

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

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK
2006, TOM 78, ZESZYT 1



WARSZAWA 2006

RADA REDAKCYJNA

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

KOMITET REDAKCYJNY

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

Adres Redakcji:
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego PAN, 00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55
Tel. (022) 69 78 844; e-mail: l.kwiat@twarda.pan.pl

INDEKS 370894
ISSN-0033-2143

Ark. wyd. 14,0	Oddano do składania w marcu 2006 r.
Ark. druk. 10,5	Druk ukończono w kwietniu 2006 r.

Skład: Aleksandra Deręgowska, Pracownia Kartografii i SIG IGiPZ PAN
Druk: Drukarnia Klimiuk, 00-372 Warszawa, ul. Foksal 11

SPIS TREŚCI

ARTYKUŁY

- Degirmendżić J. – Wzrost częstości i intensywności maksimów prędkości w górnotroposferycznym prądzie strumieniowym nad Europą w latach 1958–2003..... 5
An increase in frequency and intensity of upper-tropospheric jet streaks over Europe in the period 1958–2003..... 23
- Kot R., Leśniak K. – Ocena georóżnorodności za pomocą miar krajobrazowych – podstawowe trudności metodyczne 25
Geodiversity valuation with the aid of landscape indices – basic methodological obstructions..... 44
- Weckwerth P. – Problem bifurkacji Wisły pod Fordonem (Bydgoszcz) na tle ewolucji Kotliny Toruńskiej pod koniec plenivistulianu 47
The problem of the bifurcated flow of the Vistula River at Fordon (Bydgoszcz) against the background of the evolution of the Toruń Basin at the end of the Plenivistulian 67
- Górska M. – Wybrane cechy teksturalne glin lodowcowych i osadów wodnolodowcowych fazy pomorskiej północno-wschodnich Niemiec 69
Some textural features of till and fluvioglacial deposits of the Pomeranian Phase in north-eastern Germany 88
- Dąbski M. – Geneza sortowanych gruntów strukturalnych – przegląd literatury 91
Formation of sorted patterned grounds – a literature review 106
- Wójcik J. – Rozwój rzeźby antropogenicznej powstałej pod wpływem górnictwa węglowego w Wałbrzychu i okolicy w latach 1975–1996, w świetle gospodarki odpadami górnictwymi 109
The development of the anthropogenic relief from the coal mining industry in the Wałbrzych Basin on the ground of the management of waste materials from coal mining in 1975–1996 126
- Walczak M. – Ogólnogeograficzna i glebowa charakterystyka siedlisk i lęgówisk żółwia błotnego w wybranych uroczyskach Poleskiego Parku Narodowego..... 127
The characteristics of general geographical conditions and soils in the habitats and breeding grounds of the European Pond Turtle (*Emys orbicularis*) in Poleski National Park 149

RECENZJE

- A. Kaniecki – Poznań. Dzieje miasta wodą pisane (*W. Jankowski*)..... 151
- P. Gębica – Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej (*J. Szupryczyński*) 153
- G. Miotk-Szpiganowicz, K. Tobolski, J. Zachowicz (red.) – Osady zbiorników akumulacji biogenicznej. Przewodnik do prac laboratoryjnych i terenowych (*S. Żurek*)..... 156

KRONIKA

- Działalność Rady Naukowej Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN w 2005 roku (*B. Krawczyk*) 159

III Konferencja ESEH „History and sustainability” – Florencja, 16–19 II 2005 r. (<i>D. Brykała</i>)	161
II Międzynarodowe Seminarium Turystyki Górskiej „Schroniska górskie – wyzwanie dla turystów i przyrody?” – Szklarska Poręba, 14–17 IV 2005 r. (<i>K. R. Mazurski</i>).....	162
Konferencja naukowa „Środowisko przyrodnicze jako przedmiot badań interdyscyplinarnych: teoria i praktyka” – Busko-Zdrój, 2–4 VI 2005 r. (<i>B. Stojek</i>)	164
XXXI Sympozjum Polarne – Kielce, 12–14 IX 2005 r. (<i>A. Zieliński</i>)	166

Wzrost częstości i intensywności maksimów prędkości w górnotroposferycznym prądzie strumieniowym nad Europą w latach 1958–2003*

*An increase in frequency and intensity of upper-tropospheric jet streaks
over Europe in the period 1958–2003*

JAN DEGIRMENDŹIĆ

Katedra Geografii Fizycznej, Uniwersytet Łódzki,
90–139 Łódź, ul. Narutowicza 88; e-mail: jandegir@uni.lodz.pl

Zarys treści. Wykorzystując automatyczną procedurę wyróżniono mezoskalowe maksima w polu wiatru w górnej troposferze (*jet streak*) nad Europą w okresie 1958–2003. Określono ich liczbę, prędkość wiatru w punