Dadlez R., Marek S., 1977, *Tektonika*, [w:] Marek S. (red.), *Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-lódzkiej (strefa Gopło – Ponętów – Pabianice)*, praca zbiorowa, *Prace Inst. Geol.*, 80, s. 121-127.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J., red., 2000, *Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku 1:1 000 000*, PIG, Warszawa.
- Graniczny M., Doktor S., Kucharski R., 1995, *Mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych*, PIG, CAG, Warszawa.
- Krygowski B., 1952, *Zagadnienie czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej*, *Biul. Inst. Geol.*, 66, s. 189-217.
- Marek S., Raczyńska A., 1974, *Lokalne formy strukturalne Polski środkowej*, [w:] *Budowa geologiczna Polski*, t. 4, *Tektonika*, cz. 1, *Niż Polski*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 279-314.
- Sokołowski J., 1957, *Budowa geologiczna antykliny Gopła*, *Kwartalnik Geologiczny*, 1 (2), s. 259-267.
- Widera M., 2000, *Geneza i główne etapy rozwoju rowu Lubstowa w alpejskiej epoce tektonicznej*, *Przegląd Geologiczny*, 48 (10), s. 935-941.

Examples of great cross-border floods in the Odra river basin since the 14th century and their impacts

Jan Munzar, Stanislav Ondraček

Institute of Geonics, Academy Sciences of the Czech Republic, Brno

1. Introduction

Disastrous floods that occurred in the Czech Republic in July 1997 and in August 2002 brought a sudden and unusual revival of interest among geographers and scientists of many other disciplines in this natural phenomenon which was already entirely forgotten in Czech as high waters that would be in terms of their size at least approximately comparable were recorded only some 100 and more years ago – in the 19th century or at the very beginning of the 20th century. Therefore, there is no wonder that the historical memory was lost in the course of such a long time.

With respect to its geographical location on the main European watershed divide the Czech Republic is a spring area of important water courses such as Labe (Elbe) and Odra (Oder). Big floods rising on these rivers pass across the Czech state borders and move further on with the Labe R. to Germany and with the Odra R. to Poland. This also applies to floods occurring in the past. In order to gain enough information for the creation of a complete picture of these historical flood disasters it is therefore necessary to study records in all countries affected by the flood and to evaluate an event in the context of the whole water course and its watershed.

Czech Republic is connected with Poland by the Odra R. (Fig. 1). The river springs in Czech Republic in the Oderské vrchy Hills (Góry Odrzańskie). Its length to the point where it leaves the Czech territory on the confluence with the Olše R. (Olza) amounts to 120 km which represents 14% of its total length (855 km). There are also some important left-bank tributaries of the Odra R. that spring in the Czech Republic, e.g. the Bóbr R. or the Lužická Nisa R. (Nysa Łużycka). Important are also some other Czech tributaries of the Kladská Nisa R. (Nysa Kłodzka) viz. the Stěna R. (Scinawka) and the Belá R. (Biała Głuchołaska).

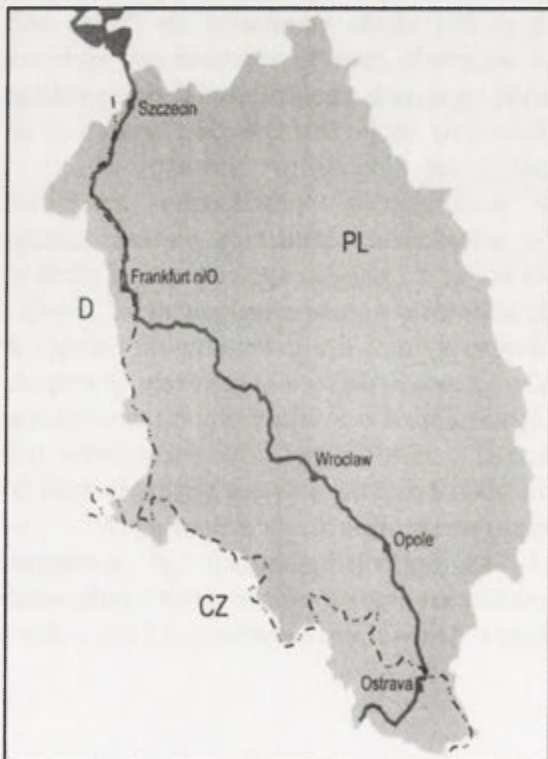


Fig. 1. The Odra River Basin scheme with the demarcation of Czech, Polish and German state borders (Drawing: E. Kallabová)

The Stenava River (Scinawka) opens into the Kladská Nisa (Nysa Kłodzka) near the town of Kłodzko, and the Belá R. (Biała Głuchołaska) drains the northern part of the Hrubý Jeseník Mts. (Pradziady) near the town of Nysa. Viewed from the Poland, the Odra R. basin reaches the Czech territory only marginally because approximately 90% of its total area of 118 861 km² is situated in Poland while only 5% are in the Czech Republic. However, the Czech part of the Odra R. basin is important with respect to the genesis of high waters because it consists mainly of mountain areas rich of atmospheric precipitation. Therefore, let us look closer at some of great historical floods on this important European water course and in its basin.

2. Floods versus borders

Similarly as weather, floods do not respect state and other administrative borders which are variable from the historical point of view. For example the first historical entry reminding a flood in 1297 originated from the Ostrava region. It was apparently the catastrophe of a considerable size because the Ostravice R. changed its course, rising problems even on the diplomatic field due to the border between the provinces of Moravia and Silesia. Therefore, a convention was agreed between the Bishop of Olomouc and the Prince of Těšín about the boundaries on 2 August 1297 that were to be constituted by the Ostravice R. channel from the confluence with the Odra R. at a place called “pod Landekem“ down to the Hungarian – today Slovak – border (by coincidence this document contains the oldest record on the existence of the Landek castle).

Polish historical records mention as one of the oldest floods in the Odra River basin an event from July 1310, which affected the Kladská Nisa R. (Nysa Kłodzka) and apparently also its tributaries. However, the high water in question could not be considered a cross-border flood at that time. Floods on the Odra R. and on other rivers in its watershed that flow in from Czechia can be considered to pass across the state border only since 1742 because Silesia was until then one of Czech Lands. Cross-border floods are in this paper understood to be events of high waters passing across the today's Czech-Polish state border.

3. Examples of cross-border floods from the 14th to the beginning of the 19th century

1310

The above mentioned summer flood in Kłodzko and its surroundings is mentioned in historical entries originating both from Czechia and from Poland. The Czech Dalimil's Chronicle informs that the destruction arrived on St. Jacob's (=25 July) when casualties were reported from a small village near Litomyšl. Next day an accident was reported from the suburb of Kłodzko where 2 000 people were said to have died. Latin entries of the Cistercian monastery in Henryków inform that early morning on St. Jacob's day it started to rain and the rain continued without break two days and nights. The Nysa R. overflowed the banks and in front of Kłodzko there were many houses that were flooded or taken away by water. It is said that there were 1500 people drowned, not counting other places with many victims. (It should be added that the town of Kłodzko and its surroundings are situated on the bottom of the Kladská kotlina Basin (Kotlina Kłodzka) at places where several water courses draining the nearby mountain ranges meet. The town and its vicinity represent a confluence area with natural preconditions for a more frequent incidence of floods.)

1501

High water that followed after heavy rains in mid-August 1501 was unseen „about 40 years“. The flood occurred not only in Wrocław, Nysa, Legnica, Racibórz and surroundings but also in Opava and Těšín.

1736

There were two great floods that affected the whole Central Europe in the unusually rainy summer of 1736. Ground was saturated already in May and June due to abundant rains. Further

precipitation in July raised two flood waves on the Odra R. and Wrocław was flooded from three sides. A thrust of water swept away the town gate and the town was cut off the world. These floods are considered analogical to high waters in 1997. A precise demarcation of areas affected by the 1736 floods in the Czech territory and their impacts are still at a stage of research.

1813

The flood of August 1813 is one of the most bitter disasters in the Odra basin caused by extreme atmospheric precipitation of a considerable territorial extent. K. Fischer (1907) takes the flood for one of three biggest summer floods in this watershed recorded in the 19th century (the other two occurred in September 1831 and in August 1854). According to the then town water gauge in Wrocław the culmination height of the Odra R. was by two inches (5 cm) greater than in summer 1736. The culmination of the Odra R. in Racibórz occurred on 26-27 August with a water level of more than 700 cm when a continual rain without break was recorded in its upper catchment from 26 to 30 August.

The rains and high waters at the end of August and at the beginning of September of this year affected not only the Odra R. basin but also the catchments of Wisła, Váh, Morava and other water courses. (In the watershed of Váh R. in Slovakia the high water took a toll of 287 lives of whom 55 casualties were recorded only in the tlen of Trenčín.) When a chain bridge was constructed across the Ostravice River (right-bank affluent of the Odra R.) in the city of Ostrava in the mid-19th century, its height was established according to the hitherto known water level stage on the river in summer 1813, reaching even 30 cm higher. This bridge later resisted even the disastrous flood in August 1880 but did not stand up to a marching group of soldiers in September 1886.

4. Observations of water level stages and floods in Bohumin and Koźle in 1820-1880

During preparatory works for this paper the authors succeeded in the disclosure of entirely forgotten records published in the 19th century about floods on the Odra R. and their observations in Opole, Krapkowice, Koźle, Racibórz, and surprisingly also in Bohumín (Oderberg in German), i.e. on the territory of today's Czechia. Up to now the water gauge observations in Bohumín were considered to be launched only as late as in 1899 (Rehánek 2004). According to Pralle (1882), the observations in Bohumín were started in 1820 and continued to 1880 (with a relatively short break from 1 July to 21 November 1824). These observations are therefore likely to be the oldest regular observations of water level stages in Czech Republic.

Partial results concerning culminations on the Odra River are presented in Fig. 2. The diagram illustrates culmination water level stages in Bohumín as compared with Koźle for the whole 60-year period of observations. With only some exceptions, the figure shows a good agreement of results documenting the course and dating on the Czech and Polish side of the border. A record culmination of 5.02 m in Bohumín was measured on 13 September 1831 (6.72 m in Koźle a day later in the same year). Other great floods were recorded in Bohumín in 1833, 1838, 1847, 1854 and 1880, which is again in a good agreement with observations from Koźle. The new findings are further analyzed now.

5. Biggest floods of the 20th century: 1903 and 1997

It will be already ten years in 2007 that will have passed since the disastrous flood on the Odra River affected Poland and Czech Republic in July 1997. The flood was in both countries referred to as the flood of the millennium. Hydrological evaluation later showed that this flood on the Odra R. was actually greater than a hundred-year water. An average time for the culmination discharge return period e.g. in Bohumín was established at 200 years. The flood in July 1997 can be unambiguously considered the greatest event on the Czech and Polish Odra R. in the 20th century. It was 94 years that passed since the last high water occurred on this river that would be

at least approximately comparable by size. It was at the very beginning of the 20th century – in July 1903. If the last two biggest floods on the Odra River are compared, then the culmination discharge in 1997 for example in Bohumín was $2\,160\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ while it was only $1\,500\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ in 1903, i.e. by 30% lower. Damages incurred by this flood in Poland and in Czech Republic were immense. The July floods of 1997 in Central Europe caused on a global scale the most severe economic loss of all natural disasters occurring in that year. The catastrophe took a toll of 54 lives in Poland and 50 lives in Czech Republic (20 in the Czech part of Odra River basin).

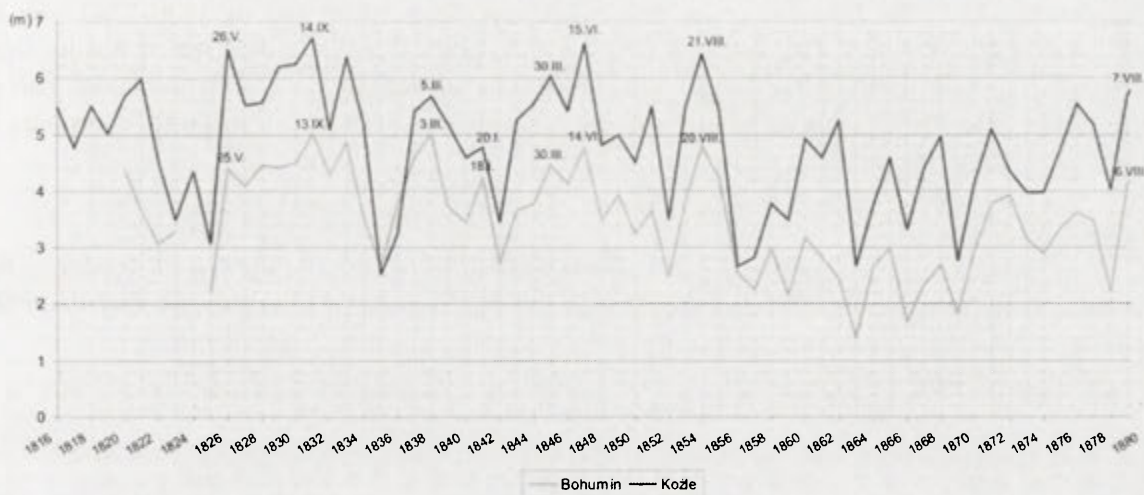


Fig. 2: A survey of the highest water level stages on the Odra River gauged in the respective years on stations in Bohumín (CZ) and Koźle (PL) in the period from 1820-1880 on the basis of data recorded by Pralle in 1882 (Drawing: E. Kallabová)

The disastrous consequences of the flood raised infinite discussions and disputes among experts and general public concerning the causes of this natural catastrophe. Particularly sharp were disputes between environmentalists and water managers. The first mentioned ones saw the main reason to floods in the landscape devastation, in the impairment of its retention, retardation and accumulation capacities due to deforestation, drainage of wetlands, alterations to land properties, regulation of water courses and in a whole range of inappropriate and insensitive interventions of humans into the landscape and nature. It is therefore necessary to point out that the extreme 1997 floods were caused by an extreme atmospheric precipitation lasting many days and representing an entirely exceptional natural phenomenon in the conditions of Central Europe, in other words a high water that could not have been held by the landscape even if it would have been at its optimum. There is no doubt, however, that such an optimum condition of the landscape could have mitigated the disastrous damage caused by the flood at least to a certain extent.

Viewed by historical geography, the most severe flood impacts are considered to be the extinction or movement of seats and by floods induced changes of borders (Munzar, Ondraček 2005). As to the borders, the Odra R. itself can be a typical example. By its section of 7 km stretching from the town of Bohumín to the confluence with the Olše (Olza) River, the Odra R. represents a state border between Poland and Czech Republic. While being mostly regulated, straightened and shortened with a properly treated river-bed in the Czech and Polish inlands, the above mentioned border-line section of the river has been preserved as a natural meandering water course which can experience changes during big floods. And this was the case of July 1997 when the meander yielded to water and its breakage gave rise to a piece of new river-bed (formerly also in 1966). Analyses of old maps revealed that the Odra R. displaced its river-bed on more than 50% in this locality in the last approximately 250 years. The state border is according to international conventions constituted by the middle of the river, and a water course deviation

larger than a water course breadth is considered to be a reason for the modification. This is to show that the Odra River has been causing problems also with the Czech-Polish state border.

6. Conclusion

The paper came to existence within the grant project on "Historical floods in Czech Republic in the Central-European context: their documentation, evaluation and impacts". The documentation of cross-border floods apparently calls for international cooperation. A more detailed analysis of the revealed water gauge findings from the period of 1820-1880 will be subject to further research. The research will be also focused on the collection of results from studying the consequences of big floods in the Odra R. basin both on the Czech and Polish part of the common state border. This is the way by which the authors wish to at least partly contribute to the revival of the historical "flood" memory.

Acknowledgement:

The paper has been prepared within the bounds of the project of the Grant Agency of the Academy of Sciences of the Czech Republic No.IAA300860601 and the research project of the ASCR Nr.AV0Z30860518.

Selected references:

- Dubicki A. et al., eds., 1999, *Dorzecze Odry. Monografia powodzi lipiec 1997*, IMGW, Warszawa, pp. 241.
- Fischer K., 1907, *Die Sommerhochwasser der Oder von 1813 bis 1903. Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands*, Bes. Mitt., Bd.1, Nr.3, Berlin, pp. 101.
- Girgus R. et al., 1965, *Wyjatkami ze źródeł historycznych o nadzyczajnych zjawiskach hydrologiczno- meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI*, PIHM, Warszawa, 214 pp.
- Jungnitz A., 1813, *Wasserfluth. Schlesische Provinzialblätter (Breslau)*, Bd. 58, p.288-293.
- Munzar J., 2001, *Summerfloods in central Europe in 1813 – an analogy to floods of 1997*, Moravian Geographical Reports (Brno), 9, 2, p. 29-40.
- Munzar J., Ondráček S., 2003, *Extreme precipitation and disastrous floods in central Europe in July 1903 and their impacts* [in:] *Regional geography and its applications*, Vaishar A. et al. eds., Papers of the 5th Moravian Geographical Conference CONGEO '03, Frenštát pod Radhoštěm, CR, September 15-19, 2003, Regiograph Brno, p. 128-134.
- Munzar J., Ondráček S., 2005, *Velké povodně na území České republiky – ztráta historické paměti*, *Historická geografie* (Praha), 33, p. 97-118.
- Pralle A., 1882, *Die Wasserstands-Verhältnisse der Oder im Regierungsbezirke Oppeln*, *Zeitschrift für Bauwesen* (Berlin), Jg. 32, p. 179-196.
- Rehánek T., 2004, *Záznamy o historických povodních v povodí Odry*, [in:] *Sborník příspěvků z konference „Říční krajina”*, Univerzita Palackého, Olomouc, p. 216-226.

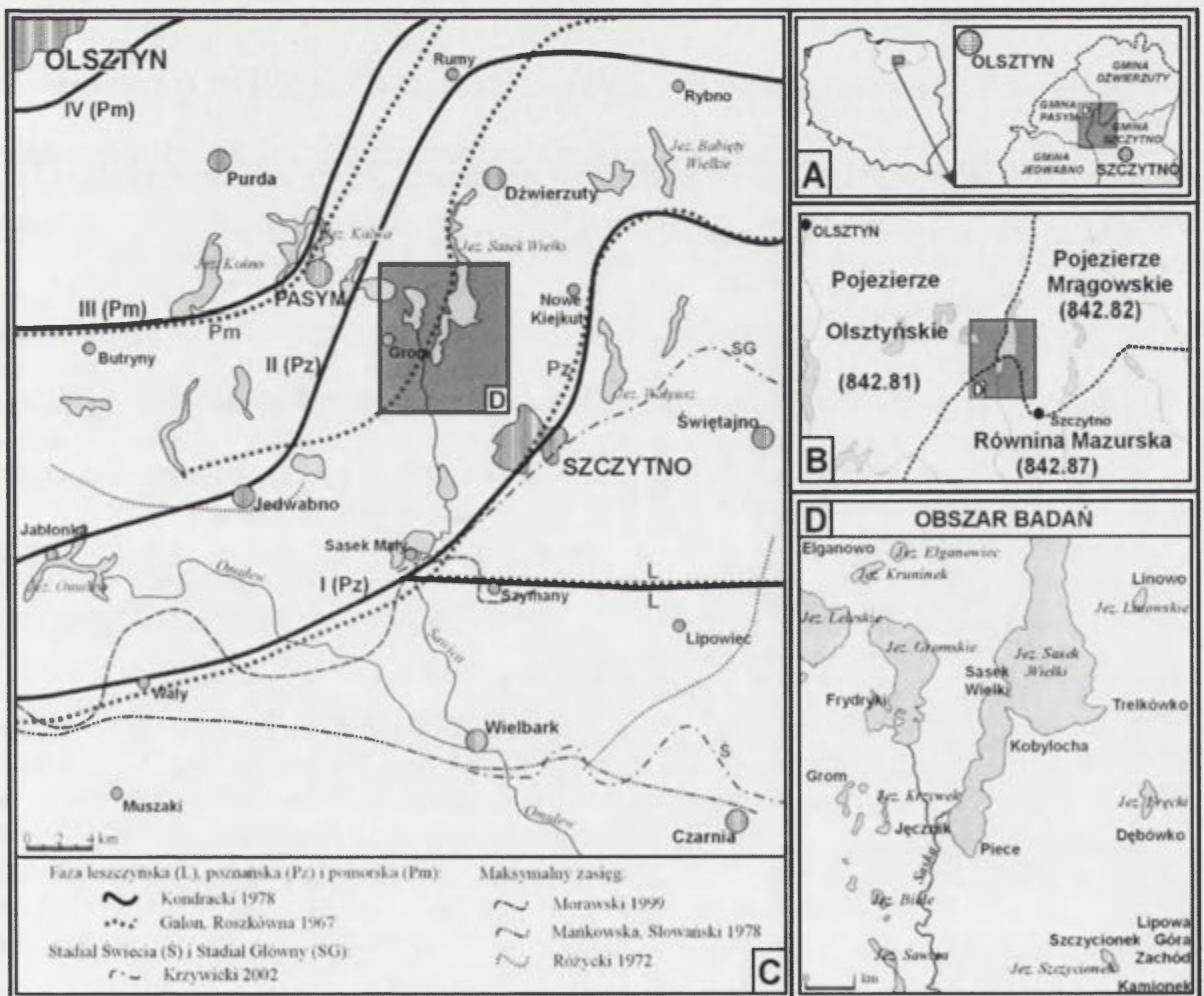
Zarys morfogenezy otoczenia południowej części Jez. Sasek Wielki koło Szczytna

Dawid Napiwodzki

Pracownia Sedymentologii i Paleoekologii, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp

Badany obszar położony jest w północno-wschodniej Polsce, na północny-zachód od Szczytna. Zajmuje 72 km² w otoczeniu południowej części Jeziora Sasek Wielki. Północno-wschodnia jego część obejmuje południowo-zachodnią część Pojezierza Mrągowskiego, północno-zachodnia część znajduje się na Pojezierzu Olsztyńskim, a centralna i południowa jest częścią Równiny Mazurskiej (Kondracki 1978, 2002) (ryc. 1). Pod względem administracyjnym leży na terenie województwa warmińsko-mazurskiego w powiecie szczytyńskim (ryc. 1).



Ryc. 1. Położenie obszaru badań: A – administracyjne, B – fizycznogeograficzne, C – względem stadiów i faz zlodowacenia Wisły; D – obszar szczególnych badań

2. Cel badań

Głównym celem badań było sporządzenie mapy geomorfologicznej analizowanego obszaru oraz próba rekonstrukcji kształtowania się rzeźby. Służyć temu miało rozpoznanie, jak i analiza budowy wewnętrznej form rzeźby terenu. W tym celu przeanalizowano 227 wierceń i 13 odśnieżeń geologicznych, 101 archiwalnych wierceń geologicznych i 89 sond torfowych. Pojezierze Mazurskie, a zwłaszcza Pojezierze Mrągowskie, Pojezierze Olsztyńskie i Równina Mazurska należą do obszarów stosunkowo słabo zbadanych, zwłaszcza w okolicach Szczytna.

3. Rozwój rzeźby w czasie fazy poznańskiej

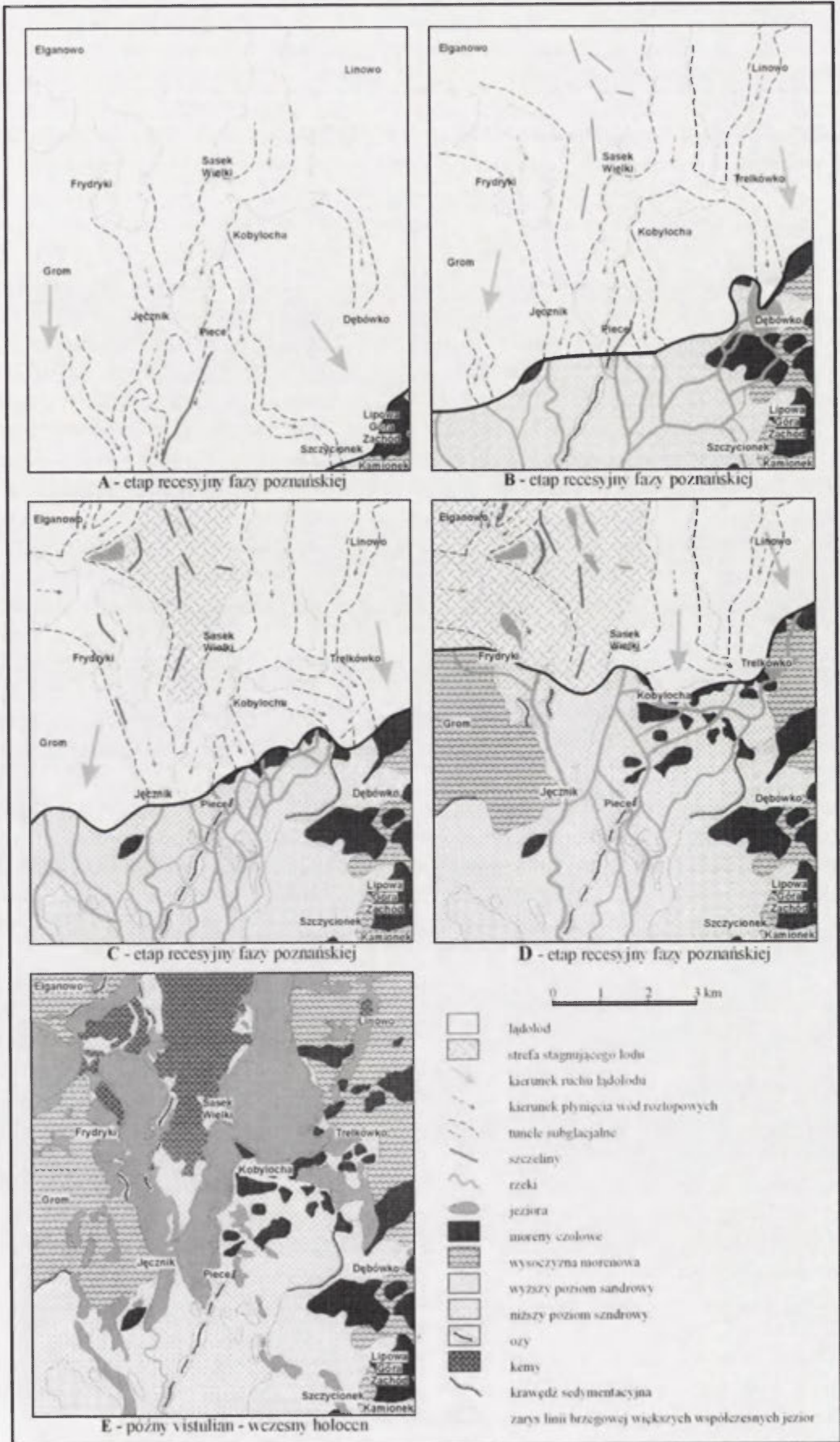
Rzeźba badanego obszaru powstała między maksymalnym zasięgiem fazy poznańskiej a fazy pomorskiej, których moreny czołowe przebiegają poza analizowanym terenem. Według J. Kondrackiego (1978) morfologia została ukształtowana pomiędzy fazą I (maksymalną) a II (recesyjną, względnie oscylacyjną) zaliczanych do fazy poznańskiej (ryc. 1). Została uformowana przez Mazurski potok lodowy, w obrębie którego były cztery loby: Olsztyna, Szczytna, Giżycka i Ełku (Ber 2000). Kierunek ruchu tego strumienia był z północnego-zachodu na południowo-wschód. Analizowany obszar wyróżnia się urozmaiconą rzeźbą terenu. Najniżej położone są dna rynien subglacialnych, których rzędne schodzą poniżej 140 m n.p.m. Najwyżej wznoszą się moreny czołowe w okolicach Dębówka, Lipowej Góry Zachód i na południowo-wschód od Linowa oraz masyw kemowy (łysogórsko-saski) na północny-zachód od Sasku Wielkiego (> 180 m n.p.m.).

Podczas maksymalnego zasięgu fazy poznańskiej zaczął się kształtować odpływ subglacialny wód roztopowych. Prawdopodobnie w tym czasie zaczął kształtować się system rynien, między innymi Szczycionka, Sawicy, Saski oraz południowe części lelesko-gromskiej i Sasku Wielkiego.

Najstarszym elementem rzeźby na badanym obszarze są formy glacialne w południowo-wschodniej jego części (ryc. 2A). Łądolód poruszał się w kierunku południowym i południowo-wschodnim, na co wskazuje między innymi przebieg rynien i moren czołowych. Koło Kamionka i Lipowej Góry Zachód wyraźnie zaznacza się wzgórze morenowe, prawdopodobnie o genezie spiętrzonej. Formy czołowomorenowe wskazują, że łądolód zatrzymał się tu na linii mniej więcej o przebiegu północny-wschód – południowy-zachód. Wody roztopowe odpływały w kierunku południowym i południowo-wschodnim. Tworzyły one system tuneli subglacialnych.

W kolejnym etapie czoło łądolodu zatrzymało się w części wschodniej badanego obszaru na linii moren położonych na południe od Dębówka, natomiast w części zachodniej ten przebieg jest dość hipotetyczny. Wydaje się, że mogą to być moreny czołowe spiętrzone lub złożone, gdyż w niektórych wierceniach stwierdzono osady ilasto-pylaste i drobnopiaszczyste. Mogą one świadczyć o spiętrzeniu znajdujących się u czoła łądolodu osadów zastoiskowych i fluwioglacjalnych. Ponadto badania T. Zielińskiego (1992) wzgórze morenowego koło Roman, leżącego w linii tych moren na wschód od obszaru badań, potwierdzają tę sugestię. Na podstawie przeprowadzonych analiz sedimentologicznych stwierdził, że formę tę można uznać za przejściową pomiędzy typową moreną akumulacyjną a moreną spiętrzoną glacitektonicznie. Wody roztopowe spływające z krawędzi łądolodu rozcięły moreny, formy tworząc doliny wód roztopowych. Rzeki roztopkowe niosły duże ilości osadów, które akumulowały na przedpolu łądolodu (wyższy poziom sandrowy). Rzeki te miały kierunek głównie południowy lub południowo-wschodni.

Następnie czoło łądolodu przebiegało mniej więcej od moren czołowych znajdujących się na północ do Dębówka aż po pagórek morenowy położony na południe od Jęcznik (ryc. 2B). Moreny te można zakwalifikować do moren typu akumulacyjnego, za czym przemawia ich budowa geologiczna. Znajdują się tu głównie osady piasków gruboziarnistych i żwirów, z wkładkami gliny spływowej (flow till), których warstwy są równoległe do dystalnego zbocza



Ryc. 2. Rozwój i kształtowanie rzeźby terenu otoczenia południowej części Jez. Sasek Wielki od fazy poznańskiej do wczesnego holocenu

moreny. Analiza tych struktur i utworów oraz brak większych deformacji i uskoków, pozwalają przypuszczać, że mamy tu do czynienia z formą powstałą w wyniku procesów akumulacji. Ponadto granicę tego epizodu poprowadzono wzdłuż współczesnej krawędzi sedymentacyjnej wyższego poziomu sandrowego. Można przyjąć za dość prawdopodobne powstanie niewielkiego zbiornika wodnego u czoła lądolodu w okolicach Dębówka. O jego istnieniu mogą świadczyć występujące w tych okolicach serie mułku. Rzeki roztokowe nadal budowały sandr wyższego poziomu.

Podczas kolejnej fazy (ryc. 2C) kierunek ruchu lądolodu w części wschodniej miał kierunek zbliżony do południkowego, natomiast w części zachodniej przebiegał wzdłuż linii północ – północny-wschód – południe – południowy-zachód. Świadczy o tym między innymi przebieg i ukierunkowanie moren czołowych, rynien subglacjalnych oraz drumlinów. Czoło lądolodu zatrzymało się na linii moren położonych na południe od Kobyłochy. Na wschód od tej linii lądolód nadal opierał się o wzgórze morenowe położone na północny-wschód od Dębówka. Natomiast w zachodniej części przebieg czoła lądolodu zaznacza krawędź sedymentacyjna pomiędzy wysoczyzną morenową a niższym poziomem sandrowym. Przebieg roztopowych rzek roztokowych odtworzono na podstawie ukierunkowanych wytopisk, które według S. Kozarskiego (1977) powstały przede wszystkim w wyniku wytopienia się zagrzebanych reliktyw nalodzi fluwioglacjalnych. Nalodzia, które towarzyszyły głównym korytom rzek proglacjalnych, bardzo często były zasypywane przez osady fluwioglacjalne. Najgrubsza ich miąższość była w pobliżu koryta, czyli miejscu najintensywniejszej akumulacji. Reliktowe nalodzia utrzymują się najdłużej w sąsiedztwie głównych linii odpływu. Przybierają one postać wałów o nierównej linii grzbietowej oraz stożków. Po ich całkowitym wytopieniu się odsłoniły się na powierzchni sandru łańcuchy zagłębień uporządkowanych wzdłuż linii spływu. Rzeki te odpływały w kierunku południowym. W tym czasie nastąpiło niszczenie wyższego poziomu sandrowego oraz jednocześnie tworzenie niższego poziomu sandrowego przez te ciekły. W północno-zachodniej części badanego terenu, pomiędzy Elganowem a Saskiem Wielkim występował w tym czasie obszar stagnującego lodu. Znajdował się tam szereg szczelin i spękań, w których wody roztopowe akumulowały osady. Były to głównie piaski gruboziarniste i średnioziarniste oraz żwiry i głaziki. Rzadziej piaski drobnoziarniste, a sporadycznie mułki, zaś w częściach brzeżnych miejscami piaski i żwiry ablacyjne. Prawdopodobnie w tym czasie mógł powstać niewielki zbiornik supraglacjalny na południowy-wschód od Elganowa (krem krunikowski). Dalej postępująca deglacjacja doprowadza do powstania wysoczyzny morenowej falistej w okolicach Gromu i na wschód od Trekówka.

W czasie kolejnego epizodu (ryc. 2D) w zachodniej części terenu dominuje deglacjacja arealna. Natomiast we wschodniej części zaznacza się niewielka transgresja lądolodu. Ukształtował ją strumień lodowy biegnący mniej więcej południkowo wzdłuż rynn Sasku Wielkiego. O transgresyjnym charakterze świadczy zaburzona struktura moren między Kobyłochą a Trekówkiem. Wytworzył się tam niewielki łob Sasku Wielkiego. W dalszym ciągu był kształtowany niższy poziom sandrowy. Rzeki go tworzące odpływały w kierunku południowym, jednak w sąsiedztwie czoła lądolodu przebieg koryt rzecznych był równoleżnikowy. Wody roztopowe rozcinały moreny czołowe i wysoczyznę morenową, tworząc doliny wód roztopowych. U czoła lądolodu, na wschód od Trekówka, mógł istnieć niewielki zbiornik wodny. W zachodniej części w wyniku deglacjacji arealnej, tworzą się niewielkie zbiorniki wodne, które powstały w wyniku powiększania i pogłębiania się wcześniej powstałych szczelin i spękań lodu. Tworzą się w tym czasie osady budujące między innymi obecne kemy (frydrykowski, elganowiecki, masyw łysogórsko-saski) i ozy (elganowiecki i elganowski).

Ostatnią linię postojową lądolodu na analizowanym obszarze stanowią pagórki i wzgórza morenowe znajdujące się na południe od Linowa. W wyniku deglacjacji obszaru na północ od tych moren powstała dość rozległa wysoczyzna morenowa.

4. Rozwój rzeźby w późnym vistulianie i wczesnym holocenie

W okresie późnovistuliańskim i wczesnego holocenu następuje wytapianie brył martwego lodu. Brak datowań torfów na obszarze badań uniemożliwia dokładne określenie początku tego procesu. Jednak poprzez analizę literatury i analogię do innych obszarów w pasie pojezierzy można stwierdzić, że bryły martwego lodu, jak twierdzi J. Szupryczyński (1988), mogły zacząć wytapiać się już Böllingu. Proces ten głównie przebiegał w okresie Allerödskim (Starkel 1977; Stasiak 1971). Są ponadto dowody, że ostatnie bryły zaczęły wytapiać się dopiero w preboreale (Błaszkiwicz 1998, 2000). Po wytopieniu brył martwego lodu powstały jeziora, których liczba i zasięg były większe niż współcześnie (ryc. 2E). Niektóre akweny tworzyły ze sobą system jeziorny, między innymi Jezioro Sasek Wielki z Jeziorem Gromskim, zaś w obrębie wysoczyzny i sandru istniał szereg małych jezior. Próbę rekonstrukcji zasięgu i występowania zbiorników wodnych w tym okresie oparto na zasięgu występowania gytii i torfów oraz częściowo na literaturze stwierdzającej, że głębokość jezior w Allerödzie była większa niż współcześnie nawet o 2 m (Korolec 1968; Starkel 1977; Stasiak 1971). K. Kalinowska (1961) stwierdza, że w okolicach Olsztyna zanikowi uległo około 46% pierwotnie istniejących jezior.

Wydaje się, że procesy peryglacjalne nie odegrały większego wpływu na przekształcenie rzeźby omawianego obszaru.

W okresie holocenijskim w dalszym ciągu narastają torfy, przyczyniając się do zaniku wielu zbiorników lub zmniejszania ich zasięgu. Proces denudacji doprowadza do wyrównywania załomów stoków i tworzenia się pokryw zboczowych.

5. Wnioski

Podsumowując, na badanym terenie wyróżniono pięć głównych etapów kształtowania rzeźby terenu. Udało się zrekonstruować linie postojowe lądolodu, których przebieg był przede wszystkim równoleżnikowy, a także odpływ wód roztopowych – głównie w kierunku południowym. Niewątpliwie w pierwszych etapach dominowała deglacjacja frontalna, zwłaszcza w części środkowej i wschodniej, o czym świadczą między innymi liczne moreny czołowe. W późniejszym czasie, głównie w części zachodniej i północno-zachodniej, zaczęła dominować deglacjacja arealna. Analizowany obszar powstał w wyniku współdziałania egzaracyjnej i akumulacyjnej działalności lądolodu z erozyjną i akumulacyjną działalnością wód roztopowych. W późniejszym okresie rzeźba podlegała niewielkiej modyfikacji. Dominującymi formami rzeźby terenu są: sandr – w środkowej i południowej części, w obrębie którego wyróżniono dwa poziomy, wysoczyzna morenowa – falista w zachodniej i wschodniej, miejscami pagórkowata we wschodniej części, kemy – w północno-zachodniej części (w obrębie których wyróżniono pagórki, wzgórze oraz masyw), pagórki i wzgórze morenowe – we wschodniej części oraz rozcinające i rozdzielaające je rynny subglacjalne. Rzeźbę urozmaicają także pojedyncze wały ozów i drumliny zlokalizowane z zachodniej części oraz liczne, zwłaszcza w obrębie sandru i wysoczyzny morenowej, obniżenia wytopiskowe.

Literatura

- Ber A., 2000, *Kierunki ruchu lądolodu zlodowacenia Wisły w północno-wschodniej Polsce i ich uwarunkowania*, [w:] *Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku*, V Zjazd Geomorfologów Polskich, Wyd. UMK, Toruń, s. 25-26.
- Błaszkiwicz M., 1998, *Dolina Wierzycy, jej geneza oraz w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie*, Dokumentacja Geograficzna, 10, ss. 116.
- Błaszkiwicz M., 2000, *Problem przetrwałości martwego lodu do początku holocenu na zapleczu fazy pomorskiej*, [w:] *Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej*, V Zjazd Geomorfologów Polskich – przewodnik wycieczek terenowych, Wyd. UMK, Toruń, s. 137-140.

- Galon R., Roszkówna L., 1967, *Zasięg zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski*, [w:] Dylik J., Galon R. (red.), *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa, s. 18-38.
- Kalinowska K., 1961, *Zanikanie jezior polodowcowych w Polsce*, *Przegląd Geograficzny*, 3, 33, s. 511-518.
- Kondracki J., 1978, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa, ss. 463.
- Kondracki J., 2002, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa, ss. 441.
- Korolec H., 1968, *Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego*, *Prace Geograficzne*, 73, ss. 68.
- Kozarski S., 1977, *Ukierunkowane wytopiska na sandrach*, *Studia Geologica Polonica*, vol. LII, s. 235-248.
- Krzywicki T., 2002, *The maximum ice limit of the Vistulian Glaciation in northeastern Poland and neighbouring areas*, *Geological Quarterly* 46 (2), s. 165-188.
- Mańkowska A., Słowański W., 1978, *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000*, arkusz Olsztyn, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Morawski W., 1999, *Maximum limit of the Vistulian Glaciation in the vicinity of Nidzica, southwestern Mazury Lakeland*, *Kwartalnik Geologiczny*, 1, 43, s. 61-67.
- Różycki, 1972, *Nizina Mazowiecka*, [w:] Galon R. (red), *Geomorfologia Polski*, tom 2, *Niż Polski*, PWN, Warszawa, s. 271-317.
- Starkel L., 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa, ss. 362.
- Stasiak J., 1971, *Holocen Polski północno-wschodniej*, PWN, Warszawa, ss. 109.
- Szuprzycki J., 1988, *Morphology and ice melting in a pomeranian outwash plain, Wda valley*, *Geographia Polonica* 55, s. 173-179.
- Zieliński T., 1992, *Moreny czołowe Polski północno-wschodniej*, *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, 1325, Katowice, ss. 95.

Budowa geologiczna i rzeźba terenu otoczenia południowej części Jez. Sasek Wielki

Dawid Napiwodzki

Pracownia Sedymentologii i Paleoekologii, Instytut Geografii UMK, Toruń

Prezentowany poster przedstawia budowę geologiczną oraz rzeźbę terenu otoczenia południowej części Jez. Sasek Wielki. Badany obszar położony jest w północno – wschodniej Polsce koło Szczytna, na pograniczu Pojezierza Olsztyńskiego, Mrągowskiego i Równiny Mazurskiej.

Na podstawie wiercenia z Olszyn (ok. 15 km na SE od obszaru badań) stwierdzono, że strop podłoża krystalicznego znajduje się na głębokości 1441,3 m (Kozłowski 1978). Utwory prekambru stanowią tu przeważnie granitoidy (granity, granodioryty, sjenity), lecz również gnejsy, migmatyty i amfibolity. Są one zaliczane do starszego prekambru, natomiast młodszy prekambry tu nie występuje. Na utworach prekambryjskich zalegają bezpośrednio utwory triasu o miąższości ok. 150 m, jury (550 m miąższości), kredy (470 m) i trzeciorzędu (163 m).

Bezpośrednio pod czwartorzędem w otoczeniu południowej części Jeziora Sasek Wielki zalegają osady miocenu i pliocenu. Utwory miocenijskie zajmują centralną, zachodnią i południową część obszaru badań. Stanowią je ropy, mułki, podrzędnie mułowce i piaski z przewarstwieniami węgla brunatnych (warstwy poznańskie dolne i środkowe) oraz piaski z przewarstwieniami mułków, ropy i poziomami węgla brunatnych (warstwy adamowskie). Osady pliocenijskie, zalegające w północno-wschodniej części, budują ropy i mułki, podrzędnie piaski, z wkładkami węgla brunatnych (warstwy poznańskie górne). Ponadto w niedalekim sąsiedztwie badanego terenu, na północny-wschód i południowy-wschód występują utwory oligocenijskie. Tworzą je piaski kwarcowo-glaukonitowe z wkładkami mułków i ropy (warstwy mosińskie górne), ropy, mułki oraz podrzędnie mułowce i piaski z konglomeratami fosforytów i syderytów (warstwy czempińskie) oraz piaski kwarcowo-glaukonitowe z wkładkami mułków i ropy, z fosforytami (warstwy mosińskie dolne) (Mańkowska, Słowański 1980).

Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej obszaru badań jest znacznie urozmaicona. Tworzą je wyniosłości i rozdzielające je doliny. Wyniosłości, takie jak Trelkowa, Kiejkut, Kalwy, Jedwabna, wznoszą się od ponad 80 do ponad 100 m n.p.m. Niektóre z tych form, jak na przykład Wzniesienie Trelkowa, znajdują pewne odzwierciedlenie we współczesnej rzeźbie. Można wyróżnić tu cztery formy dolin. Dwie niewielkie znajdujące się w północnej części (Dolina Dźwierzut, Dolina Grzegorzówek). Ich dna schodzą do nieco poniżej 40 m n.p.m. Dno Doliny Pasymla, położonej w zachodniej części, schodzi poniżej 20 m n.p.m. Największą formą tego typu jest Dolina Szczytna, której dno już w obszarze badań schodzi znacznie poniżej poziomu morza. Forma ta znajduje swe ujście w dolinie pra-Bugu. Interesujące jest, że niektóre współczesne elementy rzeźby, jak na przykład rynna Szczytionka przechodząca w rynnę jezior Domowego Dużego i Małego w Szczytnie, ukazują w pewnym sensie przebieg tej formy.

Na podstawie badań litologiczno-petrograficznych i palinologicznych przeprowadzonych przez S. Lisickiego (1996, 1997) na Pojezierzu Mrągowskim wyróżniono 14 glin zwałowych należących do 8 zlodowaceń oraz osady 7 interglacjałów. Odtworzono prawdopodobne kierunki nasuwania się lodolodów zlodowaceń: Narwi i Sanu – z Gór Skandynawskich, Nidy, Wilgi, Liwca i Warty – z północnej części Zatoki Botnickiej oraz Odry i Wisły z północnej części Finlandii (Lisicki 1997). Do podobnych wniosków dotyczących zlodowaceń plejstocenijskich doszedł A. Ber (2000) na obszarze Pojezierza Suwalskiego.

Szczegółowych informacji dotyczących czwartorzędowej budowy geologicznej obszaru badań i jego najbliższego otoczenia dostarczyły wykonane przez autora przekroje geologiczne. Opracowano je na podstawie zgromadzonych archiwalnych profili geologicznych (101), sond torfowych (89) i odwiertów wykonanych przez autora (227). Miąższości utworów czwartorzędowych wynoszą średnio 70 m i wzrastają w kierunku południowo-wschodnim, poza analizowanym obszarem w Szczytnie i Olszynch wynoszą one odpowiednio 173 m i 112 m.

Wyróżniono tu cztery poziomy glin: górny, środkowy, dolny i dolny niższy. Miąższości trzech górnych poziomów wynoszą odpowiedni: 15 m, 20 m i 26 m, natomiast dolnego niższego jest nieznana, gdyż nie osiągnięto jej spągu. Brak jednak jakichkolwiek datowań osadów w dostępnych materiałach, uniemożliwiło zabrania jednoznacznego stanowiska w sprawie ich stratygrafii. Jedynie można stwierdzić, że gliny zwałowe znajdujące się na powierzchni (poziom górny) pochodzą z Vistulianu. Są one młodsze niż faza poznańska, a starsze niż faza pomorska. Natomiast w wierceniu w Szczytnie stwierdzono występowanie siedmiu poziomów glin, co może sugerować, że w rozpatrywanym terenie może być analogicznie. Utwory gliniaste różnych poziomów miejscami zalegają bezpośrednio na sobie lub są rozdzielone osadami piaszczystymi i piaszczysto-żwirowymi, których miąższość może przekraczać nawet 20 m.

Badany obszar charakteryzuje się urozmaiconą morfologią, która została ukształtowana przede wszystkim między maksymalnym zasięgiem fazy poznańskiej zlodowacenia Wisły, a maksymalnym fazy pomorskiej (Kondracki 1978). Litologię wielu form rozpoznano dzięki licznym wierceniom oraz odsłonięciom geologicznym, w których dokonano szczegółowych analiz i pomiarów struktur litologicznych oraz pobrano próby do badań laboratoryjnych. W związku z tym wykonano dla badanego terenu mapę geomorfologiczną. Dominującymi formami są tu: sandry w obrębie których wyróżniono poziom niższy i wyższy, wysoczyzna morenowa falista miejscami przechodząca w pagórkowatą, kemy wśród których wydzielono pagórki (5), wzgórze (3) oraz masyw (łysogórsko-saski), pagórki (44) i wzgórze morenowe (14) oraz rynny subglacjalne (9) przede wszystkim o genezie fluwioglacjalnej. Rzeźbę urozmaicają także pojedyncze wały ozów (5) i drumliny (7) oraz liczne, zwłaszcza w obrębie sandru i wysoczyzny morenowej, obniżenia wytopiskowe. Ponadto wyróżniona również doliny wód roztopowych, erozyjne równiny wód roztopowych, depresję końcową, równiny torfowe, dolinki erozyjne i denudacyjne oraz formy antropogeniczne.

Można wydzielić tu pięć obszarów wyróżniających się ukształtowaniem terenu, których kształtowanie i rozwój przebiegał kilku etapach, począwszy od fazy poznańskiej do holocenu. Część południowa rozpościerająca się na południe od Jez. Sasek Wielki w zdecydowanej większości stanowi sandr. Charakteryzuje się ona dość wyrównaną i monotonna powierzchnią. Deniwelacje są tu niewielkie, zaś teren wznosi się w kierunku wschodnim. Rzeźbę tego obszaru urozmaicają pagórki moren czołowych występujące w północnej części tego obszaru. Formy te układają się w trzy główne linie przebiegu. Wyraźnie w hipsometrii odznacza się oz biegnący na południe od Pieców. Jest to forma kilku członowa o przebiegu SSW – NNE. Część wschodnia położona na wschód od linii Jez. Sasek Wielki – Jez. Szczycionek tworzy przede wszystkim wysoczyzna morenowa falista i pagórkowata z licznymi wzniesieniami morenowymi. W rzeźbie wyraźnie zaznacza się łańcuch wzgórz moren czołowych ukierunkowane mniej więcej wzdłuż linii SW – NE. Ponadto morfologię urozmaicają wyraźnie zaznaczające się doliny wód roztopowych oraz dolinki erozyjne i denudacyjne. Deniwelacje są tu znaczne i wahają się od około 10 m do 30 m. Najwyżej wznosi się wzgórze morenowe znajdujące się na południowo-wschód od Dębówka (186 m n.p.m.), będąc jednocześnie najwyższym punktem badanego obszaru.

Część północna, leżąca pomiędzy jeziorami Sasek Wielki, Gromskim, Leleskim, Kruninek i Elganowiec, stanowi rozległy masyw kemowy oraz kilka mniejszych pagórków, wzgórz kemowych i ozy. Rzeźba jest tu bardzo urozmaicona, zwłaszcza w obrębie masywu kemowego. Tworzy go niejako system połączonych wzgórz i pagórków rozdzielonych licznymi obniżeniami wytopiskowymi. Spokojniejszą hipsometrią charakteryzuje się zachodnia część, gdzie występują

pojedyncze wzgórza i pagórki kemowe o dość wyrównanej i jednorodnej powierzchni. Deniwelacje dochodzą tu do ponad 30 m.

Część zachodnią, położoną w okolicach Goromu, Frydryków i Elganowa, stanowi wysoczyznę morenową falistą. Deniwelacje są tu niewielkie rzędu 2 – 5 m. Najbardziej urozmaicona rzeźba jest w południowo-wschodniej części tego obszaru. W hipsometrii wyraźnie zaznaczają się tu podłużne wały drumlinowe o przebiegu południkowych, a deniwelacje dochodzą tu do ponad 12 m.

Jako oddzielny obszar należy wyróżnić tereny zajęte przez rynny subglacjalne. Są one jednym z najbardziej wyróżniających się w hipsometrii elementów krajobrazu. Mają one w zdecydowanej większości przebieg południkowy, zaś w dnie wielu z nich znajdują się jeziora. Najniższy punkt stanowi dno rynny Jez. Sawica (133 m n.p.m.). Biorąc pod uwagę najgłębsze punkty jezior, najniższym punktem jest głęboczek Jez. Sasek Wielki położony w środkowej części rynny (99 m n.p.m.). Ich zbocza mają od 5 m do ponad 15 m.

Literatura

- Ber A., 2000, *Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich*, Prace PIG CLXX, Warszawa, ss. 89.
- Kondracki J., 1978, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa, ss.463.
- Kozłowski S. (red.), 1978, *Zarys budowy geologicznej, Surowce mineralne województwa olsztyńskiego*, Wyd. Geologiczne, Warszawa, ss. 243.
- Lisicki S., 1996, *Stratygrafia plejstocenu centralnej części Pojezierza Mazurskiego*, [w:] Marks L. (red.), Mat. Konferencji: *Stratygrafia plejstocenu Polski*, PIG, Warszawa, s. 55-58.
- Lisicki S., 1997, *Pleistocene of the Mrągowo Lakeland*, *Geological Quarterly*, 41 (3), PIG, Warszawa, s. 327-346.
- Mańkowska A., Słowański W., 1980, *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski 1 : 200 000, arkusz Olsztyn*, ss. 53.

Idee i praktyczny uniwersalizm geomorfologii stosowanej

Antoni Olszewski

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp

W nauce, także w geomorfologii, idee i ich praktyczny uniwersalizm winny tworzyć spójną jedność. Jest to warunek harmonii jej istoty, celowości istnienia i przesłanki rozwoju społeczeństwa. Geomorfologia to nauka o geologiczno-klimatyczno-antropogenicznej kreacji rzeźby zewnętrznej powierzchni litosfery, która rozwija się na styku i w zazębieniu z innymi sferami naturalnymi a też ze sferami działalności człowieka (noosferą, psychosferą, agrosferą, technosferą i innymi). Na powierzchni geomorfo-litosfery (lokalnie też pod nią) rozwija się życie i praca człowieka. Zatem, jest ona ważnym czynnikiem indywidualnej i społecznej egzystencji ludzkiej. Stąd, zarówno sens – idei geomorfologicznych, jak i świadomy sposób ich wdrażania, czyli praktyczny uniwersalizm geomorfologii, są ekonomicznie, kulturowo i cywilizacyjnie zasadniczą kwestią egzystencjalną dla człowieka.

Geomorfologia stosowana jest dla ludzi równie ważna jak ekologia, ekonomia, logika prawa, zakres wolności oraz inne nieusuwalne składniki ludzkiej kondycji. Zagrożenia są rzeczywiste; dlatego też – wieloaspektowa geomorfologia stosowana nie może być pominięta w strategii perspektyw przetrwania cywilizacyjnego, ekologicznego i biologicznego ludzi na Ziemi. Ostrzeżeniem jest przykład skrajnej różnicy poziomu gospodarki i życia mieszkańców górskiego i monsunowego półwyspu koreańskiego po dwu stronach dzielącego go politycznie równoleżnika 38° N. Poziomu obecnej egzystencji wyniknął tu nie tylko z powodów gospodarczych bądź społeczno-politycznych ale w dużej mierze, głównie w odniesieniu do ludności wiejskiej, z powodu odrębności podejścia władz do rzeźby wojennej stoków górskich lat 1950-ych. Korea Południowa uznała rekultywację geomorfologiczno-glebową stoków i ich niezwłoczne zalesienie za jedno z podstawowych zadań powojennej odbudowy kraju. Na północy zaniechanie działań z zakresu geomorfologii stosowanej spowodowało długotrwałą niszczącą degradację (nieodbudowanych i niezalesionych) stoków górskich; co skutkowało materialno-krajobrazową nędzą i głodem w kraju „radosnego” socjalizmu. Tak, jak w prehistorycznej przeszłości nie tylko praca, lecz – także myślenie geomorfologiczne utorowały drogę obliczu cywilizacji ludzkiej; tak też obecnie i w perspektywie, tym bardziej, respektowanie praw rozwoju rzeźby, sposoby jej uprawy i (inżynierskiej) kreacji – głównie w strefach gęstego zaludnienia, wysokiej urbanizacji, intensywnej gospodarki rolnej i sezonowo ekstremalnie zmiennego klimatu – współdecydują o bogactwie państw i poziomie życia jego obywateli. Przykłady pouczają, że właściwa idea geomorfologii stosowanej, jej fachowa oraz niezwłoczna realizacja praktyczna okazywały się trafnym wyborem. Myślenie i działanie z geomorfologiczną mądrością jest zadaniem globalnym, także – wbrew regionalnej niewiedzy.

2. Geografia fizyczna a geomorfologia: bliskość definicji

Porównanie pierwszych zdań amerykańskiego podręcznika geografii „*Elements of Geography – Physical and Cultural*” (Finch, Trewartha 1942) i podręcznika geomorfologii „*Formy powierzchni Ziemi – zarys geomorfologii*” (Galon 1979) pokazuje wzajemną bliskość geografii i geomorfologii. Amerykanie definiują: „*Geography is the science of the earth's surface. It consists of a systematic description and interpretation of things on the face of the earth*” (s. 1). Galon stwierdził, że: „*Geomorfologia jest nauką o formach powierzchni Ziemi oraz o procesach*

kształtujących tę powierzchnię.... zajmuje się ona opisem form.... oraz wyjaśnia ich powstanie, etapy rozwoju i rozmieszczenie” (s. 9). Geograficzny rodowód geomorfologii jest oczywisty; ale nie jest to jedyne jej źródło.

3. Geologia a geomorfologia: istota struktury skał dla rzeźby

Odporność i strukturalno-tektoniczny układ skał są wyjściowym, pasywnym i ważnym czynnikiem morfogenetycznym powierzchni geomorfologicznej litosfery. Wyeksponowały to XIX-towieczne badania doliny i wodospadu Niagary. Dorobek brytyjskiej szkoły „fizycznej geologii” (Ramsey, Geikie) oraz amerykańskie badania na górskim i suchym zachodzie USA (Powell – odsłonięcie struktury geologicznej w krajobrazie półpustynnym i rola różnych struktur geologicznych dla erozji fluwialnej; Gilbert – struktura geologiczna w odmiennych krajobrazach geomorfologicznych) rozwinęły „nową geologię”; a właściwie geomorfologię (strukturalną), jako dyscyplinę w obrębie geologii. Geomorfologiczna ekspozycja budowy geologicznej i odporności tworzywa skalnego otworzyły „*Heroic Age of Geology*” (lat 1875-1900). Wyzaczyło to też geologiczny rodowód geomorfologii amerykańskiej (angłosaskiej).

4. Geomorfologia: wspólne pole geografii fizycznej i geologii

Rzeźba powierzchni skorupy ziemskiej, dzięki czynnikom zewnętrznym, może zostać wyrównana wbrew strukturze geologicznej. Następuje to – jak wykazał Davis (1899) – w efekcie stadialnej i planacyjnej ewolucji rzeźby. Koncepcja geomorfologiczna, wypracowana w Północnych Appalachach, normalnego cyklu geograficznego (erozyjnego, w klimacie umiarkowanym), cyklu pustynnego i glacialnego, dały podstawę lokalizacji geomorfologii na pozycji wspólnego decydowania o rzeźbie Ziemi procesów zewnętrznych (geograficznych) i wewnętrznych (geologicznych). Geomorfologia XX-go wieku stała się interdyscyplinarną dziedziną geografii fizycznej i geologii. Na schemacie zazębiających się kół (*physiography – geology*) pokazał to Lobeck (1939).

5. Geomorfologia stosowana – praktyczną prezentacją wiedzy i umiejętności

Geomorfologia stosowana mieści treść definicji i wiedzy geomorfologii ogólnej; to jej niezbędne minimum. Nie jest ona jednak sumą arytmetyczną wiedzy jej różnych kierunków. Uwzględnia je krytycznie i praktycznie; dlatego jest nowatorskim kompendium całości: idei, wiedzy i projektów, sprawdzanych w działalności geomorfologicznej i antro-po-technogennej praktyce kreacji i uprawy rzeźby, w których wykorzystuje wiedzę i kompetencje inżynierskie, ekologiczne, ekonomiczne i administracyjne. W tym sensie jest ona „nową geomorfologią” (usługową, funkcjonującą i akceptowaną). Jej najszersze tło stanowi triada: przyrodniczych nauk o Ziemi – usług techniczno-inżynierskich – nauk ekonomicznych i administracyjno-prawnych, którą wspierają kompetencje wykonawcze. Dla właściwej propagacji i realizacji praktyki geomorfologii stosowanej ważna jest kultura: geograficzno-ekologiczna, techniczna i plastyczno-architektoniczna wykształconego i krytycznego społeczeństwa.

6. Miejsce i zadania geomorfologii stosowanej

Miejsce geomorfologii stosowanej na tle podstawowych elementów środowiskowych (rzeźba, podłoże, człowiek, środowisko przyrodnicze i społeczne) oraz dyscyplin naukowych i usługowych (geografia fizyczna, geologia, technika, ekonomia i administracja) przedstawia Ryc. 1. W innym ujęciu otoczenia naukowego geomorfologii stosowanej znajdują się: geomorfologia, geologia inżynierska, architektura krajobrazu i geografia stosowana z ich przydatnymi kierunkami; np. kształtowaniem środowiska, mechaniką gruntu i innymi.

Zadania geomorfologii stosowanej, niezależnie od problemu i skali projektu, powinny mieć zawsze charakter badawczo-metodyczno-praktyczny. Jej główne zadania można określić jako: 1) kierunkowe (badawcze i rejestracyjne), 2) systematyzujące i 3) systemowe. Krótki zarys tych zadań przedstawia się następująco:

(1) *Zadania kierunkowe*: a) informacyjne (rejestracja – opisowa, teledetekcyjna, satelitarna, geodezyjna, kartograficzna – historycznych i bieżących ekstremalnych zmian rzeźby; określenie skali geomorfologicznej ingerencji człowieka i okresu stabilizacji rzeźby); b) poznawcze (badanie: aktualnych i ekstremalnych naturalnych procesów sedymentacyjno-morfogenetycznych; zmian rzeźby naturalnej i antropogenicznej podczas historycznych zmian demograficzno-gospodarczych); c) eksperymentalne (komputerowe modelowanie procesów rzeźbotwórczych); d) inżynierskie (z geologią inżynierską, eksploatacyjną i architekturą krajobrazu; kierowanie przestrzenną gospodarką: budowlaną, komunikacyjną, urbanizacyjną, wydobywczą; prognozowanie: czasu trwania intensywnych procesów rzeźbotwórczych, ich rodzaju, skali i skutków w strefie zmian antropogeomorfologicznych; rekultywowanie rzeźby opuszczonych obszarów osiedleńczych, eksploatacyjnych, przemysłowych); e) sozologiczno-ekologiczne (chronienie, konserwowanie i restaurowanie unikalnej rzeźby naturalnej i sztucznej jako – krajobrazowego i historycznego dziedzictwa narodowego; utrzymywanie ekologicznej więzi środowiska przyrodniczego z krajobrazem geomorfologicznym); f) społeczno-dydaktyczno-kulturowe (idea kultury geomorfologicznej za pośrednictwem kreacji *antropogenicznej rzeźby dostosowanej*, geomorfologicznie, ekologicznie, funkcjonalnie);

(2) *Zadania systematyzujące*: a) klasyfikacja antropomorfogenetyczna rzeźby w zależności od typu działalności gospodarczej i przeznaczenia form (rzeźba: rolnicza, irygacyjna, osadnicza, komunikacyjna, wyrobiskowa, wojenna i inna); b) klasyfikacja rzeźby według rodzaju i stanu jej antropogenicznego przekształcenia, zależna od kultury użytkowania (rzeźba: naturalna, chroniona, kulturowa, eksploatacyjna, zdewastowana, rekultywacyjna, kultywowana);

(3) *Zadania systemowe*: Sformułowanie: a) strukturalnych powiązań w systemie rzeźby realnej i tego systemu geomorfologicznego z innymi elementami środowiska przyrodniczego oraz z całokształtem działań i oddziaływań człowieka; b) zasad systematyki rzeźby realnej, właściwych powiązań użytkowych i funkcjonalnych między odpowiedzialnym człowiekiem a rzeźbą; c) syntezy współczesnej rzeźby realnej i dynamiki jej uzależnień antropogennych; d) systemu ekstremalnej (katastrofalnej) geomorfologii, miejsc gęsto zaludnionych, intensywnej gospodarki i komunikacji; i narażonych na duże zmiany naturalne a też antropogeniczne.

7. Ważna zasada geomorfologii stosowanej

Geomorfologię stosowaną interesują współczesne zmiany rzeźby o ekstremalnym charakterze i zasięgu, zarówno naturalne i antropogeniczne. W tym względzie wypracowała ona pryncypialną zasadę: naturalne i katastrofalne zjawiska geomorfologiczne występujące na ponadregionalnym obszarze i znamienne dla danej strefy klimatycznej, cechujące się – dużą stabilnością dynamiki i zakresu przestrzeni – nie mogą być uważane za zjawisko niezwykle; są normalną składową morfogenezy obszaru, dlatego geomorfologia stosowana umie szybko, celowo i praktycznie na nie skutecznie reagować. Mają też miejsce katastrofalne techno-antropogeniczne zmiany rzeźby, wprowadzane na dużym obszarze z aroganckim rozmachem. I jeśli się pojawiają w jakimś kraju nagminnie, bez uwzględnienia struktury funkcjonalnej środowiska przyrodniczego, to te złe zmiany są normalnością danego systemu gospodarczo-politycznego. Wtedy geomorfologia stosowana – wkracza na pole krytyki takich poczynań i walki politycznej (z systemem arbitralnej praktyki) i pryncypialnie wyraża swój sprzeciw!

8. Podstawy filozoficzne geomorfologii stosowanej

Wybór niektórych z tych podstaw jest następujący:

1) *Prymat celów praktycznych:*

Geomorfologia stosowana jest najtrudniejszą dziedziną badawczą geomorfologii z powodu jej sprzężenia z naukami i praktyką dyscyplin technicznych i społeczno-ekonomicznych. Jest najogólniejszą syntezą geomorfologii – krytycznie sprawdzalną (w dziejach i współczesnym działaniu człowieka) poprzez swój praktycyzm. Jest miernikiem użyteczności i dojrzałości geomorfologii ogólnej, regionalnej i lokalnej oraz dojrzałości logicznej człowieka i systemu społeczno-ekonomicznego, w jakim człowiek ten działa (rozwijając swą geomorfologiczną dramę). Zadania geomorfologii stosowanej są obszerniejsze niż geomorfologii akademickiej.

2) *Doświadczenie podstawą rozwoju geomorfologii stosowanej:*

Geomorfologia stosowana to związek nauki i praktyki wynikający z doświadczenia i tylko przez doświadczenie może się rozwijać. Swoiste pamięciowe „kartowanie geomorfologiczne” jakie – w różnych obszarach i czasach – prowadził człowiek prehistoryczny, historyczny, techniczny (i każdy inny) pozwoliło docenić praktyczny walor rzeźby i jej użyteczność (dla człowieka). Także przekonało go to o możliwości: wyraźnego i celowego jej przekształcania, dla spełnienia stale rosnących wymogów swej egzystencji. Historyczne doświadczenie geomorfologiczne człowieka dało nie tylko praktyczne podstawy geomorfologii stosowanej, lecz także znacznie wcześniejsze niż sama geomorfologia jako nauka. Tylko stałe i rosnące doświadczenie będzie utrzymywało geomorfologię stosowaną na drodze aktywnego rozwoju.

3) *Waga realności doświadczenia geomorfologicznego człowieka:*

Geomorfologii stosowanej nie interesuje organizacja myślenia geomorfologicznego; ale je sprawdza i weryfikuje, bowiem ona najsilniej wyraża *geomorfologiczny krytycyzm*. Sprawdza doświadczenie geomorfologiczne, zajmując się: przyrodniczymi, społeczno-ekonomicznymi i technicznymi warunkami jego prawdziwości i powtarzalności. Ta funkcja geomorfologii stosowanej jest ważna, gdyż ocenia logiczną teorię sądu geomorfologicznego. Powszechna doświadczalność rzeźby jest miarą wyników i powodzenia geomorfologii stosowanej.

4) *Empiryzm kluczem istnienia i rozwoju geomorfologii stosowanej:*

Geomorfologia stosowana odrzuca racjonalizm aprioryczny, jako podstawę swego istnienia, w szczególności jako – drogę prognozowania rozwoju procesów i zmian rzeźby grożących człowiekowi (nie przewiduje bez doświadczenia). Podstawową metodą geomorfologii stosowanej jest empiryzm; otoczony sceptycyzmem, który dopuszcza nowe doświadczenia i płynność „granicy względnego poznania”. To z kolei dopuszcza „względną nieskończoność” rozwoju geomorfologii stosowanej.

5) *Dotychczasowe doświadczenia a prognoza w geomorfologii stosowanej:*

Geomorfologia stosowana wykorzystuje połączenie racjonalizmu transcendentnego, czyli określanie potencjalnej rzeczywistości geomorfologicznej, nie sprawdzonej (i wykraczającej poza możliwe całkiem nowe doświadczenie) z fenomenalizmem, bazującym na poznaniu zjawiskowym rzeźby, dla – (racjonalnego) przewidywania perspektywicznego w prognozie geomorfologicznej, tj. bez jej realnego uprzedniego doświadczenia. Geomorfologiczna prognoza – dla rzeźby katastrofalnej i antropogenicznej – musi przekraczać dotychczasowe doświadczenie, tj. stwarzać niezbędną rezerwę *in plus*: dla gwarancji trwałości nowej rzeźby (a) i stymulowania rozwoju geomorfologii jako nauki i praktyki (b).

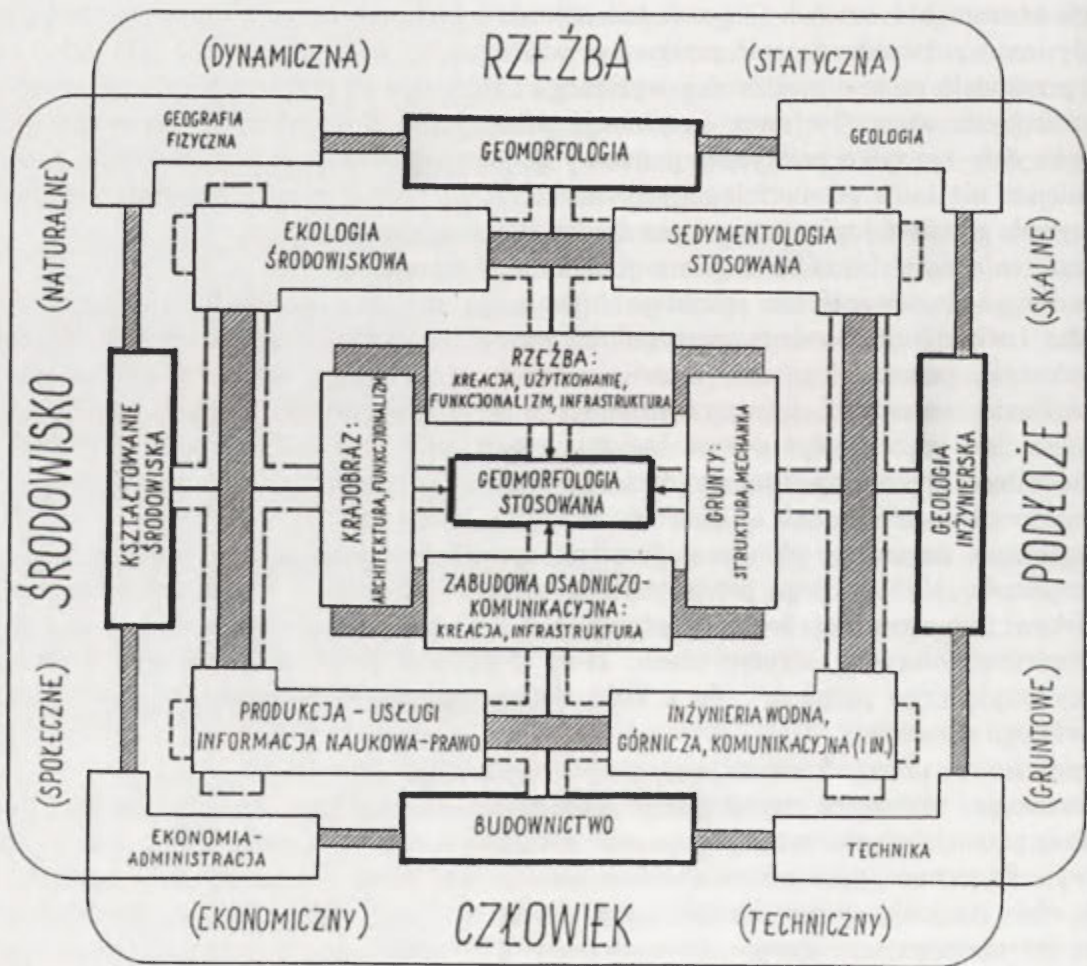
6) *Dojrzałość geomorfologii stosowanej określa kulturę geomorfologiczną człowieka:*

Geomorfologia stosowana realizuje ideę, deklarację i praktykę stosunku człowieka do – syntetycznej (geomorfologicznej i ekologicznej) krajobrazowości rzeźby. Stosunek taki, poprzedzony doświadczeniem i wyrażający prognozę, ma zawsze komponenty poznawcze, emocjonalne i praktyczne. Po to, aby społeczność doszła do właściwego – *poziomu kultury geomorfologicznej*, zatem do – *finalnej wartości filozoficznej* geomorfologii stosowanej (a) i celu

działań antropogeomorfologicznych: *trwale bezpiecznej rzeźby* (b); geomorfologia stosowana jako: *pierwszą podstawę swej filozofii stawia – prymat zadań praktycznych*.

9. Służba geomorfologiczna: wymóg praktycznego uniwersalizmu geomorfologii

Skuteczna realizacja celów geomorfologii stosowanej (współ z geologią inżynierską i ekologią krajobrazu) domaga się pilnego powołania i zorganizowania (ważnej w XXI wieku dla państwa) Geomorfologicznej Służby Krajowej, głównie powiatowej i gminnej, najbliższej działań wdrożeniowych w terenie. Prof. Galon w ramach zachęty studentów do studiowania geomorfologii stwierdził, że „*geomorfologia jest koroną nauk geograficznych*”. *Prawdziwym diamentem tej korony jest geomorfologia stosowana, z której waloru kraj winien skorzystać!*



Ryc. 1. Miejsce geomorfologii stosowanej na tle elementów środowiskowych oraz dyscyplin naukowych i usługowych

Zmiany i zmienność temperatur ekstremalnych z dnia na dzień w Polsce północno-wschodniej w okresie 1951-2000

Monika Panfil

Katedra Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Warmińsko-Mazurski, Olsztyn

1. Wstęp

Zmienność temperatury powietrza z dnia na dzień jest tym większa, im częstsze i większe są adwekcyjne zmiany temperatury, zachodzące w danej miejscowości (Chromow 1973). Są one szczególnie ważne zimą, gdy dopływ promieniowania do powierzchni ziemi jest mniejszy niż w pozostałych okresach roku i warunki solarne odgrywają drugorzędną rolę w kształtowaniu dużych zmian międzydobowych (Wibig 2001).

Średnie roczne zmiany temperatury (T_i , T_{max} i T_{min}) z dnia na dzień z reguły nie przekraczają $2,5^{\circ}\text{C}$. Najmniejszą zmiennością charakteryzują się dobowe wartości T_i , a największą T_{min} , czasami T_{max} (Kossowski 1969, Kostrzewski 1961). Ma to związek z faktem, że zmiany temperatur ekstremalnych są zmianami rzeczywistymi temperatury powietrza, w odróżnieniu od średniej temperatury dobowej (T_i), której wartości powstają w wyniku uśrednienia co najmniej kilku odczytów.

Oprócz niewielkich zmian, jakie dominują w ciągu roku (ok. 2°C), występują także pojedyncze przypadki ze zmianami kilkakrotnie wyższymi od wartości średnich. Przyczyną dużych zmian temperatury powietrza z dnia na dzień w Polsce wg Kossowskiej-Cezak (1982) są: adwekcje mas powietrza, napływy powietrza z nad skonstrastowanego termicznie podłoża, przyziemne nocne inwersje temperatury oraz adiabatyczne ogrzewanie się powietrza. Najczęstszą przyczyną wystąpienia bardzo szybkiej zmiany warunków termicznych na analizowanym, nizinym terenie Polski były dwa pierwsze procesy, ponieważ dwa następne zachodzą głównie w kotlinach górskich.

2. Cel pracy

Celem pracy było zbadanie zmian liczby dużych spadków oraz wzrostów ($> 10^{\circ}\text{C}$) temperatury maksymalnej i minimalnej z dnia na dzień w wieloleciu 1951-2000 oraz pokazania jej zmienności w poddanym analizie 50-leciu.

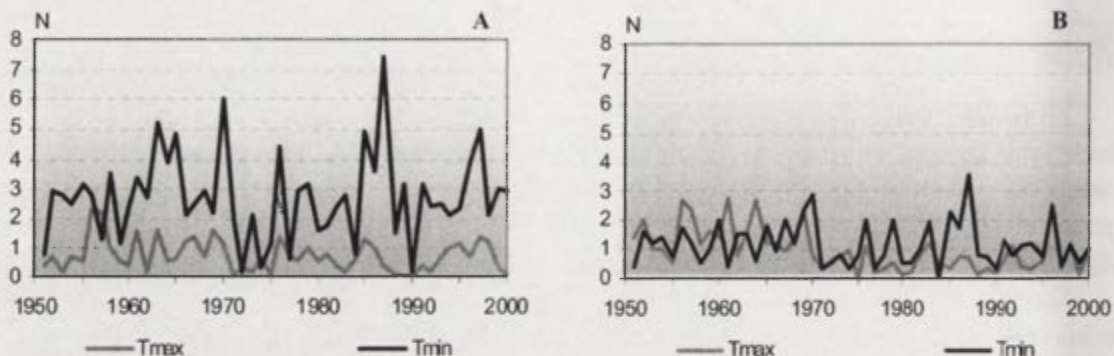
3. Materiały i metody

Dane meteorologiczne wykorzystane w niniejszej pracy pochodzą z 10 stacji meteorologicznych (Białystok, Biebrza, Elbląg, Kętrzyn, Lidzbark Warmiński, Mława, Myszyniec, Olsztyn, Suwałki, Toruń) z Polski północno-wschodniej, należących do sieci obserwacyjnej IMGW w Warszawie. Badaniami objęto względnie długi okres obejmujący ostatnie 50 lat XX wieku. Podstawowymi danymi źródłowymi była temperatura maksymalna dobowa (T_{max}) oraz temperatura minimalna dobowa (T_{min}) powietrza.

Dla zaakcentowania skali zjawiska analizie poddano przypadki dużych zmian temperatur ekstremalnych z dnia na dzień ($\geq 10^{\circ}\text{C}$) uśrednionych dla całego obszaru Polski Północno-Wschodniej w okresie 1951-2000, jako średnie arytmetyczne z danych dobowych, pochodzących ze wszystkich 10 stacji meteorologicznych. Umożliwił to fakt ich względnie równomiernego rozmieszczenia w obrębie badanego terenu.

4. Wyniki

W wieloletnim przebiegu częstości anomalnych zmian temperatury z dnia na dzień doskonale widoczne jest, iż zdecydowanie najczęściej temperatura rosła o więcej niż 10°C , głównie w zakresie wartości T_{\min} . Zdecydowanie mniej wzrostów było w przypadku T_{\max} (ryc. 1A). Natomiast spadki T_{\max} i T_{\min} , o co najmniej 10°C , były niemal na jednakowym poziomie (ok. 1,5 dnia) w ciągu całego badanego okresu (ryc. 1B).



Ryc. 1. Liczba dni (N) w roku ze wzrostem (A) i spadkiem (B) T_{\max} i T_{\min} z dnia na dzień ($\geq 10^{\circ}\text{C}$) w Polsce Północno-Wschodniej w okresie 1951-2000

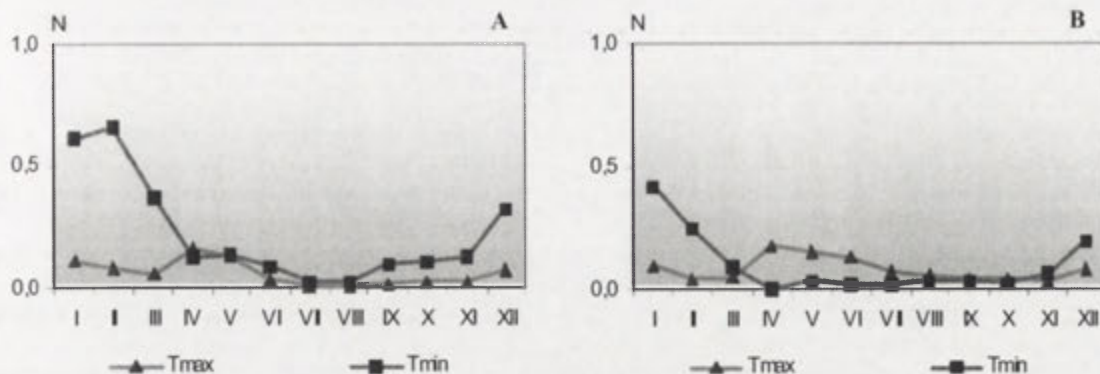
Analizując ryc. 1. warto zauważyć, iż w 1990 r. ani razu nie wystąpiły anomalnie duże spadki i wzrosty obydwu temperatur ekstremalnych. Rok ten był absolutnie najcieplejszy w całym 50-leciu w zakresie tych temperatur, ponieważ w żadnym z miesięcy średnia T_{\max} nie spadała poniżej 0°C , natomiast T_{\min} przekroczyła ten próg tylko w grudniu i nieznacznie w styczniu (Panfil 2005). Odmienny charakter wykazał 1987 r., w którym zanotowano największą liczbę spadków (4) i wzrostów (8) $T_{\min} \geq 10^{\circ}\text{C}$. Rok ten był najzimniejszy w ostatnich 25-ciu latach XX wieku i jednym z chłodniejszych w całym badanym wieloleciu (Panfil 2005). W przebiegu wieloletnim istotny trend ujemny w liczbie dni z bardzo dużymi zmianami z dnia na dzień wystąpił jedynie w przypadku spadków T_{\max} i wyniósł w tym okresie dokładnie 1 dzień.

Rozpatrując liczbę wszystkich przypadków, jakie wystąpiły w okresie 1951-2000 przeanalizowano także średnie obszarowe miesięczne rozkłady roczne częstości anomalnych zmian temperatur ekstremalnych (ryc. 2, 3).

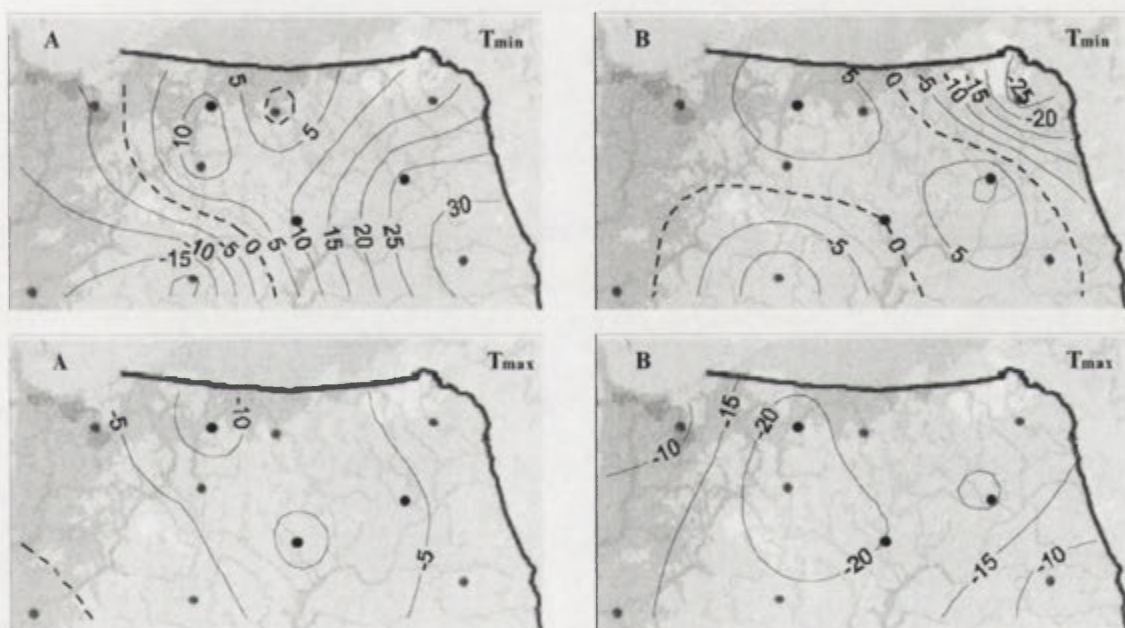
W zakresie dużych zmian ($\geq 10^{\circ}\text{C}$) T_{\min} częściej wykazywały znaczne wzrosty niż spadki, co wykazała także Kossowska-Cezak (1987). Natomiast duże wzrosty T_{\max} przez większą część roku należały do rzadkości, co potwierdzają także dane liczbowe dla analizowanego obszaru (ryc. 2A, B). Częstość zmian T_{\min} w tym zakresie przypadła na miesiące zimowe (styczeń, luty i grudzień) i wyniosła średnio po 0,5 dni, natomiast T_{\max} wystąpiły głównie w kwietniu i maju, ale ich częstość nie przekroczyła nawet 0,25 dni (rys. 2). Największa sumaryczna liczba dni dużych zmian T_{\max} w całym 50-leciu wystąpiła w maju (11) w stacji Toruń. Natomiast największa suma dni z dużymi zmianami T_{\min} wystąpiła w lutym (71) w Suwałkach.

Zmiany częstości występowania dużych ($\geq 10^{\circ}\text{C}$) zmian temperatur ekstremalnych z dnia na dzień w badanym wieloleciu przedstawiono na przykładzie różnic między okresami 1976-2000 i 1951-1975 (ryc. 3). Ogólnie na całym obszarze Polski Północno-Wschodniej zmniejszyła się liczba dni z tego typu zmianami T_{\max} . W przypadku T_{\min} nie było tak jednoznacznej tendencji. Liczba jej dużych wzrostów zwiększyła się w środkowej i wschodniej części regionu, z maksimum w okolicach Białegostoku (34 dni więcej), a spadła na zachodzie. Natomiast liczba dużych spadków T_{\min} z dnia na dzień podzieliła obszar na trzy części: północno-wschodni i środkowo-południowy z dość znacznym zmniejszeniem się ich liczby (z maksimum

w Suwałkach o 25 dni) oraz pozostały obszar, na którym liczba dużych jej spadków wzrosła maksymalnie o 10 dni w Lidzbarku i Biebrzy (ryc. 3).



Ryc. 2. Średnia miesięczna liczba dni (N) ze wzrostem (A) i spadkiem (B) T_{\max} i T_{\min} z dnia na dzień ($> 10^{\circ}\text{C}$) w Polsce Północno-Wschodniej w okresie 1951-2000



Ryc. 3. Różnice w liczbie dni występowania wzrostów (A) i spadków (B) T_{\max} i T_{\min} z dnia na dzień ($> 10^{\circ}\text{C}$) w Polsce Północno-Wschodniej pomiędzy okresami 1976-2000 i 1951-1975

5. Wnioski

- Zdecydowanie najwięcej w ciągu roku, w analizowanym wieloleciu 1951-2000 w Polsce północno-wschodniej, było zmian z dnia na dzień ze wzrostem temperatury minimalnej (T_{\min}).
- Najczęściej T_{\min} wzrastała z dnia na dzień o więcej niż 10°C w lutym, a spadała w kwietniu. Natomiast spadki i wzrosty dla T_{\max} o zadaną wartość miały miejsce w tym samym miesiącu – kwietniu.
- Najrzadziej duże wzrosty temperatury, zarówno maksymalnej jak i minimalnej jednocześnie, występowały latem (VII, VIII), a spadki jesienią (IX, X).
- W porównaniu okresów 1951-1975 i 1976-2000 w całej Polsce północno-wschodniej znacznie zmniejszyła się liczba dużych zmian z dnia na dzień T_{\max} , zarówno wzrostów jak i spadków. W przypadku T_{\min} zanotowano zwiększenie się liczby dni ze wzrostem tej charakterystyki, natomiast

zmniejszenie się liczby dni ze spadkiem T_{\min} , głównie we wschodniej części analizowanego obszaru. Część zachodnia wykazała tendencje odwrotną.

Literatura

- Chromow S.P., 1973, *Meteorologia i klimatologia*. PWN, Warszawa.
- Kossowska-Cezak U., 1982, *Duże zmiany temperatury z dnia na dzień w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, 3-4, s. 197-214.
- Kossowski J., 1969, *O zmienności z dnia na dzień maksymalnej i minimalnej temperatury w Lublinie w okresie 1951-1960*, Buil. Lub. TN, DV, 9, s. 99-102.
- Kostrzewski W., 1961, *Zmienność temperatury maksymalnej i minimalnej z dnia na dzień we Wrocławiu w latach 1954-1958*, Wiad. Służby Hydrol., 43, s. 11-19.
- Panfil M., 2004, *Zmienność temperatury powietrza w Polsce północno-wschodniej w okresie 1951-2000*, Rozprawa doktorska, KMiK UWM, Olsztyn.
- Wibig J., 2001, *Wpływa cyrkulacji atmosferycznej na międzydobowe zmiany temperatury minimalnej i maksymalnej*, Prace i Studia IG, UW, Geografia, 29, s. 223-232.

Problemy oceny środowiska przyrodniczego w Zakładzie Geografii Regionalnej WGISR UW

Joanna Papis, Maciej Lechowicz

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW

„Istnieją różne poglądy na temat przedmiotu, zadań i celu, do którego zmierzać powinna geografia regionalna. W większości przypadków uważa się, iż prace z zakresu geografii regionalnej powinny dotyczyć zarówno przyrody, jak i działalności człowieka, na ściśle określonym obszarze zwanym regionem” (Dumanowski 2004).

W Zakładzie Geografii Regionalnej na Wydziale Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego od ponad 30 lat głównym kierunkiem badań było określenie relacji pomiędzy przyrodą a działalnością człowieka, z zastosowaniem różnorodnych metod badań. Szczególne znaczenie w badaniach relacji między człowiekiem i otaczającym go środowiskiem przyrodniczym mają procesy oceniania i wartościowania. Wg A. S. Kostrowickiego (1970) najczęściej spotyka się oceny wpływu człowieka na środowisko przyrodnicze i jego składniki oraz z drugiej strony ocenia się środowisko z punktu widzenia jego przydatności dla człowieka (na potrzeby rolnictwa, komunikacji, osadnictwa, leśnictwa, turystyki itp.). W odniesieniu do tych dwóch głównych kierunków badań, przeprowadzanych z zastosowaniem różnorodnych technik ocen (bonitacja jakościowa, ilościowa), w programie studiów w ZGR znalazły się przedmioty pozwalające na zapoznanie się z wybranymi metodami oceny środowiska przyrodniczego, zarówno z punktu widzenia jego przydatności dla szeroko rozumianej działalności człowieka, jak też i oceny antropopresji na środowisko przyrodnicze.

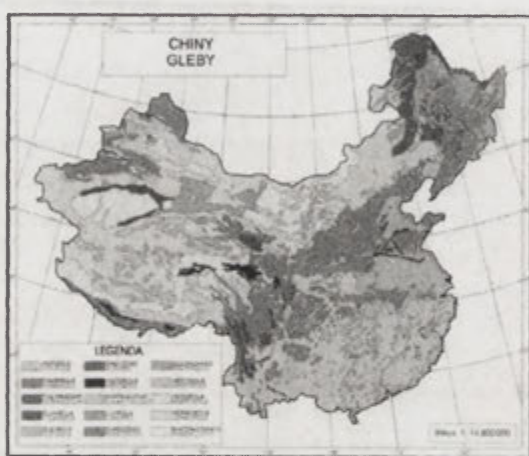
Ważnym zagadnieniem jest wybór takiej cechy (ujęcia) środowiska przyrodniczego, która w sposób najbardziej pełny i reprezentatywny posłuży do celów analizy relacji człowiek-środowisko. Zaprezentowana poniżej tematyka z zakresu problemów oceny środowiska przyrodniczego pozwoli na zapoznanie się z wybranymi metodami oceny środowiska stosowanymi w Zakładzie Geografii Regionalnej WGISR.

W pierwszym ze stosowanych ujęć wykorzystano koncepcję czynników ograniczających jako podstawę ocen przydatności środowiska dla różnych celów gospodarczych. W większości wykonywanych prac magisterskich w ZGR, wykorzystujących takie ujęcie metodologiczne, relacje środowisko – człowiek badane są na przykładzie działalności rolniczej. W badaniach związków rolnictwa ze środowiskiem istnieje cała sfera zależności, które wynikają z procesów przyrodniczych zachodzących w organizmach uprawianych roślin i hodowanych zwierząt (Kantowicz 2004). W swojej pracy E. Odum (1982) stwierdza iż „...obecność i pomyślnie bytowanie organizmów w środowisku są uzależnione od całego kompleksu czynników. Każdy czynnik, który zbliża się lub przekroczył granice tolerancji gatunku nazywamy czynnikiem ograniczającym”.

Najczęściej w odniesieniu do wpływu czynników na organizmy stosowany jest podział na czynniki abiotyczne i biotyczne. Spośród pierwszej grupy, w odniesieniu do roślin żyjących w środowiskach lądowych, za główne czynniki ograniczające uważa się: temperaturę powietrza, wodę, światło i glebę. Paradoksem jest mówienie o temperaturze, wodzie i in. jako o czynnikach ograniczających, skoro są one niezbędne do życia i rozwoju roślin (i innych organizmów). W rzeczywistości, mówiąc o ograniczającym działaniu wody, światła, temperatury, mamy na myśli pewne ich względne natężenie, które odbiega od granic optimum ekologicznego danego organizmu i powoduje jego gorszy rozwój, a przy przekroczeniu pewnych granic tolerancji doprowadzić może do jego obumierania.

Na przykład w odniesieniu do wody, jako czynnika ograniczającego uprawę roślin, mówimy o jej nadmiarze lub niedoborze w stosunku do potrzeb tak, że prowadzenie działalności rolniczej może być utrudnione lub niemożliwe. Podobnie jest z glebą, która przecież sama w sobie nie utrudnia rozwoju roślin, lecz jej cechy takie jak zbyt niska lub zbyt wysoka temperatura, skład mechaniczny, zawartość humusu, struktura, w efekcie końcowym wpływają na nieodpowiednią wilgotność. W pracach przedstawiających badania relacji rolnictwo – środowisko, wyróżnić można kilka poruszanych zagadnień (ryc. 1):

- ocena wpływu ograniczeń termicznych na uprawę roślin w wybranym regionie,
- ocena wpływu ograniczeń wilgotnościowych na uprawę roślin w wybranym regionie,
- ocena wpływu ograniczeń związanych z morfologią terenu na uprawę roślin w wybranym regionie,
- ocena wpływu przydatności rolniczej gleb na uprawę roślin w wybranym regionie.



Ryc. 1. Ocena wpływu przydatności rolniczej gleb na uprawę bawełny w Chinach (Źródło: Michalak 2002)

Możliwości zastosowania podejścia związanego z koncepcją ekologicznych czynników ograniczających w badaniach geograficznych są warunkowane dostępnością materiałów źródłowych (głównie kartograficznych). Nie zawsze są to wystarczające materiały przedstawiające nie poszczególne elementy środowiska, ale ich cechy, które w powiązaniu ze sobą mogą być ograniczeniem dla rozwoju roślin. Stąd też wyniki niektórych badań mogą odzwierciedlać jedynie związki pośrednie lub ukazywać ich ogólne prawidłowości (ryc. 2 i 3).



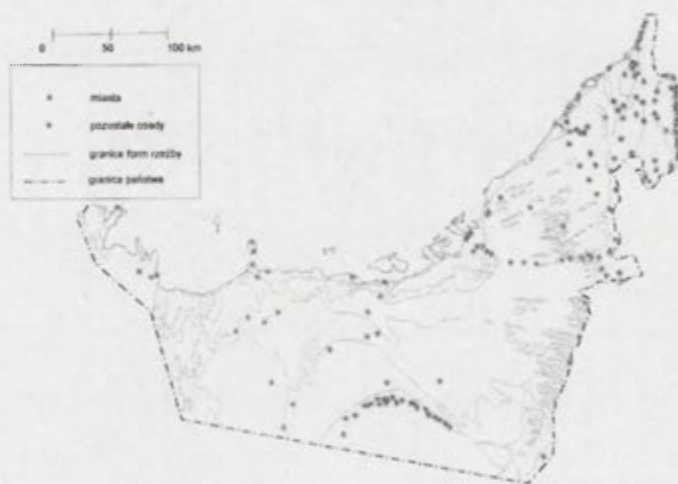
Ryc. 2. Optymalne i potencjalne obszary uprawy bawełny w Chinach (Źródło: Michalak 2002)



Ryc. 3. Optymalne, potencjalne i rzeczywiste obszary uprawy trzciny cukrowej w Tajlandii (Źródło: Wolska 2001)

Drugim z często wykorzystywanych podejść jest przyjęcie za reprezentatywne dla środowiska granic fizycznogeograficznych. W Zakładzie Geografii Regionalnej jako pierwszy tymi zagadnieniami zajmował się B. Dumanowski (1974), który analizował położenie głównych miast względem granic fizycznogeograficznych wysokiej rangi. Autor ten doszedł do wniosku, że skupieniom ludności (oprócz obecności wody) sprzyjają: granice między strefami roślinnymi (między dużymi formacjami takimi jak sawanna i las równikowy) i granice w obrębie rzeźby (krawędzie i podnóża gór). Miejsca, w których przecinają się różne granice fizycznogeograficzne, gdzie występuje największe zróżnicowanie środowiska przyrodniczego, stanowią atrakcyjny obszar dla osadnictwa. Nieco późniejsze prace E. Kantowicz (1975, 1985) wykazały, że w strefie granicznej między lasem i sawanną warunki życia ludności są na ogół lepsze niż w regionach sąsiadujących. Pierwszą pracą, która pozwalała w sposób bardziej wymierny liczbowo ocenić zależności pomiędzy przebiegiem granic i rozmieszczeniem osadnictwa, było opracowanie A. Goćłowskiego (1986). Autor, wykorzystując zmodyfikowaną przez siebie mapę granic fizycznogeograficznych i kreśląc od nich ekwidystanty, zmierzył gęstość osadnictwa w obrębie stref ekwidystalnych wyznaczanych od badanych granic. Zagadnienie granic było również tematem rozprawy habilitacyjnej A. Goćłowskiego (1992). Przeprowadzone badania wykazały, że ma miejsce wyraźna dodatnia korelacja między rozmieszczeniem i trwałością miast a przebiegiem najważniejszych kompleksowych granic przyrodniczych, np. między morzem i lądem oraz górami i stepami. Późniejsze prace M. Lechowicza (2000, 2004) również potwierdziły występowanie pozytywnej zależności pomiędzy rozmieszczeniem miast a przebiegiem wybranych granic fizycznogeograficznych. Prace magisterskie realizowane przy zastosowaniu takiego ujęcia dotyczyły najczęściej oceny wpływu granic fizycznogeograficznych na osadnictwo w wybranym regionie.

Pierwszy etap pracy polegał zazwyczaj na przyjęciu określonego podziału fizycznogeograficznego. Były przygotowywane zarówno prace wykorzystujące granice kompleksowe jak i prace bardziej szczegółowe, wykorzystujące granice poszczególnych elementów środowiska przyrodniczego (ryc. 4). Autorzy prac magisterskich nie wyznaczali tych granic, lecz przyjmowali lub co najwyżej modyfikowali, już jakiś istniejący podział fizycznogeograficzny.



Ryc. 4. Granice form rzeźby a rozmieszczenie osadnictwa w ZEA (Źródło: Parzyszek 2001)

Kolejnym etapem było wykreślenie od granic fizycznogeograficznych ekwidystant (ryc. 5). Wynika to z braku map granic fizycznogeograficznych wyznaczanych jako faktycznie występujące w przyrodzie strefy gradientowe, nie zaś jako linie. Ten etap nie występował we wszystkich pracach magisterskich. Zdarzały się opracowania, w których bez szczegółowego kreślenia ekwidystant, stwierdzano czy dana jednostka osadnicza leży na badanej granicy, czy też nie.

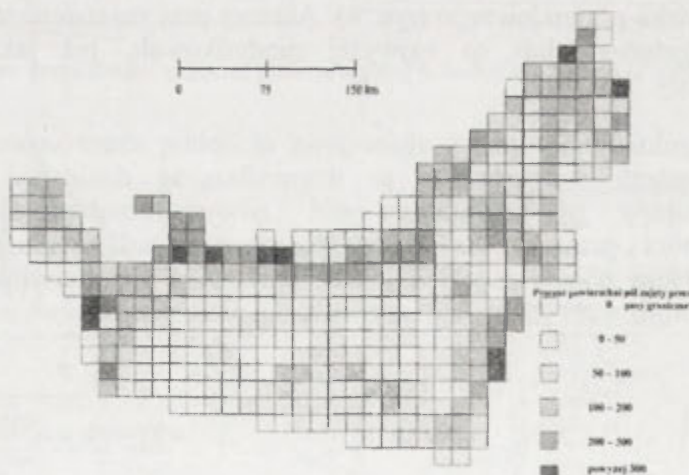
Po naniesieniu na mapę granic przyrodniczych jednostek osadniczych, porównywano ich rozmieszczenie z przebiegiem wcześniej wspomnianych granic. Do porównania używano

zazwyczaj prostej metody statystycznej opartej na teście χ^2 . W pracy E. Parzyszek (2001) zastosowano nieco odmienne podejście (ryc. 6). Po wykreśleniu granic i porównaniu ich przebiegu z rozmieszczeniem osadnictwa, autorka przedstawiła opracowane dane w ujęciu sieci



Ryc. 5. Ekwidystanty od granic głównych formacji roślinnych Bułgarii (Źródło: Stefaniak 1991)

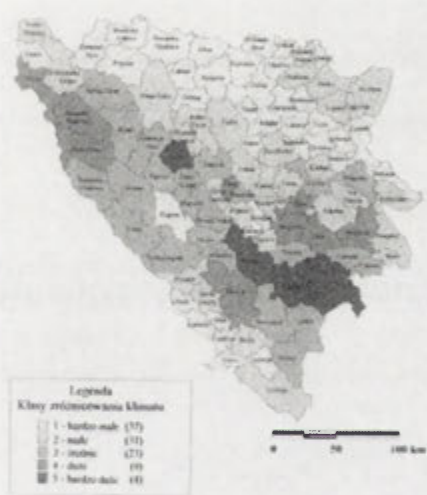
pól podstawowych (co nawiązuje do kolejnego podejścia omawianego nieco później). Obliczyła ona sumę powierzchni pasów granicznych każdego badanego elementu środowiska przyrodniczego i liczbę osad w każdym polu. Po nadaniu wartościom rang zastosowała metodę korelacji rangowej.



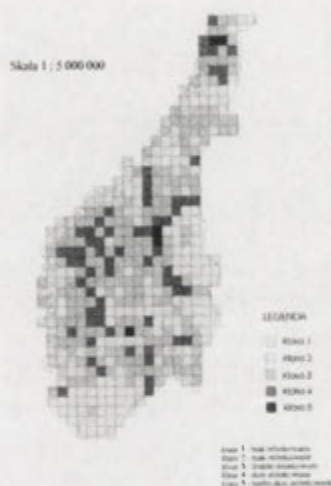
Ryc. 6. Procentowy udział powierzchni pasa granicznego w polach podstawowych w ZEA (Źródło: Parzyszek 2001)

W trzecim ujęciu za najbardziej reprezentatywną cechę środowiska, a równocześnie za najważniejszą z punktu widzenia człowieka, przyjmuje się zróżnicowanie środowiska przyrodniczego. Podobnie jak w przypadku granic, prace realizowane przy zastosowaniu takiego podejścia dotyczyły najczęściej oceny wpływu zróżnicowania środowiska na osadnictwo w wybranym regionie. O roli zróżnicowania środowiska w rozwoju człowieka wypowiedało się wielu autorów. Wg opinii R. Dubos (1968) „bogactwo i różnorodność środowiska społecznego i przyrodniczego określa decydujące aspekty funkcjonalizmu, zarówno w planowaniu miast, we wzorach domów, lub w kierowaniu życiem”. Z kolei M. Bates (1969) uważa, że „z różnorodności pochodzi możliwość zmiany, adaptacyjnej odpowiedzi na nowe warunki, możliwość rozwoju i ewolucji”. Prace badawcze z zakresu zróżnicowania środowiska przyrodniczego zapoczątkował

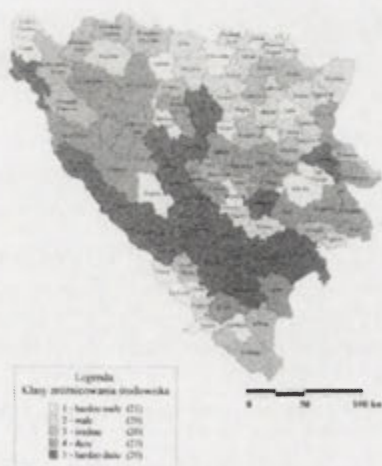
w ZGR B. Dumanowski (1968, 1974). W 1985 roku ukazało się opracowanie, w którym B. Dumanowski wraz z F. Plitem przedstawili metodę oceny środowiska przyrodniczego na przykładzie Afryki. Głównym założeniem w tej metodzie było przedstawienie zróżnicowania poszczególnych elementów środowiska przyrodniczego przy pomocy cech charakteryzujących każdy ze składników. Prezentacja na mapach w sposób liczbowy (w polach podstawowych) zróżnicowania środowiska przyrodniczego pozwala na obliczenie współczynnika korelacji określającego siłę zależności między zróżnicowaniem a wybranym sposobem gospodarowania człowiekiem. W celu weryfikacji przydatności tej metody do badania związków zachodzących między środowiskiem i człowiekiem, porównano mapę zróżnicowania środowiska przyrodniczego Afryki z mapą gęstości zaludnienia, uzyskując potwierdzenie hipotezy o atrakcyjności osadniczej środowiska bardziej zróżnicowanego. Ponieważ w metodzie tej środowisko przyrodnicze jest oceniane w sposób syntetyczny (gdzie miarą jego zróżnicowania jest różnorodność jego poszczególnych składników), trudno jest ocenić zależności pomiędzy jego składnikami a np. cechami osadnictwa. Ale przecież oddziaływanie środowiska przyrodniczego na człowieka nie ma charakteru pojedynczych relacji, lecz bardzo złożonych (ryc. 7, 8, 9).



Ryc. 7. Zróżnicowanie klimatu w Bośni i Hercegowinie
(Źródło: Długołęcka 2002)



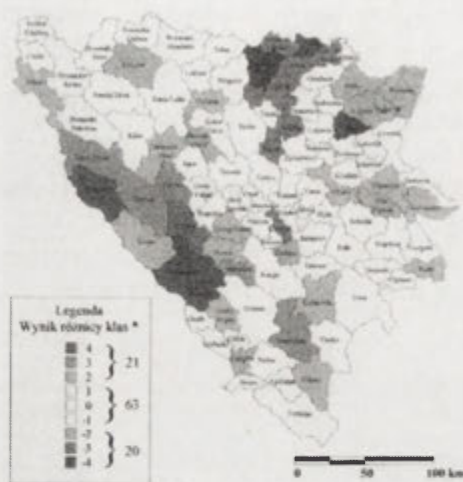
Ryc. 8. Zróżnicowanie gleb w południowej Norwegii
(Źródło: Wódz 2002)



Ryc. 9. Zestawienie map zróżnicowania środowiska przyrodniczego i zróżnicowania etnicznego
(Źródło: Długołęcka 2002)

Przy tworzeniu siatki pól podstawowych większość autorów prac magisterskich korzysta z figur geometrycznych (niemal zawsze z kwadratów). Zdarzają się nieliczne prace, w których autorzy wykorzystują istniejący podział, np. administracyjny (ryc. 10).

Właśnie opracowywane w Zakładzie Geografii Regionalnej prace magisterskie pozwoliły na stwierdzenie licznych odstępstw od przyjmowanej dość powszechnie reguły głoszącej, że zróż-



Ryc. 10. Syntetyczna mapa różnicy klas zróżnicowania (Źródło: Długołęcka 2002)

nicowanie środowiska przyrodniczego (czy badane poprzez analizę granic, czy bezpośrednio dzięki polom podstawowym) sprzyja lokalizacji osadnictwa. A. Gocłowski (2004) na podstawie przykładów, m.in. prac magisterskich, stwierdza, że: „w ramach relacji człowieka z przyrodą może mieć istotne znaczenie zasada zbliżona do ekologicznej reguły czynników ograniczających” (op. cit. 2004 s. 106). Przekroczenie pewnego progu – na przykład silnie zróżnicowana rzeźba terenu – nie będzie sprzyjało lokalizacji osadnictwa. Można, zatem stwierdzić występowanie pewnego zakresu atrakcyjności zróżnicowania środowiska, najczęściej niestety, co utrudnia porównania, dla danego obszaru indywidualnego.

Warto na koniec tych prezentacji przedstawić myśl B. Dumanowskiego zamieszczoną w jednej z ostatnich przed Jego śmiercią publikacji: „*Ta ogromna różnorodność cech przyrody, a w równym stopniu i człowieka, powoduje, iż badanie interesujących nas relacji jest niezwykle trudne, a jednocześnie konieczne, jeżeli chcemy zrozumieć otaczający nas świat i samych siebie. Obecnie w badaniach tych znajdujemy się na początku bardzo długiej drogi, która być może nie ma końca, ale podążanie tą drogą ma ogromną wartość poznawczą i przynosi wiele satysfakcji temu, kto nią podąża*” (op.cit. 2004, s. 97).

Literatura:

- Bates M., 1969, *The human ecosystem*, [w:] *Resources and man*. National Research Council.
 Dubos R., 1968, *Environmental determinants of human life*, [w:] *Environmental influence* (ed. D.C. Glass).
 Dumanowski B., 1968, *The influence of geographical environments on distribution and density of population in Africa*, *Africana Bulletin*, 9.
 Dumanowski B., 1974, *The influences of the geographical environment on the location of towns in Africa*, *Studies in Geography in Hungary*, 11, *Man and Environment*, Budapest, s. 213-219.
 Dumanowski B., Plit F., 1985, *Metoda oceny środowiska przyrodniczego na przykładzie Afryki*, *Prace i Studia Geograficzne*, 8, s. 9-40.
 Dumanowski B., 2004, *Zróżnicowanie środowiska przyrodniczego a działalność człowieka*, *Prace i Studia Geograficzne*, 34, s. 87-98.
 Gocłowski A., 1986, *A method for assessing relations between the physico-geographical boundaries and location and growth of settlement*, *Miscellanea Geographica*, s.153-158.
 Gocłowski A., 1992, *Przyrodnicze uwarunkowania lokalizacji i trwałości miast na Półwyspie Krymskim (VI w. p.n.e. – XX w. n.e.)*, WGiSR UW.

- Goćłowski A., 2004, *Badania nad przyrodniczymi uwarunkowaniami osadnictwa – granice fizycznogeograficzne i rubieże osadnicze*. Prace i Studia Geograficzne, 34, s. 99-108.
- Kłós-Kantowicz E., 1975, *Naturalne warunki zapoczątkowania uprawy roślin w afrykańskiej strefie granicy lasu i sawanny*. Czasopismo Geograficzne, 46, 2, s. 159-178.
- Kantowicz E., 2004, *Działalność badawcza w Zakładzie Geografii Regionalnej w pięćdziesięcioleciu 1954-2004*. Prace i Studia Geograficzne, 34, s. 25-55.
- Kostrowicki A. S., 1970, *Z problematyki badawczej systemu człowiek-środowisko. Niektóre zagadnienia oceny warunków przyrodniczych środowiska*. Przegląd Geograficzny, 42, 1, s. 3-18.
- Lechowicz M., 2000, *Location of capitals of the world and the boundaries of vegetation zones*, Miscellanea Geographica, 9, s. 165-174.
- Lechowicz M., 2004, *Uwarunkowania przyrodnicze rozmieszczenia miast w ukraińskiej części Karpat od średniowiecza do czasów współczesnych*, Praca doktorska, maszynopis, WGiSR UW, Warszawa.
- Odum E., 1982, *Podstawy ekologii*, PWRiL, Warszawa.

Prace magisterskie wykonane w Zakładzie Geografii Regionalnej na Wydziale Geografii i Studiów Regionalnych UW:

- Długotłęcka A., 2002, *Zróżnicowanie środowiska przyrodniczego a zróżnicowanie etniczne w Bośni i Hercegowinie*.
- Michalak R., 2002, *Optymalne, potencjalne a rzeczywiste obszary uprawy bawełny w Chinach*.
- Parzyszek E., 2001, *Granice fizyczno-geograficzne a rozmieszczenie osadnictwa w Zjednoczonych Emiratach Arabskich*.
- Stefaniak A. M., 1991, *Granice fizyczno-geograficzne a rozmieszczenie miast w Bułgarii*.
- Wolska J., 2001, *Optymalne i potencjalne obszary uprawy trzciny cukrowej w Tajlandii*.
- Wódz J., 2002, *Wpływ zróżnicowania środowiska przyrodniczego na rozmieszczenie osadnictwa w południowej Norwegii*.

Naturalne i antropogeniczne zmiany ujściowych odcinków dopływów Wisły w ciągu ostatnich 250 lat

Joanna Plit

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa

1. Wprowadzenie

Mimo, iż wielu autorów analizowało przemiany koryta Wisły (np. Mikulski 1963; Florek i inni 1987; Starkel 2001; Plit 2004), problem przekształceń ujściowych odcinków dopływów nie wzbudził jak dotychczas zainteresowania badaczy. Szczegółowa analiza starych map i dokumentów archiwalnych pozwoliła na prześledzenie w ciągu ostatnich 250 lat procesu stabilizacji koryt dopływów. Wykorzystano 6, lub 7 serii map topograficznych, różnych w poszczególnych odcinkach doliny Wisły. Dla odcinka górnej Wisły udało się dotrzeć do szczegółowych map projektowych regulacji koryta Wisły z 1852-1853 roku.

Od średniowiecza człowiek wykorzystuje Wisłę i jej dopływy jako drogi wodne do spławu drewna i zboża. Jedynie w sporadycznych przypadkach ingerował w przebieg dróg wodnych budując porty, przekopy i kanały. Niewątpliwym wpływem na ewolucję zlewni miało wylesianie i zagospodarowanie gruntów na pola uprawne. Działalność ta przyspieszyła erozję, spowodowała zwiększenie ilości transportowanego materiału skalnego przez rzeki i w istotnym stopniu wpłynęła na przekształcanie koryta Wisły z meandrowego na roztokowe.

Aż do czasu regulacji Wisły dominowały naturalne procesy kształtujące Wisłę i ujściowe odcinki dopływów, człowiek w małym stopniu ingerował w szerokość i głębokość koryt, w ich przebieg i długość, nie przyspieszał spływu wody, sporadycznie ograniczał powierzchnie zalewane przez powodzie. Dlatego przyjęto, iż mapy z końca XVIII i początku XIX wieku przedstawiają sieć rzeczną kształtującą się zgodnie naturalnymi procesami przyrodniczymi. Uproszczenia tego nic stosowano dla obszaru delty Wisły, gdzie istotne ingerencje i przekształcanie stosunków wodnych następowało już od średniowiecza (pierwsze wały przeciwpowodziowe usypano już w XIII w, a sztuczny przekop między Wisłą i Nogatem w XVI w.).

2. Zmiany w ciągu 250 lat odcinków ujściowych głównych dopływów Wisły

Górny odcinek doliny Wisły, od źródeł aż do ujścia Sanu:

Soła — w wyniku zabiegów hydrotechnicznych znacząco wyprostowano i skrócono dolny odcinek Soły. Dziś wpada około 1 km powyżej dawnego ujścia.

Raba – w ciągu ostatnich 250 lat uchodzi do Wisły w tym samym miejscu. Dolny odcinek dopływu był silnie meandrujący, a jego koryto przemieszczało się w dnie doliny, w pasie o szerokości 2-3 km. Przed 1851 rokiem dolna Raba została skanalizowana i wąsko obudowana wałami. Także w sąsiedztwie, wzdłuż prawobrzeżnego fragment koryta Wisły wybudowano wały przeciwpowodziowe.

Nida – dawniej dolna Nida płynęła wzdłuż Wysoczyzny Miechowskiej i łączyła się z Wisłą przed Nowym Korczynem. Na przełomie XVIII i XIX w. wpadała trzema ramionami na odcinku około 5 km. W połowie XIX wieku już tylko dwoma (wschodnimi odnogami) Akumulacja osadów w dolinie Wisły spowodowała, iż zachodnia i środkowa odnoga zostały zasypane. W XX wieku

Nida na znacznym odcinku płynie równolegle do Wisły, a jej ujście znajduje się w miejscu wschodniego ramienia.

Dunajec – ujście niewiele przesuujące się, dolny odcinek dopływu silnie meandrujący, mapy dokumentują występowanie dużych odsypów wzdłuż obu brzegów. Mapa kwatermistrzostwa z 1840 roku rejestruje prace nad sztucznym ujściem Dunajca (przekop dwóch meandrów)

Wisłoka – 250 lat temu miała ujście deltowe, wpadała do Wisły czterema ramionami, w 1851 roku dwoma, dzisiaj uchodzi najbardziej wschodnią odnogą.

San – na odcinku około 10 km wędrujące miejsce ujścia rzeki (tak ze względu na meandrowanie Wisły, jak i na znaczne przemieszczanie się koryta dolnego Sanu na NEE). W połowie XVII w. Znajdowało się około 4 km poniżej Sandomierza, 250 lat temu na wysokości Ostrówka (- 14 od Sandomierza), 220 lat temu na wysokości Dąbrówki (10 km), 15 lat później San wpadał o 1,5 km bliżej (8,5 km). W XX wieku obwałowane i wyprostowane ujście znajduje się koło Dąbrówki.

Przelomowy odcinek doliny Wisły:

Opatówka – w XVIII wieku wpadała do Wisły na wysokości Słupczy. Wówczas meandrująca Wisła płynęła u podnóżu wysoczyzny. Po zmianie koryta Wisły, Opatówka ulegała wydłużeniu około 4 km, jako swoją dolinę wykorzystwała opuszczony meander Wisły i wpadała na wysokości Winiar. W XX wieku w wyniku melioracji jej bieg został skrócony, dziś wpada poniżej Słupczy.

Sanna – zmieniające się ujście. W XVIII wieku wpadała do Wisły tuż przed Zawichostem. Wisła wówczas płynęła starym (silnie meandrującym) korytem wzdłuż prawego brzegu. Po porzuceniu przez Wisłę (w końcu XVIII w.) starego koryta, Sanna nadal wpadała do Starej Wisły i uchodziła po połączeniu się obu dolin na wysokości wsi Opoka. W latach 50. XX wieku w ramach melioracji wykopano sztuczne koryto u stóp stromego zbocza doliny (Matuszczak 1999).

Kamienna – na przelomie XVIII i XIX w spływając z wysoczyzny uchodzi do zakola meandrowego Wisły. W połowie XIX wieku, gdy Wisła przesunęła koryto na wschód, Kamienna jako ujściowy odcinek wykorzystywała fragment porzuconego meandru. W XX wieku koryto uległo dalszemu wydłużeniu, dopływ płynie około 1 km równolegle do Wisły odsuwany od nurtu rzeki odsypami wału przy korytowego.

Chodelka – niezmiennie miejsce ujścia, od połowy XIX w. Dolny odcinek rzeki został wyprostowany i obwałowany. Chodelka płynie sztucznym wykopem.

Odcinek środkowy i dolnym doliny Wisły:

Wieprz – dolina dolnego Wieprza, w wyniku naturalnych procesów przyrodniczych, od wieków była skracana i włączana do koryta Wisły. Ostatni kaptaż dużego odcinka miał miejsce w 1678 r., ale w ciągu ostatnich wieków kilkakrotnie Wisła wlewała się w dolinę dolnego Wieprza. Proces zahamowany został przez budowę wałów, ostróg i umocnień wokół twierdzy Dęblin oraz mostu.

Radomka – miejsce ujściowe nie zmienne, ale dolina dolnej Radomki ulegała skróceniu w wyniku systematycznego podmywania lewego brzegu przez Wisłę i cofania się krawędzi pleistocenijskiego tarasu (w czasach historycznych ponad 1,5 km). Największe zmiany nastąpiły w wyniku powodzi 1813 i 1836. Proces podmywania brzegu został ograniczony po wybudowaniu betonowej opaski chroniącej elektrownię Kozienice. Obecnie na tym odcinku Wisły obserwowana jest intensywna erozja wgłębna.

Pilica – dawne ujście dopływu znajdowało się 4 km w górę Wisły. W ciągu ostatnich 200 lat Pilica wpada w nowym miejscu. W ujściowym odcinku płynie wzdłuż skarpy, wykorzystując porzucone koryto Wisły. Obie rzeki oddziela szeroki wał brzegowy usypany przez Wisłę. Naturalnie koryto dolnej Pilicy było meandrujące, w połowie XIX wieku i ponownie w okresie międzywojennym było wyprostowane, ale ujściowy odcinek Pilicy nie został skanalizowany. Rzeka również dziś naturalnie dąży do odtworzenia zasypanych meandrów.

Narew – miejsce połączenia rzek niezmiennie. Na przełomie XVIII i XIX wieku Wisła na wysokości ujścia Narwi dzieliła się na 3-4 równoległe ramiona opływające wyspy i mielizny utworzone z osadzonego przez obie rzeki materiały skalnego. W widłach rzek częściową regulację wykonano w czasie budowy fortyfikacji twierdzy Modlin (od 1806 r.). Polegała ona na obwałowaniu i zwężeniu obu rzek, likwidacji wysp i mielizn oraz przekopaniu fosy okalającej fortyfikację. W latach 60. XX w. w dolnym odcinku Narwi zbudowano zapórę w Dębem spiętrzającą wody Narwi i Bugu w Zalewie Zegrzyńskim, wykopano również Kanał Żerański oraz obwałowano koryto i sztuczne jezioro. Inwestycja ta spowodowała wyrównanie odpływu wód Narwi oraz zmniejszenie transportu rumowiska, który jest deponowany w dnie zbiornika.

Bzura, która w końcu XVIII w. uchodziła do Wisły trzema ramionami, w początku XIX w. już jedną – najbardziej zachodnią odnogą. Usypywany przez Wisłę wał brzegowy powodował stopniowe wydłużanie odcinka, gdzie rzeki płyną równoległe (w 1913 roku wynosił on 2,5 km). W okresie międzywojennym Bzura powróciła do wcześniejszego ujścia, a dziś obserwujemy ponownie proces wydłużania dolnego odcinka.

Brda – w latach 1772-1774 w pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej wykopano kanał łączący Noteć i Brdę. W czasie prac obwałowano i wykopano sztuczne ujście Brdy oraz równoległy port. Wkra, Skrwa, Drwęca, Osa. Wda i Wieżyca przez ostatnie dwa wieki miały niemal niezmiennie odcinki ujściowe i stabilne miejsca ujścia.

3. Podsumowanie

W ciągu ostatnich wieków ujścia głównych dopływów Wisły wielokrotnie zmieniały swoje położenia (przesuwały się niekiedy nawet 10 km w dół lub górę Wisły), w kilku przypadkach miejsce odpływu było stabilne. Mapy z XVIII i pierwszej połowy XIX wieku pozwalają na poczynienie następujących prawidłowości:

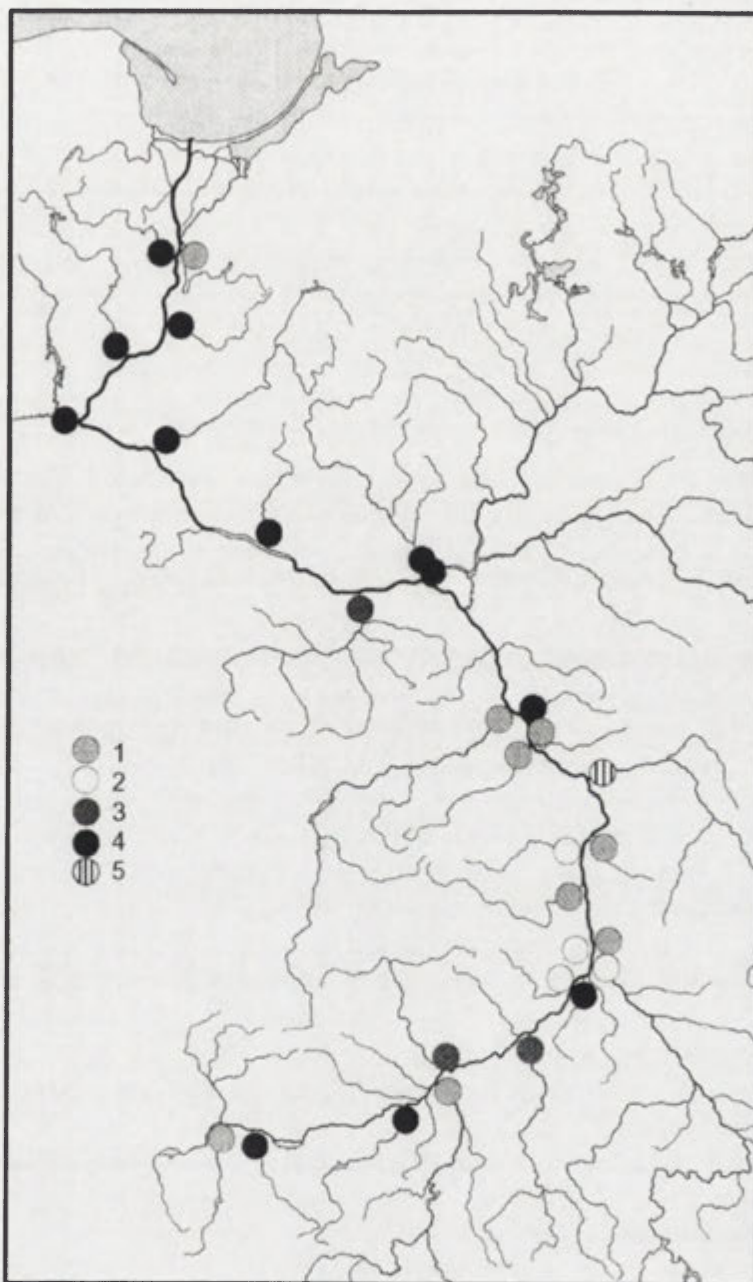
1. Najczęstsze były przemieszczanie się ujścia dopływu w dół, gdy dopływ wykorzystywał porzucone koryta meandrowe Wisły, lub płynął równoległe oddzielony wałem przykorytowym. Prawidłowość ta dotyczyła ujść Soły, Nidy, Dunajca, Sanny, Kamiennej, Chodelki, Pilicy, Radomki.
2. Zdarzały się ujścia oscylujące, przemieszczające się w dół i w górę Wisły (np. Opatówka, San). Długość dopływu ulega raz wydłużeniu, raz skróceniu.
3. Ujście „deltowe”, gdy np. Nida, Wisłoki, czy Bzura sypiąc stożki w obrębie doliny Wisły wpadała trzema lub czterema ramionami.
4. Miejsce ujścia dopływu było niezmiennie (np. Raba, Narew, Skawa, Drwęca, Brda, Wda, Osa).
5. Wyjątkowy charakter miał kaptaz przez Wisłę dolnego odcinka doliny Wieprza.

Przestrzenne rozmieszczenie wyróżnionych typów ujść wykazuje pewne uporządkowanie przestrzenne. W dolnym i częściowo środkowym odcinku Wisły dopływy mają stałe miejsca ujściowe. Powyżej ujścia Narwi – aż do ujścia Sanu częstym typem jest przemieszczające się w dół koryta Wisły ujście dopływu. W obrębie przełomu występują również oscylacyjnie przemieszczające się miejsca ujściowe. W górnym odcinku typy są przemieszane, warto podkreślić większy udział ujść deltowych (ryc. 1).

Obwałowanie i regulacja koryta Wisły i dolnych odcinków dopływów, prowadziło do stabilizacji miejsc ujściowych, ich udrożnienia i przyspieszenia odpływu wody. Wiele dopływów w ujściowym odcinku kanalizowano, niekiedy przesuując naturalne koryto w nowe miejsce. Największe ingerencje dotyczyły Soły, Raby, Dunajca, Sanny i Chodelki i Brdy.

Czas stabilizacji ujścia zależał od okresu regulacji Wisły najwcześniej przeprowadzony został w zaborze pruskim, w drugiej połowie XIX wieku w zaborze austriackim, najpóźniej w zaborze rosyjskim. Niektóre fragmenty rzeki obwałowano i uregulowano dopiero w drugiej

połowie XX wieku. Niemal we wszystkich przypadkach wraz z pracami hydrotechnicznymi w korycie Wisły ingerowano również w ujściowy odcinek dopływu. Przekopywano szyje meandrowe, skracano i zwężano koryto. W efekcie wody spływają znacznie szybciej, a cały niesiony przez dopływy materiał skalny akumulowany jest w korycie Wisły.



Ryc. 1. Typy ujściowych odcinków dopływów Wisły przed pracami hydrotechnicznymi
 1 – przemieszczające się w dół Wisły; 2 – wędrujące oscylacyjnie; 3 – deltowe; 4 – stabilne; 5 – kaptaz

Literatura

- Florek E., Florek W., Mycielska -Dowgiałło E., 1987, *Morfogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Płock in the Late Glacial and Holocene*, [w] Starkel L. (red), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*. Part III, Geographical Studies, Special Issuc. I GiPZ PAN ss. 111-126.
- Mikulski Z., 1963, *Zarys hydrografii Polski* PWN, Warszawa.
- Plit J., 2004, *Changes in middle course of the river Vistula in historical time*, *Geographia Polonica*, 77, 2 ss, 47-61.
- Starkel L., 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Monografie, 2 I GiPZ PAN, Warszawa.

Indeks ekstremalności klimatu Europy Środkowej w okresie 1951-2000*

Rajmund Przybylak, Zsuzsanna Vizi, Andrzej Araźny, Marek Kejna, Rafał Maszewski,
Joanna Uscka-Kowalkowska

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp

Pośród wielu czynników i procesów klimatotwórczych o zmienności naturalnej klimatu, w tym klimatu Europy Środkowej, decyduje w sposób dominujący zmienność cyrkulacji atmosferycznej (Niedźwiedź 2002; Przybylak i in. 2003).

Większość z powszechnie ostatnio wykorzystywanych globalnych i regionalnych indeksów opisujących cyrkulację atmosferyczną (np. indeksy: strefowy (ZI), północnoatlantycki (NAO), arktyczny (AO), czy makrotypy cyrkulacji Wangengejma-Girsa) była już wykorzystywana do badania związków z niektórymi elementami klimatu Europy Środkowej, wyrażonymi jednak najczęściej tylko w postaci średnich wartości (np. Kożuchowski 1989; Niedźwiedź i in. 1994; Hurrell 1995; Thompson, Wallace 1998; Boryczka i in. 1999, 2001; Marsz 1999; Marsz, Żmudzka 1999; Wibig 2000, 2001; Degirmendźić i in. 2000; Jacobeit i in. 2001; Marsz, Styszyńska 2001; Marsz, Styszyńska (red.) 2002). Dlatego też wpływ cyrkulacji na opisany w ten sposób klimat jest dobrze rozpoznany. Natomiast dużo mniej wiemy o naturze i czynnikach kształtujących zjawiska ekstremalne w Europie (np. Yan i in. 2002, Haylock, Goodess 2004), a zwłaszcza w Europie Środkowej. Ważnym celem realizacji zadania 4 w ramach zamawianego projektu badawczego nr PBZ-KBN-086/P04/2003 pt. *Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce (Ocena zdarzeń oraz prognozowanie skutków dla środowiska życia człowieka)* jest choćby częściowe wypełnienie tej luki poprzez ustalenie istotnych związków między wspomnianymi wskaźnikami regionalnymi i globalnymi, a występowaniem na obszarze Europy Środkowej (w tym w Polsce) różnych zjawisk ekstremalnych. Dla realizacji tego celu postanowiliśmy zmodyfikować znany z literatury indeks ekstremalności klimatu (Karl i in. 1996), który opisuje ekstremalność klimatu w sposób bardziej kompleksowy. W niniejszym artykule prezentujemy niektóre uzyskane wyniki naszych badań. Celami niniejszego artykułu są:

- Konstrukcja indeksu ekstremalności klimatu Europy Środkowej dla poszczególnych lat okresu 1951-2000,
- Określenie występujących tendencji i fluktuacji wraz z oceną ich istotności statystycznej.

2. Obszar, dane i metody

W ramach wspomnianego projektu badawczego docelowym obszarem badań jest obszar Polski. Jednak, aby go pokryć w pełni danymi meteorologicznymi niezbędnym było także zgromadzenie danych dla sąsiednich obszarów. W ten sposób zebrane dane obejmują znaczną część obszaru Europy Środkowej (rys. 1). Dla tak zdefiniowanego obszaru obliczono indeks ekstremalności klimatu.

Ze względu na niedostępność danych meteorologicznych dla obszaru Polski ze stacji z sieci IMGW, skorzystano z danych reanalizy NCEP/NCAR (*NOAA-CIRES Climate Diagnostics*

* 1 Temat zrealizowany w ramach grantu PBZ-KBN-086/P04/2003 pt. „Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce (ocena zdarzeń oraz prognozowanie ich skutków dla środowiska życia człowieka)”.

Center, Boulder, Colorado, USA, <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>). Zgromadzono następujące dobowe dane meteorologiczne dla okresu 1951-2000:

- temperatura maksymalna (Tmax),
- temperatura minimalna (Tmin),
- opady atmosferyczne (precipitation rate) (P, obliczone z danych 6-godzinnych),
- wilgotność właściwa (q),
- średnia temperatura (T),
- ciśnienie atmosferyczne (pa),

Ostatnie 3 elementy posłużyły do obliczenia ciśnienia pary wodnej (e), wilgotności względnej (f) i parowania potencjalnego (EP). Ciśnienie pary wodnej wykorzystano do obliczenia wilgotności względnej, która z kolei była niezbędna do obliczenia EP ze wzoru Iwanowa (1958):

$$EP = 0,0018 (25+T)^2 (100-f)$$

Wspomniany zestaw danych został zgromadzony dla 35 punktów gridowych obejmujących Europę Środkową (ryc. 1). Gridy występują tu co 2 stopnie długości (1°52'5'') i co prawie 2 stopnie szerokości geograficznej. Są one tak rozmieszczone, aby obszary zawarte między sąsiednimi 4 gridami były jednakowe.



Ryc. 1. Rozmieszczenie gridów uwzględnionych w opracowaniu na obszarze Europy Środkowej

Indeks ekstremalności klimatu Europy Środkowej został obliczony wg propozycji Karla i in. (1996). Wprowadzono jednak dwie drobne modyfikacje. We wskaźniku 3 zamiast indeksu surowości susz Palmera (PDSI) użyto wielkości P-EP dla oceny wieloletnich anomalii wilgotności. We wskaźniku 4 obniżono granicę ekstremalnie wysokich opadów dobowych z 50,8 mm (2 cale) do 30,0 mm proponowanej przez prof. T. Niedźwiedzia (inf. ustna). Ponadto do wyznaczenia wskaźników 1 i 2 użyto danych dobowych, podczas gdy Karl i in. (1996) – danych miesięcznych. Indeks ekstremalności klimatu został obliczony jako średnia arytmetyczna z 5 następujących wskaźników:

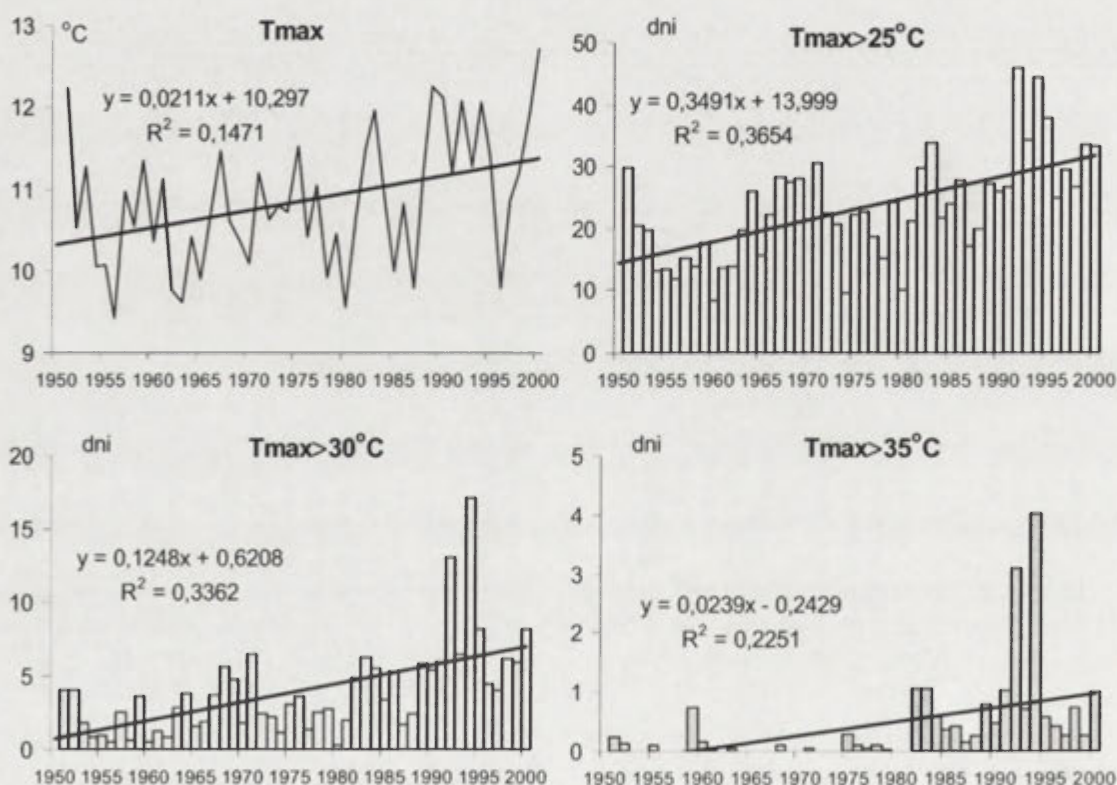
- 1) procent powierzchni analizowanego obszaru: (a) z Tmax dużo poniżej normy i (b) z Tmax dużo powyżej normy,
- 2) procent powierzchni analizowanego obszaru: (a) z Tmin dużo poniżej normy i (b) z Tmin dużo powyżej normy,
- 3) procent powierzchni analizowanego obszaru: (a) z P-EP dużo poniżej normy i (b) z P-EP dużo powyżej normy,
- 4) podwojony procent powierzchni analizowanego obszaru z ponadprzeciętnym udziałem opadów ekstremalnie wysokich (sumy dobowe powyżej $\geq 30,0$ mm) w ogólnej sumie opadów,
- 5) procent powierzchni analizowanego obszaru: (a) z liczbą dni z opadem ($p \geq 0,1$ mm) dużo powyżej normy i (b) z liczbą dni bez opadu dużo powyżej normy.

W każdym wskaźniku (z wyjątkiem 4) za dużo powyżej (poniżej) normy (czyli ekstremalne warunki) przyjęto wszystkie wartości analizowanych elementów mieszczące się w górnych (dolnych) 10 percentylach wyznaczonych dla każdego gridu z okresu 1951-2000. Istotność statystyczną trendów liniowych obliczono za pomocą testu *t* Studenta. Równania regresji na rysunkach umieszczono jedynie dla tych elementów, których zmienność w okresie 1951-2000 była statystycznie istotna na poziomie co najmniej 95%.

3. Wyniki

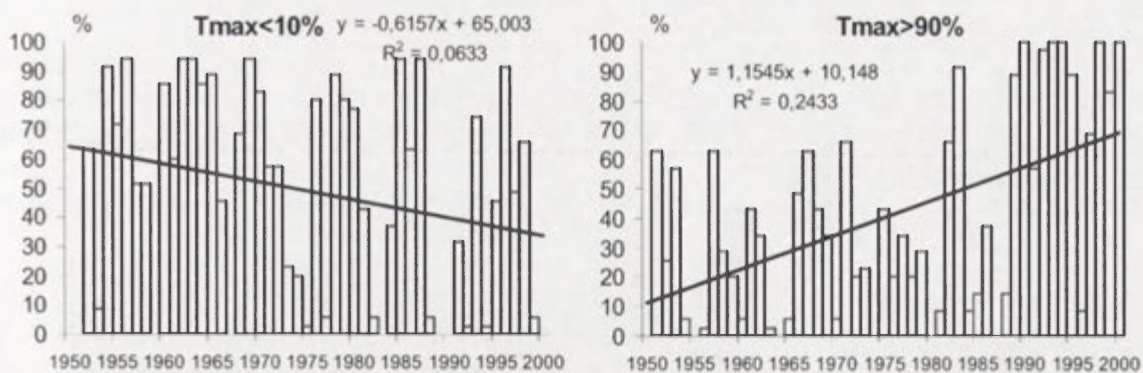
3.1. Wskaźnik 1 (*T*_{max})

W Europie Środkowej w latach 1951-2000 wyraźnie wzrosła *T*_{max} (trend statystycznie istotny na poziomie 0,001), szczególnie w ostatniej dekadzie XX wieku (rys. 2). Najwyższa jej średnia roczna wartość (12,7°C) wystąpiła w 2000 r. W ostatnich 10 latach zanotowano też największą liczbę dni gorących (*T*_{max}>25°C), upalnych (*T*_{max}>30°C) i bardzo upalnych (*T*_{max}>35°C). Szczególnie dużo było ich w latach 1992 (odpowiednio 45,9, 13,1 i 3,1 dni) i 1994 (odpowiednio 44,5, 17,2 i 4,0 dni) – ryc. 2.



Ryc. 2. Przebieg uśrednionych maksimów dobowych temperatury powietrza (*T*_{max}) oraz liczby dni gorących (*T*_{max}>25°C), upalnych (*T*_{max}>30°C) i bardzo upalnych (*T*_{max}>35°C) w Europie Środkowej w latach 1951-2000

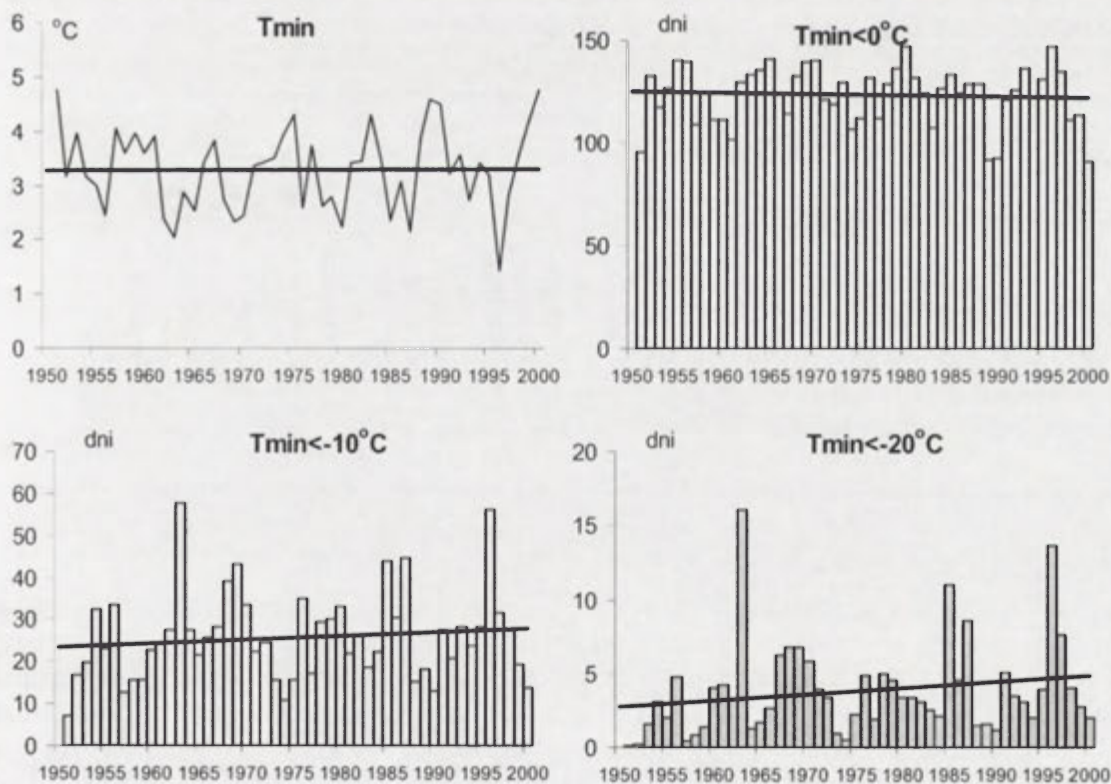
Procent powierzchni Europy Środkowej z dobowymi *T*_{max} znajdującymi się poniżej wartości 10 percentyla istotnie się zmniejszył (ryc. 3). Oznacza to, że w ostatnich latach XX wieku znacznie rzadziej obserwuje się niskie wartości *T*_{max}. Jeśli już występują to tylko w niektórych fragmentach badanego obszaru. Z kolei, najwyższe wartości *T*_{max} (>90%) były coraz powszechniejsze w Europie Środkowej pokrywając go całkowicie w wielu latach ostatniej dekady XX wieku.



Ryc. 3. Procent powierzchni Europy Środkowej z maksymalnymi dobowymi temperaturami powietrza niższymi od 10 percentyla i wyższymi od 90 percentyla w latach 1951-2000

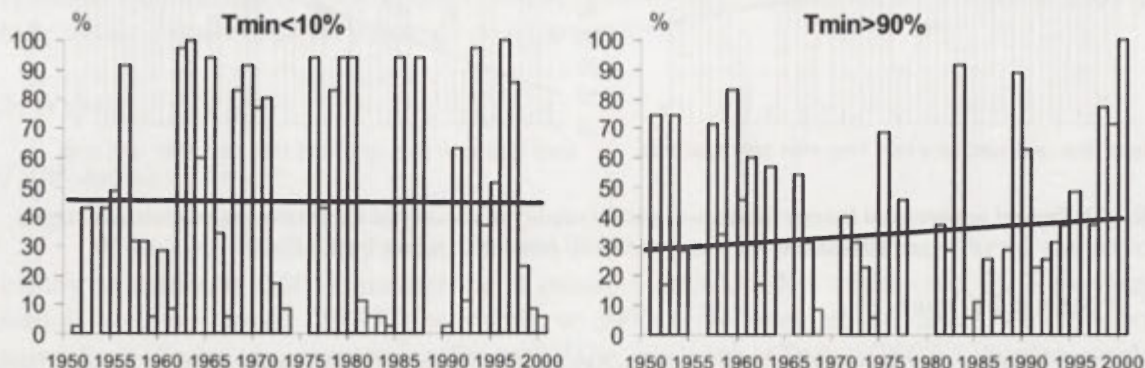
3.2. Wskaźnik 2 (T_{min})

W Europie Środkowej w latach 1951-2000 nie zanotowano istotnych zmian T_{min} , co na tle tendencji globalnych tego parametru (dwukrotnie większy wzrost T_{min} niż T_{max} , zobacz Karl i in. 1993) jest nietypowe. Uzyskane wyniki potwierdzają jednak niewielkie zmiany w tym czasie liczby dni przymrozkowych ($T_{min} < 0^{\circ}\text{C}$) oraz dni mroźnych (z $T_{min} < -10^{\circ}\text{C}$ i $T_{min} < -20^{\circ}\text{C}$) (ryc. 4). W badanym okresie wzrosła zarówno częstość dni z najniższymi T_{min} (< 10 percentyla), jak i dni z temperaturami wyższymi od 90 percentyla. Wzrost częstości tej drugiej kategorii dni jest jednak większy, osiągając najwyższe wartości dla T_{min} przewyższających wartość 99 percentyla (trend istotny statystycznie na poziomie 0,0006).



Ryc. 4. Przebieg uśrednionych minimów dobowych temperatury powietrza (T_{min}) oraz liczby dni przymrozkowych ($T_{min} < 0^{\circ}\text{C}$) i mroźnych (z $T_{min} < -10^{\circ}\text{C}$ i $T_{min} < -20^{\circ}\text{C}$) w Europie Środkowej w latach 1951-2000

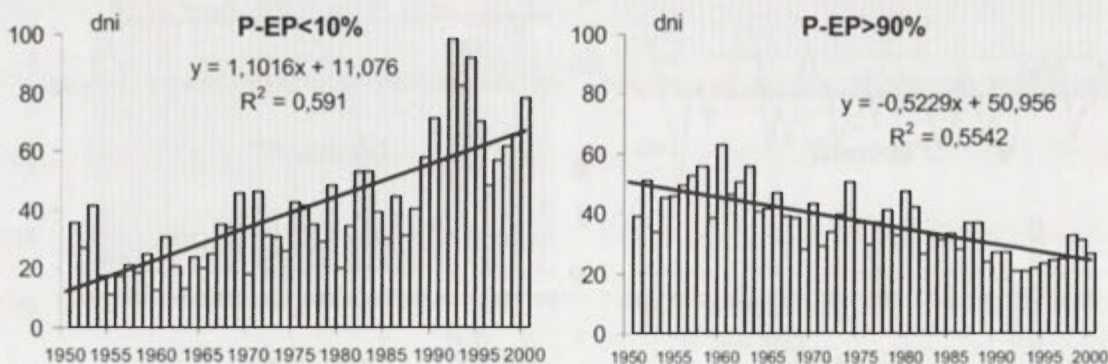
Procent powierzchni Europy Środkowej z dobowymi T_{min} znajdującymi się odpowiednio poniżej/powyżej wartości 10/90 percentyli nie zmienił się istotnie, chociaż w ostatniej dekadzie XX wieku zaznacza się większa powszechność występowania na badanym obszarze T_{min} wyższych od 90 percentyla (ryc. 5).



Ryc. 5. Procent powierzchni Europy Środkowej z minimalnymi dobowymi temperaturami powietrza niższymi od 10 percentyla i wyższymi od 90 percentyla w latach 1951-2000

3.3. Wskaźnik 3 (P-EP)

Uwilgotnienie atmosfery w Europie Środkowej było zdecydowanie największe w latach 50. XX wieku. Średnia roczna liczba dni ze wskaźnikiem P-EP mieszczącym się w górnych 10 percentylach przekraczała wówczas 40, podczas gdy w okresie najsuchszym, który wystąpił w ostatniej dekadzie XX wieku, nie przekraczała ona 30 dni (ryc. 6).

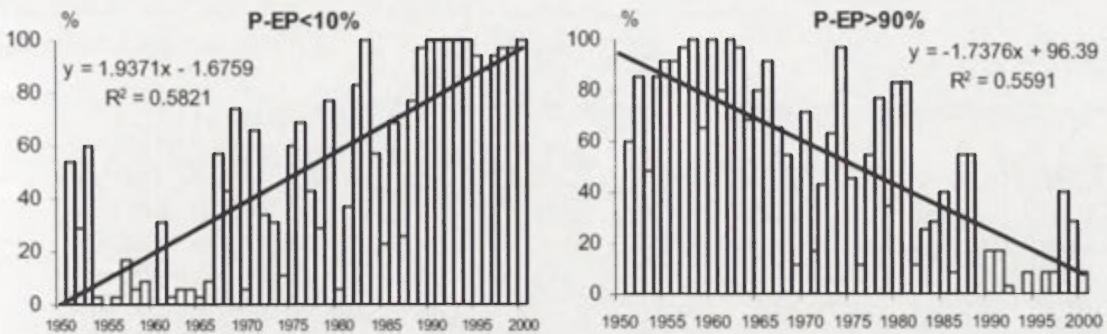


Ryc. 6. Przebieg rocznej liczby dni ze wskaźnikiem P-EP<10% oraz P-EP>90% w Europie Środkowej w latach 1951-2000

Trend spadkowy jest statystycznie istotny na poziomie 0,0001. Podobna sytuacja występuje w przypadku rozpatrywania dni wyjątkowo wilgotnych (P-EP>99%). Jeszcze większe zmiany w badanym okresie są widoczne gdy bierzemy pod uwagę najniższe wartości wskaźnika uwilgotnienia atmosfery (P-EP < 10% i P-EP<1%) w Europie Środkowej. W tym przypadku trendy sum rocznych liczby dni spełniających powyższe kryteria są wyraźnie rosnące i statystycznie istotne na poziomie 0,0001 (ryc. 6). Odnotować należy przede wszystkim niemal skokowy wzrost liczby tych dni w ostatniej dekadzie XX wieku. Ich sumy roczne w tym czasie są kilkakrotnie większe niż w latach je poprzedzających, a szczególnie duże różnice są w porównaniu do lat 1950.

Jeszcze wyraźniej wielkość tych zmian w Europie Środkowej ilustruje ryc. 7, prezentujący procenty jej powierzchni, gdzie wskaźniki uwilgotnienia atmosfery znajdują się

w górnych/dolnych 10 percentylach swoich wartości wyznaczonych z okresu 1951-2000. W latach 1951-1965 ekstremalnie wysokie stany uwilgotnienia atmosfery jeśli się zdarzały, to obejmowały niemal cały badany obszar, podczas gdy ekstremalnie suche powietrze występowało jedynie lokalnie. Odwrotną tendencję niż we wspomnianych latach obserwuje się w ostatniej dekadzie XX wieku.



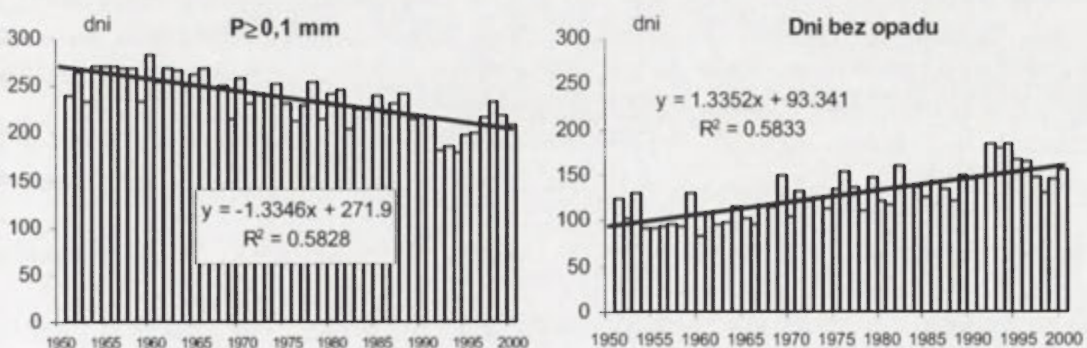
Ryc. 7. Procent powierzchni Europy Środkowej ze wskaźnikiem P-EP niższym od 10 percentyla i wyższym od 90 percentyla w latach 1951-2000

3.4. Wskaźnik 4 (opady dobowe $\geq 30,0$ mm)

Średnia obszarowa roczna liczba dni z opadem dobowym $\geq 30,0$ mm w Europie Środkowej w latach 1951-2000 nie wykazuje istotnych zmian, a jej wielkość waha się od 0,0 do 0,3 dnia. W poszczególnych gridach liczba takich dni w badanym okresie wahała się od 0 (grid $56^{\circ}\text{N } 18^{\circ}\text{E}$) do 17 (grid $50^{\circ}\text{N } 22^{\circ}\text{E}$). Procent powierzchni Europy Środkowej z większym niż przeciętnie udziałem w sumie rocznej opadów dobowych $\geq 30,0$ mm nie wykazuje także istotnych zmian w badanym 50-leciu. Podobnie jak pierwsza charakterystyka wykazuje niewielki ujemny trend, nieistotny statystycznie. Wynikać to może z przeciwstawnych tendencji liczby dni wilgotnych ($P > 90\%$) na obszarze Europy Środkowej (Haylock, Goodess 2004). W okresie zimowym w południowo-wschodniej części analizowanego obszaru dominują trendy malejące, a w północno-zachodniej – rosnące.

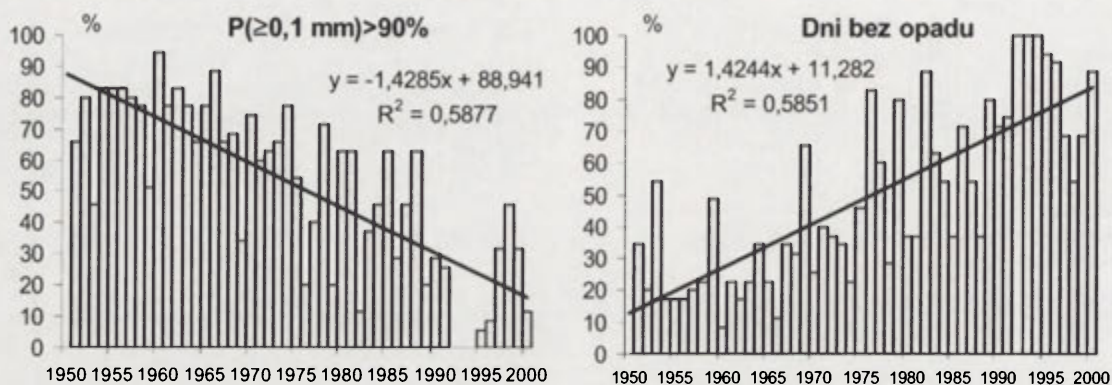
3.5. Wskaźnik 5 (liczba dni z opadem i bez opadu)

Średnia obszarowa roczna liczba dni z opadem $\geq 0,1$ mm w Europie Środkowej wykazuje znaczny i statystycznie istotny spadek ($p < 0,0001$) w okresie 1951-2000. Między pierwszą i ostatnią dekadą ich liczba zmniejszyła się aż o ok. 60-70 dni (ryc. 8). O podobną wielkość natomiast wzrosła liczba dni bezopadowych. Haylock, Goodess (2004) analizując trendy dni suchych ($P < 1$ mm) w okresie zimowym stwierdzili niewielkie, ale zróżnicowane (dodatnie i ujemne) trendy na tym obszarze.



Ryc. 8. Przebieg liczby dni z opadem ($P \geq 0,1$ mm) i dni bez opadu w Europie Środkowej w latach 1951-2000

W konsekwencji tych tendencji procent pokrycia powierzchni Europy Środkowej, gdzie udziały dni z opadem i bez opadu są dużo większe niż przeciętnie odpowiednio maleje i rośnie (ryc. 9). Obliczone trendy zmian w okresie 1951-2000 w obydwu przypadkach są wysoce (na poziomie 0,0001) statystycznie istotne. Widać także, iż w ostatniej dekadzie dni bezopadowe o ekstremalnie wysokiej częstotliwości zdarzają się niemal na całym badanym obszarze, podczas gdy ekstremalnie duża częstość dni z opadem rzadko obejmuje jednocześnie większy fragment Europy Środkowej.



Ryc. 9. Procent powierzchni Europy Środkowej z liczbą dni z opadem ($P \geq 0,1$ mm) i dni bez opadu o częstości przekraczającej wartość 90 percentyla w latach 1951-2000

3.6. Indeks ekstremalności klimatu

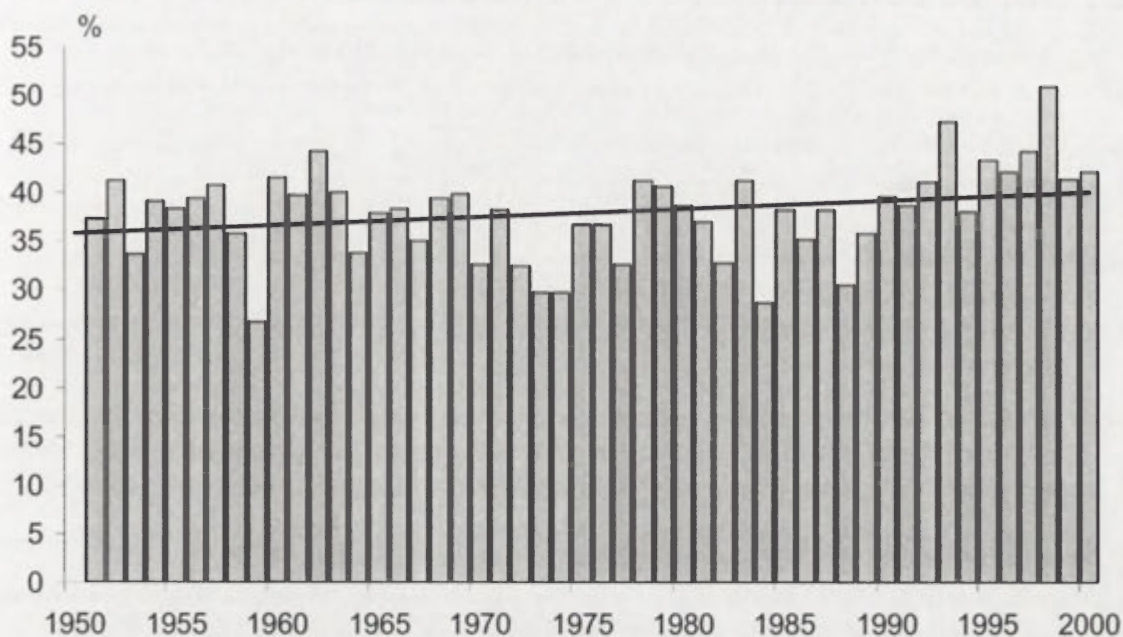
Po uśrednieniu wszystkich 5 wskaźników termiczno-wilgotnościowych stwierdzono, że klimat Europy Środkowej był najbardziej ekstremalny w latach 1951-1965 oraz w ostatniej dekadzie XX wieku. Między tymi okresami ekstremalność klimatu była wyraźnie obniżona (ryc. 10). W okresie 1951-2000 odnotowano trend pozytywny indeksu ekstremalności klimatu Europy Środkowej, który jednak nie jest statystycznie istotny (istotność $p < 0,06$). Podobne wyniki dla obszaru Stanów Zjednoczonych otrzymali Karl i in. (1996). Spośród 50 analizowanych lat najbardziej ekstremalne warunki klimatyczne w Europie Środkowej panowały w latach 1998 (50,8%), 1993 (47,3%), 1962 i 1997 (po 44,3%) i 1952 (43,4%). Najmniej ekstremalny klimat na badanym obszarze wystąpił natomiast w latach: 1959 (26,7%), 1984 (28,7%), 1973 i 1974 (po 29,8%) oraz 1988 (30,6%).

4. Podsumowanie

Przeprowadzone badania pozwalają na wyciągnięcie następujących wniosków.

1. W Europie Środkowej w okresie 1951-2000 wystąpił statystycznie istotny wzrost T_{max} oraz częstości występowania jej najwyższych wartości ($>90\%$). Szczególnie duży jej wzrost wystąpił w ostatniej dekadzie XX wieku. W przypadku T_{min} nie stwierdzono istotnych jej zmian w badanym okresie. Statystycznie istotny trend odnotowano jedynie analizując zmiany częstości występowania wartości T_{min} przekraczających próg 99 percentyla.
2. Wskaźnik uwilgotnienia atmosfery (P-EP) najwyższe wartości osiągnął w latach 1951-1965, a najniższe w latach 90. XX wieku. W rezultacie stwierdzono wyraźny jego trend spadkowy, statystycznie istotny na poziomie 0,0001.
3. Częstość występowania ekstremalnie wysokich opadów dobowych (≥ 30 mm) nie wykazała istotnych zmian w analizowanym okresie.
4. Znacząco większe niż przeciętnie (>90 percentyla) udziały częstości dni z opadem i dni bez opadu wykazują odpowiednio wyraźny spadek/wzrost na obszarze Europy Środkowej,

szczególnie w okresie ostatnich dwóch dekad. W rezultacie w badanych 50 latach trendy tych charakterystyk (odpowiednio spadkowy i rosnący) były wyraźne i statystycznie istotne.



Ryc. 10. Przebieg indeksu ekstremalności klimatu Europy Środkowej w latach 1951-2000

5. Indeks ekstremalności klimatu Europy Środkowej najwyższe wartości osiągnął w ostatniej dekadzie XX wieku. W okresie 1951-2000 charakteryzuje się on trendem dodatnim, jednak nie istotnym statystycznie. Podobne wyniki dla obszaru USA dla okresu 1910-1990 uzyskali Karl i in. (1996). Natomiast Easterling i in. (2000) stwierdzili, iż w wielu rejonach świata następuje wzrost częstości występowania ekstremalnych zjawisk pogodowych, wzrastają najwyższe temperatury oraz intensywność opadów, a obniża się częstość występowania ekstremalnie niskich temperatur.

Literatura

- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Baranowski D., Błażek E., Skrzypczuk J., 2001, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, cz. XV: Prognozy zmian klimatu miast Europy*, Wyd. UW, Warszawa, ss. 249.
- Boryczka J., Stopa-Boryczka M., Błażek E., Skrzypczuk J., 1999, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i geograficznych w Polsce, cz. XIII: Cykliczne zmiany klimatu miast w Europie*, Wyd. UW, Warszawa, ss. 283.
- Degirmendźić J., Kożuchowski K., Marciniak K., 2000, *Zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Polsce między dekadami 1959-1968 i 1989-1998 na tle warunków cyrkulacyjnych*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia XXXI, s. 91-110.
- Easterling D. R., Meehl G. A., Parmesan C., Changnon S. A., Karl T. R., Mearns L. O., 2000, *Climate Extremes: observations, modeling, and impacts*, Science, 289, s. 2068-2074.
- Haylock M. R., Goodess C. M., 2004, *Interannual variability of European extreme winter rainfall and links with mean large-scale circulation*, Int. J. Climatol., 24, s. 759-776.
- Hurrell J. W., 1995, *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation*, Science, 269, s. 676-679.
- Jacobeit J., Jönsson P., Barring L., Beck Ch., Ekström M., 2001, *Zonal indices for Europe 1780-1995 and running correlations with temperature*, Clim. Change, 48, s. 219-241.
- Karl T. R., Jones P. D., Knight R. W., Kukla G., Plummer N., Razuvayev V. N., Gallo K. P., Lindesay J., Charlson R. J. and Peterson T. C., 1993, *A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature*, Bull. Am. Meteorol. Soc., 74, s. 1007-1023.

- Karl T. R., Knight R. W., Easterling D. R., Quayle R. G., 1996, *Indices of climate change for the United States*, Bull. Amer. Met. Soc., 77, s. 279-292.
- Kożuchowski K., 1989, *Makrotypy ogólnej cyrkulacji atmosfery a temperatura powietrza w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, 4, s. 427-435.
- Marsz A. A., 1999, *Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i na polskim wybrzeżu Bałtyku*, Przegląd Geograficzny, 71, s. 225-245.
- Marsz A. A., Żmudzka E., 1999, *Oscylacja Północnego Atlantyku a długość okresu wegetacyjnego w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, 44, s. 199-210.
- Marsz A. A., Styszyńska A., 2001, *Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską*, Wyd. WSM, Gdynia, ss. 107.
- Marsz A. A., Styszyńska A. (red.), 2002, *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*, Akademia Morska, Gdynia, ss. 222.
- Miętus M., 1999a, *Empiryczne funkcje własne pola barycznego w basenie Północnego Atlantyku i Europy*, Probl. Klimat. Polarnej, 9, 9-22.
- Miętus M., 1999b, *Rola regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków klimatycznych i oceanograficznych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego*, Mat. Bad., Seria: Meteorologia, 29, ss. 157.
- Niedźwiedz T., 2002, *Relacje między NAO a wskaźnikami cyrkulacji nad Polską*, [w:] Marsz A. A., Styszyńska A. (red.), *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*, Akademia Morska, Gdynia, s. 87-97.
- Niedźwiedz T., Ustrnul Z., Cebulak E., Limanówka D., 1994, *Long-term climate variations in Southern Poland due to atmospheric circulation variability*, [w:] Heino R. (red.), *Climate variations in Europe*, Helsinki, s. 263-277.
- Przybylak R., Wójcik G., Marciniak K., 2003, *Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej oraz Arktycznej na warunki termiczne chłodnej pory roku w Polsce w XVI-XX wiekach*, Przegląd Geofizyczny, 1-2, s. 61-74.
- Thompson D. W. J., Wallace J. M., 1998, *The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields*, Geophys. Res. Lett., 25, s. 1297-1300.
- Wibig J., 2000, *Oscylacja Północnoatlantycka i jej wpływ na kształtowanie pogody i klimatu*, Przegląd Geofizyczny, 2, s. 121-137.
- Wibig J., 2001, *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na przestrzenny rozkład anomalii temperatury i opadów w Europie*, Rozprawy habilitacyjne Uniw. Łódzkiego, Łódź, ss. 208.
- Yan Z., Jones P. D., Davies T. D., Boberg A., Bergström H., Camuffo D., Rocheo C., Maugeri M., Demareé G. R., Verhoeve T., Thoen E., Barriendos M., Rodriguez R., Martín-Vide J., Yand C., 2002, *Trends of extreme temperatures in Europe and China based on daily observations*, Climatic Change, 53, s. 355-392.

Zanik lądolodu warty w południowej części regionu łódzkiego

Zbigniew Rdzany

Zakład Geomorfologii Uniwersytetu Łódzkiego

Rzeźba glacialna regionu łódzkiego, ukształtowana po raz ostatni przez lądolód zlodowacenia warty, wykazuje powszechną przewagę osadów i form pochodzących z okresu deglacjacji, w stosunku do etapu transgresji i stacjonowania lądolodu. Różnorodna rzeźba glacialna wskazuje na znaczną lokalną zmienność przebiegu deglacjacji, w dużym stopniu zależną od konfiguracji podłoża lądolodu. Zróżnicowanie przebiegu deglacjacji regionu daje się sprowadzić do modelu Galona, choć był on opracowany dla Polski Północnej (1969):

Tabela 1. Typy deglacjacji wg Galona (1969) i ich przykłady w regionie łódzkim

Deglacjacja wg Galona (1969)	Przykłady z regionu łódzkiego
I. Deglacjacja frontalna (typ oscylacyjny deglacjacji)	Fragmenty brzeżnych części lobów Rawki, Widawki i Warty, bezpośrednio towarzyszące linii zasięgu maksymalnego
II. Deglacjacja marginalna, polegająca na stagnacyjnym zaniku wąskiej strefy marginalnej lądolodu	Brzeżne części lobów Rawki, Widawki i Warty
III. Deglacjacja w warunkach stagnacji rozległych mas lodu na podłożu silnie zróżnicowanym	Pola kemowe środkowej i wschodniej części Wzniesień Łódzkich
IV. Deglacjacja w warunkach stagnacji rozległych płatów lodu na płaskim podłożu	Równina Piotrkowska, Wysoczyzna Rawska, Wysoczyzna Łaska, Wysoczyzna Bełchatowska

Należy podkreślić, że największe obszary objął typ III i IV, które można traktować jako podstawowe odmiany deglacjacji arealnej. Analiza przestrzennej zmienności cech strukturalnych i uziarnienia osadów w nawiązaniu do form rzeźby pozwala także na ustalenie względnego następstwa zdarzeń deglacjacyjnych. Wyróżnić można trzy główne fazy deglacjacji, czytelne najlepiej w obszarze lobu Rawki, lecz także znajdujące potwierdzenie w zasięgu lobów sąsiednich:

- **wczesną** (lód stagnujący, ulegający lokalnej perforacji),
- **zaawansowaną** (lód martwy na rozległych obszarach wnętrza lobów – rzędu kilku tys. km²),
- **późną** (lód w postaci izolowanych płatów i brył, często pogrzebanych).

Tabela 2. Fazy deglacji arealnej w obszarze lobu Rawki (Rdzany 2006)

Faza deglacji arealnej	Obszary intensywnej akumulacji osadów	Cechy osadów i struktur	Typowe formy
Późna	kumulacja lokalna w obniżeniach różnej genezy i na stokach	<ul style="list-style-type: none"> • duży udział diamiktonowych utworów ablacyjnych – częste struktury spływowe, pogrąży, struktury masywne • rozcięcia erozyjne w utworach wodnolodowcowych przez wody roztopowe lub inicjalne rzeki • osady stokowe w brzeźnych partiach kemów (osuwiska rotacyjne, obrywy, spływy, sfluwiwanie, soliflukcja) • struktury deformacyjne po osiadaniu materiału w miarę wytapiania pogrzebanych brył lodu w osadach deglacyjnych 	<ul style="list-style-type: none"> • obniżenia wytopiskowe • terasy erozyjne • inicjalne doliny rzeczne
Zaawansowana	wysoczyzny (obszary elewacji podłoża lądolodu)	<ul style="list-style-type: none"> • osady rzek roztokowych proksymalnych i dystalnych o zróżnicowanej głębokości koryt • w obszarach występowania gliny lodowcowej na powierzchni – znaczny udział utworów ablacyjnych 	<ul style="list-style-type: none"> • wały kemowe glacialfluwialne, zorientowane (NW-SE, NNW-SSE) • równiny morenowe (w obszarach płaskiego podłoża lądolodu) • pokrywy glacialfluwialne (obrzeżenie wysoczyzn)
	kotliny międzywysoczyznowe i większe doliny	<ul style="list-style-type: none"> • osady zbiornikowe od osadów delt gilbertowskich po drobnofrakcyjne utwory parapelagiczne • osady stożków napływowych na obrzeżeniu zbiorników glacialimnicznych • duży udział osadów prądów zawieszinowych o małej gęstości z przewagą laminacji zmarszczek prądowych i laminacji równoległej • przewaga piasków drobnoziarnistych (bardzo drobnoziarnistych) nad innymi frakcjami • koryta erozyjne w osadach glacialimnicznych z wypełnieniem glacialfluwialnym, ablacyjnym lub złożonym 	<ul style="list-style-type: none"> • kemy różnych typów morfologicznych w obniżeniach deglacyjnych: terasy kemowe, równiny glacialfluwialne, wały kemowe typu pazurów i łap kemowych, pagórki kemowe, stoliwa (plateau) kemowe • kemy głównie glacialimniczne lub złożone glacialimniczo-glacialfluwialne • obniżenia wytopiskowe
Wczesna	<ul style="list-style-type: none"> • strefy perforacji lodu nad wyniosłościami podłoża lądolodu • strefy intensywnego przepływu subglacialnego (przewaga kierunku NW-SE) 	<ul style="list-style-type: none"> • duże zróżnicowanie struktur od glacialfluwialnych rynien subglacialnych po struktury osadów zbiornikowych w izolowanych przetainach 	<ul style="list-style-type: none"> • formy ozowo-kemowe • kemy przetainowe • izolowane wały i stoliwa kemowe

Literatura

- Galon R., 1969, *O typach deglacji lądolodu skandynawskiego (w obrębie ostatniego zlodowacenia)*, Folia Quaternaria, 30, s. 9-12.
- Rdzany Z., 2006, *Osady deglacyjne zlodowacenia warty we wschodniej części regionu łódzkiego*, Przegląd Geologiczny, 54, 4, s. 343-351.

Strefy marginalne lądolodu zlodowacenia Wisły na obszarze południowo-wschodnich Kujaw, rewizja poglądów

Małgorzata Roman

Katedra Badań Czwartorzędu, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki

1. Wstęp

Koncepcja obecności ostatniego lądolodu skandynawskiego na obszarze południowo-wschodnich Kujaw i w Kotlinie Płockiej ma długoletnią historię, którą zapoczątkowały prace S. Lencewicza z lat 20. i 30. ubiegłego stulecia, i aż do chwili obecnej zagadnienie zasięgu, charakteru glacjacji jak i ilości nasunięć ostatniego lądolodu jest kluczowym dla paleogeografii młodszego plejstocenu tego regionu. S. Lencewicz pisał o „wielkiej oscylacji” w Kotlinie Płockiej, zaś za wkroczeniem lądolodu sięgającego po okolice Gąbina i Gostynina miała przemawiać obecność jezior rynnowych, świeżość form polodowcowych (Lencewicz 1927, 1929, 1936), a także odrębny poziom gliny morenowej (Lewiński 1924; Lencewicz 1927). Koncepcja „zlodowacenia dolinowego” przetrwała aż do opublikowania prac J. Łyczewskiej (1960) i J. E. Mojskiego (1960), którzy w świetle szczegółowych badań geologicznych zgodnie stwierdzili, że wysoczyznę w rejonie Kowala na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej (poziom kowalski) pokrywa glina związana z nasunięciem lądolodu północnopolskiego. A zatem zasięg ostatniego lądolodu nie ograniczał się jedynie do obniżenia Kotliny Płockiej i okolic Gostynina, lecz obejmował także południowo-wschodnią część Pojezierza Kujawskiego.

2. Zasięg lądolodu w świetle literatury

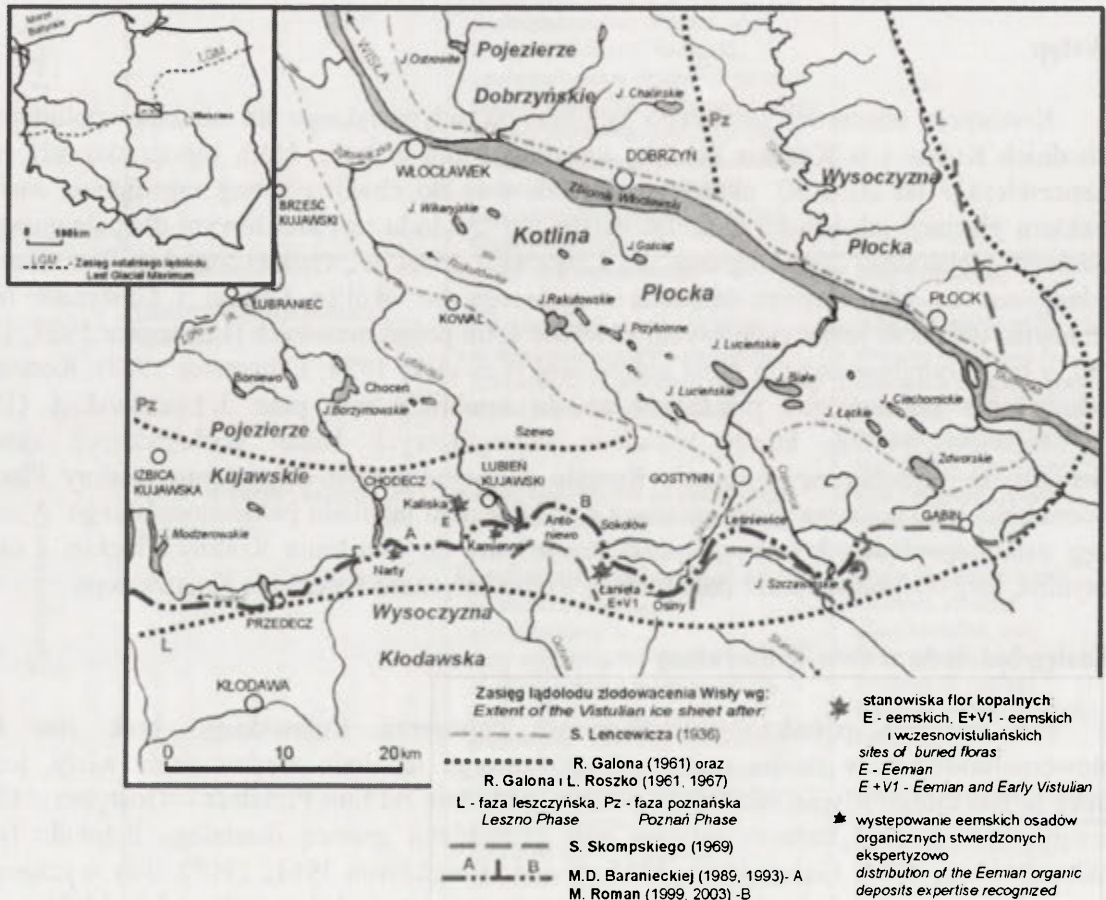
Na obszarze południowo-wschodniego Pojezierza Kujawskiego brak jest form czołowomorenowych w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły, jednak różnice w morfologii i typie osadów na północ i południe od linii Przedecz – Gostynin – Gąbin sprawiły, że większość badaczy właśnie tędy prowadziło granicę ostatniego lądolodu (m.in. Woldstedt 1932, 1935; Galon 1957, 1965; Galon, Roszkówna 1961, 1967). Tak wyznaczony maksymalny zasięg lądolodu pokrywał się mniej więcej z tym, który wytyczył S. Majdanowski (1947, 1948) po południowej granicy występowania jezior rynnowych.

W oparciu o kryteria geomorfologiczne R. Galon i L. Roszkówna (Galon 1961; Galon, Roszkówna 1961, 1967) wyznaczyli dwie strefy marginalne ostatniego lądolodu korelowane z fazami leszczyńską i poznańską (ryc. 1). Recesyjną fazę poznańską autorzy ci prowadzą przez pas pagórkowatej rzeźby ciągnącej się równoleżnikowo od Izbicy Kujawskiej po Szewo, a określanej jako Pagórki Chodeckie (Bartkowski i in. 1968). Przedstawiony przez Galona i Roszkównę (op. cit.) schemat morfostratygrafii przytaczany jest w wielu pracach regionalnych i podręcznikach do chwili obecnej.

Uwzględniając kryteria geologiczne M. D. Baraniecka (Domosławska-Baraniecka 1965, 1989, 1991, 1993), S. Skompski (1969), M. Roman (1999) uściślili zasięg lądolodu lobu płockiego w rejonie Przedecza, Gostynina i Gąbina (ryc. 1). W świetle tych badań ostatni lądolód tylko raz wkroczył na obszar południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej pozostawiając glinę, której poeemski wiek bezspornie udokumentowany został w Kaliskiej (Domosławska-Baraniecka

1965; Janczyk-Kopikowa 1965). Granicę maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły wyznaczono śledząc rozprzestrzenienie bazalnej gliny lodowcowej o odrębnych cechach litopetrograficznych (Baraniecka 1991, 1993; Roman 1999, 2003; Roman, Lisicki 2000) w nawiązaniu do reperowych stanowisk osadów eemskich w Kaliskiej i Łąniętach (Baraniecka 1989; Balwierz, Roman 2002), a także w oparciu o przebieg proksymalnej części najwyższego poziomu sandrowego, form marginalnych w postaci krótkich stożków sandrowych oraz form reliktowych po wałach lodowo-morenowych (Roman 2003, 2004). Zasięg ten określa linia biegnąca przez Przedecz – Narty – Kamienną – Antoniewo – Sokołów – Osiny – Leśniewice – Jez. Szczawińskie – Gąbin (ryc. 1).

Pasowe zróżnicowanie rzeźby w rejonie Chodcza (Pagórków Chodeckich) M. D. Domosławska-Baraniecka (1965) tłumaczyła nie frontalnym zanikiem lądolodu i jego postojem



Ryc. 1. Zasięg lądolodu zlodowacenia Wisły na obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej

recesyjnym na linii fazy poznańskiej (por. Galon 1961; Galon, Roszkówna 1961, 1967; Pasierbski 1977), a strefowym zróżnicowaniem działalności morfotwórczej lądolodu w czasie jego maksymalnego nasunięcia. W późniejszych opracowaniach kartograficznych M. D. Baraniecka (1991, 1993) sklasyfikowała te formy jako pagórki akumulacji wodnomorenowej. Na podstawie profilowania geologicznego i kompleksowego badania litofacjalnego osadów w odślonięciach zlokalizowanych we wschodniej części Pagórków Chodeckich M. Roman (2003) wykazała, że trzony pagórków zbudowane są z osadów stożków glaciomarginalnych, które przykrywa bazalna glina lodowcowa, zaś pagórkowatą rzeźbę tworzą przy powierzchni osady glaciifluwialne kemów. Zatem pagórki te są formami poligenetycznymi, związanymi z postojem i recesją lądolodu. Schemat ten wydaje się słuszny również w przypadku genezy ciągu wzniesień w rejonie Izbicy Kujawskiej, stanowiących zachodni fragment Pagórków Chodeckich. Autorka artykułu dopiero rozpoczęła badania geologiczne w tej części Pagórków, a swoją opinię opiera na wstępnym

rozpoznaniu terenu i odsłonięć oraz informacjach uzyskanych od M. Brzezińskiego (inf. ustna), wykonawcy arkusza Izbica Kujawska Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000.

Rozbieżne stanowiska zajmowano w kwestii wieku maksymalnego nasunięcia lądolodu, który sięgnął lobem po rejon południowych Kujaw i Kotlinę Płocką. Opowiadano się za przynależnością lobu płockiego do fazy leszczyńskiej (brandenburskiej) (Różycki 1961, 1972; Kotarbiński, Urbaniak-Biernacka 1975; Mojski 1984; Baraniecka 1989, 1993), bądź uznawano lob płocki za związany z fazą poznańską (frankfurcką) (Woldtstedt 1932; Mojski 1960, 1969; Łyczewska 1960; Domosławska-Baraniecka 1965; Skompski 1969; Baraniecka, Skompski 1978; Kozarski 1986; Wysota 2002). Należy dodać, że S. Skompski (1969) wyróżnił w obrębie fazy poznańskiej dwa epizody glacialne – subfazę gabińską i płocką, którym odpowiadają gliny lodowcowe rozdzielone osadami glacifluwialnymi i zastoiskowymi. Według S. Skompskiego (1969) lądolód podfazy płockiej objął rejon Dobrzyńnia sięgając po Płock, natomiast autor ten nie wypowiada się odnośnie przebiegu strefy marginalnej podfazy płockiej na zachód od Kotliny Płockiej. Ostatnio J. E. Mojski (2005 – fig. 72) prowadził zasięg podfazy płockiej kilka km na północ od pagórków Izbicy Kujawskiej, i dalej ku Wiśle poprzez Boniewo i Chocień.

L. Marks (1988, 1991) rozważał możliwość wkroczenia starszych lądolodów zlodowacenia wisły W2 i W3 (w okresach: 105 – 102 ka i 65 – 55 ka) aż po rejon Torunia i północnej części Kotliny Płockiej. Najdalej na południe w tej części Polski miał sięgnąć lądolód W4 w okresie 21 – 18 ka BP. Przyjmując, że w południowo-zachodniej części Mazur maksymalny zasięg zlodowacenia wisły wyznaczył lądolód W3, L. Marks (op. cit.) postulował, aby asynchroniczność maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia rozpatrywać w znacznie szerszym zakresie czasowym niż dotychczas. Widział on również konieczność zarzucenia stosowania w sensie stratygraficznym tradycyjnych nazw faz (leszczyńskiej, poznańskiej, pomorskiej). Badania geologiczne przeprowadzone w ostatnich latach w południowej części dolnego Powiśla (Wysota 2002) i na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej (Roman 2003) nie potwierdziły możliwości nasunięcia lądolodu w okresie wczesnego i środkowego Vistulianu, a jedynie w stadiale głównym ostatniego zlodowacenia (ca 21 – 18 ka BP). W świetle aktualnie przyjmowanej koncepcji strumieniowej natury ostatniego lądolodu skandynawskiego i asynchroniczności napływu mas lodowych w poszczególnych jego strumieniach (m.in. Boulton i in 2001; Marks 2002, 2005, Wysota i in. 2005), sprecyzowanie wieku nasunięcia lobu płockiego stanowiącego dystalną część strumienia lodowego Wisły jest bardzo istotne i stanowi jedno z ważniejszych zagadnień badawczych realizowanych obecnie przez autorkę artykułu (projekt MEN 2PO4E 02329).

3. Wnioski

W świetle badań geologicznych i geomorfologicznych przeprowadzonych w ostatniej dekadzie na obszarze południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej, a w szczególności w obrębie wyznaczanych tam stref marginalnych wiązanych z zasięgiem maksymalnym jak i jedną z faz recesyjnych ostatniego lądolodu (Roman 1999, 2003, 2004; Roman, Lisicki 2000), można przyjąć że:

- nie ma uzasadnienia wyznaczanie fazy recesyjnej lądolodu zlodowacenia Wisły przebiegającej przez strefę Pagórków Chodeckich. Formy te są poligenetyczne i związane przede wszystkim z akumulacją stożków glacimarginalnych w czasie postoju i recesji lądolodu;

- w Vistulianie tylko lądolód fazy głównej (ca 21 – 18 ka BP) objął południowo-wschodnią część Kujaw i dotarł na południe do linii Przedecz – Narty – Kamienna – Antoniewo – Sokołów – Osiny – Leśniewice – Jez. Szczawińskie – Gąbin, znacząc maksymalny zasięg ostatniego zlodowacenia.

Literatura

- Balwierz Z., Roman M., 2002, *A new Eemian Interglacial and Early Vistulian site at Łanięta, central Poland*, Geol. Quart., 46, 2, s. 207-217.
- Baraniecka M. D., 1989, *Zasięg lądolodu bałtyckiego w świetle stanowisk osadów eemskich na Kujawach*, Stud. Mater. Ocean. 56, Geol. Morza, 4, s. 131-135.
- Baraniecka M. D., 1991, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50000*, arkusz Lubień Kujawski, Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Baraniecka M. D., 1993, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Lubień Kujawski, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Baraniecka M. D., Skompski S., 1978, *Mapa geologiczna w skali 1:200 000*, arkusz Płock, wyd. A i B. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Bartkowski T., Karczewski A., Marsz A., Stankowski W., Żynda S., 1968, *Podział Polski północno-zachodniej na regiony fizycznogeograficzne*, UAM, Ser. Geogr. 4, s. 1-260.
- Boulton G. S., Dongelmans P., Punkari M., Broadgate M., 2001, *Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian*, Quat. Sci. Rev., 20, p. 591-625.
- Domosławska-Baraniecka M. D., 1965, *Stratygrafia czwartorzędu okolic Chodcza na Kujawach*, Biul. Inst. Geol., 187, s. 85-106.
- Galon R., 1957, *Zagadnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce*, Kosmos, ser B, 3, 3, s. 219-236.
- Galon R., 1961, *General Quaternary problems of North Poland*, VIth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion "From the Baltic to the Tatras", 1, North Poland, Łódź, p. 9-53.
- Galon R., Roszkówna L., 1961, *Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadialów recesyjnych na obszarze Polski w świetle analizy form marginalnych lądolodu*, Przegląd Geograficzny, 33, 3, s. 347-364.
- Galon R., Roszkówna L., 1967, *Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadialów recesyjnych na obszarze Polski*, [w:] Galon R., Dylík J. (red.), *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa, s. 18-38.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1965, *Flora interglacjału eemskiego z Kaliskiej koło Chodcza na Kujawach*, Biul. Inst. Geol., 187, s. 107-118.
- Kozarski S., 1986, *Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych Vistulianu na Niżu Polskim*, Czasopismo Geograficzne, 57, 2, s. 247-270.
- Kotarbiński J., Urbaniak-Biernacka U., 1975, *Kierunki odpływu wód z Kotliny Płockiej podczas ostatniego zlodowacenia*, Czasopismo Geograficzne, 46, 1, s. 37-55.
- Lencewicz S., 1927, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, Pr. Państw. Inst. Geol. 2, 2, s. 66-226.
- Lencewicz S., 1929, *Jeziora Gostyńskie*, Przegląd Geograficzny, 9, s. 87-136.
- Lencewicz S., 1936, *Mapa geologiczna Kotliny Płockiej 1:200 000*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lewiński J., 1924, *Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem*, Sprawozd. Państw. Inst. Geol., 2, s. 497-549.
- Lyczewska J., 1960, *Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw wschodnich*, Biul. Inst. Geol., 150, s. 245-255.
- Majdanowski S., 1947, *Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim*, Przegląd Geograficzny, 21, s. 37-69.
- Majdanowski S., 1948, *Granice zlodowacenia bałtyckiego na Niżu Europejskim w świetle zasięgu rynien jeziornych*, Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. 1.
- Marks L., 1988, *Relation of substrate to the quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (Northern Poland)*, Zeszyty Naukowe AGH, Geologia, 14, 1, p. 1-76.
- Marks L., 1991, *Zasięgi zlodowacenia Wisły w środkowej i wschodniej Polsce*, [w:] Kostrzewski A. (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr., 50, s. 531-538.
- Marks L., 2002, *Last Glacial Maximum in Poland*, Quater. Sci. Rev., 21, p. 103-110.
- Marks L., 2005, *Pleistocene glacial limits in the territory of Poland*, Przegląd Geologiczny, 53, 10/2, p. 988-993.
- Mojski J. E., 1960, *Schylek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej*, Kwartalnik Geologiczny, 4, 4, s. 1025-1039.
- Mojski J. E., 1969, *Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu Polskiego i wyżyn środkowopolskich*, Biul. Inst. Geol., 220, s. 115-174.
- Mojski J. E., 1984, *Neoplejstocen, Zlodowacenie północnopolskie*, [w:] Mojski J. E. (red.), *Budowa Geologiczna Polski*, 1, 3b. Wyd. Geol., Warszawa, s. 218-255.
- Mojski J. E., 2005, *Ziemia Polskie w czwartorzędzie, Zarys morfogenezy*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pasierbski M., 1977, *Recent research on structures of selected examples of end moraines from the area of the last glaciation in Poland*, Z. Geomorph. N. F. Berlin, Stuttgart, 27, p. 46-58.
- Roman M., 1999, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski arkusz Gostynin (481) wraz z objaśnieniami*, Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.
- Roman M., 2003, *Rozwój rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina*, Acta Geogr. Lodz., 84, s. 1-154.

- Roman M., 2004, *Formy reliktowe po wałach lodowo-morenowych lądolodu zlodowacenia Wisły na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej*, Prace Geograficzne, 200, s. 321-341.
- Roman M., Lisicki S., 2000, *Stratygrafia okolic Gostynina w aspekcie badań osadów glacialnych z Lisicy*, Acta Geogr. Lodz., 78, s. 73-88.
- Różycki S. Z., 1961, *Middle Poland, VIth INQUA Congress, Guide-Book of Excursion „From Baltic to the Tatras”*, 2 (1), Warszawa, s. 1-103.
- Różycki S. Z., 1972, *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, PWN, Warszawa, ss. 316.
- Skompski S., 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, Biul. Inst. Geol., 220, s. 175-258.
- Woldstedt P., 1932, *Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über Herausbildung des Netze-Warthe Urstromtales*, Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 52 (für das Jahr 1931), s. 98-104.
- Woldstedt P., 1935, *Geologisch – morphologische übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1: 500 000*, Preuss Geol. L.-A.
- Wysota W., 2002, *Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla*, UMK, Toruń, ss. 145.
- Wysota W., Piotrowski J. A., Murray A. S., 2006, *Wiek i zasięg lądolodu skandynawskiego podczas zlodowacenia wisły w Polsce*, [w:] Kostrzewski A. (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski Północno-Zachodniej*, Forum Geografów Polskich, 20-21 marca 2006, Poznań, s. 23-25.

Zmiany wybranych właściwości fizyczno-chemicznych wód Jeziora Małego i Średniego (Równina Opolska)

Marek Ruman, Wojciech Smolarek

Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej Obszarów Urbanizowanych, Katedra Geografii Fizycznej,
Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

1. Wstęp

Jeziro Małe (50°42'33.63''N, 18°06'10.75'' E) i Średnie (50°42'37.12''N, 18°06'39.86'' E) położone są w obrębie makroregionu Niziny Śląskiej w mezoregionie – Równiny Opolskiej (Kondracki 1980). Administracyjnie zbiorniki zlokalizowane są w województwie opolskim na terenie gminy Turawa. Hydrograficznie położone są w zlewni Małej Panwi, należącej do dorzecza Odry. Obiekty te są zlokalizowane w bezpośrednim sąsiedztwie Zbiornika Turawskiego (dziesiątego, co do pojemności oraz szóstego, co do powierzchni jeziora zaporowego Polski) i są z nim genetycznie związane (ryc. 1). Akwenty te powstały w wyrobiskach żwiru, z którego pokładów korzystano podczas budowy Zbiornika Turawskiego w latach 1933-1939 (Ruman 2005a). Ich nazwy ściśle nawiązują do ich wielkości: Jezioro Małe ma powierzchnię 2,6 ha, natomiast Jezioro Średnie 17,4 ha, a Zbiornik Turawski – zwany także Jeziorem Dużym – 2200 ha. Aktualnie zbiorniki te wykorzystywane są do celów sportowo-rekreacyjnych. Nad Jeziorem Średnim zlokalizowane jest pole namiotowe, ośrodek wypoczynkowy oraz wiele prywatnych działek rekreacyjnych. Nad samym brzegiem Jeziora Małego zlokalizowany jest ośrodek wypoczynkowy „Mała Panew”. Niewątpliwym atutem obu zbiorników jest ich malownicze położenie wśród lasów, dobry dojazd i duży parking dla samochodów.

W artykule podjęto problem oceny jakości wód obu zbiorników. Prezentowane dane są wynikiem comiesięcznych badań prowadzonych w roku hydrologicznym 2004. Problem jakości wody w obu zbiornikach jest bardzo istotny w świetle ich rekreacyjnego wykorzystania. Niejednokrotnie oba zbiorniki skupiają turystów z ośrodków zlokalizowanych nad Zbiornikiem Turawskim, gdyż od czerwca do września utrzymuje się tam silny zakwit glonów skutkujący rokrocznym zakazem kąpieli (Ruman 2005).

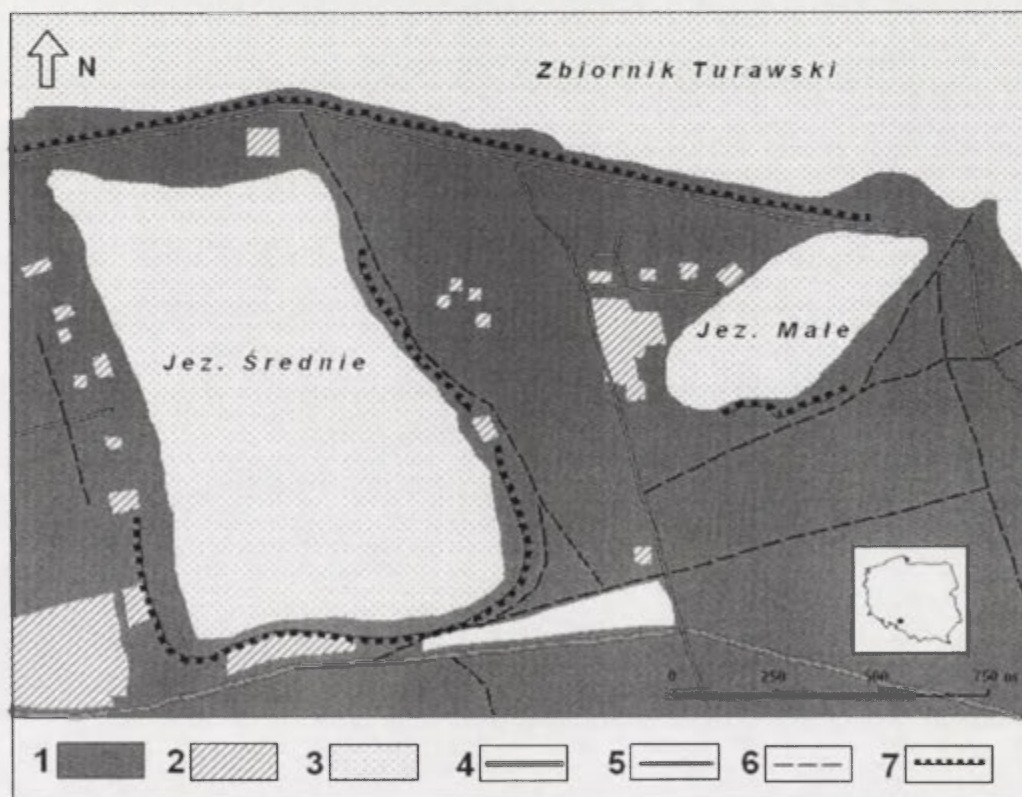
Od lat 70. XX wieku badania jakości wody tylko dla Jeziora Średniego (pod kątem przydatności do kąpieli), prowadzi inspekcja sanitarna (przed sezonem i w trakcie sezonu letniego). Oznaczone parametry pod względem fizyczno-chemicznym do roku 2001, osiągały często wartości przewidziane dla wód I klasy czystości. Podobnie kształtowała się jakość wód pod względem bakteriologicznym – I lub II klasa czystości (Błudzin 2002).

Klasyfikację jakościową badanych zbiorników oparto na wypracowanym przez PIOŚ (obecnie IOŚ) systemie oceny jakości jezior (Kudelska, Cydzik, Soszka 1994). System ten z powodzeniem jest również stosowany do oceny zbiorników, bowiem po krótkim okresie funkcjonowania pełnią one podobnie jak jeziora – jako obiekty naturalne – funkcje przyrodnicze np. hydrologiczne, klimatyczne (Jaguś, Rzętała 2000). Parametry fizyczno-chemiczne nie ujęte w klasyfikacji IOŚ zostały sklasyfikowane według obowiązujących norm i metod zalecanych przez resort środowiska (*Rozporządzenie...* 2004).

2. Przewodność elektrolityczna właściwa

Pomiar przewodności właściwej wody dostarcza informacji o zawartości w wodzie związków mineralnych (Dojlido 1999). Według wytycznych monitoringu podstawowego jezior podawanego przez D. Kudelską i in. (1994) dopuszcza się maksymalnie dla I klasy czystości wartość przewodności elektrolitycznej właściwej równą 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dla II klasy czystości i 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dla III klasy czystości. Pobór próbek wody powinien nastąpić wiosną z warstwy powierzchniowej.

Przewodność elektrolityczna badanych zbiorników w powierzchniowej warstwie wody była niska, a wahania w ciągu roku hydrologicznego 2004 były niewielkie. Niski poziom zanieczyszczenia omawianych zbiorników spowodowany jest faktem, iż w znacznym stopniu odizolowane są one od źródeł zanieczyszczeń. Niższe wartości przewodności właściwej odnotowano na Jeziorze Średnim i wahały się one w granicach od 154 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (kwiecień 2004) do 178 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (styczeń 2004), co pozwala zaliczyć je do I klasy czystości (Kudelska i in. 1994). Natomiast przewodność Jeziora Małego wahała się od 223 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (luty 2004) do 286 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (grudzień 2003) i nieznacznie przekraczała dopuszczalne wartości dla I klasy czystości (Kudelska i in. 1994). Średnia przewodność w roku hydrologicznym 2004 dla Jeziora Średniego wyniosła 162 $\mu\text{S}/\text{cm}$, natomiast dla Jeziora Małego była równa 256 $\mu\text{S}/\text{cm}$.



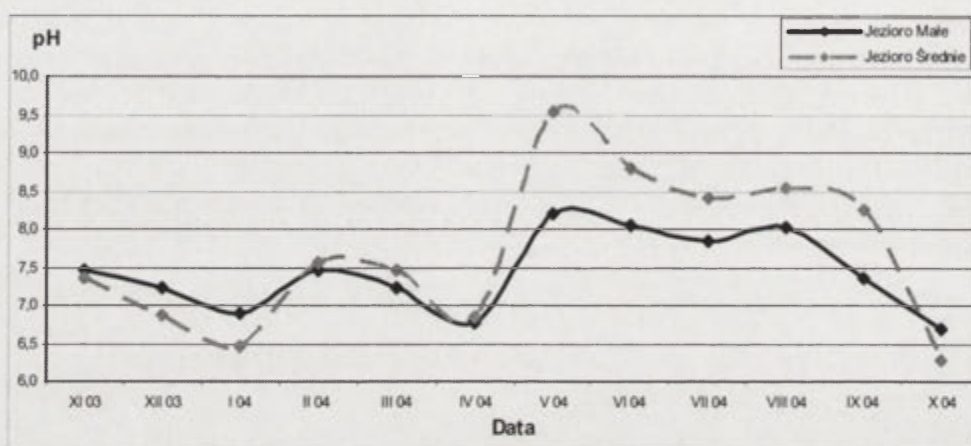
Ryc. 1. Lokalizacja Jeziora Średniego i Małego (opracowanie: M. Ruman)

1 – lasy, 2 – zabudowania, 3 – zbiorniki wodne, 4 – droga główna, 5 – ścieżki asfaltowe, 6 – ścieżki szutrowe, 7 – zapora

3. Odczyn wody

Zgodnie z wytycznymi monitoringu podstawowego jezior podawanymi przez D. Kudelską i in. (1994) wskaźnik pH nie jest uwzględniony, bowiem w okresie wegetacyjnym proces fotosyntezy często powoduje nadmierny wzrost pH nawet w wodach o dobrej jakości. Odczyn

wód naturalnych zawiera się w granicach pH 4-9, jednak większość tych wód ma pH równe 6,5-8,5 (Hermanowicz 1999; Oleś, Szlęk 2004). Zmienność odczynu w ciągu okresu badawczego posiada wyraźne cechy sezonowości, najwyższe wartości pH opisywanych zbiorników zanotowano w maju (ryc. 2). Zjawisko to spowodowane jest związkami odczynu wody z zawartym w niej rozpuszczonym dwutlenkiem węgla (duża zawartość CO_2 przesądza o odczynie kwaśnym). W okresie wiosenno-letnim następuje proces pochłaniania CO_2 przez organizmy autotroficzne i fotosyntetyzujące skutkujący zmniejszeniem jego ilości w wodzie. Najniższe wartości pH badanych zbiorników wystąpiły w październiku (ryc. 2). Spowodowane jest to ograniczeniem fotosyntezy i zwiększeniem możliwości rozpuszczania CO_2 w czasie cyrkulacji wód zbiorników (Jaguś, Rzętała 2000). Zgodnie z obowiązującymi normami odczyn wody wszystkich badanych zbiorników znajduje się w I klasie czystości – pH od 6,5 – 8,5 (Rozporządzenie... 2004).



Ryc. 2. Zmiany odczynu wód Jeziora Małego i Średniego w roku hydrologicznym 2004

4. Warunki termiczno-tlenowe

Temperatura wody zmienia się w szerokim zakresie. Dobowe i sezonowe zmiany temperatury wód powierzchniowych są typowe dla obszarów charakteryzujących się cyklicznymi zmianami temperatury. Zmiany temperatury wody mogą być również spowodowane różnorodnymi czynnikami antropogenicznymi. Temperatura wody wpływa na zmiany innych charakterystyk, takich jak gęstość, ciężar właściwy, lepkość oraz rozpuszczalność substancji stałych i gazów (Chełmicki 1997).

Wody powierzchniowe zaliczane do I klasy czystości mają maksymalnie temperaturę równą 22°C , odpowiednio dla II klasy 24°C , dla III klasy 26°C , dla IV klasy 28°C oraz powyżej 28°C dla V klasy (Rozporządzenie... 2004). W obydwu badanych zbiornikach zanotowano w okresie badawczym temperatury wody odpowiadające I lub II klasie czystości. Średnia roczna temperatura wody w roku hydrologicznym 2004 obu zbiorników była taka sama i wyniosła $12,3^{\circ}\text{C}$.

Tlen rozpuszczony w wodzie pochodzi głównie z powietrza i z fotosyntetyzujących roślin wodnych. Ilość rozpuszczonego tlenu jest jednym z najważniejszych wskaźników jakości wody. Zawartość tlenu w wodach czystych wynosi około 100%, natomiast w wodach zanieczyszczonych zawartość tlenu jest niższa. Tlen jest niezbędny dla życia ryb i innych organizmów wodnych, dlatego przy znacznym obniżeniu jego zawartości występują zaburzenia w biocenozie (Hermanowicz 1999).

Zawartość tlenu w wodach powierzchniowych nie może być mniejsza od $7 \text{ mg O}_2/\text{l}$ dla wód klasy I, $6 \text{ mg O}_2/\text{l}$ dla wód klasy II, $5 \text{ mg O}_2/\text{l}$ dla wód klasy III, $4 \text{ mg O}_2/\text{l}$ dla wód klasy IV i poniżej $4 \text{ mg O}_2/\text{l}$ do klasy V (Rozporządzenie... 2004). Badane zbiorniki charakteryzują się

bardzo dobrymi warunkami tlenowymi – I klasa czystości zgodnie z *Rozporządzeniem...* (2004). Najwyższe zawartości tlenu w warstwie powierzchniowej wody zaobserwowano w okresie od jesieni do wiosny (Jezioro Małe od 9,70 do 13,2 O₂/l, Jezioro Średnie od 9,87 do 13,9 O₂/l). Natomiast latem zawartość tlenu była nieznacznie niższa, co spowodowane zostało wysoką temperaturą wody w tym okresie (Jezioro Małe od 8,20 do 10,02 O₂/l Jezioro Średnie 8,68 – 10,48 O₂/l).

5. Chemiczne zapotrzebowanie tlenu i biochemiczne zapotrzebowanie tlenu

Chemiczne zapotrzebowanie tlenu (ChZT) to wskaźnik opisujący charakterystykę zanieczyszczenia wody związkami organicznymi (Hermanowicz 1999). Jest to właściwość wody, polegająca na redukowaniu nadmanganianu potasu wskutek utleniania się obecnych w wodzie związków organicznych.

Największe dopuszczalne zapotrzebowanie tlenu w wodach powierzchniowych wynosi: dla I klasy czystości 3 mg O₂/l, dla II klasy czystości 6 mg O₂/l, dla III klasy czystości 12 mg O₂/l, dla IV klasy czystości 24 mg O₂/l i powyżej dla V klasy czystości (*Rozporządzenie...* 2004).

Średnie roczne chemiczne zapotrzebowanie tlenu dla obu omawianych zbiorników było podobne i wyniosło 8,0 mg O₂/l dla Jeziora Małego i 8,3 mg O₂/l dla Jeziora Średniego. Pozwala to zaklasyfikować wody tych akwenów do III klasy czystości (*Rozporządzenie...* 2004).

Biochemiczne pięciodobowe zapotrzebowanie tlenu to wskaźnik będący miarą zawartości substancji organicznych w wodzie, podlegających rozkładowi biologicznemu. Pomiaru BZT₅ dokonuje się w szczycie stagnacji letniej w warstwach powierzchniowych (Kudelska i in. 1994). Wartość BZT₅ dla wód powierzchniowych I klasy czystości nie może przekroczyć 2 mg O₂/dm³, wód klasy II – 4 mg/dm³ i wód klasy III – 8 (Kudelska i in. 1994). Biochemiczne zapotrzebowanie tlenu badanych zbiorników przekroczyło dopuszczalne normy i wyniosło dla Jeziora Średniego 10 mg/dm³ O₂, natomiast dla Jeziora Małego – 12 mg/dm³ O₂.

6. Zmiany zasolenia

Zasolenie wody określane jest mianem zawartości wszystkich soli. Najczęściej w analizie fizyczno-chemicznej zbiorników wodnych wyznacza się stężenia chlorków i siarczanów. Wysoki poziom zasolenia wpływa na degradację środowiska wodnego (Burchard, Hereźniak-Ciotowa, Kaca 1990), uwidacznia się on szczególnie w zbiornikach położonych na terenach uprzemysłowionych i silnie zurbanizowanych (Rzętała, Wach 1995, 1997; Jankowski, Rzętała 1999).

7. Chlorki i siarczany

Stężenie chlorków w wodach powierzchniowych może wynosić maksymalnie: w I klasie czystości 100 mg Cl/l, w II klasie – 200 mg Cl/l, w III klasie – 300 mg Cl/l, w IV klasie – 400 mg Cl/l oraz powyżej 400 mg Cl/l w V klasie (*Rozporządzenie...* 2004).

Zawartość chlorków w wodach obu zbiorników mieści się w granicach kwalifikujących je do I klasy czystości. Stężenie chlorków w wodach Jeziora Średniego waha się od 15 mg/l do 39 mg/l, a Jeziora Małego od 13 mg/l do 35 mg/l.

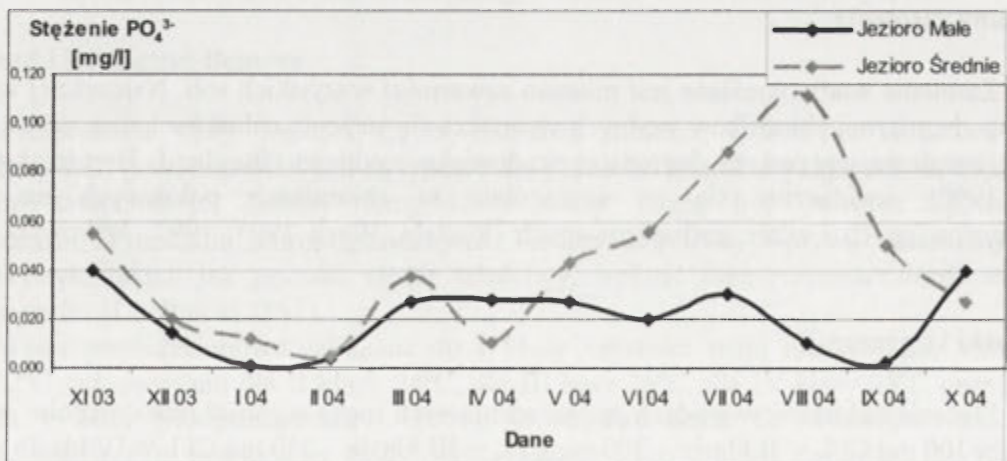
Maksymalne dopuszczalne stężenia siarczanów w wodach powierzchniowych wynoszą dla klasy I – 100 mg SO₄/l, dla klasy II – 150 mg SO₄/l, dla klasy III – 250 mg SO₄/l, dla klasy IV – 300 mg SO₄/l, natomiast dla klasy V powyżej 300 mg SO₄/l (*Rozporządzenie...* 2004). Stężenie siarczanów w wodach badanych zbiorników oscylowało w granicach od 22 do 49 mg/dm³ dla Jeziora Małego i od 21 do 50 mg/dm³ dla Jeziora Średniego, co pozwoliło zaklasyfikować je do I klasy czystości zgodnie z obowiązującymi normami (*Rozporządzenie...* 2004).

8. Warunki eutrofizacji

Eutrofizacja oznacza proces wzbogacania wody w substancje odżywcze (nazwane też nutrientami, biogenami, biopierwiastkami). Proces ten powoduje wzrost produkcji biologicznej oraz niekorzystne organiczne zanieczyszczenie wody, niosące ze sobą szereg niekorzystnych zmian ekosystemów wodnych uniemożliwiających prawidłową eksploatację zbiornika (Starmach, Wróbel, Pasternak 1976; Kajak 1979; Jaguś, Rzętała 2000). Głównymi pierwiastkami wywołującymi eutrofizację są: azot, węgiel, fosfor (Dojlido, 1999). Eutrofizacja ma współcześnie charakter antropogeniczny, spowodowany znaczną ilością biogenów w wodach powierzchniowych pochodzących z pól uprawnych oraz ścieków komunalnych i przemysłowych (Kajak 1979; Kudelska, Cydzik, Soszka 1994; Jankowski, Rzętała 1998; Jaguś, Rzętała 2000).

9. Fosforany i azotany

Zawartość fosforanów dla śródlądowych wód powierzchniowych I klasy czystości może maksymalnie wynosić 0,2 mg PO₄/l, dla II klasy – 0,4, dla III klasy – 0,7, dla IV klasy – 1,0 oraz powyżej 1 mg PO₄/l dla klasy V (Rozporządzenie... 2004). Stężenie fosforanów w wodach obydwu zbiorników mieści się w I klasie czystości (rys.3). Zdecydowanie wyższą zawartość fosforanów obserwujemy w okresie letnim w wodach Jeziora Średniego, które ulegają eutrofizacji. Znaczną ilość fosforanów w wodach Jeziora Średniego należy wiązać ze ściekami odprowadzanymi do zbiornika przez odpoczywających licznie nad nim turystów. Jeśli nie zostaną podjęte wyraźne działania w celu ograniczenia dostawy biogenów do zbiornika spowoduje to w krótkim czasie pogorszenie jego sportowo-rekreacyjnej funkcji.



Ryc. 3. Zmiany stężenia fosforanów w wodach Jeziora Małego i Średniego w roku hydrologicznym 2004

Maksymalne dopuszczalne stężenia azotanów w wodach powierzchniowych wynoszą odpowiednio dla klasy I – 5 mg NO₃/l, dla klasy II – 15 mg NO₃/l, dla klasy III – 25 mg NO₃/l, dla klasy IV – 50 mg NO₃/l i powyżej 50 mg NO₃/l dla klasy V (Rozporządzenie... 2004). Średnia roczna zawartość azotanów w wodach obu zbiorników mieści się w granicach kwalifikujących je do I klasy i wyniosła dla Jeziora Małego 0,81 mg/l natomiast dla Jeziora Średniego 0,99 mg/l.

10. Metale ciężkie

Zanieczyszczenie wód metalami ciężkimi odzwierciedla stopień uprzemysłowienia i zurbanizowania obszaru (Świdarska-Bróż 1993). Badany obszar jest w znacznym stopniu izolowany od źródeł zanieczyszczeń. Stężenia metali ciężkich takich jak kadm, miedź, mangan, nikiel, ołów, żelazo, cynk w wodach obu zbiorników mieści się w I klasie czystości (Rozporządzenie... 2004).

11. Podsumowanie

Na atrakcyjność Jeziora Małego i Średniego duży wpływ ma ich malownicze położenie oraz czystość wód. Przeprowadzona charakterystyka wybranych właściwości fizyczno-chemicznych wód Jeziora Małego i Średniego pozwoliła zaklasyfikować wody tych akwenów do I lub II klasy czystości (przewodność, pH, T, O₂, Cl⁻, SO₄²⁻, PO₄³⁻, NO₃⁻, metale ciężkie). Wysoka jakość wód spowodowana jest faktem, iż zbiorniki te w znacznym stopniu izolowane są od źródeł zanieczyszczeń. Jednakże znaczna ilość turystów wypoczywających nad badanymi zbiornikami w okresie letnim spowodowała zakłócenie funkcjonowania tych ekosystemów. Zaobserwowano zanieczyszczenie wód substancjami organicznymi (wysokie stężenie ChZT i BZT₅) oraz podwyższone stężenie fosforanów w wodach Jeziora Średniego powodujące eutrofizację i zakwit jego wód w okresie letnim (pierwszy raz obserwowany w lecie roku 2003). Dążąc do ograniczenia tych niekorzystnych procesów, należy zwrócić szczególną uwagę na spływy powierzchniowy i gospodarkę wodno-ściekową w ośrodkach turystycznych zlokalizowanych na obrzeżach zbiorników. Konieczny jest również rozwój istniejącego zaplecza turystycznego (kosze na śmieci, sanitariaty). Brak wyraźnych działań prowadzących do poprawy stanu ekologicznego zbiorników może w przyszłości skutkować zwiększeniem zanieczyszczenia wód obu akwenów w stopniu poważnie pogarszającym ich sportowo-rekreacyjną funkcję.

Literatura:

- Błudzin W., 2002, *Ocena przydatności do kąpieli wód w zbiornikach Turawy*, [w:] *Czystość wody zbiornika Turawa gwarancją dobrego wypoczynku*, Instytut Śląski, Turawa – Opole, s. 9 – 12.
- Burchard J., Herezniak-Ciotowa U., Kaca W., 1990, *Metody badań i ocena jakości wód powierzchniowych i podziemnych*, Wyd. UŁ, Łódź, s. 273.
- Chełmicki W., 1997, *Degradacja i ochrona wód, Część pierwsza – jakość*, Instytut Geografii UJ, Kraków, s. 252.
- Dojlido J.R., 1999, *Chemia wody*, Wyd. Arkady, Warszawa, s. 350.
- Hermanowicz W., 1999, *Fizyko-chemiczne badanie wody i ścieków*, Wyd. Arkady Warszawa, s. 556.
- Jaguś A., Rzętała M., 2000, *Zbiornik Poraj – charakterystyka fizycznogeograficzna*, WnoZ, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, s. 80.
- Jankowski A.T., Rzętała M., 1998, *Eutrofizacja sztucznych zbiorników wodnych na Wyżynie Śląskiej i jej obrzeżach*, [w:] Lange W., Borowiak D., (red.) *Zagrożenia degradacyjne a ochrona jezior*, Wyd. DJ, Gdańsk, s. 27-31.
- Jankowski A.T., Rzętała M., 1999, *Pochodzenie i stopień zasolenia wód limnicznych na Wyżynie Śląskiej i terenach przyległych*, [w:] *Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior*, Konferencja Limnologiczna, Radzyń k. Sławy, 20-22 września 1999 r. IMiGW – Oddział w Poznaniu, UAM – Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej IGF, Warszawa, s. 97-105.
- Kajak Z., 1979, *Eutrofizacja jezior*, PWN, Warszawa, s. 233.
- Kudelska S., Cydzik D., Soszka H., 1994, *Wtyczne monitoringu podstawowego jezior*, Państwowa Inspekcja Ochrony Środowiska, Oficyna Wydawnicza „OIKOŚ” sp. z o. o., Warszawa, s. 54.
- Oleś W., Szlęk R., 2004, *Zmiany jakości wody zbiornika Nakło-Chechło w latach 1991-2000*, [w:] Jankowski T.J., Rzętała M., (red) *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne funkcjonowanie, rewitalizacja i ochrona*, Uniwersytet Śląski – Wydział Nauk o Ziemi, PTL, PTG, Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 165-171.
- Rozporządzenia Ministra Środowiska z dnia 11 lutego 2004 r. w sprawie klasyfikacji dla prezentowania stanu wód powierzchniowych i podziemnych, sposobu prowadzenia monitoringu oraz sposobu interpretacji wyników i prezentacji stanu tych wód*, Dziennik Ustaw Rzeczypospolitej Polskiej, Nr 32, Poz. 284 . z dnia 11 lutego 2004 r., Urząd Rady Ministrów, Warszawa.
- Ruman M., 2003, *Geneza zbiorników wodnych na terenie Gliwic*, [w:] *Z badań nad wpływem antropopresji na środowisko*, T. 4 Wyd. UŚ, Sosnowiec, s. 80-86.

- Ruman M., 2004. *Zmiany liczby i powierzchni sztucznych zbiorników wodnych na terenie Gliwic od połowy XIX wieku*, [w:] *Jezióra i sztuczne zbiorniki wodne funkcjonowanie, rewitalizacja i ochrona*, Uniwersytet Śląski – Wydział Nauk o Ziemi, PTL, PTG, Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 193-203.
- Ruman M., 2005. *Abiotyczne przejawy eutrofizacji zbiornika Turawskiego*, [w:] *III Konferencja Zasoby Wodne Triasu Opolskiego i Ekologia Jezior Turawskich*, Opole-Strzelce Opolskie 2-3 czerwiec 2005 r., s. 223-230.
- Ruman M., 2005a. *Geneza i funkcje zbiornika Turawskiego*, [w:] Girjatowicz J.P., Koźmiński Cz., (red): *Hydrograficzne i meteorologiczne aspekty badań wybrzeża Bałtyku i wybranych obszarów Polski*, Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu, PTG, Oddział Szczeciński, Szczecin, s. 91-93.
- Rzętała M., 1996. *Wpływ antropopresji na charakter wykorzystania hydrowęzła Dzierżno (wycieczka terenowa)*. [w:] *Z badań nad wpływem antropopresji na kształtowanie warunków hydrologicznych*, Materiały konferencyjne, SKNG UŚ, WNoZ UŚ, Sosnowiec, s. 86-93.
- Rzętała M., 1998. *Zróżnicowanie występowania sztucznych zbiorników wodnych na obszarze Wyżyny Katowickiej*, Geographia, Studia et Dissertationes, 22 Wyd. UŚ, Katowice, s. 52-67.
- Rzętała M., 2000. *Bilans wodny oraz dynamika zmian wybranych zanieczyszczeń zbiornika Dzierżno Duże w warunkach silnej antropopresji*, Wyd. UŚ, Katowice, s. 175.
- Rzętała M., Wach J., 1995. *Zmiany zasolenia wody zbiornika antropogenicznego Dzierżno Duże*, [w:] *Przeobrażenia środowiska geograficznego w przygranicznej strefie górnośląsko-ostrowskiego regionu przemysłowego*, Materiały Sympozjum Polsko-Czeskiego, WNoZ US, PK „CKKRW”, Sosnowiec, s. 112-116.
- Rzętała M., Wach J., 1997. *Pochodzenie i stopień zasolenia wód powierzchniowych województwa katowickiego*, [w:] *Změny geografického prostředí v pohraničních oblastech Ostravského a Hornoslezského Regionu*, Sborník referátu z mezinárodní vědecké konference, konané ve dnech 3-4 dubna 1997 v Ostravě, Ostravská Univerzita, Uniwersytet Śląski, Ostrava, s. 120-127.
- Starmach, Wróbel, Pasternak, 1976, *Hydrobiologia. Limnologia*, PWN, Warszawa, s. 626.
- Swiderska-Bróź, 1993, *Mikrozanieczyszczenia w środowisku wodnym*, Wyd. Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, s. 144.

Analiza wzrostu sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*) w zależności od wybranych typów i podtypów gleb autogenicznych w południowo-zachodniej Polsce

Piotr Sewerniak

Zakład Gleboznawstwa, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp

Spośród czynników składających się na siedlisko leśne rola gleby ma szczególnie duże znaczenie (Puchalski, Prusinkiewicz 1990). Zależnie od jej morfologii i właściwości decydujących o przynależności do danego typu i podtypu kształtują się warunki wzrostu roślin. W niniejszej pracy podjęto próbę analizy wzrostu sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*) w nawiązaniu do wybranych typów i podtypów gleb autogenicznych na terenie Polski południowo-zachodniej.

2. Lokalizacja oraz metody badań

Prace badawcze przeprowadzono w drzewostanach sosnowych Nadleśnictwa Bolesławiec i Głogów (ryc. 1).



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań

Wykorzystano 185 odkrywek glebowych objętych w przeszłości pracami glebowo-siedliskowymi. Odkrywki te zostały odkopane w celu weryfikacji diagnozy typu lub podtypu gleby. Rolnicza przeszłość gleby leśnej istotnie wpływa na jej właściwości (Bednarek, Michalska 1998), ma także wpływ na wzrost drzewostanu. Tak więc profile, które były w przeszłości użytkowane rolniczo, zostały odrzucone. Odrzucono także profile glebowe o cechach pośrednich między poszczególnymi typami lub podtypami. W bezpośrednim sąsiedztwie odkrywek glebowych dokonano pomiaru wysokości drzewostanu sosnowego. Uzyskane wyniki posłużyły obliczeniu bonitacji dla poszczególnych drzewostanów wykorzystując metodę Bruchwalda (Bruchwald i in. 2000). Jest to bonitacja dynamiczna (*Encyklopedia...*), gdyż odpowiada wysokości drzewostanu sosnowego w wieku 100 lat.

3. Wyniki badań i dyskusja

Przeprowadzone badania wykazały wyraźne zróżnicowanie bonitacji drzewostanów sosnowych w obrębie badanych jednostek glebowych (tab. 1).

Tabela 1. Zależność bonitacji drzewostanów sosnowych od typu/podtypu gleby

Typ/podtyp gleby	Bielice	Gleby bielcowe	Gleby bielcowo-rdzawe	Gleby rdzawe właściwe	Gleby brunatno-rdzawe	Gleby płowe	Gleby brunatne
	→ wzrost żyzności typu/podtypu gleby →						
Bonitacja [m]	19,4	21,1	22,8	25,7	26,7	24,8	25,1

Źródło: opracowanie własne

Należałoby się spodziewać, że wraz ze wzrostem żyzności badanych typów i podtypów gleb wzrastać będzie bonitacja drzewostanów sosnowych. Okazuje się jednak, że zależność taka występuje jedynie dla grupy gleb piaszczystych. W grupie tej bonitacja drzewostanów sosnowych rośnie zgodnie ze wzrostem troficzności gleb w sekwencji: bielice → gleby bielcowe → gleby bielcowo-rdzawe → gleby rdzawe właściwe → gleby brunatno-rdzawe. Na eutroficznych glebach, które cechują się cięższym uziarnieniem (gleby płowe i brunatne), wykazano natomiast niższe wartości bonitacji drzewostanów sosnowych w porównaniu z piaszczystymi glebami rdzawymi właściwymi oraz brunatno-rdzawymi. Warto podkreślić, że bonitacja drzewostanów sosnowych dla gleb płowych i brunatnych wykazała zbliżone wartości. Oznacza to, że wzrost badanego gatunku na glebach brunatnoziemnych zdeterminowany jest przez relatywnie ciężkie uziarnienie materiału macierzystego tych gleb, zaś w niewielkim stopniu zależy od zachodzącego w tym materiale procesu glebotwórczego. Zaznaczyć należy, że pozycja systematyczna gleb brunatnych Niżu Polskiego budzi wątpliwości. Wyniki badań niektórych autorów (Sinkiewicz 1998; Szrejder 1998) świadczą, że gleby nizinne o morfologii gleb brunatnych mogą być ogłowionymi glebami płowymi. Taka sytuacja może mieć także miejsce w przypadku gleb brunatnych analizowanych w niniejszej pracy.

Na założonych powierzchniach badawczych stwierdzono zależność między zasobnością gleby w składniki pokarmowe a pokrojem sosny. W szczególności zaobserwowano większą grubość gałęzi bocznych pni sosen występujących na glebach żyzniejszych niż na glebach uboższych. W związku z tym, że grubość gałęzi ma decydujące znaczenie dla przebiegu procesu oczyszczania się drzew (Andrzejczyk 2003) badane drzewostany sosnowe gleb żyzniejszych są także silniej ugałęziane. Oznacza to, że na żyznych glebach, wykształconych z utworów o cięższym uziarnieniu, sosna wykorzystuje część składników pokarmowych na budowę gałęzi bocznych kosztem wzrostu na wysokość. W efekcie pień jest stosunkowo sękaty, co obniża jego wartość ekonomiczną. Stanowi to, obok sygnalizowanego przez wielu autorów (m. in. Bednarek i in. 2004; Puchalski, Prusinkiewicz 1990) aspektu ekologicznego, argument ekonomiczny dla przebudowy drzewostanów sosnowych porastających gleby brunatnoziemne na właściwe tym glebom drzewostany liściaste.

4. Wnioski

1. Stwierdzono występowanie zależności między wzrostem sosny a badanymi typami i podtypami gleb.
2. Bonitacja drzewostanów sosnowych jest dodatnio skorelowana ze wzrostem żyzności badanych typów i podtypów gleb piaszczystych. Istnieje jednak potrzeba przeprowadzenia dalszej szczegółowej analizy gleboznawczej, mającej na celu dokładne rozpoznanie tej zależności.
3. Na glebach o cięższym uziarnieniu – płowych i brunatnych – bonitacja drzewostanów sosnowych jest niższa w porównaniu z glebami rdzawymi właściwymi i brunatno-rdzawymi. Drzewostany sosnowe porastające gleby brunatnoziemne powinny być przebudowane na właściwe tym glebom drzewostany liściaste.

Literatura

- Andrzejczyk T., 2003, *Różnowiekowe drzewostany sosnowe. Powstawanie, struktura, hodowla*, Wyd. SGGW, Warszawa.
- Bednarek R., Michalska M., 1998, *Wpływ rolniczego użytkowania na morfologię i właściwości gleb rdzawych w okolicach Bachotka na Pojezierzu Brodnickim*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rolniczych, 460, Warszawa, s. 487-497.
- Bednarek R. i in., 2004, *Badania ekologiczno-gleboznawcze*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Bruchwald A., Michalak K., Wróbel L., Zasada M., 2000, *Analiza funkcji wysokości dla różnych regionów Polski*, [w:] Bruchwald A. (red), *Przestrzenne zróżnicowanie wzrostu sosny*, Wyd. SGGW, Warszawa, s. 84-91.
- Encyklopedia leśna*, 1991, PWN, Warszawa.
- Puchalski T., Prusinkiewicz Z., 1990, *Ekologiczne podstawy siedliskoznawstwa leśnego*, PWRiL, Warszawa.
- Sinkiewicz M., 1998, *Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski północnej*, UMK, Toruń.
- Szrejder B., 1998, *Niektóre właściwości a pozycja systematyczna gleb powstałych w wyniku denudacji antropogenicznej w Koniczynie na Wysoczyźnie Chełmińskiej*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rolniczych, 460, Warszawa, s. 499-511.

Rytmika powodziowa w aluwiach pozakorytowych Wisły, Drwęcy i Tążyny

Jacek B. Szymańda

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK, Toruń

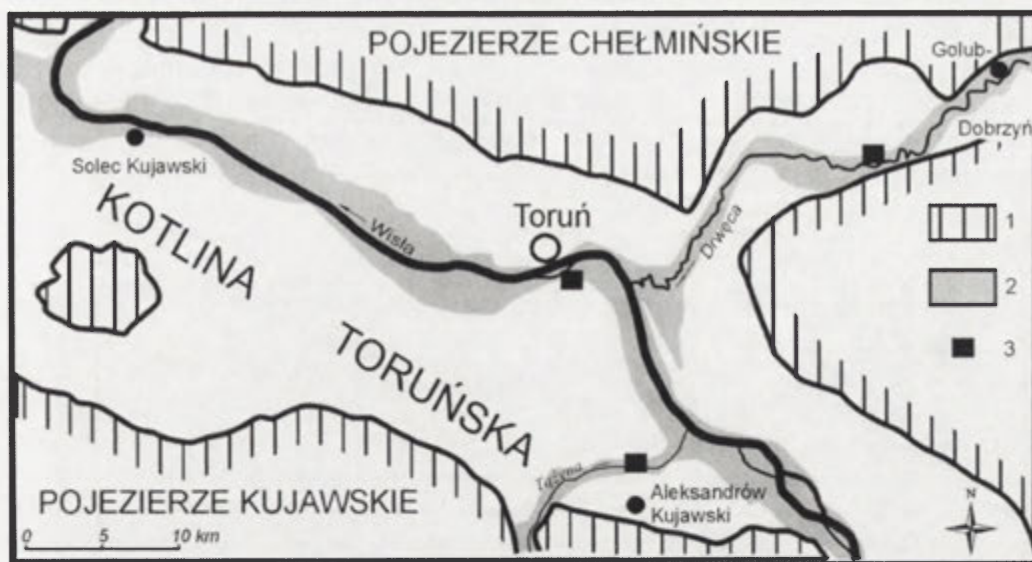
1. Wprowadzenie

Wezbrania pozakorytowe występują w dolinach rzek Nizy Polskiego z dużą regularnością. Mają one charakterystyczny przebieg, który można ująć w trzech fazach: wznoszenia, ustabilizowania się i opadania fali wezbraniowej. Z tych powodów cechują się one określoną cyklicznością oraz sekwencją przebiegu procesów. Cykliczność ta znajduje wyraz w aluwiach powodziowych.

Z punktu widzenia analizy litofacjalnej niezwykle interesujące jest zagadnienie zapisu pojedynczych powodzi w warstwach (laminach) lub ich zestawach. W jednej z pierwszych prac dotyczących tej problematyki Mansfield (1938) stwierdza, że w aluwiach pozakorytowych występuje uziarnienie frakcjonalne normalne, z ziarnami najgrubszej frakcji w spągu, osadzonymi w czasie kulminacji powodzi lub uziarnienie frakcjonalne pensymetryczne związane ze wnoszeniem i opadaniem fali powodziowej. W pracach Klimka (1994), Teisseyre'a (1988) i Zwolińskiego (1985) uziarnienie sekwencji osadów powodziowych równiny zalewowej, stanowiące zapis pojedynczego wezbrania, odzwierciedla trzy wspomnianie wcześniej fazy. W spągu występują masywne osady mułkowe z licznymi szczątkami organicznymi stanowiące zapis pierwszej fazy wezbrania. W fazie tej następuje powolny wzrost prędkości płynięcia wody na równinie zalewowej, „hamowany” przez roślinność, stąd obecność ich szczątków. Powyżej zalegają osady piaszczyste ze strukturami prądowymi akumulowanymi w fazie miecenia lub transportu rytmicznego. Reprezentują one drugą fazę wezbrania. Strop budują osady drobnoziarniste o strukturze masywnej pochodzące z fazy opadania fali wezbraniowej. Na podstawie opracowań innych autorów: m.in. Antczak (1985, 1986) McKee'ego i in. (1967), Mycielskiej-Dowgiałło, Zielińskiego (1997), Schumma, Lichty'ego (1963), Tomczak (1971), można stwierdzić, że w osadach rejestrujących pojedynczą powódź występują dwie warstwy – w spągu osady gruboziarniste (piaski), a w stropie drobnoziarniste (mułki), oddzielone często wyraźną granicą. Litologiczna sekwencja takiego zapisu nie odzwierciedla początkowej fazy wezbrania, czyli wznoszenia fali powodziowej. Zestawy warstw rejestrujące stopniowy zanik przepływu powodziowego, składające się z zalegających parami na przemian warstw (lamin) piasków i mułków Antczak (1986) określa za Reineckiem i Singhem (1973) mianem rytmików. Zdefiniowane są one w następujący sposób: „rytmik jest to zespół osadów, w których występuje charakterystyczny zestaw warstw powtarzających się w charakterystycznym porządku w profilu pionowym”. Opisywane przez Antczak (1986) facje pokryw rytmików, wykształconych w formie cyklotemów piaszczysto-mułkowych w dolinie Warty, mają postać warstw piasku i mułku zwykle o strukturze masywnej. Przejście między osadami piaszczystymi i mułkowatymi jest stopniowe, a kontakt między zestawami ma wyraźny ostry charakter. Osady rzeczne wykształcone w postaci rytmików opisuje także Zieliński (1998). W osadach tych występuje dwuczłonowa sekwencja warstw wykształcona w postaci piasku drobnoziarnistego w spągu i mułku piaszczystego lub mułku w stropie. Taki zestaw charakteryzuje normalne uziarnienie frakcjonalne.

2. Aluwia rytmicznie warstwowanie w dolinie Wisły, Drwęcy i Tążyny

Badania litofacjalne aluwiów powodziowych w wybranych odcinkach Wisły, Drwęcy i Łążyny (ryc. 1) prowadziłem w latach 1996-2001 (Szymańda 2002). Stwierdziłem, że rytmika



Ryc. 1 Położenie obszarów badań
 1 – wysoczyzny morenowe, 2 – równiny zalewowe 3 – lokalizacja stanowisk

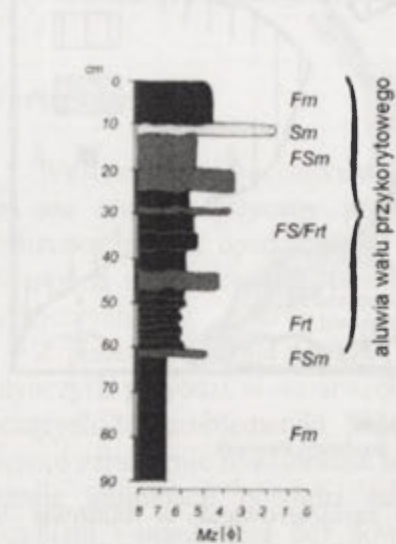
powodziowa związana z fazami wezbrań jest dobrze zarejestrowana w budowie wałów przykorytowych. Niemal we wszystkich analizowanych tego typu formach występowała różna ilość warstw lub lamin o zróżnicowanej miąższości, co uniemożliwiało ich korelację. Na tej podstawie można wnioskować, że nie każda powódź pozostawia za sobą efekt sedymentacji w postaci aluwii w jednym i tym samym miejscu. Ponadto wcześniej nagromadzone osady często ulegają zniszczeniu, o czym świadczą deformacje erozyjne.

W opisie cech strukturalnych osadów posługiwałem się z kodem zaproponowanym przez Zielińskiego (1995, 1998). W jednym wypadku zastosowałem dodatkowo nowy rodzaj wydzielenia strukturalnego. Dla oznaczenia struktury rytmicznie warstwowanych aluwii powodziowych (rytmików) zastosowałem oznaczenie literowe *rt* (rythmithe), które nazwałem – litofacją rytmików powodziowych. Litofację tą tworzą horyzontalne lub subhoryzontalne monofrakcyjne laminy piaszczyste (*Srt*) albo mułkowe (*Fr_t*), często zdeformowane. Laminy występują zwykle w zestawach składających się z dwóch lamin reprezentujących słabo wyrażone normalne uziarnienie frakcjonalne. Dolna lamina zawiera zwykle nieco większą domieszkę grubszych ziaren tej samej frakcji. Tego typu litofacja powstaje prawdopodobnie w wyniku nieznacznej zmiany prędkości przepływu w czasie pojedynczego epizodu powodziowego lub kilku powodzi o zbliżonych warunkach przepływu. Aluwia litofacji rytmików mogą także składać się z lamin polifrakcyjnych różniących się pod względem uziarnienia, np. piaszczystych i mułkowych zalegających na przemian. Wówczas zamiast stosowania oddzielnego opisu lamin charakteryzujących się strukturą masywną (*Sm*, *Fm*), dla oznaczenia rytmicznej laminacji zaproponowałem skrót – *S/Fr_t*.

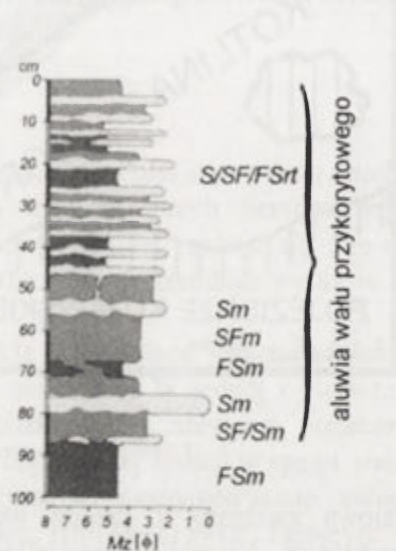
Jako przykład zapisu powodziowego litofacji rytmiku w wałach przykorytowych zamieszczam opis dwóch stanowisk w dolinie Drwęcy i Tążyny.

Stanowisko w dolinie Drwęcy znajduje się w powierzchni rozległego wału przykorytowego (Szymańda, Hołowiecki 1997). Dwa wkopy wykazały odmienną budowę tej formy. W pierwszym przypadku (ryc. 2) stwierdziłem aluwia litofacji rytmiku mułkowego (*Fr_t* i *FS/Fr_t*), masywne warstwy mułkowe (*Fm*) i masywne warstwy mułkowo-piaszczyste (*FSm*). Od spągu do stropu można zauważyć wzrost w osadach frakcji piaszczystych, co przejawia się w zwiększaniu się wartości średniej średnicy ziarna (M_z) oraz we wzroście miąższości warstw. W litofacji rytmiku (*Fr_t*) zmienność laminacji wynika z niewielkich różnic w uziarnieniu poszczególnych lamin oraz zmianie zabarwienia związanego ze zróżnicowaną zawartością materii organicznej. W drugim wkopie (ryc. 3) stwierdziłem aluwia piaszczyste, piaszczysto-mułkowe

i mułkowo-piaszczyste tworzące zestaw rytmu powodziowego – S/SFrt lub S/FSrt. Poniżej wspomnianego pakietu rytmika powodziowa wyrażona jest w warstwach litofacji Sm, SFm i FSm o miąższości od 5 cm do 12 cm. Wzrost miąższości warstw następuje tu od stropu do spągu. W podłożu osadów prezentowanego wału przykorytowego zalegają osady litofacji mułkowej (Fm) lub mułkowo-piaszczystej (FSm).

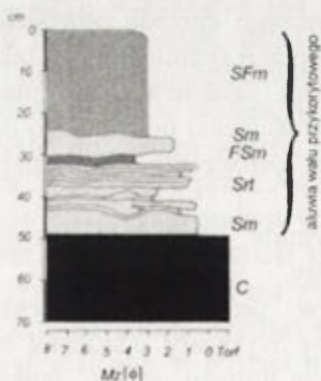


Ryc. 2 Profil litofacyjny aluwiów wału przykorytowego w dolinie Drwęcy (wkop 1)



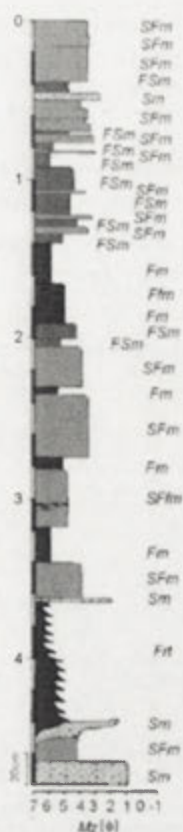
Ryc. 3 Profil litofacyjny aluwiów wału przykorytowego w dolinie Drwęcy (wkop 2)

W stanowisku w dolinie Tażyny stwierdziłem odmienny od opisanych wcześniej, przykład litofacji rytmu powodziowego (ryc. 4). Na torfach (C), które w badanej części dna doliny Tażyny często występują w podłożu aluwiów powodziowych, stwierdziłem warstwy litofacji piaszczystej o strukturze masywnej (Sm) i o strukturze rytmu (Srt). Występująca tu piaszczysta litofacja rytmu powodziowego (Srt) dobrze wyrażona jest w zmiennym zabarwieniu poszczególnych lamin piaszczystych wynikającym z różnej zawartości materii organicznej.



Ryc. 4 Profil litofacyjny aluwiów wału przykorytowego w dolinie Tażyny

Ponieważ w podłożu prezentowanego wału przykorytowego występują torfy, można sądzić, że większa domieszka materii organicznej w niektórych laminach pochodzi z redepozycji torfów w fazie opadania fali wezbraniowej. Identyfikacja litofacyjna wałów przykorytowych w dolinie Wisły jest utrudniona ze względu na podobieństwo ich budowy wewnętrznej do struktury równi zalewowej. Rytmika powodziowa wyrażona jest tu w postaci naprzemianległego zalegania zmiennej miąższości warstw różnych litofacji. Reprezentatywnym przykładem budowy równiny zalewowej w dolinie Wisły jest profil osadów na Kępie Bazarowej w Toruniu – ryc. 5 (Szymańda 2000). W stanowisku tym



Ryc. 5 Profil litofacyjny aluwiów równiny zalewowej na Kępie Bazarowej w dolinie Wisły

na osadach korytowych litofacji Sm, zalega około 20 cm miąższości seria osadów przejściowych (Tomczak 1971) litofacji Sm i SFm. Osady przejściowe łączą w sobie cechy aluwiów korytowych i pozakorytowych, ale powstają w korycie rzeki. Przypominają jednocześnie osady górnego członu odsypów meandrowych tzw. *epsilon cross-stratification* – ECS (Allen 1965). Aluwia piaszczyste są osadzane w czasie pojedynczego wezbrania, a mułkowe są efektem akumulacji w spokojnym przepływie podczas stanu wód średnich (Zieliński 1998). Nad nimi występuje wydzielana w aluwiach Wisły, między innymi przez Myślińską (1980), seria mady ilastej wykształcona w postaci rytmów powodziowych litofacji Frt. Powyżej zalega mada piaszczysta wykształcona w postaci różnej miąższości warstw litofacji piaszczystych i piaszczysto-mułkowych o strukturze masywnej lub smużystej (Sm, SFm, SFf) oraz mułkowo piaszczystych i mułkowych o strukturze masywnej lub smużystej (FSm, Fm, Ff). Należy zwrócić uwagę, że rytmiczna akumulacja powodziowa w serii mady ilastej wyrażona jest w postaci litofacji rytmu powodziowego – Frt. Natomiast w serii mady piaszczystej w zestawach warstw litofacji SFm/FSm, FSm/Fm lub SFm/Fm, reprezentujących normalne uziarnienie frakcjonalne.

Odstąpienie to obrazuje charakterystyczną, ogólną tendencję zwiększania się średnicy ziaren w całej serii aluwiów powodziowych, a także tendencję zmniejszania się miąższości warstw w serii mady piaszczystej, ku stropowi, jaka występuje w strukturze równiny zalewowej Wisły. Jedną z przyczyn takiej budowy geologicznej jest zmiana obciążenia rzeki wynikająca z odlesienia dorzecza oraz dna doliny w okresie subatlantyckim (Szymańda i in. 2004). Ponadto, nadbudowa równiny zalewowej aluwiami powoduje, że poza koryto rzeczne wylewają się wody o coraz to wyższej energii, co przyczynia się do akumulacji coraz to grubszych osadów. Jednocześnie wraz ze wzrostem wysokości równiny zmniejsza się warstwa wody pokrywająca ją w czasie powodzi, dlatego w stropie serii aluwiów obserwuje się coraz drobniejszy rytm sedimentacji (Tomczak 1971).

3. Podsumowanie

W aluwiach powodziowych stwierdziłem dwa rodzaje zapisu wezbrań w rytmicznie warstwowanych osadach.

Pierwszym z nich są aluwia litofacji rytmu powodziowego (rt) o różnej teksturze, występujące przede wszystkim w wałach przykorytowych w dolinie Drwęcy i Tażyny oraz w serii mady ilastej w dolinie Wisły. Litofację rytmu powodziowego zdefiniowałem jako mono- (Srt, Frt) lub polifrakcyjny (S/Frt, FS/Frt) wielozestaw lamin horyzontalnych lub semihoryzontalnych składający się z rytmów, czyli zestawów dwóch lamin, powstających w czasie wznoszenia i opadania fali wezbraniowej. Granice pomiędzy poszczególnymi rytmami (zestawami par lamin) w przypadku aluwiów wielofrakcyjnych są ostre, często erozyjne oraz podkreślone różnicami

uziarnienia sąsiednich lamin. W przypadku osadów jednofrakcyjnych granice rytmów są słabo wyrażone w uziarnieniu lamin. Ich wyróżnienie makroskopowe jest możliwe na podstawie zmiennego zabarwienia spowodowanego większą domieszką materii organicznej w laminach pochodzących z opadania fali wezbraniowej.

Drugim rodzajem zapisu rytmiki powodziowej są zestawy składające się z dwóch warstw: w spągu warstwy gruboziarnistej zwykle piaszczystej (Sm, SFfm lub FSm) i w stropie warstwy drobnoziarnistej mułkowej (Fm) lub mułkowo piaszczystej (FSfm). Warstwy te są przeważnie o masywnej strukturze, rzadziej o strukturze falistej lub smużystej. Zestawy reprezentują normalne uziarnienie frakcjonalne i związane są z dwiema fazami powodzi, wznoszenia i opadania fali wezbraniowej. Tego typu zestawy warstw występują powszechnie w budowie równi zalewowych, a głównie w serii mady piaszczystej w dolinie Wisły.

Literatura

- Allen J. R. L., 1965, *The sedimentation and Palaeogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey*, N. Wales, Yorkshire Geol. Soc. Proc., 32. 2, 8, s. 139-185.
- Antczak B., 1985, *Rhythmites on lower terraces of the Warta River, Poland, and their paleohydrologic implications*, Questiones Geographicae, Spec. Issue, 1, s. 31-43.
- Antczak B., 1986, *Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w pradolinie warszawsko-berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas późnego vistulianu*, Ser. Geografia, 35, UAM, Poznań, s. 1-111.
- Klimek K., 1996, *Aluwia Rudy jako wskaźnik 1000-letniej degradacji Płaskowyżu Rybnickiego*, [w:] Kostrzewski A. (red.), *Geneza litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, 2, wyd. UAM, s. 155-166.
- Mansfield G.R., 1938, *Flood deposit of Ohio River January – February 1937 – a study of sedimentation*, U. S. Geol. Surv. Water Supply Pap., 838, s. 693-733.
- McKee E. D., Crosby E. J. Berryhill H. L. Jr. 1967, *Flood deposit, Bijou Creek, Colorado*, June 1965, J. Sedim. Petrol., 37, s. 827-851.
- Mycielska-Dowgiałło E., Zieliński T. 1997, *Wartość interpretacyjna cech teksturalnych i strukturalnych osadów rzecznych*, [w:] *Procesy, formy i osady fluwialne na obszarze młodoglacjalnym Niżu Polskiego*, Warsztaty Terenowe, Toruń-Słupsk, 18-21 czerwca 1997 r., s. 14-17.
- Schumm S. A., Lichty R. W., 1963, *Channel widening and flood-plain construction along Cimarron River in Southwestern Kansas*, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 352-D, s. 71-88.
- Szmańda J., 2000, *Litodynamiczny zapis powodzi w aluwiach pozakorytowych Wisły*, [w:] *Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej*, Przewodnik wycieczek terenowych, V Zjazdu Geomorfologów Polskich, 11-14 września 2000, Toruń, s. 221-231.
- Szmańda J. B., 2002, *Litofacjalny zapis powodzi w wybranych fragmentach den dolin Wisły, Drwęcy i Tażyny*, rozprawa doktorska, Archiwum UMK, Toruń.
- Szmańda J., Hołowiecki M., 1997, *Analiza litofacjalna aluwiów powodziowych na tle morfologii dna wybranego odcinka doliny Drwęcy w okolicy Elgiszewa*, [w:] *Procesy, formy i osady fluwialne na obszarze młodoglacjalnym Niżu Polskiego*. Warsztaty Terenowe, Toruń-Słupsk, 18-21 czerwca 1997 r., s. 42-48.
- Szmańda J. B., Oczkowski H. L., Przegietka K. R., 2004, *Age of the Vistula river overbank deposits in Toruń*, Geochronometria, 23, s. 35-38.
- Teisseyre A. K. 1988, *Mady dolin sudeckich*, cz. II: *Wybrane zagadnienia metodologiczne*, Geol. Stud., 23, 1, s. 66-95.
- Tomczak A. 1971, *Kepa Bazarowa na Wiśle w Toruniu w świetle badań geomorfologicznych oraz archiwalnych materiałów kartograficznych*, Stud. Soc. Scien. Tor. 7, 6.
- Reineck H. E., Singh I. B., 1973, *Depositional sedimentary environment*, GEOPP Springer Verlag, Berlin.
- Zieliński T., 1995, *Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (Red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Warszawa, s. 220-235.
- Zieliński T., 1998, *Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, Warszawa, s. 195-253.
- Zwoliński Z. 1985, *Sedymentologia osadów przyrostu pionowego na terasie zalewowej Parsęty*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 35, ser. A, Geogr. Fiz., s. 205-238.

Zmiany zasięgu zbiorników wodnych w sąsiedztwie Kanału Wdy w XIX i XX wieku

Danuta Szumińska

Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz

1. Wstęp

Intensywne prace hydrotechniczne przeprowadzone pod koniec XVIII i w XIX wieku na terenie byłego zaboru pruskiego stały się przyczyną znacznego przekształcenia sieci wodnej. Na obszarze Borów Tucholskich najsilniejsze zmiany związane były z wybudowaniem i użytkowaniem kanałów nawadniających, z których największe to Kanał Wdy i Wielki Kanał Brdy. Jak do tej pory nie prowadzono szczegółowych badań dotyczących wpływu powstania i użytkowania tych kanałów na zmiany stosunków wodnych obszarów otaczających.

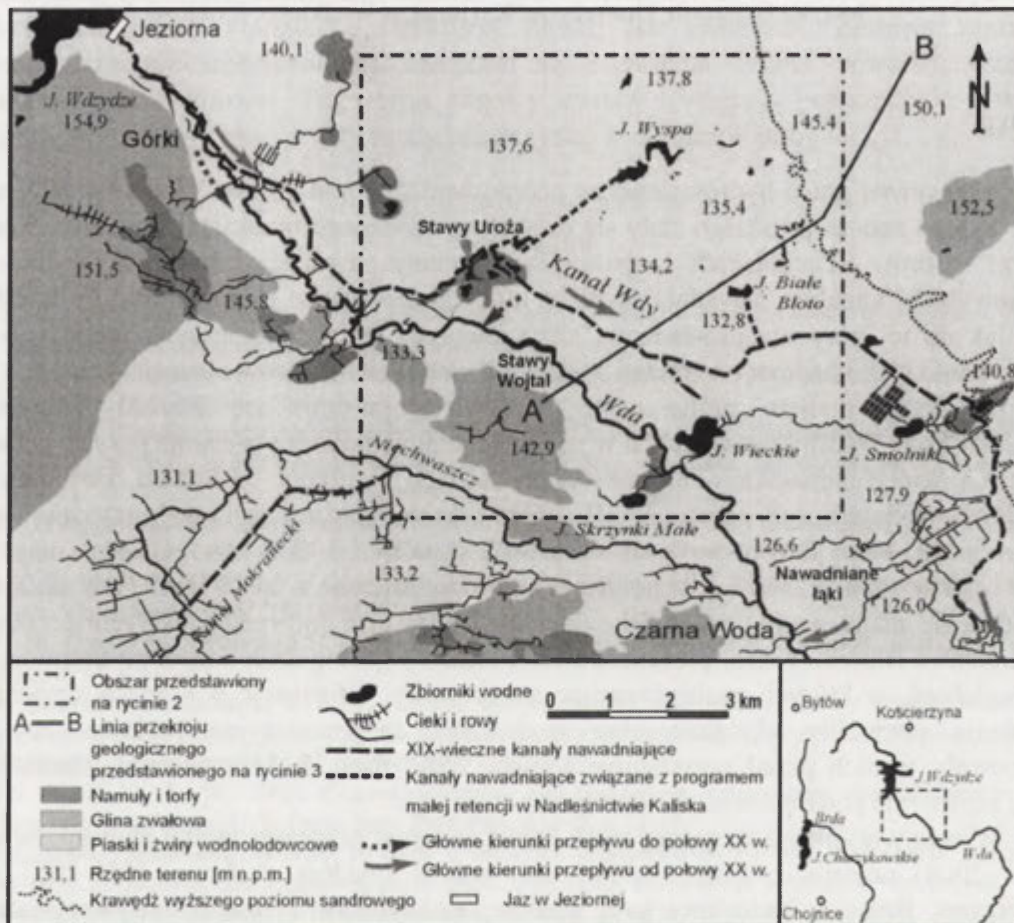
W pracy podjęto próbę oceny wpływu pojawienia się Kanału Wdy na ilość i rozmieszczenie zbiorników wodnych w jego otoczeniu, a także wyjaśnienia przyczyn zaniku pod koniec XX wieku niewielkich zbiorników, położonych na północ od kanału. Do analizy zmian stosunków wodnych od końca XVIII wieku do współczesności wykorzystano materiały kartograficzne: mapę Schröttera z lat 1796-1802 w skali 1:50000, topograficzne mapy pruskie z 1940 roku w skali 1:25000 oraz polskie mapy topograficzne z lat 1977-1979 w skali 1:25000. Na podstawie mapy geologicznej (Błaszkiwicz 2005) oraz informacji ustnych uzyskanych od dra Mirosława Błaszkiwicza, przeanalizowano budowę geologiczną badanego fragmentu sandru oraz zagłębień, w których zaobserwowano zanik wody. Informacje o osadach wypełniających zagłębienia pozwoliły określić, jakie środowiska sedymentacyjne (lądowe, czy wodne) występowały w nich przed powstaniem Kanału Wdy. Panu dr Mirosławowi Błaszkiwiczowi pragnę serdecznie podziękować za udostępnienie danych.

W celu weryfikacji wcześniejszych opinii na temat przyczyn zaniku zbiorników wodnych (Frydel 2004) przeanalizowano średnie sumy roczne opadów z okresu 1956-2003 ze stacji Kościerzyna, Brusy i Radostowo oraz średnie, maksymalne i minimalne roczne stany wód podziemnych na posterunku Czarna Woda w latach 1951-2000. Rozpatrywany posterunek pomiaru wód podziemnych położony jest 5 km na południe od kanału Wdy i reprezentuje pierwszy, sandrowy poziom wodonośny, o swobodnym zwierciadle wód.

2. Użytkowanie Kanału Wdy w XIX i XX wieku

Analizowany obszar położony jest w zlewni Wdy, na odcinku pomiędzy jej wypływem z jeziora Wdzydze, a miejscowością Czarna Woda (ryc. 1). W roku 1841 wybudowano tu Kanał Wdy (Czarnowodzki), o długości 23,3 km, w celu nawadniania kompleksu łąk o powierzchni 506 ha. Łąki założone zostały na terenie dawnego zrębu leśnego, na terasie sandrowej, o zwierciadle wód podziemnych zalegającym na głębokości 2-4 m. Stwarzało to konieczność uzupełniania niedoborów wilgoci w okresie wegetacyjnym. Potrzebną wodę gromadzono w okresie zimy i wczesnej wiosny w jeziorze Wdzydze, a następnie od kwietnia do września doprowadzano Kanałem Wdy na łąki. W wyniku intensywnego nawadniania do połowy XX wieku, przepływy w korycie Wdy pomiędzy jeziorem Wdzydze, a miejscowością Czarna Woda uległy prawie całkowitemu ograniczeniu (Szumińska, Habel 2005). W latach 70. XX wieku na nawadnianym obszarze utworzono rolniczą oczyszczalnię ścieków Zakładów Płyt Pilśniowych Czarna Woda, zmniejszając jednocześnie jego areał do 396 ha. W latach 80., w wyniku znacznego ograniczenia

produkcji w zakładach, zapotrzebowanie na wodę doprowadzaną na łąki znacznie zmalało. Jednocześnie pojawili się nowi jej odbiorcy na odcinku pierwszych 10 km kanału – zakłady hodowli ryb Uroża i Wojtal (ryc. 1). Zmiany w sposobie rozrządu wody, a także pogarszanie się stanu technicznego Kanału Wdy, ograniczające jego projektowaną na $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ przepustowość o ponad 50%, są przyczyną stałego zmniejszania przepływów na odcinku od stawów Uroża do rolniczej oczyszczalni ścieków (Szumińska, Habel 2005).



Ryc. 1. Budowa geologiczna, hydrografia i użytkowanie wód w zlewni Wdy pomiędzy jeziorem Wdzydze, a miejscowością Czarna Woda (źródło: mapy topograficzne 1:25000, arkusze Karsin, Kaliska, Czersk i Osieczna, mapa geologiczna 1:200000, arkusze Chojnice i Grudziądz)

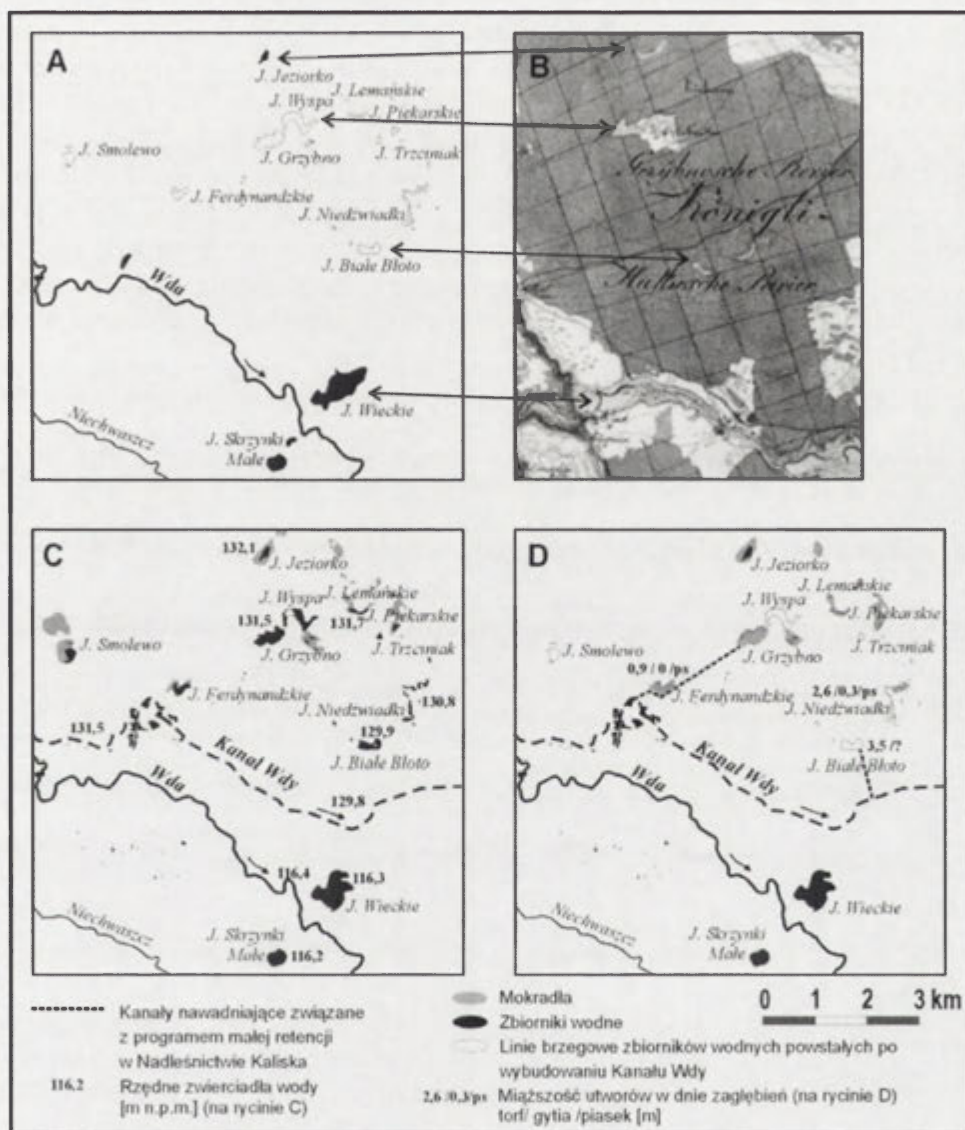
3. Zmiany sieci wodnej w okolicach Kanału Wdy

Na podstawie mapy archiwalnej Schröttera, która została wykonana w latach 1796-1802, czyli przed wybudowaniem Kanału Wdy, ustalono, że w okresie tym występowały na badanym obszarze jeziora zlokalizowane blisko dna doliny Wdy (ryciny 1, 2A i 2B).

Były to jeziora: Skrzyńki Małe, Wieckie, Smolnik, Studzienickie oraz już nie istniejące jezioro, w miejscu, w którym znajdują się obecnie stawy rybne Uroża. Położone są one w największych i najgłębszych obniżeniach w obrębie analizowanego fragmentu sandru. Dna jezior znajdują się w poziomie 107-113 m n.p.m. Rzędne lustra wody leżą na wysokościach 116-122 m n.p.m., nawiązując do zwierciadła rzeki Wdy, które osiąga na tym odcinku wysokość 118-116 m n.p.m. (Ryc. 2C). Na północ od miejsca, w którym poprowadzono pół wieku później Kanał Wdy, znajdowały się w tym czasie suche zagłębienia (ryciny 2A i 2B). Na mapie Schröttera stanowią one śródleśne enklawy, użytkowane jako łąki (korzystano z kolorowej wersji mapy,

której jednoznacznie pozwalała odróżnić obiekty wodne). Na północnym skraju omawianego obszaru występowało jedynie jezioro o nazwie Jezioro (ryciny 2A i 2B).

Dna zagłębień położone są na wysokościach 129-137 m n.p.m., czyli około 25 m wyżej niż dna jezior Wieckiego, Smolnik i Skrzyńki Małe oraz 15-20 m powyżej poziomu Wdy. Na podstawie analizy dokumentacji wierceń uzyskanej od dr M. Błaszkiwicza ustalono, że w dnach



Ryc. 2. Zmiany w powierzchni zbiorników wodnych w okolicach Kanału Wdy

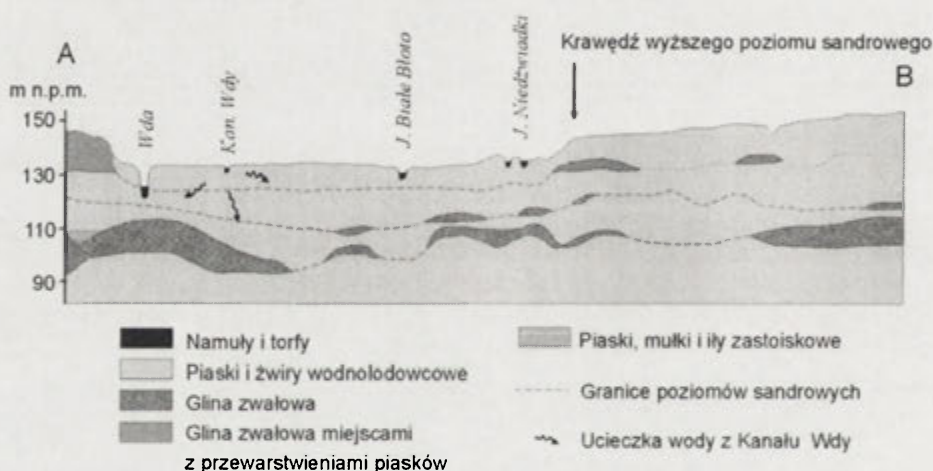
Zasięgi zbiorników wodnych: A – na mapie Schrötera z lat 1796-1802 C – na mapach topograficznych niemieckich arkusze Long i Wigonin z roku 1940, mapach topograficznych polskich arkusze Karsin i Kaliska z lat 1977-1979 oraz stan po przeprowadzeniu programu małej retencji w Nadleśnictwie Kaliska, D – stan w połowie lat 90. XX wieku, zestawiono na podstawie danych z Nadleśnictwa Kaliska (Frydel 2004).

B – fragment mapy Schrötera

obniżen występuje sekwencja osadów charakterystycznych dla zanikłych jezior. W zagłębieniach Białe Błoto i Niedźwiadki M. Błaszkiwicz stwierdził występowanie warstwy dobrze rozłożonego torfu o miąższości odpowiednio 3,5 i 2,6 m, a pod torfem gytii. W obniżeniu Niedźwiadki miąższość gytii wynosi 0,3 m, a pod nią występuje piasek drobnoziarnisty. W Białych Błotach spągu gytii nie osiągnięto. Taki układ osadów, a przede wszystkim znaczna miąższość torfu, świadczy o tym, że przez dosyć długi okres w zagłębieniach tych istniały lądowe warunki sedymentacji. Niektóre z nich z pewnością były kiedyś jeziorami, czego dowodzą występujące

pod torfem osady jeziorne, lecz na pewno do XVIII uległy naturalnemu zanikowi. Był on związany prawdopodobnie ze znacznym wcięciem Wdy w otaczającą powierzchnię sandru.

Kolejne analizowane materiały kartograficzne, mapy topograficzne z lat 40. i 70. XX wieku, obrazują układ sieci wodnej 100-130 lat po powstaniu Kanału Wdy (ryc. 2C). Widoczne jest, że na północ od niego, w suchych wcześniej zagłębieniach, powstały zbiorniki, których rzędne zwierciadła nawiązują do poziomu wody w kanale, osiągające wysokość 129,8-131,5 m n.p.m. Pojawieniu się wody w obniżeniach sprzyjała sytuacja geologiczna i geomorfologiczna. Zlokalizowane są one w obrębie niższego poziomu sandru, natomiast na północny-wschód od nich przebiega krawędź kolejnego poziomu, wyższego o około 10 m (ryciny 1 i 3). Obydwie powierzchnie sandrowe urozmaicone są przez utwory morenowe, przy czym w obrębie wyższej występują one na powierzchni terenu w postaci wysp, w niższej natomiast w formie soczewek rozdzielających utwory fluwioglacjalne (ryciny 1 i 3). Jak można wnioskować z układu warstw geologicznych, na obszarze tym przeważa południowy kierunek odpływu wód podziemnych, od krawędzi wyższego poziomu sandru, w kierunku doliny Wdy. Występujące soczewki utworów morenowych mogą powodować występowanie lokalnie zwiększonego ciśnienia w obrębie wód podziemnych pierwszej warstwy wodonośnej.



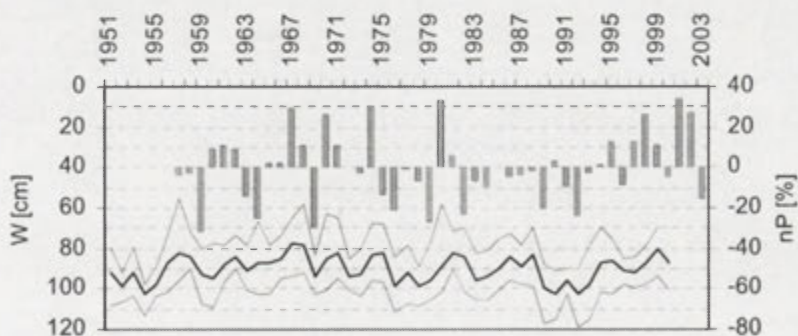
Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez obszar badań
(źródło: Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Stara Kiszewa, uproszczone)

W trakcie budowy Kanału Wdy, w celu ograniczenia przesiąkania, jego dno zostało zaizolowane warstwą glinowania o miąższości około 10 cm. Pomiarzy przepływu wykonane na odcinku pierwszych 10 km wskazują jednak na znaczną ucieczkę wody, rzędu $0,15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$ (Operat wodnoprawny 1993). Straty te, zwiększające się w miarę pogarszania się stanu technicznego kanału, występowały prawdopodobnie od momentu jego powstania. Stała ucieczka wody mogła spowodować zwiększenie zasobów wód podziemnych w obrębie niższego poziomu sandru i w konsekwencji pojawienie się lustra wody w suchych wcześniej zagłębieniach. Dodatkowo źródło zasilania stanowił zapewne dopływ wód od krawędzi poziomu wyższego. Na Mapie hydrogeologicznej Polski (arkusz Grudziądz) w jego obrębie znaczone są strefy o znacznej wydajności potencjalnego otworu studziennego na głębokości 40-60 m, wynoszącej $70-120 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$. O lokalnym zasięgu czynnika wpływającego na pojawienie się zbiorników świadczy fakt, że zmiany te dotyczyły tylko pewnej, ograniczonej przestrzennie strefy i nie sięgnęły już do jeziora Jezioro, położonego najdalej od Kanału Wdy. Jezioro to, znaczone na mapie Schröttera, posiada do chwili obecnej podobny zasięg jak w XVIII wieku (ryc. 2).

W latach 80. XX wieku zanotowano gwałtowne obniżenie poziomu i w konsekwencji zanik jezior położonych na północ od Kanału Wdy (ryc. 2D). Do połowy lat 90. zbiorniki te zupełnie pozbawione były stałego lustra wody. Niewielka jej ilość pojawiała się tylko po roztopach i większych opadach (Frydel 2004). Na podstawie analizy materiałów kartograficznych

(ryc. 2) ustalono, że zanikły tylko jeziora, które pojawiły się po wybudowaniu kanału. W Nadleśnictwie Kaliska, administrującym tereny leśne na tym obszarze, podjęto działania mające na celu odtworzenie zanikłych zbiorników. Prace przeprowadzono w kilku etapach. W roku 1997 z Kanału Wdy doprowadzono wodę do zagłębienia Białe Błoto (Frydel 2004). Spowodowało to pojawienie się zwierciadła także w obniżeniach Niedźwiadki, Piekarskim, Trzcinia i Lemańskim, a w kilku innych – mokradeł. Jeziora uzyskały dawny zasięg linii brzegowej po około 2 latach nawodnień (ryc. 2C). W kolejnych etapach wodę doprowadzono do zagłębienia Ferdynandzkiego, Grzybno i Wyspa. W trakcie pierwszego okresu nawadniania stwierdzono znaczny ubytek wody ze zbiorników, co świadczyć może o tym, że początkowo nastąpiło uzupełnienie jej zasobów w obrębie sandrowego poziomu wodonośnego. Po pewnym czasie jednak straty były coraz mniejsze, a zwierciadło w jeziorach uległo stabilizacji. Biorąc pod uwagę, że straty na przesiąki z kanału, osiągające wartość $0,15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$ są dziesięciokrotnie większe niż ilość wody pobierana w miesiącach XI do IV do nawodnień, wynosząca 0,011 do $0,03 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, można stwierdzić, że mogą one wywierać znaczny wpływ na kształtowanie zwierciadła wód podziemnych na tym terenie. Zaznaczyć należy, że w przeszłości, w warunkach znacznie wyższych wartości przepływu w dolnym fragmencie kanału (poniżej stawów Uroża), ilość przesiąkającej wody też musiała być większa. Jednocześnie fakt, że zagłębienia, które nie były nawadniane w sposób bezpośredni, położone są wyżej o 0,5-2 m od jezior nawadnianych oraz znajdują się bliżej krawędzi wyższego poziomu sandrowego, potwierdza możliwość roli wód dopływających od tego poziomu w pojawieniu się zwierciadła w tych obniżeniach.

W operatach, które powstały w związku z projektem małej retencji w Nadleśnictwie Kaliska oraz w dotychczasowych publikacjach, jako główna przyczyna zaniku analizowanych jezior podawana jest susza, która wystąpiła w pierwszej połowie lat 90. XX wieku (Frydel 2004, Wołoszyn 2001). W celu weryfikacji roli czynnika klimatycznego, przeanalizowano przebieg stanów wód podziemnych oraz opadów atmosferycznych na tym obszarze w drugiej połowie XX wieku (ryc. 4). Jak wynika z danych, w warunkach wyraźnego niedoboru opadów w latach 1983-1994, stany wody na stacji Czarna Woda uległy obniżeniu, jednak nie do poziomu, który nie występowałby już wcześniej. Podobne wysokości stanów średnich wystąpiły w pierwszej połowie lat 50. i drugiej połowie lat 70. Zauważyć należy także, że pomimo różnic w wysokości opadów w poszczególnych latach osiągających wartość 30% powyżej i poniżej średniej wieloletniej, średnia głębokość zwierciadła wód poziomu sandrowego ulega niewielkim wahaniom, mieszczącym się w granicach 20 cm. Różnica pomiędzy najniższym, a najwyższym zanotowanym w wieloleciu poziomem wody wynosi 64 cm, a maksymalne amplitudy roczne nie przekraczają 45 cm. Trudno zatem sobie wyobrazić, żeby czynnik klimatyczny był jedyną przyczyną zaniku wody w zbiornikach osiągających głębokości 1 do 3 m.



Ryc. 4. Przebieg średnich, maksymalnych i minimalnych rocznych stanów wód podziemnych na stacji Czarna Woda (SW, WW, NW) na tle wskaźnika niedoboru/nadmiaru opadów (nP) w wieloleciu 1951-2003

(źródło: www.otkz.pol.pl/baza/stany.htm, Roczniki opadów atmosferycznych z lat 1956-1981, niepublikowane dane IMGW)

W świetle przedstawionych wyników bardziej prawdopodobna przyczyna zaniku opisywanych jezior związana jest ze zmianą użytkowania Kanału Wdy. Jak wspomniano, przepływy w Kanale w drugiej połowie XX wieku uległy znacznemu ograniczeniu. Zmiana ta dotyczy głównie odcinka pomiędzy 11, a 23 km, czyli od stawów Uroża do nawadnianych łąk. Znaczna ilość wody z kanału kierowana jest obecnie do stawów na cele gospodarki rybackiej i po przepłynięciu przez nie zasila bezpośrednio Wdę, natomiast coraz mniej wody dostarczane jest na łąki. Badania prowadzone w dolinie Wdy na tym odcinku wykazały znaczne zmiany w morfologii koryta, stanowiące skutek wzrastających przepływów (Szumińska, Habel 2005). Prawdopodobnie susza, która wystąpiła w drugiej połowie lat 80. i pierwszej połowie lat 90. spotęgowała tylko, a nie była główną przyczyną zmniejszenia zasobów wodnych obszaru położonego na północ od kanału. Wody rzeki Wdy, pompowane od połowy XIX wieku w ten fragment sandru, w ostatnim okresie wracają na swoje naturalne miejsce, czyli do jej doliny.

4. Dyskusja

W ostatnich latach coraz częściej przeprowadza się prace, mające na celu odtworzenie „naturalnych” stosunków wodnych. Prace te często określane są pojęciem renaturyzacja, przy czym pojawia się jednocześnie problem, jaki stan środowiska można uznać za naturalny. W związku z niedostateczną liczbą materiałów obserwacyjnych z okresu przed początkiem XX wieku, niektórzy autorzy proponują renaturyzowanie do stanu, który według aktualnie stosowanych kryteriów oraz wyników porównań można ocenić jako zbliżony do naturalnego (Żelazo, Popek 2002). Ocena, jaki stan przyjmujemy za naturalny, zawsze pozostaje jednak subiektywna.

W przypadku prezentowanego obszaru dopiero analiza najstarszych dostępnych materiałów kartograficznych, czyli mapy Schröttera z lat 1796-1802, dała możliwość jednoznacznego stwierdzenia, że zbiorniki wodne uznawane do tej pory za naturalne, w rzeczywistości pojawiły się po wybudowaniu Kanału Wdy. Pozwoliło to jednocześnie spojrzeć w nowym świetle na problem zaniku tych zbiorników pod koniec XX wieku. Nie kwestionując pozytywnego aspektu przeprowadzanego przez Nadleśnictwo Kaliska projektu nawadniania jezior, przejawiającego się wzrostem wilgotności otaczających je siedlisk (Frydel 2004), należy zdawać sobie sprawę, że wprowadzony układ sieci wodnej nie jest naturalny. W analizowanym przypadku, pomimo że ingerencja człowieka w środowisko spowodowała zmiany dosyć drastyczne, związane początkowo z pojawieniem się, a później zanikiem zbiorników wodnych, nie rozpatrywano do tej pory antropogenicznej przyczyny tego zjawiska. Pierwsza ingerencja (budowa Kanału Wdy) nastąpiła bowiem na tyle dawno, że stan sieci wodnej, który się po niej ustabilizował przyjęto za naturalny. Jednocześnie nasuwa się stwierdzenie, że szczególnie narażone na błędną ocenę genezy niektórych procesów hydrologicznych są tereny leśne, ponieważ a priori są one przyjmowane za mniej przekształcone niż obszary wylesione. Dotyczy to zwłaszcza kompleksu leśnego Borów Tucholskich, w którym najbardziej intensywny okres użytkowania miał miejsce 150-100 lat temu.

Literatura

- Błaszkiwicz. M., 2005, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50000*, arkusz Stara Kiszewa, Wyd. MŚ i PIG, Warszawa.
- Butrymowicz N., Murawski T., Pasierbski M., 1978, *Mapa geologiczna Polski w skali 1: 200000*, arkusz Chojnice, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Frydel K., 2004, *Woda wróciła, czyli o malej retencji w Nadleśnictwie Kaliska słów kilka*, Wyd. Agencja Art-Styl, Zblewo.
- Makowska A., 1974, *Mapa geologiczna Polski w skali 1: 200000*, arkusz Grudziądz, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Sukowska K., Uścińowicz S., 1987, *Mapa hydrogeologiczna Polski 1: 200000*, arkusz Grudziądz, PIG, Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Mapa Schröttera, arkusz 92, 1796-1802.

Mapa topograficzna w skali 1: 25000, 1984, arkusze: Karsin (stan z roku 1977), Kaliska (stan z roku 1979), Czersk (stan z roku 1977), Osieczna (stan z roku 1979). Wyd. PPGK.

Operat wodnoprawny na piętrzenie wód rzeki Wdy i Kanalu Czarnowodzkiego oraz pobór wód powierzchniowych dla ZPP Czarna Woda i Spółki Chemak wraz z instrukcją gospodarowania wodą, 1993, Hydroprojekt, Gdańsk. (niepubl.).

Roczniki opadów atmosferycznych, 1956-1981, IMGW, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.

Szumińska D., Habel. M., 2005, *Problemy związane z użytkowaniem rzeki Wdy pomiędzy jeziorem Wdzydze, a stopniem wodnym Wojtal oraz ich naturalne i antropogeniczne uwarunkowania*, [w:] Babiński Z. (red.), *Srodowisko przyrodnicze w badaniach geografii fizycznej*, Promotio Geografica Bydgosiensia T. II, Wyd. UKW, Bydgoszcz.

Topographische Karte 1: 25000, Long i Wigonin, 1874. przedruk w 1940 r.

Wołoszyn E., 2001, *Analysis of the hydrological conditions in the Wda River catchment*, VII International Symposium on Water Management and Hydraulic Engineering, Międzybórze Żywieckie, Poland, 10, 12.09.2001, s. 95-102.

Żelazo J., Poppek Z., 2002, *Podstawy renaturyzacji rzek*, Wyd. SGGW, Warszawa.

www.otkz.pol.pl/baza/stany.htm

Litologiczne uwarunkowania kierunku rozwoju procesów glebotwórczych w glebach o dwudzielnym uziarnieniu na terenie Pojezierza Brodnickiego

Marcin Świtoniak

Zakład Gleboznawstwa, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Wstęp i cel badań

Jednym z ważnych czynników glebotwórczych jest skała macierzysta (Jenny 1941). Zmiany właściwości skał macierzystych w zasadniczy sposób determinują średnioskalową (występującą w obrębie jednorodnych warunków klimatyczno-roślinnych) różnorodność pokrywy glebowej (Bednarek i in. 2002). Do podstawowych cech substratu skalnego należy uziarnienie warunkujące kierunek rozwoju gleb autogenicznych.

Gleby o dwudzielnym uziarnieniu są obiektem badań wielu naukowców na całym świecie (Nooren i in. 1995; Schaeztl 1996; Miedema i in. 1999; Phillips 2001, 2004; Kühn 2003). Pomimo powszechnego występowania gleb o takiej budowie profilu na terenie Pojezierza Brodnickiego, ich geneza nie została jeszcze szczegółowo rozpoznana (Bednarek, Prusinkiewicz 1997). Różne typy gleb dwudzielnych, rozwinięte są na ogół z osadów dennolodowcowych, w których pod lżejszą, piaszczystą warstwą, o miąższości od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, znajdują się osady o uziarnieniu gliny. Według Niewiarowskiego (1973) spiaszczenie to może być zarówno wynikiem odłożenia lżejszych utworów ablacyjnych na powierzchni gliny zwałowej, jak i działania późnoglacialnych procesów peryglacialnych lub przekształceń substratu skalnego przez procesy glebotwórcze. Wyniki wstępnych badań gleboznawczych, przeprowadzonych na terenie Pojezierza Brodnickiego, wskazują na litologiczną odrębność piaszczystych pokryw w stosunku do zalegających głębiej glin. Prawdopodobnie są to pokrywy ablacyjne przykrywające gliny bazalne.

Celem niniejszej pracy jest określenie wpływu właściwości utworów powierzchniowych na kierunek przebiegu procesów glebotwórczych i opracowanie kryteriów łatwego rozróżniania poszczególnych typów gleb charakteryzujących się dwudzielnym uziarnieniem na terenie Pojezierza Brodnickiego.

Badania były prowadzone w ramach realizacji rozprawy doktorskiej pod opieką prof. dr. hab. Renaty Bednarek i były finansowane ze środków projektu KBN nr 2 P04G 110 27.

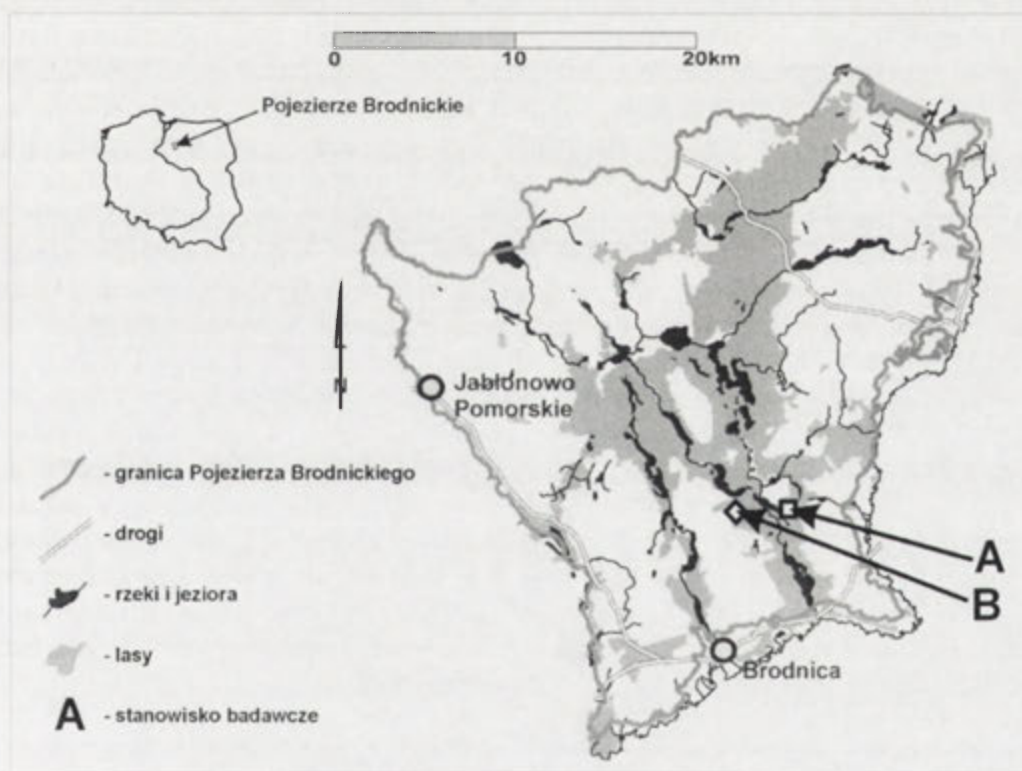
2. Metody badań

Prace terenowe przeprowadzono w południowo-wschodniej części Pojezierza Brodnickiego (ryc. 1). Do badań wytypowano dwa stanowiska badawcze o łącznej powierzchni 2 km². Zasięg stanowisk badawczych wyznaczono według trzech kryteriów: 1) w ich obrębie występują znaczne arealy gleb o dwudzielnej budowie profilu; 2) poziomy wytworzone z warstwy piaszczystej mają zróżnicowane uziarnienie; 3) pokrywa glebowa jest w minimalnym stopniu przekształcona antropogenicznie (są to obszary leśne). W ramach badań wykonano 19 odkrywek glebowych, z których pobrano próbki do analiz laboratoryjnych. Dokładną charakterystykę pokrywy glebowej przeprowadzono na podstawie rozproszonej siatki wierceń i odkrywek zasięgowych (374 wiercenia do głębokości około 2 m).

W pobranych próbkach materiału glebowego o naruszonej strukturze wykonano następujące oznaczenia: straty prażenia w temperaturze 550° C, zawartość wody higroskopijnej metodą suszarkowo-wagową, maksymalna higroskopijność metodą Nikołajewa, pH metodą

potencjometryczną w wodzie i 1M KCl, uziarnienie metodą pipetową Köhna oraz metodą sitową, zawartość węgla organicznego w poziomach mineralnych metodą Tiurina, zawartość węgla organicznego w poziomach organicznych metodą Alena, zawartość azotu ogółem metodą Kjeldahla, zawartość węglanu wapnia metodą Scheiblera, kwasowość hydrolityczna metodą Kappena, zawartość zasadowych kationów wymiennych metodą wypierania kationów z próbek 1M roztworem octanu amonu: Na^+ i K^+ – metodą emisyjnej spektrometrii płomieniowej z dodatkiem cezu, Ca^{2+} – metodą emisyjnej spektrometrii płomieniowej z dodatkiem lantanu, Mg^{2+} – metodą absorpcyjnej spektrometrii atomowej z dodatkiem lantanu, barwa poziomów glebowych w stanie suchym i wilgotnym za pomocą atlasu barw Munsella (Standard Soil Color Charts 2000).

Materiał pobrany w stanie nienaruszonym do cylinderków o pojemności 100 cm^3 posłużył do wyznaczenia: gęstości objętościowej, wilgotności w procentach wagowych i objętościowych, objętości trzech faz gleby, zapasów wody glebowej (ogólnej i użytecznej biologicznie). Próbki w stanie nienaruszonym pobrane do puszek Kubienny posłużyły do wykonania analizy mikromorfologicznej, którą przeprowadził dr Przemysław Mroczek z Zakładu Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS w Lublinie.



Ryc. 1. Lokalizacja stanowisk badawczych

Wyniki analiz laboratoryjnych umożliwiły obliczenie szeregu wskaźników pomocnych przy określeniu genezy i pozycji systematycznej badanych gleb. Na ich podstawie obliczono między innymi: wskaźniki granulometryczne, wskaźniki sedymentologiczne Folka i Warda (przeciętną średnicę ziarna [GSS], odchylenie standardowe [GSO], skośność [GSK], kurtozę [GSP]) stopień dyspersji, powierzchnię właściwą (Folk, Ward 1957).

3. Wyniki badań i dyskusja

Spośród 19 przeanalizowanych profili glebowych 15 wykazuje dwudzielność uziarnienia. W profilach tych poziomy piaszczyste o uziarnieniu od piasku luźnego do piasku gliniastego mocnego (Systematyka gleb Polski 1989) przykrywają gliny lekkie lub średnie warstwą kilkudziesięcio-centymetrowej miąższości.

Gleby płowe reprezentowane są przez 9 profili. Charakteryzują się one następującym układem poziomów genetycznych: Ol – Ofh – A – Bbr – Eet – IIBt – IIC (IICca). Podstawą klasyfikowania pedonów do gleb płowych jest obecność diagnostycznych poziomów *argillic* i *luvic* (Systematyka gleb Polski 1989). Poziomy *argillic* wydzielono na podstawie szeregu kryteriów związanych głównie ze wzrostem w tych poziomach zawartości frakcji części spławialnych w stosunku do ich zawartości w poziomach nadległych. W poziomach *argillic* występują iluwalne nacieki frakcji ilastej (<0,002 mm), które w badanych glebach płowych zaobserwowano już na etapie prac terenowych. Obserwacje mikroskopowe materiału pobranego z poziomów *argillic*, potwierdziły występowanie licznych nacieków (wyściółek i otoczek) ilastych o łącznej powierzchni przekraczającej 1% powierzchni szlif (Systematyka gleb Polski 1989). Wpływ procesu lessiważu na dwudzielną budowę gleb ukazuje również profilowa zmienność wartości wskaźnika przemieszczenia łu koloidalnego [*F*]. Wskaźnik ten jest ilorazem procentowej zawartości łu koloidalnego (<0,002 mm) do sumy frakcji części spławialnych (<0,02 mm) w danym poziomie. Maksymalne wartości tego wskaźnika w obrębie profilu występują prawie zawsze w poziomach *argillic* (tab. 1). Związane jest to z różną prędkością przemieszczania poszczególnych frakcji spławialnych. Najintensywniej przemieszcza się frakcja łu koloidalnego, co powoduje jego największe nagromadzenie (w stosunku do pozostałych frakcji części spławialnych) w poziomach wzbogacania. Użycie wskaźnika przemieszczenia łu koloidalnego [*F*] jest szczególnie istotne w glebach niejednorodnych litologicznie. Gleby płowe wytworzone z osadów o pierwotnie homogenicznym uziarnieniu wykazują największe zawartości części spławialnych w poziomach Bt. W glebach płowych rozwiniętych ze skał heterogenicznych, największa zawartość tej frakcji w obrębie profilu gleby występuje bardzo często w skałach macierzystych, a nie – tak jak by się można było tego spodziewać – w poziomach *argillic* (tab. 1). W takich przypadkach pierwotna zawartość części spławialnych w warstwie osadu, z którego rozwinął się poziom Bt, musiała być zdecydowanie mniejsza w porównaniu z niżej leżącym substratem skalnym. Wskaźnik przemieszczenia łu koloidalnego [*F*] jest bardziej wiarygodnym indykatorem procesu lessiważu, w glebach niejednorodnych litologicznie, niż pionowa zmienność zawartości sumy frakcji spławialnych (Świtoniak 2002). O bezcelowości stosowania wskaźników opartych jedynie na zmianach zawartości sumy części spławialnych w obrębie profilu niejednorodnych litologicznie pisał już m. in. Zasoński (1983).

Tabela 1. Profilowa zmienność zawartości frakcji łu i wartości wskaźnika przemieszczenia łu koloidalnego w badanych glebach płowych (il= frakcja <0,02 mm; F= stosunek frakcji <0,002 do <0,02 mm; x – brak poziomu)

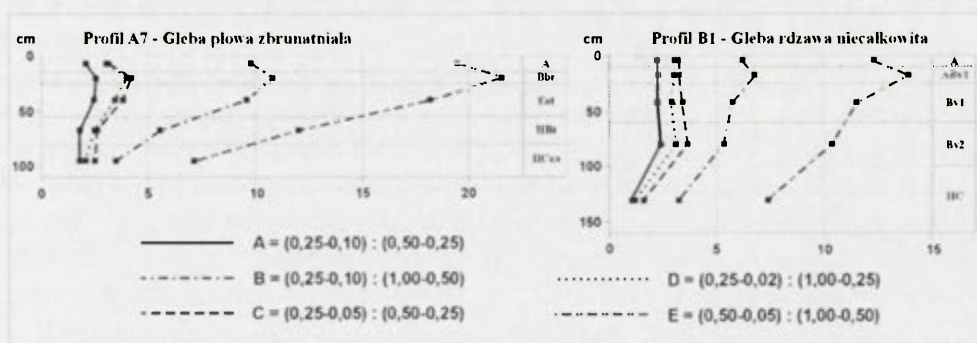
Poziom genetyczny	Profil A4		Profil A5		Profil A6		Profil A7		Profil A8		Profil A11		Profil B2		Profil B3		Profil B6	
	il	F	il	F	il	F	il	F	il	F	il	F	il	F	il	F	il	F
A	8,8	0,25	12,0	0,18	12,1	0,19	14,1	0,25	10,2	0,15	2,0	0,29	13,1	0,23	11,7	0,28	12,9	0,32
Bbr	18,1	0,21	x	x	13,8	0,22	14,2	0,15	14,3	0,31	5,0	0,36	12,5	0,23	13,3	0,17	14,1	0,20
Eet	15,9	0,38	14,9	0,35	13,9	0,22	12,5	0,13	16,0	0,40	7,0	0,47	14,8	0,39	16,1	0,37	14,5	0,33
IIBt	41,2	0,67	30,2	0,56	28,9	0,65	20,9	0,54	27,1	0,67	17,0	0,81	31,7	0,55	41,3	0,68	20,5	0,63
IIC (ca)	42,8	0,36	25,1	0,46	15,1	0,35	21,0	0,46	27,8	0,59	17,0	0,77	30,3	0,51	43,9	0,32	21,9	0,65

Poziomy *luvic* [Eet] badanych gleb płowych wykazują wszystkie typowe cechy charakterystyczne dla tych poziomów diagnostycznych. Mają jaśniejszą barwę od poziomów niżej leżących i są pozbawione, w wyniku wymycia w głąb profilu, łatwo rozpuszczalnych soli (w tym

pierwotnych węglanów), a także części frakcji ilastej. W stropie poziomów eluwialnych, zachodzi intensywne wietrzenie, zaznaczające się morfologicznie w postaci brązowo zabarwionych poziomów *cambic*. Zgodnie z obowiązującą Systematyką gleb Polski (1989) tak wykształcone gleby płowe zaklasyfikowano do podtypu gleb płowych zbrunatniałych.

Blisko połowa objętych badaniami profili gleb o dwudzielnym uziarnieniu została zaklasyfikowana jako gleby rdzawe niecałkowite (Prusinkiewicz 1954) o następującym układzie poziomów genetycznych: Ol – Ofh – A – Bv – C – IIC. W glebach tych nie zaobserwowano żadnych cech świadczących o wpływie procesu lessiważu na kontrast uziarnienia między górnymi poziomami piaszczystymi, a głębiej zalegającą gliną. Stropowa partia gliny, w wielu przypadkach nie tworzy zwartego poziomu gdyż poprzerwana jest wkładkami piaszczystymi. Nie występują tu otoczki iłu naciekowego lub jest ich tak mało, że ich łączna powierzchnia nie spełnia kryterium ilościowego wydzielenia poziomu *argillic* (Systematyka gleb Polski 1989). Proces glebotwórczy obejmuje jedynie warstwy piaszczyste. W ich górnych partiach występuje wyraźne nagromadzenie związków żelaza, co uwidacznia się w postaci ich rdzawego zabarwienia. Poziomy te morfologicznie przypominają poziomy *cambic* występujące w opisanych powyżej glebach płowych zbrunatniałych. W odróżnieniu od nich mają jednak zdecydowanie mniejszą zawartość frakcji części spławialnych, zbyt małą, aby można było zaklasyfikować je jako poziomy brunatnienia. Spełniają natomiast kryteria poziomów wzbogacania *sideric* – charakterystycznych dla gleb rdzawych: nie zawierają węglanów, mają odczyn kwaśny, strukturę słaboagregatową, są jednolite bez nacieków i kongrecji żelazistych, a stopień nasycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym nie przekracza 30%.

Wszystkie badane gleby dwudzielne, niezależnie od ich typu, wytworzone zostały z osadów niejednorodnych litologicznie. Są to prawdopodobnie piaszczyste osady ablacyjne przykrywające gliny bazalne (Niewiarowski 1973, Niewiarowski, Wysota 1986). W jednym profilu zamiast warstwy ablacyjnej, na glinie zalega piasek fluwioglacjalny. Geologiczny charakter pionowych zmian uziarnienia w obrębie analizowanych profili potwierdzają cechy morfologiczne (ostra granica między spągami warstw piaszczystych i stropem glin) i zróżnicowane wartości wskaźników granulometrycznych [A, B, C, D, E], stosowanych powszechnie w gleboznawstwie jako indykatorem homo- lub heterogeniczności substratu glebowego (Kowalkowski, Prusinkiewicz 1963; Prusinkiewicz 1969). Przykłady zróżnicowania wskaźników granulometrycznych w badanych glebach o dwudzielnym uziarnieniu różnego typu przedstawiono na rycinie 2.

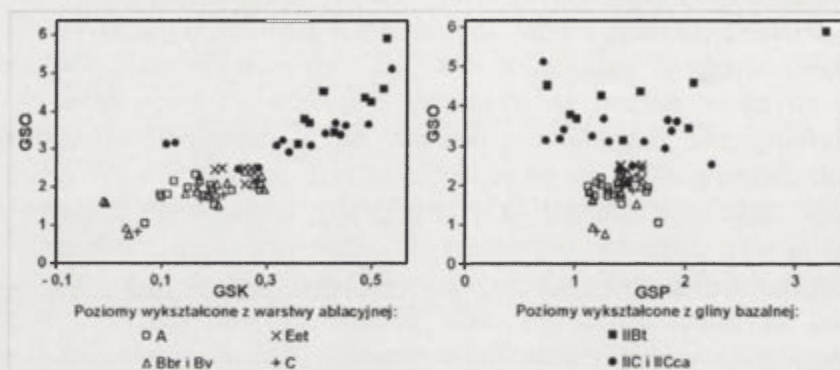


Ryc. 2. Pionowa zmienność wartości wskaźników granulometrycznych w różnego typu glebach dwudzielnych Pojezierza Brodnickiego (w przedziałach podano wielkości frakcji porównywanych w poszczególnych wskaźnikach)

Wskaźniki sedymentologiczne Folka i Warda potwierdzają zróżnicowanie litologiczne górnych i dolnych poziomów analizowanych profili glebowych, wykazane wskaźnikami granulometrycznymi (ryc. 3). Na wszystkich wykresach próbki można podzielić na dwie zasadnicze grupy o odmiennej litogenezie. Pierwszą grupę stanowią próbki z poziomów wytworzonych w warstwie ablacyjnej. Są to poziomy próchniczne (A), poziomy wzbogacania *in situ* w pedogeniczne żelazo (Bv i Bbr), poziomy wymywania *luvic* (Eet) i skały macierzyste gleb

rdzawych (C). W drugiej grupie znajdują się wszystkie poziomy iluwialne (IIBt), skały macierzyste gleb pływych i warstwy gliny bazalnej z profili gleb rdzawych niecałkowitych nie objęte pedogenezą (IIC i IICca).

Gleby płowe i rdzawe niecałkowite tworzą na terenie Pojezierza Brodnickiego wyjątkowo skomplikowaną plamistą strukturę pokrywy glebowej. Jedynym czynnikiem glebotwórczym, powodującym różnice w pedogenezie omawianych gleb dwudzielnych, jest uziarnienie warstwy ablacyjnej. Warunki geochemiczne, bioklimatyczne i hydrologiczne we wszystkich analizowanych pedonach sprzyjają rozwojowi procesu lessiważu. Pierwotna pokrywa ablacyjna różniła się jednak znacznie pod względem uziarnienia. W wielu miejscach materiał ablacyjny zawierał pierwotnie bardzo małe ilości frakcji części sflawialnych. Proces eluwacji nie zachodził



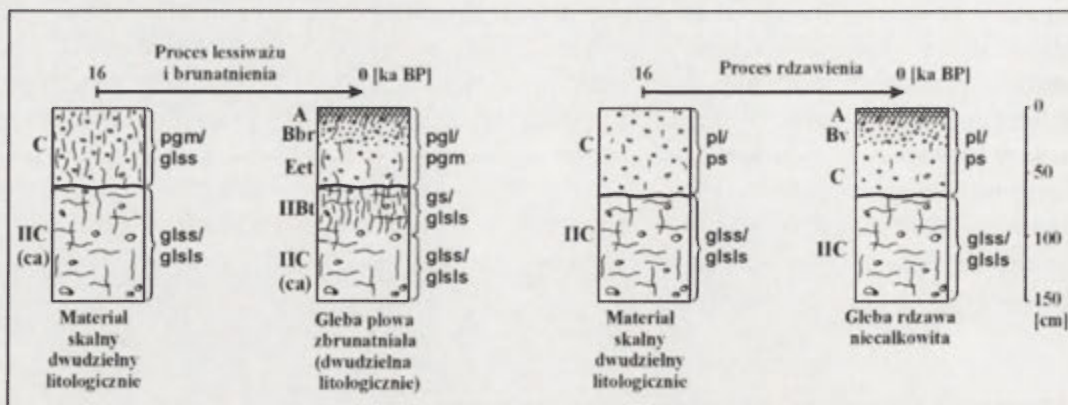
Ryc. 3. Porównanie wskaźników sedimentologicznych

lub jego intensywność była tak mała (z powodu braku frakcji, która mogłaby być wymyta), że nie doszło do wykształcenia poziomów wzbogacania *argillic*. W osadach tych dominował proces rdzawienia. W materiale ablacyjnym zawierającym większe ilości frakcji sflawialnych, nastąpiło ich częściowe wymycie i nagromadzenie w poziomach iluwialnych wykształconych w sople niżej zalegającej gliny bazalnej. Proces brunatnienia jest procesem nakładającym się obecnie na poziomy eluwialne, które prawdopodobnie wykształciły się w optimum atlantyckim. Jednoznaczne określenie zmian natężenia obu tych procesów w różnych okresach rozwoju gleb wymaga jednak przeprowadzenia dalszych, szczegółowych badań.

Czy istnieje zatem możliwość wyznaczenia ścisłego kryterium rozróżniania obu wariantów rozwoju procesów glebotwórczych na podstawie obecnego uziarnienia poziomów piaszczystych? Pomimo znacznego podobieństwa cech granulometrycznych wszystkich poziomów wytworzonych z materiału ablacyjnego i fluwioglacjalnego (ryc. 3), widoczne jest pewne różnicowanie uziarnienia w poziomach piaszczystych gleb pływych i rdzawych niecałkowitych. Potwierdza to analiza skupień wykonana za pomocą programu MVSP 3.1² dla poziomów wykształconych z piasków naglinowych: Bbr, Bv, Eet i C. W analizie tej nie uwzględniono poziomów próchnicznych ze względu na możliwość wpływu różnych dodatkowych czynników epigenetycznych modyfikujących ich uziarnienie. Analiza skupień wykonana metodą średnich połączeń na podstawie uziarnienia próbek (zawartości trzech głównych frakcji: piasku, pyłu i części sflawialnych) ukazała ich zróżnicowanie na trzy grupy: materiału fluwioglacjalnego, materiału ablacyjnego w glebach pływych i ablacyjnego w glebach rdzawych (ryc. 4A). Poziomy piaszczyste gleb pływych i rdzawych niecałkowitych tworzą też odmienne grupy zależnie od zawartości samych tylko frakcji części sflawialnych (ryc. 4B). Na podstawie udziału tych frakcji można opracować wiarygodne kryterium podziału osadów warunkujących różny kierunek procesów glebotwórczych.

Materiał ablacyjny gleb pływych charakteryzuje się większą zawartością części sflawialnych niż w glebach rdzawych niecałkowitych (ryc. 5). W przypadku pierwszych gleb jest to piasek gliniasty lekki lub mocny, w glebach rdzawych niecałkowitych – piasek luźny i sabo

Schemat różnego rozwoju procesów glebotwórczych w zależności od pierwotnego uziarnienia pokrywy ablacyjnej przedstawia rycina 6.



Ryc. 6. Schemat rozwoju gleb płowych zbrunatniałych i rdzawych niecałkowitych z utworów dwudzielnych litologicznie o różnym uziarnieniu warstwy pokrywowej

4. Wnioski

Przeprowadzone badania pozwalają na sformułowanie następujących wniosków dotyczących uwarunkowań rozwoju procesów glebotwórczych w utworach dwudzielnych litologicznie na terenie Pojezierza Brodnickiego:

- Czynnikiem determinującym rozwój różnych procesów glebotwórczych w osadach niejednorodnych litologicznie było pierwotne uziarnienie osadów powierzchniowych:
 - w osadach o uziarnieniu glin lekkich silnie spiaszczonych i piasków gliniastych mocnych zachodził proces lessiważu, na który nałożył się proces brunatnienia. Gleby te można zaklasyfikować jako gleby płowe zbrunatniałe;
 - w skałach ubogich we frakcje spławialne (piaski luźne i słabo gliniaste) dominował proces rdzawienia w wyniku którego powstały gleby rdzawe niecałkowite. Zalegająca głębiej glina bazalna nie wywarła wpływu na kierunek procesu glebotwórczego.
- Uziarnienie utworów powierzchniowych może być łatwym w zastosowaniu kryterium odróżniania gleb płowych od rdzawych niecałkowitych. Gleby płowe wytworzyły się jedynie z tych ablacyjnych pokryw naglinowych, w których obecnie zawartość części spławialnych przekracza 10%.

Literatura

- Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1997, *Geografia gleb*, PWN, Warszawa.
- Bednarek R., Dziadowiec H., Pokojka U., 2004, *Pedological aspects of variability*, Ecological Questions, 1, s. 35-41.
- Folk R. L., Ward W. C., 1957, *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*, J. of Sedim. Petrol., 27, 1, s. 124-136.
- Jenny H., 1941, *Factors of soil formation*, McGraw-Hill, New York.
- Kowalkowski A., Prusinkiewicz Z., 1963, *Wskaźniki granulometryczne jako kryterium jednorodności osadów lodowcowych*, Roczn. Glebozn., dodatek do tomu 13, s. 159-162.
- Kühn P., 2003, *Micromorphology and Late Glacial/Holocene genesis of Luvisols in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Germany)*, Catena, 54, s. 537-555.
- Miedema R., Koulechova I. N., Gerasimova M. I., 1999, *Soil formation in Gryzems in Moscow district: micromorphology, chemistry, clay mineralogy and particle sizedistribution*, Catena, 34, s. 315-347.
- Niewiarowski W., 1973, *Rzeźba terenu i budowa geologiczna Doliny Drwęcy i jej otoczenia (w granicach województwa bydgoskiego) i ich wpływ na zagrożenie erozją gleb*, AUNC, Geografia 9, 31, s. 44-45.
- Niewiarowski W., Wysota W., 1986, *Poziomy wysoczyznowe Wysoczyzny Brodnickiej*, AUNC, Geografia, 19, 60, s. 39-46.

- Nooren C. A. M., Breemen N., Stoorvogel J. J., Jongmans A. G., 1995, *The role of earthworms in the formation of sandy surface soils in a tropical forest in Ivory Coast*, *Geoderma*, 65, s. 135-148.
- Phillips J. D., 2001, *Contingency and generalization in pedology, as exemplified by texture-contrast soil*, *Geoderma*, 102, s. 347-370.
- Phillips J. D., 2004, *Geogenesis, pedogenesis and multiple causality in the formation of texture-contrast soils*, *Catena*, 58, s. 275-295.
- Prusinkiewicz Z., 1954, *Projekt klasyfikacji niecałkowitych utworów glebowych*, *Rocz. Glebozn.*, 3, s. 117-124.
- Prusinkiewicz Z., 1969, *Application of Multivariate Statistical Analysis and Computers in Investigations of the Genetic Homogeneity of Glacial Deposits*, *Zeszyty Naukowe UAM, Geografia*, 8, s. 149-165.
- Schaetzl R. J., 1996, *Spodosol-Alfisol intergrades: bisequal soils in NE Michigan, USA*, *Geoderma* 74, s. 23-47.
- Systematyka gleb Polski*, 1989, *Rocz. Glebozn.*, 40, 3/4.
- Standard Soil Color Charts*, 2000, Eijkelkamp.
- Switoniak M., 2002, *Litologiczne uwarunkowania procesu lessiważu w glebach Brodnickiego Parku Krajobrazowego*, Praca magisterska, Zakład Gleboznawstwa, UMK, Toruń.
- Zasoński S., 1983, *Główne kierunki glebotwórcze na utworach pyłowych Pogórza Wielickiego, Część II, Właściwości mikromorfologiczne*, *Rocz. Glebozn.*, 34, 4, s. 123-158.

Uwarunkowania przyrodnicze funkcjonowania krzyżackich jednostek administracji terytorialnej na przykładzie komturstwa rogozińskiego

Sebastian Tyszkowski

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Toruń

W okresie późnego średniowiecza działalność rolnicza była bardzo uzależniona od środowiska przyrodniczego. Tereny mające lepsze warunki stawały się obiektami rywalizacji i determinowały rozwój lokalnych społeczności. Przy równomiernym poziomie możliwości wykorzystania rolniczego ziemi, intensywność uzyskiwanych plonów zależała głównie od warunków naturalnych, takich jak: klimat, stosunki wodne, gleba oraz rzeźba terenu.

Proces formowania się na Ziemi Chełmińskiej jednostek terytorialnych państwa krzyżackiego rozpoczął się krótko po 1226 roku, czyli po darowaniu jej w lenno przez Konrada Mazowieckiego (Nowak 2000). Powstawały wówczas samodzielne jednostki, jakimi były komturstwa, oraz prawie zawsze podległe im wójtostwa i prokuratorstwa. Wśród pierwszych dwunastu komturstw w 1278 roku zostaje wydzielone komturstwo wielkądżdzkie a w 1285 roku komturstwo rogozińskie (rys.1). W 1318 roku pierwsze z nich z niewiadomych przyczyn zostaje rozwiązane. Zdania historyków w tej kwestii są podzielone, część uważa, że przyczyną tego stanu rzeczy mogły być powody polityczne i fiskalne (Jóźwiak 1997, Tandecki 2000), natomiast inni sądzą, że mogło być to związane z brakiem samowystarczalności gospodarczej (Poliński 2003). Do kolejnej istotnej zmiany doszło między latami 1326 a 1336, kiedy to urząd komtura w Rogoźnie zostaje zastąpiony stanowiskiem wójta, a do jego terenu przyłączone zostają byłe komturstwo wielkądżdzkie. Zmiana ta była o tyle interesująca, iż co się rzadko zdarzało, wójtostwo rogozińskie podległe było bezpośrednio wielkiemu mistrzowi z Malborka. Wiązało się to ze sprawowaniem przez niego bezpośredniej kontroli i czerpaniem pełni zysków z wymienionej jednostki terytorialnej. Historia istnienia komturstw, wójtostw i prokuratorstw kończy się w 1454 roku, kiedy to ziemia krzyżackie stały się własnością królewską.

Celem niniejszej publikacji jest przedstawienie wpływu warunków środowiskowych na rozwój jednej z jednostek administracji terytorialnej państwa krzyżackiego, jakim było komturstwo/wójtostwo rogozińskie, a poprzez to określenie przyczyn zaistniałych zmian administracyjnych.

W pracy podjęta została próba rekonstrukcji środowiska przyrodniczego w odniesieniu do potrzeb średniowiecznego rolnictwa, oraz odtworzenie parametrów ludnościowych i gospodarczych na wybranym terytorium.

Niniejsza publikacja powstała na podstawie pracy magisterskiej realizowanej w Instytucie Geografii UMK, pod opieką prof. dr hab. Leona Andrzejewskiego i dr Pawła Molewskiego, którym autor w miejscu chciałby podziękować za wiele cennych rad i wskazówek.

Opracowanie obejmuje w przybliżeniu okres między latami 1230-1334 (tzw. pierwszą fazę osadniczą), w których to dochodziło do formowania się wspomnianych jednostek terytorialnych, niemniej uwzględniono szersze ramy czasowe obejmujące XIII wiek i I połowę XIV wieku, służące do nakreślenia kontekstu przekształceń zachodzących w państwie krzyżackim. Rekonstrukcja środowiska przyrodniczego odniesiona została do późnego średniowiecza (od połowy XIII wieku do przełomu XV i XVI wieku wg Koli 1991).

Komturstwo rogozińskie znajdowało się w północnej części ziemi chełmińskiej, częściowo na pojezierzu chełmińskim i pojezierzu ławskim (wysoczyźnie chełmińskiej i łańskiejskiej), obejmując w przybliżeniu obszar o powierzchni 274 km².

Praca objęła głównie analizę źródeł kartograficznych, w skład których wchodziły m.in.: mapy F. L. Schröttera (1796-1802) w skali 1:50000, Topographische Karte 1909 w skali 1:25000, oraz współczesna mapa topograficzna 1:50000 i mapa glebowo-rolnicza 1:25000. W przedstawieniu zagadnień historycznych i archeologicznych nawiązywano głównie do prac



Rys. 1. Położenie komturstwa rogozińskiego i wieldzadzkiego na tle głównych jednostek administracji terytorialnej państwa krzyżackiego w ziemi chełmińskiej (wg Poliński 2003)

1 - komturstwo bierzgłowskie, 2 - komturstwo dzierzgońskie, 3 - komturstwo golubskie, 4 - komturstwo grudziądzkie, 5 - komturstwo kowalewskie, 6 - komturstwo nowochełmińskie, 7 - komturstwo papowskie, 8 - komturstwo pokrzywieńskie, 9 - komturstwo radzyńskie, 10 - komturstwo/wójtostwo rogozińskie, 11 - komturstwo starogrodzkie, 12 - komturstwo toruńskie, 13 - komturstwo/prokuratorstwo unisławskie, 14 - komturstwo wieldzadzkie, 15 - komturstwo ziemi chełmińskiej, 16 - biskupstwo chełmińskie, 17 - biskupstwo płockie, 18 - biskupstwo sambijskie, 19 - szpital Św. Ducha w Toruniu, 20 - klasztor benedyktynek w Toruniu, 21 - klasztor cysterek w Chełmnie

Józwiaka (1997) i Polińskiego (2001, 2003). Całość materiałów została opracowana w środowisku oprogramowania ESRI – ArcGIS 9.0.

Przy rekonstrukcji środowiska jako pierwszy element uwzględnione zostały warunki klimatyczne. Z racji prowadzonej analizy porównawczej obu komturstw leżących w niewielkiej odległości od siebie, skoncentrowano się na określeniu regionalnej charakterystyki termicznej i ustaleniu czy zmiany warunków klimatycznych mogły powodować niedobór zbiorów lub prowadzić do generowania nadwyżek z racji bardziej urodzajnych lat. Okres przełomu XIII i XIV wieku charakteryzował się wysokimi temperaturami i względnie dużą wilgotnością w stosunku do ostatniego tysiąclecia (Kosiba 1962, Glaser 2001). Pierwsza fala ochłodzenia nastąpiła dopiero w 2 poł. XIV wieku. Można tym samym wyeliminować możliwość połączenia komturstw wskutek nagłych niekorzystnych zmian klimatycznych, drastycznie wpływających na możliwość produkcji rolnej.

Na obszarze komturstwa rogozińskiego pierwsze zmiany w sieci hydrologicznej zapoczątkowane zostały już w średniowieczu, głównie przez kolonistów niemieckich i holenderskich. Polegały one głównie na melioracjach, osuszeniach płytkich zbiorników wodnych i mokradel, często w celu włączenia ich w obręb terenów uprawnych. Do istotnych przekształceń doszło również w trakcie budowy i użytkowania młynów wodnych, czego dobrym przykładem może być stanowisko w Słupskim Młynie na rzece Osie (Podgórski 1996). W trakcie analizy sieci hydrograficznej główny nacisk położono na ustalenie średniowiecznych obiektów powierzchniowych i ocenę sposobu ich użytkowania.

Zmiany w rzeźbie terenu na omawianym obszarze związane były głównie z lokalizacją osiedli mieszkalnych i eksploatacją surowców mineralnych. Objęły jednak bardzo niewielkie obszary w stosunku do powierzchni całego komturstwa, a dodatkowo można przypuszczać, że były one wyłączone z upraw już w czasach średniowiecza. Można przyjąć, iż zmniejszenie powierzchni uprawnych na skutek zmiany rzeźby zachodziło w niewielkim stopniu. Formy antropogeniczne znacznych fragmentów wysoczyzny morenowej pomiędzy Grudziądzem

i Łasinem zajmują 0,32% (wliczając m.in. obszary meliorowane i osiedla ludzkie) (Podgórski 1996). Powierzchnie o niekorzystnym nachyleniu terenu, występujące głównie w dolinach rzek Osy i Gardeji, zostały również wyeliminowane z powierzchni mogących być pod uprawą w późnym średniowieczu.

Rekonstrukcja pokrywy glebowej stanowiła jeden z trudniejszych elementów opracowania. Jej dokładna analiza możliwa jest niemal wyłącznie przy dokonaniu powierzchniowych badań terenowych. Uwzględniono jednak najczęściej zachodzące zmiany, jak np. powstawanie gleb brunatnych z gleb glejowych na skutek procesu brunatnienia po melioracjach, lub wyługowanie i przemywanie gleb brunatnych prowadzące do powstania gleb płowych.

Zasięg lasów w okresie funkcjonowania komturstwa rogozińskiego, obok jakości gleb, jest najbardziej istotnym elementem pracy. Prowadzi do eliminacji z przeliczeń powierzchni użytkowanych współcześnie przez rolnictwo, a będących pokrytymi lasem w średniowieczu. W celu odtworzenia średniowiecznego zasięgu lasów użyto map E. Schrottera z końca XVII wieku. Mapy te uznawane są przez wielu badaczy za pierwsze wiarygodne źródło kartometryczne, mogące służyć do tego typu prac (por. Podgórski 1996, Buczek 1960). Pozostaje jednak problem zmian w pokryciu terenu od XIV do XVII wieku. Jednak z reguły w literaturze przyjmuje się, iż zasięg lasów pod koniec średniowiecza i w XVIII wieku był zbliżony (Buczek 1960, Kola 1991, Podgórski 1996).

W analizie uwzględniono także badania Śląskiego (1951) obejmujące zmiany powierzchni lasów na Pomorzu. Autor ten przyjmuje, że od okresu XII i XIII do lat 1740-1780 zmniejszyła się ona o 25%. Wykorzystując powyższe założenia i analizę materiałów kartograficznych obliczono, że w okresie XVIII wieku tereny zalesione obejmowały 15,2% powierzchni komturstwa, a obecnie wynoszą 11,9%.

Po uwzględnieniu wszystkich wspomnianych czynników obliczono potencjalną powierzchnie upraw w okresie późnego średniowiecza z podziałem na typy genetyczne i klasy bonitacyjne gleb.

Dalszym etapem stało się określenie zaludnienia komturstwa rogozińskiego. Zastosowano tu metodę zaproponowaną przez Ładogórskiego (1958) uwzględniającą liczbę osad wiejskich, gospodarstw wiejskich i ich przeciętną powierzchnię oraz przeciętną liczbę mieszkańców jednego gospodarstwa wiejskiego. Na omawianym obszarze wyróżniono 18 osad wiejskich, 3 grody, 1 zamek, 1 gród domniemany oraz 2 osady nieokreślone (Poliński 2001, 2003). Po przeprowadzeniu obliczeń uzyskano prawdopodobną liczbę mieszkańców wynoszącą 3300 osób.

Według wskaźników gospodarczych i żywieniowych gospodarstw rolnych zaproponowanych przez Rutkowską-Płachcińską (1978), minimalne zapotrzebowanie produkcji zbóż w komturstwie rogozińskim wynosiło 3000 ton rocznie.

W dalszej kolejności obliczono potencjalną produkcję na obszarze komturstwa. Posłużono się założeniami Skodlarskiego (2000), który przyjmuje, że produktywność w okresie późnego średniowiecza dla gleb średnich wynosiła od 5,5 do 6,9 ton z łana (1 łan – 16,8 ha). W celu uzyskania porównywalnych wyników, w niniejszej pracy przyjęto wartość 5,88 ton z łanu (350kg/ha), (Charysz-Piernicka 2004). Pod uwagę wzięto powierzchnie glebowe z kompleksów bonitacyjnych od 1 do 9, mogących być pod uprawą w okresie późnego średniowiecza. Potencjalna wartość produkcji zbóż, obliczona po uwzględnieniu wielkości powierzchni rolnych, plonu uśrednionego (350 kg/ha), mnożnika produktywności gleb oraz dwuletniego odłogowania pól, w badanym okresie wynosiła około 4010 ton (tab.1). Nadwyżka produkcji mogła wynosić 1010 ton, co stanowi ponad 25% produkcji. Ponadto przy uwzględnieniu skrajnych wartości wydajności produkcji podawanych przez Skodlarskiego (2000), nawet przy niesprzyjających sezonowych warunkach klimatycznych wartość produkcji nie powinna spadać poniżej 3000 ton. Należy tu przytoczyć podobne wyliczenia Charysz-Piernickiej (2004) dla komturstwa wieldządzkiego, w którym to warunki przyrodnicze również pozwalały na generowanie istotnych nadwyżek w produkcji rolnej.

Tabela 1. Produktywność rolniczej przestrzeni produkcyjnej komturstwa rogozińskiego

Numer kompleksu	Nazwa kompleksu	Powierzchnia [ha]	Powierzchnia gleb [%]	Plon uśredniony [t]*	Mnożnik produktywności gleby	Plon rzeczywisty [t/rok]
1	pszenny bardzo dobry	49,2	0,23	17,2	1,4	24,1
2	pszenny dobry	10469,1	49,64	3664,2	1,3	4763,4
3	pszenny wadliwy	2008,2	9,52	702,9	1,2	843,4
4	żytni bardzo dobry	2811,1	13,33	983,9	1,1	1082,2
5	żytni dobry	1332,9	6,32	466,5	1,0	466,5
6	żytni słaby	659,2	3,13	230,7	0,9	207,6
7	żytni bardzo słaby	223,7	1,06	78,3	0,8	62,6
8	zbożowo-pastewny mocny	2300,3	10,91	805,1	0,7	563,5
9	zbożowo-pastewny słaby	56,0	0,27	19,6	0,6	11,7
2z	użytki zielone dobre	592,3	2,81	207,3	-	-
3z	użytki zielone słabe	586,0	2,78	205,1	-	-
SUMA	-	21088,0	100,00	7380,8	-	8025,3**

* Plon uśredniony 0,35 t zboża z 1 ha wg Skodlarskiego (2000)

** Wartość nie uwzględniająca odlogowania

Przeprowadzone analizy pozwalają na stwierdzenie, że warunki naturalne nie były przeszkodą w rozwoju komturstwa rogozińskiego i wieldzładzkiego. Poglądy, iż połączenie komturstwa rogozińskiego i wieldzładzkiego spowodowane było brakiem samowystarczalności jednej z jednostek wydają się być nieuzasadnione (Poliński 2003). Ich połączenie według autora spowodowane mogło być dwoma czynnikami. Pierwsze z nich to mała ilość jednostek osadniczych w komturstwie wieldzładzkim, co utrudniało zarządzanie i mogło nie pozwalać na pełne wykorzystanie zasobów przyrodniczych. Po drugie scalenie owych jednostek terytorialnych i bezpośrednie podporządkowanie wielkiemu mistrzowi może świadczyć o relatywnie dużych możliwościach produkcyjnych i chęci maksymalizacji korzyści finansowych.

Powyższa praca nie daje wprawdzie jednoznacznej odpowiedzi na pytanie, co było bezpośrednią przyczyną zmian terytorialnych, pozwala jednak wyeliminować kilka hipotez oraz wykazać możliwości, jakie dawało dla rozwoju gospodarczego środowisko geograficzne w okresie późnego średniowiecza. Ukazuje również wpływ warunków przyrodniczych na politykę wewnętrzną państwa krzyżackiego.

Literatura

- Buczek K., 1960, *Ziemia polski przed tysiącem lat (Zarys geograficzno-historyczny)*, Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Prace Komis. Nauk. Hist. PAN, 5, Warszawa-Kraków.
- Charysz-Piernicka J., 2004. *Uwarunkowania fizycznogeograficzne rozwoju gospodarczego krzyżackich jednostek administracji terytorialnej na przykładzie komturstwa wieldzładzkiego*, maszynopis pracy magisterskiej, IG UMK, Toruń ss. 60.
- Jóźwiak S., 1997, *Powstanie i rozwój struktury administracyjno-terytorialnej zakonu krzyżackiego na Kujawach i w ziemi chełmińskiej w latach 1246-1343*, TNT, Toruń.
- Kola A., 1991, *Grody ziemi chełmińskiej w późnym średniowieczu*, Prace Archeolog., 9, Toruń.
- Ładogórski T., 1958, *Studia nad zaludnieniem Polski w XIV wieku*, Wrocław.
- Maruszczak H.; 1988; *Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych*, [w:] Starkel L. (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk-Łódź, s. 109-135.
- Podgórski Z. 1996, *Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu województwa toruńskiego*, Stud. Soc. Sc. Tor., sec. C. Vol. X, 4, Toruń.
- Poliński D., 2001, *Źródła archeologiczne do studiów nad późnośredniowiecznym osadnictwem wiejskim w ziemi chełmińskiej*, UMK, Toruń.
- Poliński D., 2003, *Późnośredniowieczne osadnictwo wiejskie w ziemi chełmińskiej*, UMK, Toruń.

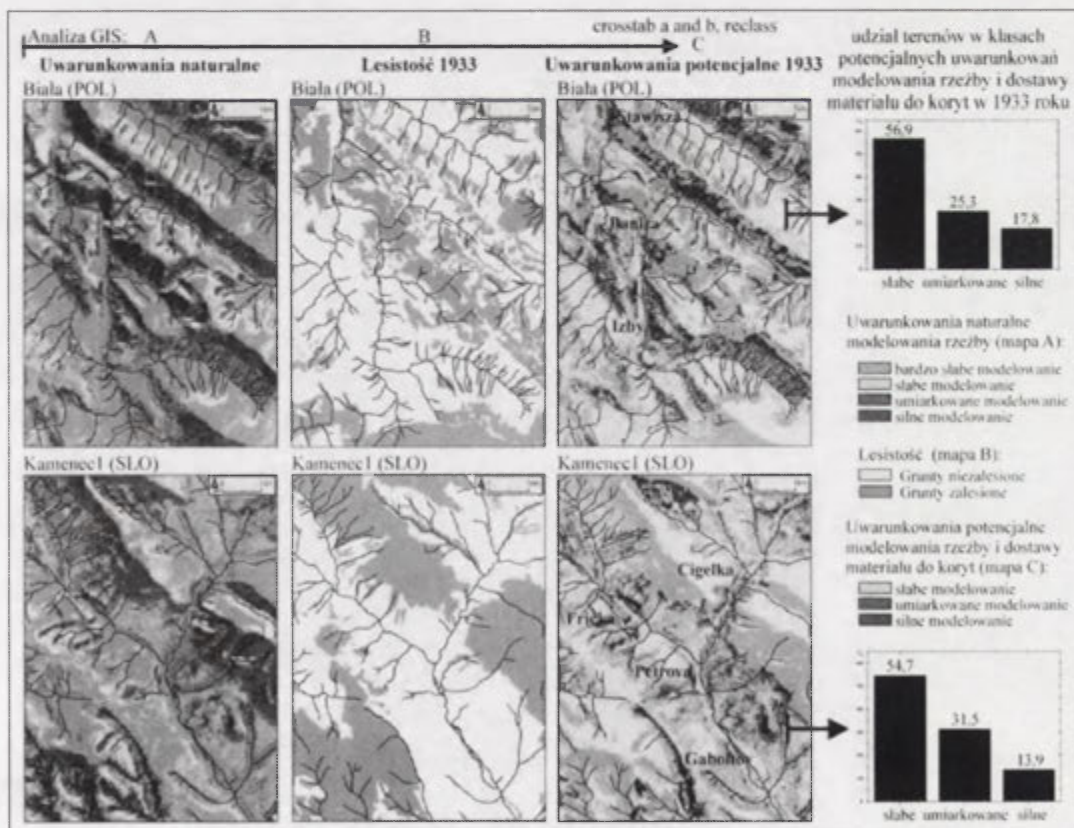
- Rutkowska-Płachcińska A. (red.), 1978, *Historia kultury materialnej Polski w zarysie, T. II Od XIII do XV wieku*, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk.
- Skodlarski J., 2000, *Zarys historii gospodarczej Polski*, Warszawa-Lódź.
- Ślaski K., 1951, *Zasięg lasów Pomorza w ostatnim tysiącleciu*, Przegląd Zachodni. 5-6, Poznań, s. 208-263.

Zmiany lesistości jako element cyfrowego modelu potencjalnego zróżnicowania morfodynamiki w zlewniach Beskidu Niskiego

Witold Warcholik

Instytut Geografii, Akademia Pedagogiczna, Kraków

Jednym z elementów cyfrowych modeli potencjalnych uwarunkowań modelowania rzeźby i dostawy materiału do koryt jest parametr charakteryzujący zmiany użytkowania ziemi. Tego typu modele, oparte na cyfrowych bazach danych, wygenerowanych na podstawie pomiarów terenowych i archiwalnych materiałów kartograficznych, charakteryzują się dużym stopniem złożoności. Wartości wynikowe modelu są wypadkową wielu zmiennych, takich jak m. in. ukształtowanie terenu, wielkość i przestrzenne zróżnicowanie opadów atmosferycznych, rozmieszczenie terenów zalesionych, właściwości gleb i lokalne stosunki hydrologiczne. W przypadku modelu XX-wiecznych potencjalnych uwarunkowań modelowania rzeźby w polskich i słowackich zlewniach zachodniej części Beskidu Niskiego za istotny element należy uznać zmiany lesistości. Granica państwowa predysponowała występowanie odmiennych antropogenicznych uwarunkowań czasowych i przestrzennych zmian powierzchni leśnej w poligonach GIS obejmujących źródłowe partie zlewni cieków: Biała Dunajcowa, Ropa, Regetówka (dopływ Ropy) oraz słowackich dopływów Topli: Sverzovka, Kamenec 1 (dopływ Sverzovki) i Kamenec 2 (dopływ Topli). Odnotowano m.in. trzykrotnie większy procentowy wzrost lesistości w latach 1933-1975 w

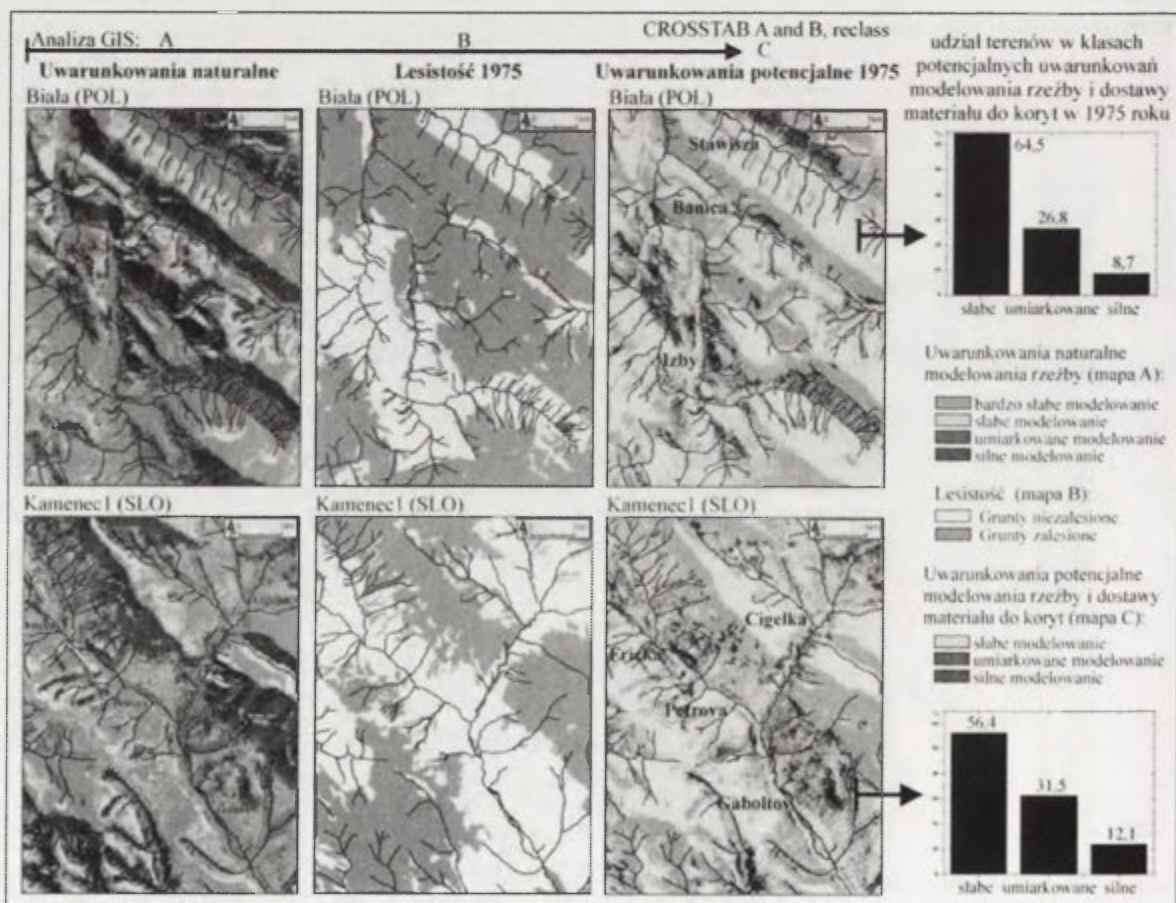


Ryc.1. Porównanie potencjalnych uwarunkowań modelowania rzeźby i dostawy materiału do koryt (uwarunkowania naturalne, lesistość) w 1933 roku w polskich i słowackich zlewniach zachodniej części Beskidu Niskiego

przypadku zlewni znajdujących się w obszarze Polski niż w zlokalizowanych na terenie Słowacji, a wartość wskaźnika rozwinięcia lesistości w latach 1933–1975 w zlewniach polskich istotnie wzrosła: Biała 0,47–0,75, Ropa 0,30–0,68, Regetówka 0,43–0,83, gdy w przypadku zlewni słowackich odnotowano tylko jego minimalne wzrosty: Kamenec1 0,75–0,80, Sverzovka 0,73–0,73, Kamenec2 0,62–0,74 (Warcholik 2005). Należy nadmienić, iż zawarte w zaproponowanym modelu czasowe i przestrzenne zmiany lesistości również stanowią element w znacznej mierze uproszczony, istotny jest bowiem także typ lasu, jego skład gatunkowy, wiek, zwarcie itp.

Uzyskany z analiz GIS obraz potencjalnych naturalnych uwarunkowań modelowania rzeźby i dostawy materiału do koryt w Beskidzie Niskim, uwzględniający m.in. wysokość n.p.m., nachylenia, ekspozycje i odległości od cieków (Pietrzak, Horbacewicz 2001, Świąchowicz 1999), charakteryzują niewielkie różnice w badanych parach poligonów polskich i słowackich w zakresie uwarunkowań bardzo słabych i słabych: w poligonach Biała Dunajcowa (Pol) i Kamenec1 (Slo): 69% i 67% ich powierzchni, w poligonach Regetówka (Pol) i Kamenec2 (Slo): 88% i 86%, a nieznacznie większe dysproporcje w poligonach Ropa (Pol) i Sverzovka (Slo): 84% i 75%. Uwarunkowania silne wykazywały lokalne zróżnicowanie w zakresie par poligonów: w zlewni Białej Dunajcowej odsetek powierzchni objętej tymi uwarunkowaniami był dwukrotnie większy niż w zlewni Kamenca 1 (18% i 9%), w zlewni Regetówki i Kamenca2: 4% i 2%, natomiast odwrotna tendencja miała miejsce w zlewni Ropy i Sverzovki: 4% i 8%.

Analiza krzyżowa powyższych cyfrowych baz danych o uwarunkowaniach naturalnych z bazami danych o lesistości w 1933 i 1975 roku miała na celu określenie, w jakim stopniu wpływ gospodarowania zasobami leśnymi stabilizował lub modyfikował stwierdzone naturalne

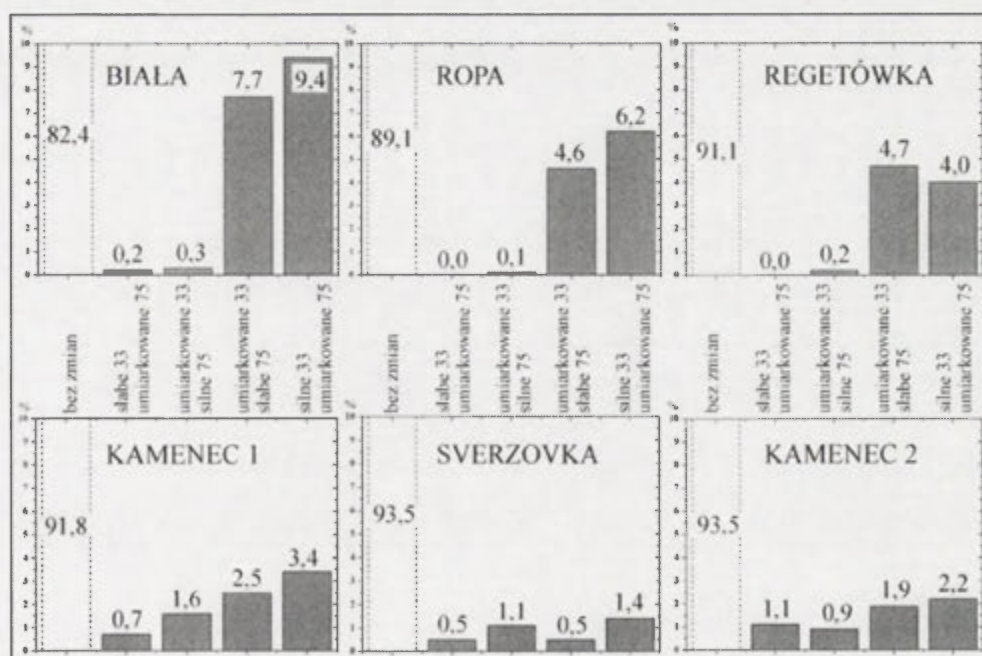


Ryc. 2. Porównanie potencjalnych uwarunkowań modelowania rzeźby i dostawy materiału do koryt (uwarunkowania naturalne, lesistość) w 1975 roku w polskich i słowackich zlewniach zachodniej części Beskidu Niskiego

uwarunkowania modelowania rzeźby i dostawy materiału do koryt (ryc. 1, ryc. 2). Przyjęto bowiem iż najmniejsze natężenie procesów stokowych ma miejsce na gruntach zalesionych (Słupik 1986, Gil 1986).

W przypadku pary poligonów Biała Dunajcowa i Kamenecl w pierwszym z wymienionych poligonów w 1933 roku uwzględnienie użytkowania ziemi nie wpłynęło na zmianę udziału terenów o silnych potencjalnych uwarunkowaniach modelowania rzeźby, zaznaczył się jednak spadek udziału terenów o słabych uwarunkowaniach modelowania. W zlewni Kamenecl uwzględnienie niskiej lesistości w 1933 roku wpłynęło na zwiększenie się odsetka terenów o silnych uwarunkowaniach modelowania rzeźby i dostawy materiału do koryt, odnotowano tu również zmniejszenie się udziału obszarów w klasie słabych uwarunkowań modelowania. W pozostałych parach poligonów uwzględnienie silnej presji rolnej w 1933 roku spowodowało zwiększenie się odsetka terenów o silnych uwarunkowaniach modelowania rzeźby oraz spadek udziału terenów o uwarunkowaniach słabych, w porównaniu z analogiczną klasyfikacją uwzględniającą tylko uwarunkowania naturalne i tylko w zlewni Sverzovki czynnik użytkowania ziemi w 1933 roku nie wpłynął na rozkład potencjalnych uwarunkowań modelowania rzeźby i dostawy materiału do koryt.

W zlewni Białej D. w wyniku postępującej sukcesji wtórnej odnotowano w 1975 roku dwukrotnie niższe odsetki terenów o silnych potencjalnych uwarunkowaniach modelowania rzeźby i dostawy materiału do koryt niż w roku 1933. Tereny w klasie zmian z uwarunkowań silnych na umiarkowane zajęły 9% powierzchni poligonu i prawie 8% w klasie zmian z uwarunkowań umiarkowanych na słabe (ryc. 3). Odpowiednio odsetki w tych klasach dla poligonu Kamenecl były trzykrotnie niższe. Podobne dysproporcje odnotowano w dwóch pozostałych parach poligonów. W klasie zmian uwarunkowań z silnych na umiarkowane odsetki w zlewni Ropy były czterokrotnie wyższe niż w zlewni Sverzovki, a w zlewni Regetówki dwukrotnie wyższe niż w zlewni Kamenecl. W przypadku klasy zmian z uwarunkowań umiarkowanych na słabe w zlewni Ropy ich udziały były aż dziewięciokrotnie wyższe niż w zlewni Sverzovki, a w zlewni Regetówki ponad dwukrotnie.



Ryc. 3. Porównanie procentowych udziałów terenów w klasach zmian potencjalnych uwarunkowań modelowania rzeźby i dostawy materiału do koryt w latach 1933-1975 w zlewniach polskich i słowackich

Udziały terenów w klasach zmian potencjalnych uwarunkowań modelowania rzeźby i dostawy materiału do koryt słabych na umiarkowane i umiarkowanych na silne był w poligonach

polskich znikomy i w żadnym z przypadków nie przekroczył 0,3%. W zlewniach słowackich udziały te były znacząco większe, lecz tylko w przypadku zlewni Sverzovki osiągnęły poziom zbliżony do zmian na wyższe stopnie uwarunkowań.

Literatura

- Gil E., 1986, *Rola użytkowania ziemi w przebiegu splywu powierzchniowego i splukiwania na stokach fliszowych*, Przegląd Geograficzny, 58, 1-2, s. 51-65.
- Pietrzak M., Horbacewicz A., 2001, *Zastosowanie GIS do oceny morfodynamiki obszaru użytkowanego rolniczo*, [w:] *Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim*, t. 1, IGiGP UJ, Kraków, s. 9-19.
- Słupik J., 1986, *Ocena metod badań roli użytkowania ziemi w przebiegu splywu wody i erozji gleb w Karpatach*, Przegląd Geograficzny, 58, 1-2, s. 41-48.
- Świąchowicz J., 1999, *Dynamika odprowadzania materiału ze zlewni pogórskiej*, maszynopis pracy doktorskiej, IGiGP UJ, Kraków.
- Warcholik W., 2005, *Rejestracja różnic w przebiegu granicy rolno-leśnej w Beskidzie Niskim na obszarze Polski i Słowacji (1933-1975) z wykorzystaniem GIS*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich PAN, 51, s. 59-69.

Rola Kotliny Toruńskiej w ewolucji pradoliny Noteci-Warty

Piotr Weckwerth

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwarторzędu, Instytut Geografii UMK, Toruń

1. Ewolucja Kotliny Toruńskiej w świetle rozwoju pradoliny Noteci-Warty

Kotlina Toruńska, stanowiąca wschodni człon pradoliny Noteci-Warty, była w czasie recesji czoła lądolodu vistuliańskiego ważnym węzłem hydrologicznym, łączącym doliny Drwęcy, Brdy i Wisły (Galon 1934, 1953, 1961, 1968, Niewiarowski 1968, 1969, Wiśniewski 1976, 1990). Ewolucja pradoliny Noteci-Warty wiązała się z możliwością koncentracji wód roztopowych i wód Wisły w Kotlinie Toruńskiej oraz ich dalszym przepływem na zachód. Powyższą zależność rozwoju pradoliny od ewolucji Kotliny Toruńskiej postulowano w pierwszych pracach dotyczących geomorfologii tych form. Badacze niemieccy łączyli powstanie pradoliny z przepływem wód roztopowych w kierunku zachodnim, podczas fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia (Maas 1904a, b, Woldsted 1932, Ost 1935). K. Keilhack (1904) wysunął koncepcję istnienia zastoiska w Kotlinie Toruńskiej położonego w poziomie o wysokości 70-75 m n.p.m. W obniżaniu się poziomu wód w tym zastoisku upatrywano powstanie w pradolinie terasy środkowej o wysokości 55 m n.p.m., związanej z odpływem wód na zachód, zaś terasę dolną łączono z odpływem wód Wisły na północ poniżej Fordonu, w kierunku Zatoki Gdańskiej. G. Maas (1904a, b), na podstawie przecinania się biegu pradoliny toruńsko-egerswaldzkiej z ciągami moren czołowych, stwierdził, że pradolina ta nie jest formą jednorodną, a powstała z połączenia różnych zastoisk. Według S. Lencewicza (1922, 1923) kotliny w dolinie dolnej Wisły, tj. Warszawska, Płocka i Toruńska, funkcjonowały początkowo oddzielnie. W Kotlinie Toruńskiej miało wytworzyć się zastoisko, a jego zanik umożliwił połączenie kotlin. Powstanie niektórych poziomów terasowych S. Lencewicz powiązał z przepływem wód Drwęcy oraz Drwęcy i Wisły w kierunku pradoliny Noteci-Warty. Przepływ wód pradoliną miał się zakończyć w wyniku tektonicznego podnoszenia się działu wodnego pomiędzy Brdą a Notecią.

Swój pogląd na rozwój geomorfologiczny pradoliny Noteci-Warty i Kotliny Toruńskiej wyraził również R. Galon (1934, 1961, 1968). W pradolinie Noteci-Warty wydzielił on pięć teras, które mają swoją kontynuację również w Kotlinie Toruńskiej. Wyniki badań nad rozwojem doliny i sandru Brdy R. Galon (1953) przeniósł na cały system pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, określając etapy rozwoju późnovistuliańskiej sieci hydrograficznej Niżu Polskiego. Wydzielił on tu jedenaście teras, z których najstarsza (terasa XI) utworzyła się podczas fazy pomorskiej. Terasy VI-IX powstały podczas bifurkacji wód pod Fordonem. Wody te miały kierować się na zachód pradoliną Noteci-Warty oraz na północ, w stronę Basenu Grudziądzkiego. Według R. Galona (1961, 1968) od allerödu lub jak twierdzi B. Augustowski (1982) od böllingu, odpływ bifurkacyjny przekształcił się w przepływ skierowany wyłącznie na północ. Podobnie wcięcie się wód Wisły w poziom terasy VI A. Tomczak (1987) datuje na przełom najstarszego dryasu i böllingu.

Główne etapy rozwoju Kotliny Toruńskiej, a tym samym i pradoliny Noteci-Warty, są powiązane z ewolucją odwodnienia w jej północnym i wschodnim otoczeniu. W. Niewiarowski (1959, 1968, 1969), w wyniku badań geomorfologicznych Wysoczyzny Chełmińskiej i doliny Drwęcy, opracował model ewolucji plenivistuliańskiej sieci hydrograficznej w rejonie Kotliny Toruńskiej. Początki rozwoju sieci hydrograficznej według W. Niewiarowskiego należy upatrywać już w czasie recesji czoła lądolodu subfazy krajeńsko-wąbrzeskiej (Niewiarowski 1969, 1983). Cała pradolina zaczęła jednak kształtować się od czasu fazy pomorskiej ostatniego

złodowacenia na linii starszej doliny (sprzed ostatniego złodowacenia, Galon 1929, 1968, Gadomska 1957, Kozarski 1962). W swej części zachodniej powstała wcześniej i była wykorzystywana przez lokalne szlaki sandrowe już w trakcie recesji łądolodu subfazy chodzieskiej oraz w czasie oscylacji wyrzyńskiej i strączyńsko-zawadzkiej (Kozarski 1962).

Nieco odmienny pogląd na rozwój odwodnienia w rejonie Kotliny Toruńskiej przedstawił E. Wiśniewski (1976, 1982). Ważny dla ewolucji pradoliny Noteci-Warty początek włączenia się wód Wisły z Kotliny Płockiej do pradoliny Noteci-Warty autor ten wiąże z terasą IX. Kwestionuje on również istnienie bifurkacji wód Wisły pod Fordonem i jest zdania, że skierowanie się wód Wisły na północ nastąpiło wyłącznie w poziomie terasy VI.

Jak wynika z dotychczasowych badań nad ewolucją pradoliny Noteci-Warty, jej główny etap przypada na fazę pomorską ostatniego złodowacenia. Istotną rolę w rozwoju pradoliny odegrała Kotlina Toruńska, która była miejscem koncentracji i łączenia się w jeden przepływ pradolinny wód roztopowych oraz wód Wisły, Brdy i Drwęcy. Zakończenie funkcjonowania pradoliny Noteci-Warty nastąpiło również w wyniku procesu zmiany biegu Wisły z zachodniego na północny w Kotlinie Toruńskiej, w okolicy Bydgoszczy. Wyniki przeprowadzonych przez autora badań wskazują na to, że powiązane z tą kotliną etapy rozwoju pradoliny Noteci-Warty, pod względem kierunku i czasu zmian przepływu wód, były oparte w większości na badaniach morfologii teras. Badania litofacjalne budujących je osadów dają nieco inny od przyjmowanego w literaturze pogląd na ewolucję Kotliny Toruńskiej w powiązaniu z rozwojem pradoliny Noteci-Warty (Weckwerth 2004, 2005a, b).

2. Problem włączenia Kotliny Toruńskiej do pradoliny Noteci-Warty

W świetle badań autora znajduje potwierdzenie teza S. Kozarskiego (1962) o powiększaniu rozmiarów pradoliny Noteci-Warty z kierunku zachodniego na wschód. S. Kozarski nie wyjaśnia jednak etapów tego procesu w odniesieniu do Kotliny Toruńskiej. Rozwiązanie tego problemu umożliwi analiza przebiegu, wysokości oraz budowy geologicznej poziomów sandrowych w okolicy Łabiszyna, w południowo-zachodniej części Kotliny Toruńskiej. Po utworzeniu się obniżenia o charakterze depresji glajotektonicznej na zapleczu łabiszyńskich moren czołowych i po deglacjacji tej części kotliny miał tam miejsce pierwszy w kotlinie przepływ wód roztopowych (Weckwerth 2004). Wody te odpływały na zachód i północny-zachód od Łabiszyna piaszkodenną rzeką roztokową o odsypowym stylu sedimentacji, w poziomie o wysokości 86-87,5 m n.p.m., w kierunku północnego skraju rynny żnińskiej. Jak wynika z badań W. Niewiarowskiego (1992), przepływ ten nie mógł kierować się na południe, wzdłuż rynny żnińskiej lub doliną Noteci. Był on jedynie możliwy w kierunku północnym na wysokości ok. 80 m n.p.m., pomiędzy Pińskiem a Szczepicami (na południe od Nakła). Dowodem jego istnienia są osady sandrowe odsłaniające się w stanowisku Wieszki, gdzie poziom ten budują miąższe na ponad 3 m osady żwirowo-piaszczyste o strukturze wskazującej na północny kierunek paleoprądu (Weckwerth 2004, 2005b). Można przypuszczać, że wody roztopowe, które płynęły na północny-zachód od Łabiszyna w poziomie 86-87,5 m n.p.m., skręcały dalej na północ w kierunku Paterka i Nakła, powodując rozcięcie północno-wschodniego krańca Wysoczyzny Gnieźnieńskiej. Przepływ ten, wiązany z recesją łądolodu z linii moren północnołabiszyńskich w południowo-zachodniej części Kotliny Toruńskiej, miał charakter marginalny. Procesy te zainicjowały włączenie Kotliny Toruńskiej do pradoliny Noteci-Warty prawdopodobnie już podczas deglacjacji kotliny.

Uwolnienie od łądolodu Kotliny Toruńskiej, podczas subfazy krajeńsko-wąbrzeskiej, spowodowało powstanie zakłębłości terenu, do której napływały wody roztopowe. Nie można wykluczyć sytuacji, w której Kotlina Toruńska stanowiła już wówczas wschodnie przedłużenie pradoliny, choć w nieco węższych zarysach. Wody roztopowe kierowały się przez Kotlinę Toruńską na południe, o czym świadczą budowa geologiczna, wysokość i nachylenie poziomów sandrowych znajdujących się na zachód od Aleksandrowa Kujawskiego, pomiędzy doliną Tażyny

a Suchatówką (Weckwerth 2004). Są one położone na wysokości 80-81 m n.p.m. w okolicy wsi Warzyn i Stare Grabie oraz 77,5-79 m n.p.m. koło wsi Popioły i Brzezka. Były one dotąd zaliczane do teras XI oraz X i związane z przepływem wód na zachód (Mrózek 1958, Galon 1961, 1968). Płynąca w tym czasie rzeka roztokowa w Kotlinie Toruńskiej cechowała się znaczną energią przepływu, charakterystyczną dla proksymalnych części stożków sandrowych. Przepływ wód w okolicy Torunia mógł odbywać się na wysokości 84-85 m n.p.m. Być może, w jego efekcie, powstały wyróżnione przez Z. Churską (1969) spłaszczenia na zboczu Wysoczyzny Dobrzyńskiej koło Obrowa oraz obniżony poziom Wysoczyzny Dobrzyńskiej na zachód od Dobrzejewic.

Trudnym do wyjaśnienia pozostaje problem przepływu wód roztopowych z Kotliny Toruńskiej do pradoliny Noteci-Warty na zachód od Bydgoszczy podczas subfazy wąbrzeskiej. Powodem są znaczne rozmiary erozji bocznej późniejszych, przebiegających na niższej wysokości przepływów wód. O możliwości istnienia przepływu wód roztopowych na zachód podczas subfazy wąbrzeskiej może świadczyć sandr wyróżniony w środkowej części Kotliny Toruńskiej, w okolicach wsi Chrośna (80-81 m n.p.m.). Stwierdzone w nim zostały słabo zachowane struktury sedymentacyjne, wskazujące na południowo-zachodni kierunek płynięcia wód. Otwartym problemem jest nadal powiązanie tej powierzchni sandrowej z postojem czoła lądolodu na linii moren południowo- lub środkowowąbrzeskich na Wysoczyźnie Chełmińskiej oraz możliwość przepływu wód sandrowych dalej na zachód do pradoliny Noteci-Warty.

3. Wpływ zmian biegu Wisły w Kotlinie Toruńskiej na ewolucję pradoliny Noteci-Warty

Podczas fazy pomorskiej Kotliną Toruńską funkcjonowała jako skrajnie wschodni segment pradoliny Noteci-Warty, którym wody roztopowe podążały na zachód pradoliną Noteci-Warty (Kozarski 1962, Galon 1961). Przed włączeniem się do niej wód Wisły w Kotlinie Toruńskiej powstały terasy XI i X. Budowa geologiczna zachowanych powierzchni terasy XI w Kotlinie Toruńskiej świadczy o małej energii wód piaskodennej rzeki roztokowej. Płynąca w tym czasie rzeka roztokowa miała cechy dystalnego odpływu sandrowego.

Wraz z recesją czoła lądolodu fazy pomorskiej napływ wód roztopowych do Kotliny Toruńskiej i dalej do pradoliny Noteci-Warty uległ ograniczeniu oraz został zastąpiony rzekami o mniejszym przepływie, takimi jak Drwęca oraz Brda. Rozwój pradoliny został wówczas w dużej mierze zdeterminowany przez ewolucję i zmiany kierunków odwodnienia w Kotlinie Toruńskiej. Nagły wzrost przepływu wód w pradolinie spowodowany był przedostaniem się wód Wisły z Kotliny Płockiej do Toruńskiej. Według R. Galona (1961, 1968) nastąpiło to w poziomie terasy XI, zaś zdaniem E. Wiśniewskiego (1976, 1990) podczas tworzenia się terasy IX. W świetle wyników badań autora w południowo-wschodniej części Kotliny Toruńskiej, w okolicy Aleksandrowa Kujawskiego, proces przedostania się Wisły z Kotliny Płockiej do Toruńskiej nastąpił w poziomie terasy przejściowej, która położona jest w Kotlinie Toruńskiej pomiędzy terasami X a IX (Weckwerth 2004). Terasa przejściowa była zaliczana do terasy X pomiędzy Aleksandrowem Kujawskim a Suchatówką oraz do terasy IX na zachód od Suchatówki, gdzie według R. Galona (1961, 1968) ma niewielki spadek. Powierzchnia terasy przejściowej obniża się na zachód od wysokości 76-77 m n.p.m. w okolicy Aleksandrowa Kujawskiego do 68-70 m n.p.m. na południowy zachód od Bydgoszczy, gdzie jej niskie zbocze o wysokości 2-3 m, oddziela ją od terasy IX i stopniowo zanika.

W późnym vistulianie doszło w Kotlinie Toruńskiej do bardzo ważnego wydarzenia, które spowodowało zmianę równoleżnikowego kierunku płynięcia Wisły pradoliną Noteci-Warty. Rzeka ta zmieniła pod Fordonem (Bydgoszcz) swój bieg z zachodniego na północny w kierunku Zatoki Gdańskiej, co przyczyniło się do zakończenia funkcjonowania pradoliny. Zmiana kierunku przepływu wód poniżej Fordonu została zapoczątkowana według R. Galona (1961, 1968) w najstarszym dryasie, w poziomie terasy Vc (IX). Początkowo przepływ wód Wisły pod Fordonem miał charakter bifurkacyjny, tzn. część wód kierowała się na zachód pradoliną Noteci-

Warty, a część na północ. W ten sposób, zdaniem R. Galona (1961), wody płynęły w poziomach teras od IX do VI. Badania geomorfologiczne prowadzone przez autora w północnej części przełomu Wisły pod Fordonem pozwoliły na wyróżnienie terasy o wysokości 68-69 m n. p. m. Powstała ona w wyniku przepływu wód na południe, w kierunku Kotliny Toruńskiej, w poziomie terasy IX (67,5 m n. p. m. w północnej części Kotliny Toruńskiej). Przepływ wód miał stosunkowo wysoką energię i funkcjonował w głębszej części koryta piaskodennej roztoki. Powyższe wyniki badań skracają proponowany przez R. Galona (1961, 1968) czas trwania fazy bifurkacji Wisły pod Fordonem, ponieważ wyłączają z niej terasę IX. W przełomie fordońskim Wisły zachowała się też wąska listwa terasy o wysokości 58-60 m n. p. m. Jej powstanie należy łączyć prawdopodobnie z inicjalnym przepływem wód rzecznych na północ, z Kotliny Toruńskiej do Basenu Unisławskiego. W genezie tej terasy nie można również wykluczyć udziału innych cieków płynących z sąsiedniej wysoczyzny morenowej, które mogły tu być dopływami Wisły. Jeżeli mówić o fazie bifurkacji Wisły pod Fordonem (Galon 1961, 1968), to trwała ona krócej niż dotychczas przyjmowano, gdyż bifurkacja na pewno nie istniała jeszcze w poziomie terasy IX.

Rozwój pradoliny Noteci-Warty mógł być również determinowany przez postglacjoizostaticzne ruchy kompensacyjne antyklinorium środkowopolskiego w strefie jego wałów, poduszek i spęczeń solnych. Struktury te, występujące w zasięgu południowej i zachodniej części Kotliny Toruńskiej, mogły ulec postglacjoizostaticznej aktywizacji i przyczynić się do przesunięcia koryta późnovistuliańskiej rzeki aż w północną część Kotliny Toruńskiej, począwszy od momentu jej deglacjacji. W wyniku tego procesu przepływ wód pradoliną skoncentrował się w wąskim pasie jej dna na zachód od Bydgoszczy, w pobliżu przełomu Wisły pod Fordonem. Przełom ten zaczął funkcjonować najprawdopodobniej w poziomie terasy VIII, a więc wówczas, kiedy Wisła już nie płynęła całą szerokością Kotliny Toruńskiej (terasa IX) tylko w jej północnej części. Powyższa analiza pozwala na przyjęcie tezy o udziale aktywnych tektonicznie struktur podłoża mezozoicznego Kotliny Toruńskiej działających w tle procesów powodowanych zmianami klimatycznymi. Przyczyniły się one do zmian w kierunkach i wielkości przepływu wód roztopowych oraz wód Wisły i jej dopływów w Kotlinie Toruńskiej.

Literatura

- Augustowski B., 1982, *Charakterystyka geomorfologiczna*, [w:] *Dolina dolnej Wisły*, B. Augustowski B. (red.), Wyd. PAN, s. 61-79.
- Churska Z., 1969, *Włocławek, Ciechocinek, Toruń*, [w:] *Prewodnik XLI Zjazdu P. T. Geol.*, Konin, 21-23 września, s. 191-193.
- Gadomska S., 1957, *Tertiary and Quaternary Deposits of the Noteć Valley in the Region Krostków and Osiek on the Noteć River near Wyrzysk (North-Western Poland)*, Biul. Inst. Geol., 118, s. 371-401.
- Galon R., 1929, *Kujawy „Białe” i „Czarne”*, Bad. Geogr. Nad Polską Półn.-Zach., z. 4-5, Poznań, s. 48-76.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Bad. Geogr. nad Pol. Płn.-Zach. 12-13, s. 1-111.
- Galon R. 1953, *Morfologia doliny i zandru Brdy*, Stud. Soc. Sci. Torun. C. 1. 6, s. 1-53.
- Galon R., 1961, *Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 29, s. 1-129.
- Galon R., 1968, *New facts and problems pertaining to the origin of the Noteć Warta Pradolina and the valleys linked with it*, Przegląd Geograficzny, 40, 2, s. 307-315.
- Keilhack K., 1904, *Die grosse baltische Endmoräne und das Thorn- Eberswalder Haupttal*, Zeitschr. D. Deutsch. Geol. Gesll., Berlin, s. 132-141.
- Kozarski S., 1962, *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci-Warty*, Prace Kom. Geogr.-Geol., II, 3, s. 1-154.
- Lencewicz S., 1922, *O wieku środkowego Powiśla*, Posiedz. Nauk. PiG, nr. 3, s. 21-24.
- Lencewicz S., 1923, *O tzw. Zastoisku toruńskim*, Przegląd Geograficzny, 4, s. 99-114.
- Maas G., 1904a, *Das Thorn-Eberswalder Haupttal und seine Endmoränen. Ein Schlusswort am Herrn K. Keilhack*, Zeitsch. D. Deutsch. Geol. Gesll., Bd. 56, Brifl. Mitt, s. 159-164.
- Maas G., 1904b, *Zur Entwicklungsgeschichtedes sog. Thorn-Eberswalder Haupttales*, Zeitsch. De utsch. Geol. Ges., Bd. 56.

- Mrózek W., 1958, *Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej*, Wydmy śródlądowe Polski, 2, 7-59.
- Niewiarowski W., 1959, *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na wysoczyźnie Chełmińskiej*, Stud. Soc. Sci. Torun. 4, 1, s. 1-171.
- Niewiarowski W., 1968, *Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy*, Stud. Soc. Sci. Torun., sec. C, v. VI, 6, Toruń, s. 1-132.
- Niewiarowski W., 1969, *The relation of the Drwęca valley to the Noteć-Warta (Toruń-Eberswalde) Pradolina and its role in the glacial and lateglacial drainage system*, Geographia Polonica 17, s. 173-188.
- Niewiarowski W., 1983, *Postglacialne ruchy skorupy ziemskiej na Pójezierzu Kujawskim w świetle badań geomorfologicznych*, Przegląd Geograficzny t. LV, z. 1, s. 13-31.
- Niewiarowski W., 1992, *Morphogenesis of the Żnin channel as an example of a subglacial channel of complex origin in the Polish Lowland*, Quaest. Geogr., wyd. spec. 3, 1992, s. 131-142.
- Ost H. G., 1935, *Neue Anschauungen zur Entwicklungsgechichte eines norddeutschen Urstromtales*, Zeit. F. Gletsch., Bd. 22, s. 96-108.
- Tomczak A., 1987, *Evolution of the Vistula valley in the Torun Basin in the Late Glacial and Holocene*, [w:] *Evolution of the Vistula river valey during the last 15 000 years*, p. II, Starkel L. (red.), Geogr. Stud., Spec. Issue, 4, IGiPZ PAN, s. 207-232.
- Weckwerth P., 2004, *Morfogeneza wybranych obszarów Kotliny Toruńskiej a problem jej roli w układzie hydrograficznym podczas górnego plenivistulianu*, Instytut Geografii UMK, Toruń (maszynopis).
- Weckwerth P., 2005a, *Morfologia i budowa geologiczna teras Kotliny Toruńskiej*, [w:] *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków 19-22 września 2005, s. 501-506.
- Weckwerth P., 2005b, *Poziomy sandrowe i ich rozwój w Kotlinie Toruńskiej w górnej części plenivistulianu*, [w:] *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków 19-22 września 2005, s. 507-512.
- Wiśniewski E., 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Stud. Soc. Scient. Tor., VIII, Sec. C, 4-6, s. 1-124.
- Wiśniewski E., 1982, *The geomorphological evolution of the Vistula river valley between Włocławek and Ciechocinek during the last 15 000 years*, [w:] *Evolution of the Vistula river valey during the last 15 000 years*, p. I, Starkel L. (red.), Geogr. Stud., Spec. Issue, 1, IGiPZ PAN, s. 93-108.
- Wiśniewski E., 1990, *Evolution of the Vistula Valley*, [w:] *Evolution of the Vistula river valey during the last 15 000 years*, p. III, Starkel L. (red.), Geogr. Stud., Spec. Issue, 5, IGiPZ PAN, s. 141-146.
- Woldstedt P., 1932, *Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netzte-Warte Urstromtales*, Jb. Preuss. Geol. Landesanst., Bd. 52.

Znaczenie litologii i tektoniki w rzeźbie podłoża czwartorzędu na obszarze centralnej części Równiny Radomskiej

Małgorzata Wiatrak

Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska im. Jana Kochanowskiego, Kielce

Wybrany fragment Równiny Radomskiej nie ma dotychczas opracowanego cyfrowego modelu powierzchni podłoża czwartorzędu. Prezentowane są natomiast rekonstrukcje tej powierzchni na *Przeglądowych mapach geologicznych Polski w skali 1: 200 000* (mapy podstawowe 1: 50 000) (Makowska 1967, 1973) i szkicach geologicznych odkrytych w skali 1: 100 000 z uwzględnieniem hipsometrii podłoża czwartorzędu (Wiatrak [w:] Jurkiewicz a,b w druku) zawartych w *Objaśnieniach do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000* (arkusze: Radom, Przytyk (Jaśkowski, Jurkiewicz, Kowalski a,b, w druku). Bardziej szczegółowy obraz ukształtowania powierzchni podłoża czwartorzędu wraz z jego interpretacją jest znany z terenu położonego na południe od Równiny Radomskiej, rozciągającego się między Szydłowcem, Skarżyskiem Kamienną, Iłżą a Ostrowcem Świętokrzyskim (Kosmowska-Suffczyńska 1986, 1988, 1998).

Analizowany obszar znajduje się na Równinie Radomskiej, w jej najwęższej strefie, będącej w bliskim sąsiedztwie Garbu Gielniowskiego i Przedgórze Iłżeckiego. Obejmuje także niewielki, południowo-zachodni kraniec Równiny Kozienickiej. Z południowego zachodu ku północnemu wschodowi równina jest rozcinana przez Radomkę i jej dopływy.

Podłoże kenozoiku centralnej części Równiny Radomskiej jest usytuowane w planie struktur alpejskiej epoki tektonicznej (Pożaryski 1974) w strefie przejścia północnego obrzeżenia mezozoicznego masywu świętokrzyskiego w południowo-zachodnie skrzydło niecki lubelskiej (ryc. 1 B, C). Prezentowany jest także pogląd o zaliczaniu tej części obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich do strefy osiowej wału środkowopolskiego (Hakenberg, Świdrowska 1998). Pokrywa trzeciorzędowa Równiny Radomskiej powstawała w brzeżnej strefie warszawsko-olsztyńskiego basenu sedymentacyjnego (Dyjur 1987).

Obraz prezentowanej hipsometrii podłoża czwartorzędu (ryc. 2) otrzymano poprzez usunięcie kompleksu osadów plejstocenu i holocenu o miąższości od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Jej model cyfrowy wykreślono wykorzystując program komputerowy *Surfer for Windows ver. 8.0*. Jako metodę interpolacyjną wybrano *kriging* po uprzednim testowaniu innych metod zawartych w wymienionym programie. W celu lepszej wizualizacji prezentowanej powierzchni sporządzono blokdiagram. Rzędne wysokości podłoża czwartorzędu nad poziom morza pochodzą z 644 archiwalnych wierceń (Mat. Arch. CAG PIG). Dla nielicznych otworów wiertniczych przeprowadzono reinterpretację opisu profilu litologiczno-stratygraficznego w zakresie granicy pliocen/eoplejstocen oraz poprawiono lokalizację. Uwzględniono tylko te wiercenia, które przebijały osady czwartorzędu i osiągnęły starsze utwory, mezozoiku lub trzeciorzędu. Rozmieszczenie wierceń nie było równomierne, przeciętnie jedno na 1,3 km²; największe w części centralnej i północno-wschodniej, najmniejsze w północno-zachodnim fragmencie obszaru.

Podłoże czwartorzędu centralnej części Równiny Radomskiej (ryc. 1 A) jest zbudowane ze skał mezozoiku i trzeciorzędu (Makowska 1967, 1973, Jaśkowski, Jurkiewicz, Kowalski w druku a, b). Na południowym zachodzie są to utwory jury, o prawie kompletnym profilu stratygraficznym (brakuje jedynie toarku [wg Jaśkowski, Jurkiewicz, Kowalski a,b w druku]). Natomiast na północnym wschodzie występują osady kredy dolnej, bez beriasu i aptu, oraz miejscami utwory kredy górnej, mastrychtu. Ich litologiczne zróżnicowanie jest



Ryc. 1. Mapa geologiczna odkryta obszaru badań (A) wg A. Makowskiej 1967, 1973 (zmieniona) oraz jego położenie na tle jednostek tektonicznych Polski w epoce alpejskiej (B, C) wg W. Pożarskiego 1974

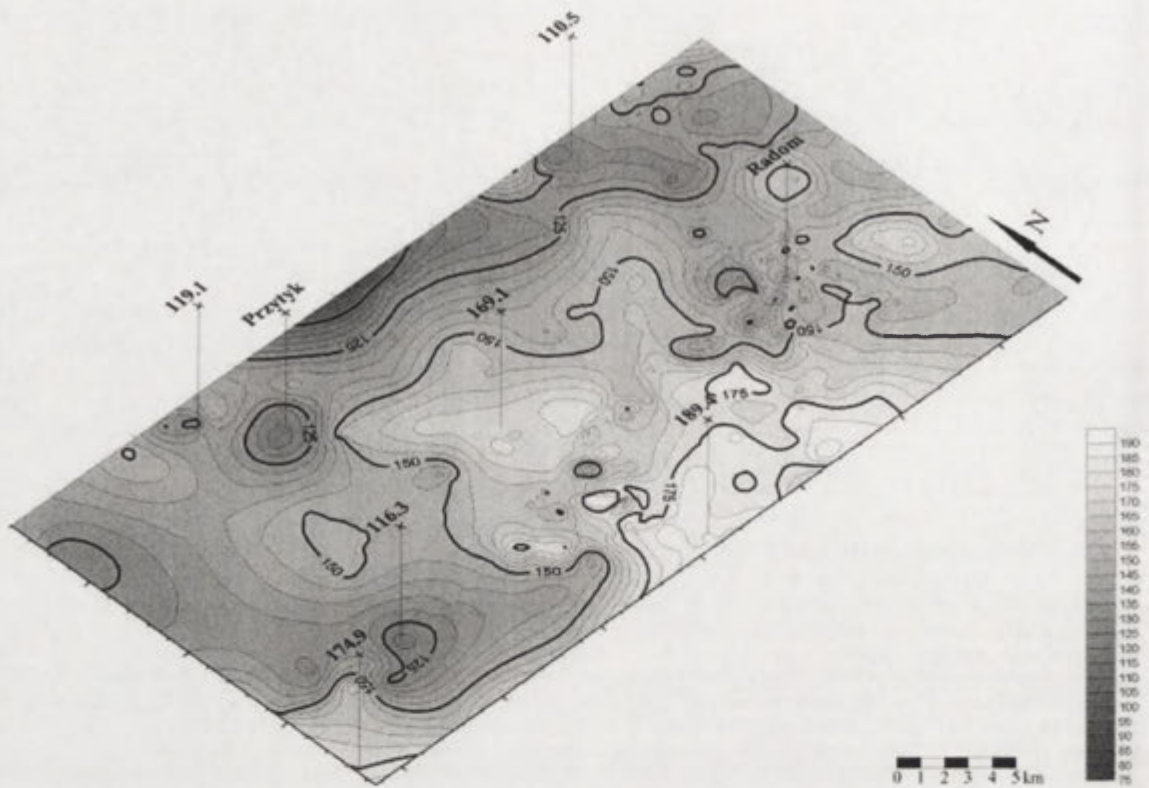
A: neogen: iN₂ – ility (pliocen), iN₁ – ility (miocen) mN₁ – mułki (miocen), pN₁ – piaski kwarcowe, piaski kwarcowe z pyłem węglowym (miocen); paleogen: mPg₁ – mułki (oligocen), pPg₁ – piaski kwarcowe i glaukonitowe (oligocen); kreda: Km¹ – opoki, margle piaszczyste i glaukonitowe, gezy, piaskowce, wapień (mastrycht górny), Km² – opoki, gezy (mastrycht dolny), Kcp – gezy, margle, opoki, opoki z czertami wapień, piaski kwarcowo-glaukonitowe (kampan), Kst – opoki, gezy z wkładkami piasków, wapień, margle (santon), Kcn – opoki, wapień z czertami, gezy, margle (koniak), Kt – opoki, margle z krzemieniami, wapień, margle glaukonitowe, gezy, wapień, opoki z czertami i krzemieniami (turon), Kc – gezy z fosforytami, opoki, wapień, margle, piaskowce (cenoman), Ka^{1+c} – margle, wapień, opoki, gezy, piaskowce i piaski z fosforytami (alb górny i cenoman), Ka¹ – gezy, piaski z kongrecjami fosforytów, margle z fosforytami i mułowce (alb górny), Ka² – piaski, piaski z glaukonitem, piaskowce i fosforyty (alb środkowy), Kn – ility, mułki, mułowce z wkładkami syderytów, opoki, margle, piaski, piaskowce i zlepienie (neokom); jura: Jk – margle, ility i żwiry (kimerydy), Jo^w – wapień płytowe, oolitowe i pizolitowe, zlepy muszlowe, wapień kredowate i krzemienie (oksford górny), Joⁿ – wapień płytowe, rafowe, gąbkowe z krzemieniami, stromatoporowo – koralowe (oksford górny), Jo¹⁺² – wapień płytowe i gąbkowe, margle, mułowce, ility i krzemienie (oksford dolny i górny), Jbt+c – piaskowce drobnziarniste, wapieniste, margliste i dolomityczne, mułowce i ility (baton i kelowej), Jkj²⁺³ – piaskowce dolomityczne i wapieniste, ility, ility, łupki ilaste, zlepienie, muszlowce, kongrecje i wkładki syderytowe oraz piryty (kujaw środkowy i górny), Jkj¹ – piaskowce drobno- i średnioziarniste, ilaste, ility, ility, łupki ilaste, syderyty ilaste i syderyty (kujaw dolny), Ja+bj – piaskowce, ility, ility, łupki ilasto-piaszczyste, mułowce i syderyty (aalen i bajos), Jto – piaskowce, mułowce, piaski i ility, ility z syderytami (toark), Jd – piaskowce i mułowce (domer), Jks – piaskowce i mułowce z wkładkami syderytów (karyks), Jsy – piaskowce, mułowce, ility i mułowce z wkładkami syderytów, zlepienie (synemur) I – dyslokacje

B: 1 – wyniesiona część platformy wschodnioeuropejskiej; cechsztyńsko-mezozoiczne przegłębienie perykratoniczne (2 – 4); 2 – niecka brzeźna, 3 – wał środkowopolski, 4 – niecka szczecińsko – łódzko – miechowska; platforma epiwaryscyjska Polski południowo-zachodniej: 5 – monoklina przedsudecka, 6 – odsonięty cokół platformy waryscyjskiej i młode baseny strukturalne w jego obrębie; 7 – orogen alpejski Polski południowej

C: I – granice jednostek tektonicznych, 2 – fleksury (I – Radom – Chwałowice – Grabowiec, II – Nowe Miasto – Przytyk) i uskoki (III – drzewicko-lubięsko-mnichowska, IV – wierzbicko-chlewiska), 3 – granice obszaru badań.

dosyć znaczne i wyraża się zmiennym udziałem skał klastycznych zwięzłych i luźnych, węglanowych i krzemionkowych (Pożarski 1970). Granice intersekcyjne jury i kredy mają rozciągłość północny zachód – południowy wschód. Profil stratygraficzny trzeciorzędu także charakteryzuje się lukami stratygraficznymi, które wynikają z cofania ku północnemu wschodowi się zasięgów zbiorników sedymentacyjnych poszczególnych epok tej części kenozoiku. Konsekwencją powyższego jest prawie jednolita pokrywa osadów tego wieku w podłożu czwartorzędu na północny wschód od linii Radom – Przytyk, chociaż rysują się tu niewielkie wychodnie podłoża, mastrychtu. Poza tym obszarem utwory trzeciorzędu tworzą pojedyncze wystąpienia o małym zasięgu powierzchniowym. Wśród opisywanych osadów przeważają skały okruchowe luźne frakcji poniżej 2,0 mm, głównie piaski glaukonitowe, mułki, ility, niekiedy piaski z węglem brunatnym, a jedynie sporadycznie są obecne skały krzemionkowe (opoki, gezy) (Mat. Arch. CAG PIG).

Powierzchnia podłoża czwartorzędu generalnie jest nachylona z południowego zachodu, gdzie osiąga niewiele powyżej 180,0 m n.p.m., na północny wschód obniżając się do około 80 m n.p.m. (ryc. 2). Kierunek jej nachylenia jest identyczny z kierunkiem upadu skał jury i kredy, z których jest zbudowane podłożo kenozoiku. Pod względem różnicowania hipsometrycznego w analizowanej powierzchni wyraźnie rysują się trzy strefy. Nawiązują one do regionalnych (Pożarski 1974) i lokalnych (Jaśkowski, Jurkiewicz, Kowalski w druku a, b) elementów tektoniki ciągłej i nieciągłej, które nie mają kontynuacji w pokrywie trzeciorzędowej. Na



Ryc. 2. Hipsometria powierzchni podłoża czwartorzędu centralnej części Równiny Radomskiej

południowym zachodzie znajduje się strefa podniesiona, która jest usytuowana nad środkową i wschodnią częścią północnego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Natomiast na północnym wschodzie zaznacza się strefa obniżona, która zalega nad południowo-zachodnim skrzydłem niecki lubelskiej. Największe deniwelacje powierzchni podłoża czwartorzędu występują w trzeciej strefie ciągnącej się z południa i południowego wschodu na północny zachód oraz sięgającej po obszar Radomia. W przewadze charakteryzuje się ona występowaniem izometrycznych wyniesień (142,7 m n.p.m., 173,7 m n.p.m) i obniżeń o znacznych spadkach, a tylko sporadycznie, szczególnie na obszarze Radomia, wąskich obniżeń o dużych spadkach zboczy i dna (różnice wysokości dochodzące do 32,3 m na odcinku 150 m). Wyniesienia, podobnie jak i obniżenia, istnieją zarówno w luźnych, jak i w zwięzłych osadach mezozoiku lub trzeciorzędu. Strefa ta odpowiada miejscu wygasania w podłożu osi synkliny Waliny-Kąty i antykliny Wolanów-Różki, które towarzyszą uskokom (Jarosławice-Franciszków-Kotarwice, Dęba-Przytyk-Jaszowice) (Jaśkowski, Jurkiewicz, Kowalski a,b w druku) leżącym w strefie fleksur Radom-Chwałowice-Grabowiec i Nowe Miasto-Przytyk (ryc. 1 C) (Pożaryski 1974).

Rzeźba podłoża czwartorzędu centralnej części Równiny Radomskiej w większym stopniu zależy od tektoniki mezozoicznego podłoża niż od litologii skał jury, kredy i trzeciorzędu. Decydujący wpływ miało usytuowanie obszaru na granicy dwóch jednostek geologicznych alpejskiej epoki tektonicznej o przeciwstawnych tendencjach rozwojowych zaznaczających się od przełomu kredy i paleogenu. Południowo-zachodni fragment znalazł się w zasięgu północno-wschodniego skrzydła wału środkowopolskiego, a północno-wschodni fragment – w zasięgu południowo-zachodniego skrzydła niecki lubelskiej. Natomiast położenie w brzeźnej strefie warszawsko-olsztyńskiego basenu sedymentacyjnego trzeciorzędu przyczyniło się nie tylko do zróżnicowania miąższości, ale także do braku ciągłej pokrywy osadów tego wieku. Efektem powyższego jest dłuższy okres kształtowania przez procesy egzogeniczne południowo-zachodniej części obszaru niż północno-wschodniej.

Literatura

- Dyjur S., 1987, *Młodotrzeciorzędowy i eoplejstoceniński rozwój sieci kopalnych dolin w Polsce na tle ewolucji paleogeograficznej obszaru bruzdy środkowoeuropejskiej*, [w:] *Pliocenińska i eoplejstocenińska sieć rzeczna i związane z nią kompleksy osadów gruboklastycznych w Polsce*, Materiały Konferencji Naukowej, Wyd. Uniw. Wroc., Wrocław.
- Hakenberg M., Swidrowska J., 1998, *Rozwój południowo-wschodniego segmentu bruzdy polskiej i jego związek ze strefami uskoku ograniczających (od permu do późnej jury)*, *Przegląd Geologiczny*, 46, 6.
- Jaśkowski B., Jurkiewicz H., Kowalski B., (w druku a), *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000*, arkusz Przytyk (706), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jaśkowski B., Jurkiewicz H., Kowalski B., (w druku b), *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000*, arkusz Radom (707), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jurkiewicz H., (w druku a), *Szkiec geologiczny odkryty (bez utworów czwartorzędowych), skala 1:100 000* [w:] Jaśkowski B., Jurkiewicz H., Kowalski B., 2006a, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000*, arkusz Przytyk (706), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Jurkiewicz H., (w druku b), *Szkiec geologiczny odkryty (bez utworów czwartorzędowych), skala 1:100 000* [w:] Jaśkowski B., Jurkiewicz H., Kowalski B., 2006a, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000*, arkusz Radom (707), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1986, *Relationship between relief and tectonics in the north-eastern margin of the Holy Cross Mts.*, *Miscellanea Geogr.* Wyd. UW.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1988, *Rzeźba podczwartorzędowa okolic Szydłowca, rola litologii i tektoniki*, *Prace i Studia Geograficzne*, 9, Wyd. UW.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1998, *Wpływ spękań ciosowych na kierunkowość rzeźby (na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich)*, Wyd. UW.
- Makowska A., 1967, *Mapa geologiczna Polski w skali 1: 200 000*, Mapa bez utworów powierzchniowych, arkusz Radom, Wyd. Geol., Warszawa.
- Makowska A., 1973, *Mapa geologiczna Polski w skali 1: 200 000*, Mapa bez utworów powierzchniowych, arkusz Skierniewice, Wyd. Geol., Warszawa.
- Materiały Archiwalne CAG PIG, Profile litologiczno-stratygraficzne wierceń z obszaru Szczegółowych map geologicznych Polski 1: 50 000*, arkusz Białobrzegi (670), Jedlińsk (671), Przytyk (706), Radom (707), CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pożaryski W. (red.), 1970, *Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*, *Prace Instytutu Geologicznego*, 56.
- Pożaryski W., 1974, *Obszar świętokrzysko-lubelski*, [w:] Pożaryski W. (red.), *Budowa geologiczna Polski*, IV, *Tektonika*, cz. 1 Niż Polski, Wyd. Geol., Warszawa.
- Surfer for Windows, version. 8.0.*, Golden Software Inc., Colorado, USA. Licencja nr WS-070854-1367 dla Instytutu Geografii AS w Kielcach.

Rola podłoża w kształtowaniu klimatu miejscowego na przykładzie Ponidzia Pińczowskiego

Elwira Żmudzka

Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

Badania topoklimatyczne mają bogatą dokumentację tak w literaturze krajowej, jak i zagranicznej. Rozwijany jest zarówno nurt metodyczny, poznawczy, jak i aplikacyjny. Na obszarze Polski badania te są prowadzone w różnych typach krajobrazu, w tym również w krajobrazie wyżynnym. Interesującym poligonem badawczym w związku z wyjątkowo dużym zróżnicowaniem przyrodniczym jest teren Niecki Nidziańskiej. Pierwsze badania typologiczno-krajobrazowe w tym regionie były prowadzone na przełomie lat 50. i 60. XX wieku, np. Kondracki (red.) 1966. Rozpoznania klimatu lokalnego dokonano wówczas na stosunkowo niewielkich fragmentach terenu, a głównie na obszarze o podłożu lessowym (Paszyński 1964a, 1964b).

Celem artykułu jest jakościowe i ilościowe określenie zróżnicowania klimatu miejscowego Ponidzia Pińczowskiego oraz wskazanie czynników decydujących o występowaniu różnic przede wszystkim w zakresie warunków termicznych i wilgotnościowych. Materiały do realizacji tego celu były zbierane w ciągu kilku lat pod kierunkiem autorki artykułu podczas praktyk terenowych z zakresu klimatologii odbywających się głównie w ramach kompleksowych ćwiczeń terenowych z geografii fizycznej organizowanych przez WGiSR UW. Teren badań obejmował około 200 km² i rozciągał się od Umianowic na północy po Złotą na południu. Kartowanie terenowe prowadzono na terenie kilku jednostek fizycznogeograficznych: Niecki Połanieckiej i Soleckiej, Doliny Nidy oraz Garbu Pińczowskiego i Wodzisławskiego.

Na podstawie wyników pomiarów meteorologicznych, prowadzonych najczęściej metodą marszrutową, sporządzono unikatowe mapy analityczne (na podstawie 250–300 punktów) przedstawiające rozkład wybranych elementów meteorologicznych w charakterystycznych sytuacjach pogodowych. Uzupełnieniem tego obrazu były wyniki pomiarów stacjonarnych prowadzonych na wybranych profilach terenu w porze nocnej oraz obserwacje wizualne zjawisk atmosferycznych świadczących o specyficznych właściwościach klimatu lokalnego, na przykład mgły czy rosy. Pomiarów temperatury i wilgotności powietrza na wysokości 0,25 i 1,5 m n.p.g., prędkości wiatru na poziomie 1,5 m n.p.g. oraz temperatury gruntu na głębokości 10 i 40 cm wykonywano przy użyciu przyrządów elektronicznych. Dodatkowo na terenie Pińczowa założono posterunek meteorologiczny (stacja automatyczna), na której prowadzono także standardowe obserwacje meteorologiczne, trzy razy w ciągu doby.

Doświadczenia zebrane w terenie pozwoliły autorce na opracowanie syntetycznej mapy topoklimatycznej okolic Pińczowa. Za podstawę klasyfikacji topoklimatów przyjęto typologię zaproponowaną przez Paszyńskiego, Miare, Skoczka (1999). Warto w tym miejscu nadmienić, że podwaliny tej klasyfikacji, a szczególnie jej pierwszej wersji z 1980 roku, powstały na bazie pomiarów wykonywanych w regionie pińczowskim (Paszyński 1964a, 1964b).

W skali lokalnej czynnikiem wpływającym na zróżnicowanie klimatu jest oddziaływanie podłoża. Dlatego też przy określeniu warunków topoklimatycznych jest istotne kompleksowe rozpoznanie jego cech fizycznych, istotnych dla wymiany energii.

Zintegrowane badania terenowe umożliwiły pozyskanie informacji o utworach powierzchniowych, rzeźbie, obiektach hydrograficznych, głębokości do wód podziemnych, roślinności rzeczywistej, uwilgotnieniu i temperaturze gruntu. Szczególną uwagę zwrócono na te cechy środowiska, które są istotne dla wymiany energii między podłożem a atmosferą: nachylenie

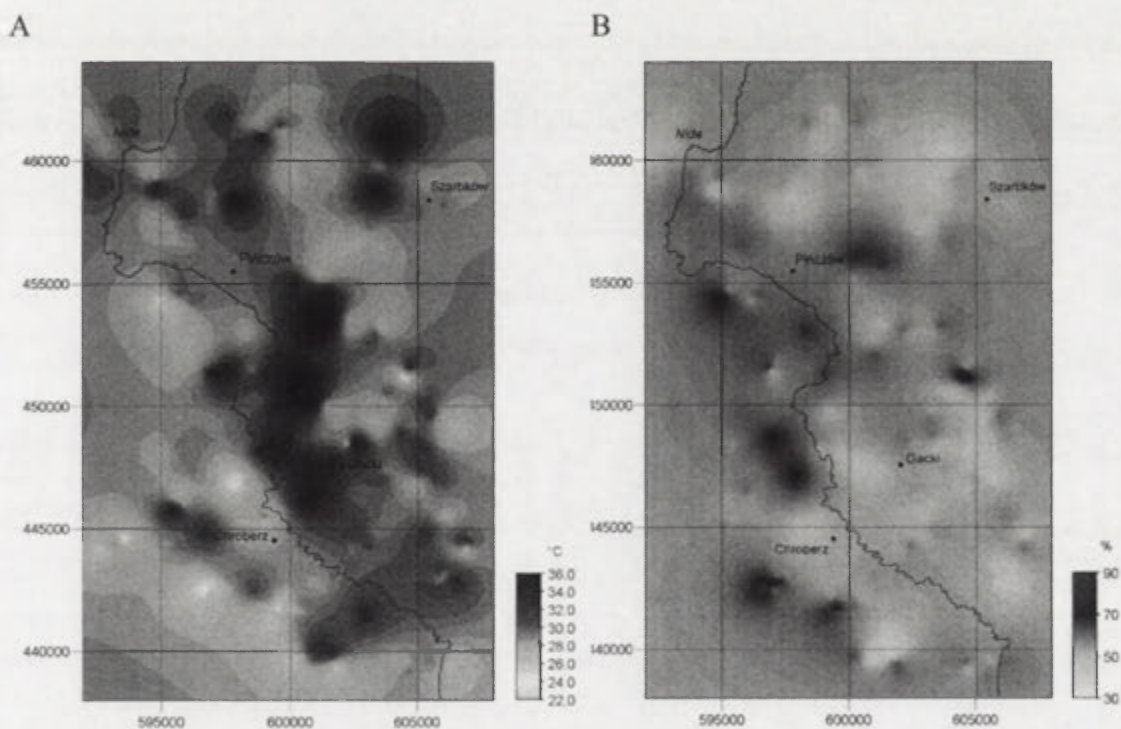
stoków i ich ekspozycję, albedo powierzchni czynnej, właściwości termiczne (przewodnictwo ciepłe i pojemność ciepła), stopień uwilgotnienia oraz właściwości aerodynamiczne podłoża (szorstkość).

Zebrane podczas kartowania terenowego informacje (w konfrontacji z wiedzą teoretyczną) posłużyły do wykreślenia zasięgów terenów w przybliżeniu jednorodnych ze względu na strukturę bilansu cieplnego i zaliczenia ich do odpowiednich typów topoklimatów według przyjętej klasyfikacji.

Obszar Niecki Nidziańskiej pod względem warunków klimatycznych jest obszarem niezmiernie ciekawym tak ze względu na specyficzne cechy klimatu związane z położeniem tego regionu, jak i z ogromnym zróżnicowaniem krajobrazowym w jego obrębie.

Latem podczas pogody typu „radiacyjnego” zróżnicowanie temperatury powietrza na terenie Ponidzia wynosi kilkanaście °C, wilgotności względnej zaś ponad 50% (ryc. 1).

Najchłodniej i najwilgotniej w godzinach okołopołudniowych jest na ogół w głęboko wciętych zalesionych wąwozach lessowych oraz na zalesionych powierzchniach położonych w podmokłych dolinach (typ topoklimatów 3.2. i 2.3.2., ryc. 2). Oddziaływanie czynnika wilgotnościowego i roślinnego na strukturę bilansu cieplnego nad tymi powierzchniami ma charakter synergiczny, to znaczy ich łączny wpływ jest większy niż suma wpływu każdego z nich (Nakagawa 1984). W głęboko wciętych wąwozach istotne znaczenie ma także zasłonięcie horyzontu, w konsekwencji którego dopływ energii promienistej jest znacznie ograniczony.



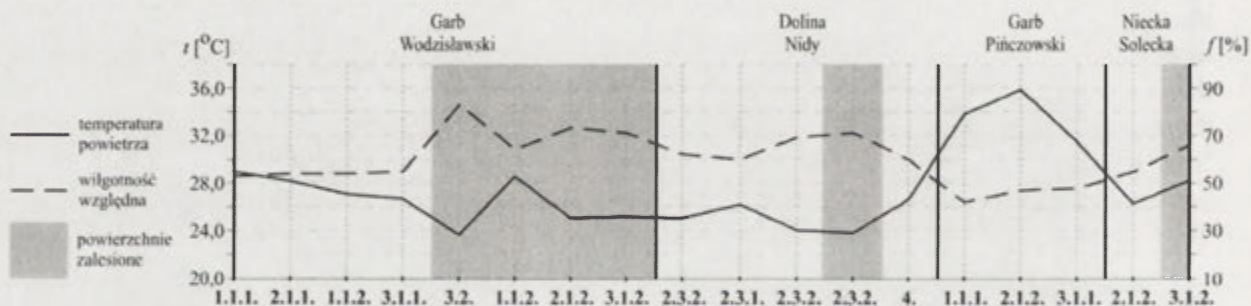
Ryc. 1. Rozkład temperatury powietrza (A) i wilgotności względnej (B) na Ponidziu Pińczowskim w dniu 17 lipca 2003 r. o godz. 10.15 (1,5 m n.p.g.) (Żmudzka w druku)

Najcieplej jest na ogół nad powierzchniami o korzystnej ekspozycji (typ 1.1.1.). Do takich należą strome stoki o wystawie południowej, np. w obrębie Garbu Pińczowskiego czy systemu kuest gipsowych w okolicach Krzyżanowic. Intensywne nagrzewanie się tych partii stoków warunkuje silną wymianę drogą konwekcji. Różnice w wartościach temperatury między stromymi stokami południowymi i północnymi dochodzą w dzień do 4-5°C. Nocą górne partie stoków, niezależnie od ekspozycji, są obszarami wyjątkowo ciepłymi (ryc. 3). Decyduje o tym brak warunków do stagnacji wychłodzonego powietrza oraz położenie ich ponad warstwą inwersyjną

zalegającą w dolinie. Te naturalne walory klimatyczne wykorzystuje roślinność – na podłożu bogatym w węglan wapnia występuje roślinność ciepłolubna, oraz człowiek – uprawiając winną latorośl czy zakładając sady morelowe.

W obrębie powierzchni płaskich i o niewielkim nachyleniu (do 5-8°) występujących zarówno w obrębie partii wysoczyznowych, jak i w dnie doliny Nidy szczególną rolę w różnicowaniu warunków meteorologicznych w ciągu dnia pełnią fizyczne właściwości podłoża: albedo powierzchni czynnej oraz przewodnictwo i pojemność cieplna gleby, zależne głównie od jej porowatości i uwilgocenia. Zróznicowanie warunków termicznych w przygruntowej warstwie powietrza pozostaje w ścisłym związku z warunkami cieplnymi gruntu (tab. 1). I tak np., w godzinach okołopołudniowych na terenach użytkowanych rolniczo różnica temperatury między poziomem 10 i 40 cm p.p.g. w glebach rdzawych dochodziła nawet do 8°C, a w dobrze uwilgoconych glebach typu mada, porośniętych łąką wilgotną tylko 1,5°C. Niewielkie wartości gradientów w gruncie są także charakterystyczne dla powierzchni zalesionych, szczególnie o dużym zwarciu koron drzew, gdy do gleby dochodzi tylko niewielka część promieniowania słonecznego.

Mozaikowość utworów powierzchniowych na Ponidziu skutkuje dużym zróżnicowaniem warunków cieplnych i wilgotnościowych. Przykładem tego typu oddziaływania może być znacznie słabsze nagrzewanie się obszarów lessowych (Garb Wodzisławski) od tych, w podłożu których występują wapienie czy utwory piaszczyste (Garb Pińczowski) (ryc. 2).



Jednostka topoklimatyczna	1.1.1.	2.1.1	1.1.2.	3.1.1.	3.2.	1.1.2.	2.1.2.	3.1.2.	2.3.2.
Forma terenu	stromy stok S	łagodny stok S	wierzchowina	stromy stok N	dno wąwozu	stromy stok S	wierzchowina	stromy stok N	dno dolinki
Litologia	utwory lessowe i lessopodobne			margle	deluwia	utwory lessowe i lessopodobne			margle, piaski rzeczne i fluwioglacjalne
Dominujący typ gleby	brunatna	czarnoziem		rędzina	deluwialna	płowa			deluwialna
Uwilgocenie podłoża	świeże			suche	wilgotne	świeże			
Roślinność rzeczywista	roślinność ciepłolubna	uprawy zbożowe i okopowe		nieużytek	łąg wiązowo-jesionowy	grąd		świetlista dąbrowa	szuwar trzcinowy

Jednostka topoklimatyczna	2.3.1.	2.3.2.	2.3.2.	4.	1.1.1.	2.1.2.	3.1.1.	2.1.2.	3.1.2.
Forma terenu	taras nadzalewowy	dno doliny			stromy stok S	wierzchowina	stromy stok N	wierzchowina	stromy stok N
		taras zalewowy		koryto rzeki					
Litologia	piaski rzeczne i fluwioglacjalne	aluwia gruboziarniste	utwory organiczne	aluwia drobnoziarniste	wapienie	piaski eoliczne	wapienie	gлина zwałowa	gips
Dominujący typ gleby	bielicowa	mada, czarna ziemia	murszowa	mada	rędzina	bielicowa	rędzina	brunatna	rędzina
Uwilgocenie podłoża	suche	wilgotne	mokre		suche		świeże		wilgotne
Roślinność rzeczywista	uprawy zbożowe i okopowe	łąka wilgotna i świeża	łąg jesionowo-olszowy	łąka wilgotna	murawy ciepłolubne	uprawy zbożowe	nieużytek	uprawy zbożowe	grąd

Ryc. 2. Temperatura i wilgotność powietrza na wysokości 1,5 m n.p.g. (17 lipca 2003 r., godz. 10.15) oraz charakterystyka fizycznogeograficzna wybranych jednostek topoklimatycznych (Żmudzka w druku)

Tabela 1. Temperatura gleby w godzinach okołopołudniowych na obszarze Ponidzia Pińczowskiego

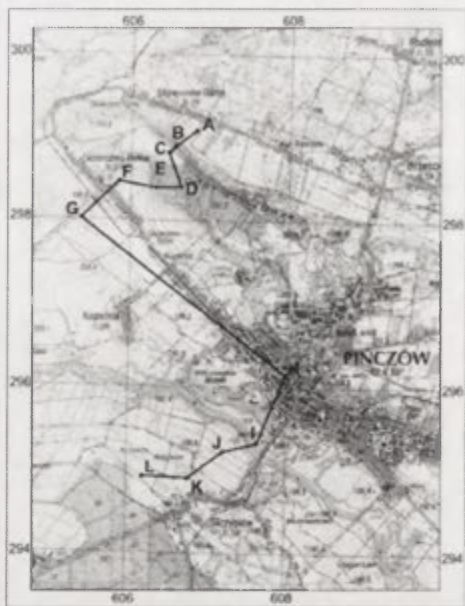
(19–22 VII 1999) (Żmudzka i in. 2000, zmienione)

Forma terenu	Pokrycie terenu	Typy genetyczne gleb	Temperatura gleby [°C] na głębokości	
			10 cm	40 cm
Spłaszczenie śródstokowe (Garb Pińczowski)	ugór	rdzawa właściwa	30,1	22,8
Łagodny stok o ekspozycji SW (Garb Pińczowski)	pole uprawne	brunatna	23,6	20,5
Sucha dolina (Garb Wodzisławski)	bór mieszany	czarnoziem	20,8	18,4
Łagodny stok o ekspozycji W (Garb Wodzisławski)	pole uprawne	czarnoziem zdegradowany	24,7	22,0
Dno doliny Nidy (okolice Młodzaw)	łąka świeża	deluwialna	20,2	19,3
Dno doliny (Płaskowyż Szaniecki)	turzyce, srebrnik	mineralno –murszowa	17,3	16,1
Dno doliny (Płaskowyż Szaniecki)	uboga murawa	bielicowa	24,3	19,0
Zagłębienie bezodpływowe (Płaskowyż Szaniecki)	torfowisko przejściowe	murszowa (mułowo-mineralna)	17,0	15,9

Ważnym czynnikiem wpływającym na strukturę bilansu cieplnego powierzchni czynnej jest charakter szaty roślinnej i wilgotność siedliska. Powierzchnie zalesione nagrzewają się najslabiej, szczególnie tam, gdzie dominują siedliska żyzne świeże bądź wilgotne. W okresie wegetacyjnym, kiedy saldo promieniowania jest dodatnie, w ekosystemach leśnych większość energii jest wykorzystywana na parowanie. Na ogrzanie powietrza las zużywa jedynie około 10% energii, jaką zużywa na parowanie. Stosunkowo wysokie (wyższe od zmierzonych w terenie odkrytym) wartości temperatury i niskie wilgotności względnej notowano natomiast nad powierzchniami piaszczystymi zajętymi przez monokultury sosnowe o luźnym zwarciu koron drzew i ubogim podsycie. Na tych powierzchniach dopływ energii promienistej do podłoża jest w niewielkim stopniu ograniczony, a zmniejszenie prędkości wiatru przez korony i pnie drzew powoduje ograniczenie turbulencyjnej wymiany ciepła. Takie powierzchnie na Ponidziu występują zarówno we wklęsłych formach terenu, jak i na wysoczyznach.

Nocą wklęsłe formy terenu są narażone na grawitacyjne sploty chłodnego powietrza i tworzenie się zastoisk aż do wystąpienia inwersji termicznych włącznie (ryc. 3). Inwersyjne uwarstwienie powietrza w dolinie Nidy i w dolinach rozcinających stoki Garbu Pińczowskiego i Wodzisławskiego jest zjawiskiem dość częstym. Latem różnica między temperaturą w dnie doliny Nidy a uprzywilejowanymi częściami stoków dochodziła do 5°C (Żmudzka i in. 2000). Na ogół w dolinach rozcinających stoki Garbów inwersja występowała już od godziny 20, a w dnie doliny Nidy godzinę-dwie później i trwała do wschodu Słońca. W pierwszej części nocy najchłodniej było w obrębie plejstocenijskich tarasów nadzalewowych (jednostka 2.3.2, niekorzystne właściwości termiczne występujących tu słabo uwilgoconych piasków polodowcowych, piasków akumulacji rzecznej). Nad ranem najniższa temperatura występowała nad terenami najniżej położonymi (zalewowe części den dolinnych, gdzie dominują holocenijskie aluwia i utwory organiczne dobrze uwilgocone, jednostka 2.3.1) – wypełniało je chłodne powietrze spływające z terenów wyżej położonych. Szczególnie rozległe „powierzchnie źródłowe” chłodnego powietrza znajdują się na Garbie Pińczowskim, gdzie w podłożu występują utwory piaszczyste. W dzień użytkowany na ogół rolniczo taras nadzalewowy jest uprzywilejowany termicznie. Na ogrzewanie powietrza jest tam zużywane blisko dwa razy więcej energii niż na tarasie zalewowym, na terenie którego roślinność rzeczywiście tworzą łąki wilgotne i świeże. Powierzchnie zajęte przez łąki w okresie lata wykorzystują na ogrzewanie powietrza jedynie około 20% tej energii, jaką zużywają na parowanie (stosunek Bowena ~ 20%), podczas gdy powierzchnie zajęte pod uprawy 20–40%, a suche ugorowane aż 70–80% (Kędziora 1995).

Strumień ciepła utajonego nad powierzchniami łąkowymi (i leśnymi) stanowi w porze letniej najważniejszy składnik po stronie rozchodowej bilansu cieplnego w ciągu dnia. Udział strat ciepła w procesie ewapotranspiracji wynosi przeciętnie ok. 80% energii dochodzącej do powierzchni czynnej w postaci promieniowania różnicowego (Jaworski 1983).



1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* > Q^*_{\text{„}}$)

1.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{\text{„}}$)

1.1.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)

1.1.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)

1.2. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{\text{„}}$)

1.2.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)

2. Topoklimaty o przeciętnych wartościach Q^* w dzień ($Q^* \sim Q^*_{\text{„}}$)

2.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{\text{„}}$)

2.1.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)

2.1.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)

2.2. Topoklimaty o przeciętnych wartościach H w nocy ($H \sim H_{\text{„}}$)

2.2.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)

2.2.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)

2.3. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{\text{„}}$)

2.3.1. Topoklimat o przewadze H w nocy ($H > G$)

2.3.2. Topoklimat o przewadze G w nocy ($G > H$)

3. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach Q^* w dzień ($Q^* < Q^*_{\text{„}}$)

3.1. Topoklimaty o dodatnich odchyleniach H w nocy ($H > H_{\text{„}}$)

3.1.1. Topoklimat o przewadze H w dzień ($H > E$)

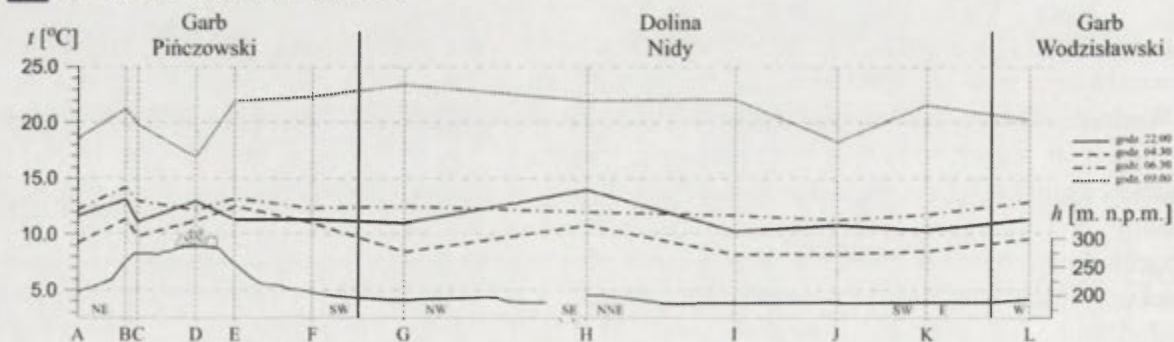
3.1.2. Topoklimat o przewadze E w dzień ($E > H$)

3.2. Topoklimaty o ujemnych odchyleniach H w nocy ($H < H_{\text{„}}$)

4. Topoklimat o wartościach H dodatnich w dzień i ujemnych nocą

5. Topoklimat z występowaniem strumienia ciepła antropogenicznego

Q^* - saldo promieniowania, G - strumień ciepła w podłożu, H - strumień ciepła jawnego, E - strumień ciepła utajonego, „ - powierzchnia standardowa



Ryc. 3. Topoklimaty wybranego fragmentu Ponięcia Pińczowskiego oraz rozkład temperatury powietrza na 1,5 m n.p.g. (16/17 lipca 1999 r.), (Żmudzka 2006)

Udział ten zwiększa się wraz ze wzrostem uwilgocenia powierzchniowych warstw gruntu. Przy jednakowej dostępności wilgoci wielkość tego strumienia jest zwykle większa w szerokich dobrze przewietrzanych dolinach (dolina Nidy, Strugi Podleskiej) niż w wąskich dolinkach i wąwozach, charakterystycznych dla strefy krawędziowej Garbu Pińczowskiego i terenów lessowych (mniejsze prędkości wiatru).

Najogólniej w badanym terenie można wydzielić dwie duże grupy topoklimatów, które umownie można nazwać grupą topoklimatów „autonomicznych” i „podporządkowanych”. W obszarach autonomicznych warunki meteorologiczne są modyfikowane wyłącznie przez miejscowe cechy podłoża, a w podporządkowanych kształtują się głównie pod wpływem adwekcji lokalnej, w mniejszym stopniu zaś zależą od fizycznych właściwości podłoża, a tym samym – od dopływu ciepła z gruntu do powierzchni. Do pierwszej grupy należą partie

wysoczyznowe, do drugiej zaś głównie Dolina Nidy i doliny jej dopływów. Na spływ i stagnację chłodnego powietrza nocą są narażone także polany śródleśne oraz wyrobiska pogipsowe, na przykład w Gackach, Szarbkowie, a także zagłębienia bezodpływowe. Doliny rozcinające krawędzie wysoczyzn pełnią rolę szlaków, którymi spływa chłodne powietrze (Żmudzka w druku).

Odrębną jednostkę typologiczną, wyróżniającą się m. in. mniejszym udziałem strumienia ciepła utajonego w bilansie cieplnym powierzchni czynnej, stanowi teren miasta Pińczowa (typ topoklimatu 5.). Ponadto ze względu na występujący tam strumień ciepła antropogenicznego mamy do czynienia ze zjawiskiem miejskiej wyspy ciepła, która latem rozwija się w godzinach wieczornych i na ogół zanika w porannych (punkt H, ryc. 3). Maksymalnie różnica temperatury między centrum a terenem poza miejskim osiągała wartość 5°C (Żmudzka w druku).

Choć lokalne oddziaływania powodują tylko pewną modyfikację przebiegu procesów meteorologicznych wynikających z działania makroskalowych czynników cyrkulacyjnych i geograficznych, jak wykazano, w niektórych sytuacjach synoptycznych mogą być one znaczące i mogą stwarzać jakościowo odmienne warunki życia człowieka. Dlatego też dla właściwego zagospodarowania środowiska istotne znaczenie ma szczegółowe rozpoznanie warunków klimatycznych na danym obszarze. Wyniki kartowania topoklimatycznego pozwalają określić zagrożenia, jakie w relacjach człowiek – środowisko może stwarzać na obszarze Ponidzia Pińczowskiego klimat lokalny. Za największe zagrożenie na badanym terenie można uznać występowanie na niektórych powierzchniach przymrozków. Na występowanie tego zjawiska jest najbardziej narażona dolina Nidy. W formach wklęsłych, ze względu na dość duże prawdopodobieństwo występowania inwersji termicznych i dużej wilgotności powietrza mogą stagnować zanieczyszczenia. Dobre przewietrzanie rozległej, przebiegającej z NW na SE doliny Nidy (prędkości wiatru porównywalne do mierzonych na wierzchołkach), a także silne prądy konwekcyjne w dzień nad stokami o „cieplej” ekspozycji sprzyjają jednak „oczyszczaniu się” tej formy wklęsłej. Korzystne warunki aerosanitarne na obszarze Ponidzia Pińczowskiego są także związane ze znacznym udziałem powierzchni zalesionych, pełniących istotną rolę w regeneracji zanieczyszczonego powietrza i powodujących, że teren ten jest aktywny pod względem biologiczno-klimatycznym.

Literatura

- Jaworski J., 1983, *O wymianie energii na powierzchni czynnej ląki*, Przegląd Geofizyczny, 28. 3–4, s. 303–313.
- Kędziora A., 1995, *Podstawy agrometeorologii*, PWRiL, Poznań.
- Kondracki J. (red.), 1966, *Studia geograficzne w powiecie pińczowskim*, Prace Geograficzne. 47.
- Mapa topograficzna, arkusz Pińczów M-34-54-A, Jędrzejów M-34-53-B, skala 1:50 000*, Główny Geodeta Kraju, 2002, Gokart-International, Rzeszów.
- Nakagawa S., 1984, *Study on evapotranspiration from pasture*, The University of Tsukuba, Environmental Research Center Papers, 4.
- Paszyński J., 1964a, *Wyniki badań klimatu lokalnego w powiecie pińczowskim w 1959 r.*, Dokumentacja Geograficzna PAN IG, nr 5, Warszawa.
- Paszyński J., 1964b, *Wyniki badań klimatu lokalnego w powiecie pińczowskim w 1960 r.*, Dokumentacja Geograficzna PAN IG, nr 5, Warszawa.
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J., 1999, *Wymiana energii między atmosferą a podłożem jako podstawa kartowania topoklimatycznego*, Dokumentacja Geograficzna, 14, s. 127.
- Żmudzka E., 2006, *Warunki termiczne i wilgotnościowe Ponidzia Pińczowskiego*. Plansza, Pałac Wielopolskich w Chrobrzu.
- Żmudzka E. w druku, *Warunki topoklimatyczne Ponidzia Pińczowskiego – teoretyczne, metodyczne i praktyczne aspekty badań*, Regionalne Studia Ekologiczno-Krajobrazowe, Problemy Ekologii Krajobrazu, 16, Warszawa.
- Żmudzka E., Kicińska B., Olszewski K., 2000, *Wpływ rzeźby i pokrycia terenu na zróżnicowanie klimatu lokalnego okolic Pińczowa*, Prace i Studia Geograficzne, 27, s. 99–129.

Adresy autorów

Arażny Andrzej

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii UMK
ul. Danielewskiego 6, 87-100 Toruń
andy@geo.uni.torun.pl

Bartczak Arkadiusz

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń
arkadiusz.bartczak@geopan.torun.pl

Bernat Sebastian

Zakład Ochrony Środowiska, Instytut Nauk o Ziemi UMCS
al. Kraśnicka 2C, 20-718 Lublin
seber@biotop.umcs.lublin.pl

Bogucka Małgorzata

Zakład Hydrologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa
malgosia_b@go2.pl

Brykała Dariusz

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń
darek@geopan.torun.pl

Burdziej Jan

Zakład Teledetekcji i Kartografii, Instytut Geografii UMK
ul. Gagarina 5, 87-100 Toruń
jan.burdziej@wp.pl

Chudziak Wojciech

Zakład Archeologii Średniowiecza i Czasów Nowożytnych, Instytut Archeologii UMK
ul. Szosa Bydgoska 44/48, 87-100 Toruń
chudy@uni.torun.pl

Chutkowski Karol

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń
karolc@geo.uni.torun.pl

Cieśliński Roman

Katedra Hydrologii, Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański
ul. Dmowskiego 16a, 80-952 Gdańsk
georc@univ.gda.pl

Czarnecki Adam

Pracownia Kształtowania Krajobrazu, Instytut Ekologii i Ochrony Środowiska UMK
Gagarina 9, 87-100 Toruń
czarn@biol.uni.torun.pl

Degórski Marek

Instytut Geografii i Zagospodarowania Przestrzennego PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
m.degorski@twarda.pan.pl

Dulias Renata

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
rdulias@wnoz.us.edu.pl

Gierszewski Piotr

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń
piotr.gierszewski@geopan.torun.pl

Giętkowski Tomasz

Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego
ul. Mińska 15, 85-428 Bydgoszcz
tomgie@ukw.edu.pl

Gilarowski Jerzy

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
ul. Karowa 20, 00-324 Warszawa
jgilarowski@uw.edu.pl

Gorączko Marcin

Katedra Inżynierii Sanitarnej i Wodnej, Akademia Techniczno-Rolnicza w Bydgoszczy
ul. Grodzka 18/20, 85-109 Bydgoszcz
gorgon@atr.bydgoszcz.pl

Grabowska Katarzyna

Zakład Klimatologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa
kasiagra@uw.edu.pl

Grobelska Halina

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń
halina@geopan.torun.pl

Grześ Marek

Zakład Kriologii i Badań Polarnych, Instytut Geografii UMK
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń
gmark@geo.uni.torun.pl

Habel Michał J.

Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego
ul. Mińska 15, 85-428 Bydgoszcz
mihab@oz.pl

Hak Vika

Instytut Skorupy Ziemskiej, Oddział Syberyjski, Rosyjska Akademia Nauk
ul. Lermontowa 128. Irkuck, Rosja
Khak@crust.irk.ru

Jaksa Arkadiusz

Zakład Geomorfologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
jaksa@geo.un.lodz.pl

Jaskulski Marcin

Zakład Geomorfologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
jaskul@geo.uni.lodz.pl

Jekatierynczuk – Rudeczyk Elżbieta

Zakład Hydrobiologii, Instytut Biologii, Uniwersytet w Białymstoku
ul. Świerkowa 20 B, 15-950 Białystok
rudeczyk@uwb.edu.pl

Juśkiewicz Włodzimierz

Pracownia Sedymentologii i Paleoekologii, Instytut Geografii UMK
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń
wwj@geo.uni.torun.pl

Kalińska Edyta

Zakład Geologii Czwartorzędu, Instytut Geologii Podstawowej, Uniwersytet Warszawski
al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
edyta.kalinska@uw.edu.pl

Karasiewicz Mirosław T.

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń
mtkar@uni.torun.pl

Kejna Marek

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii UMK
ul. Danielewskiego 6, 87-100 Toruń
makej@geo.uni.torun.pl

Kistowski Mariusz

Katedra Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska, Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański
ul. Dmowskiego 16A, 80-264 Gdańsk
geomk@univ.gda.pl

Kobojek Sławomir

Zakład Geomorfologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
skobojek@geo.uni.lodz.pl

Kordowski Jarosław

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń
jarek@geopan.torun.pl

Krocak Rafał

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków
krocak@poczta.fm

Krupa Adam

Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego
ul. Mińska 15, 85-428 Bydgoszcz
adamkrupa@autograf.pl

Kunz Mieczysław

Zakład Teledetekcji i Kartografii, Instytut Geografii UMK
ul. Gagarina 5, 87-100 Toruń
met@uni.torun.pl

Lamparski Piotr

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń
piotr.lamparski@geopan.torun.pl

Lechowicz Maciej

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa
m.a.lechowicz@uw.edu.pl

Lis Kamila

Zakład Teledetekcji i Kartografii, Instytut Geografii UMK
ul. Gagarina 5, 87-100 Toruń
Quantique@wp.pl

Luc Małgorzata

Zakład Teledetekcji i Kartografii, Instytut Geografii UMK
ul. Gagarina 5, 87-100 Toruń
m.luc@uni.torun.pl

Mazaeva Oksana A.

Instytut Skorupy Ziemskiej, Oddział Syberyjski, Rosyjska Akademia Nauk
ul. Lermontowa 128, Irkuck, Rosja
moks@crust.irk.ru

Maszewski Rafał

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii UMK
ul. Danielewskiego 6, 87-100 Toruń
rafmasz@geo.uni.torun.pl

Makarewicz Jakub

Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska w Bydgoszczy
ul. Piotra Skargi 2, 85-018 Bydgoszcz

Molewski Paweł

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń
molewski@geo.uni.torun.pl

Munzar Jan

Institute of Geonics, Academy of Sciences of the Czech Republic
Drobneho 28, 602 00 Brno, Czech Republic
munzar@geonika.cz

Napiwodzki Dawid

Pracownia Sedymentologii i Paleoekologii, Instytut Geografii UMK
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń
dnap@geo.uni.torun.pl

Olszewski Antoni

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń

Ondráček Stanislav

Institute of Geonics, Academy of Sciences of the Czech Republic
Drobneho 28, 602 00 Brno, Czech Republic
ondracek@geonika.cz

Panfil Monika

Katedra Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Warmińsko-Mazurski
pl. Łódzki 1/6, 10-719 Olsztyn
monika.panfil@uwm.edu.pl

Papis Joanna

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa
jzppapis@uw.edu.pl

Pawłowski Bogusław

Zakład Kriologii i Badań Polarnych, Instytut Geografii UMK
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń
boguspe@wp.pl

Plit Joanna

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Twarda 51/55, p.338, 00-818 Warszawa
plitjo@twarda.pan.pl

Przybylak Rajmund

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii UMK
ul. Danielewskiego 6, 87-100 Toruń
rpl1@geo.uni.torun.pl

Rdzany Zbigniew

Zakład Geomorfologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
zrdzany@geo.uni.lodz.pl

Roman Małgorzata

Katedra Badań Czwartorzędu, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki
ul. Kopcińskiego 31, 90-142 Łódź
mroman@geo.uni.lodz.pl

Ruman Marek

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
maro@plusnet.pl

Sewerniak Piotr

Zakład Gleboznawstwa, Instytut Geografii UMK
ul. Sienkiewicza 30, 87-100 Toruń
sewern@uni.torun.pl

Smolarek Wojciech

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
smoliczek@o2.pl

Szmańda Jacek B.

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń
szamnda@geo.uni.torun.pl

Szumińska Danuta

Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego
ul. Mińska 15, 85-428 Bydgoszcz
dszum@ukw.edu.pl

Świtoniak Marcin

Zakład Gleboznawstwa, Instytut Geografii UMK
ul. Sienkiewicza 30, 87-100 Toruń
svyistak@wp.pl

Tyszkowski Sebastian

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń
sebastian.tyszkowski@geopan.torun.pl

Uscka-Kowalkowska Joanna

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii UMK
ul. Danielewskiego 6, 87-100 Toruń
joanna@geo.uni.torun.pl

Vizi Zsuzsanna

Zakład Klimatologii, Instytut Geografii UMK
ul. Danielewskiego 6, 87-100 Toruń
vizi@uni.torun.pl

Warcholik Witold

Instytut Geografii, Akademia Pedagogiczna w Krakowie
ul. Darowskiego 9/18, 30-198 Kraków
warwitek@ap.krakow.pl

Weckwerth Piotr

Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Instytut Geografii UMK
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń
pweck@uni.torun.pl

Wiatrak Małgorzata

Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska w Kielcach
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce
mwiatrak@pu.kielce.pl

Żmudzka Elwira

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa
elwira@uw.edu.pl

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. 022 826 18 35.

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

Tekst należy przygotować w wersji komputerowej (np. w programie WORD 7.0);

Tabele opracowane w programie Excel lub Word w oddzielnym pliku;

Podpisy pod ryciny w języku polskim i angielskim (Word) powinny być umieszczone w oddzielnym pliku;

Ryciny (opracowane komputerowo; format zapisu JPG);

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;

Cytowanie literatury:

w tekście głównym: J. Kwiatkowski (1995) lub (Kwiatkowski 1995)

w spisie literatury: Kwiatkowski J., 1995, tytuł (kursywa), wydawnictwo, miejsce wydania, strony (przy artykułach z czasopism).

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 GAŁCZYŃSKA, ROMAN KULIKOWSKI – Wieś i rolnictwo strefy podmiejskiej Warszawy. Zróźnicowania przestrzenne i procesy transformacji.
21. MARIUSZ KOWALSKI, PRZEMYSŁAW ŚLESZYŃSKI – Uwarunkowania zachowań wyborczych w województwie śluskim.

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 GAŁCZYŃSKA, 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 pięćdziesiątą rocznicę działalności.
31. Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych. Tom dedykowany prof. dr. hab. Janowi Szupryczyńskiemu w 70. rocznicę urodzin.

PL- ISSN 0012-5032
ISBN 83-87954-72-1

<http://rcin.org.pl>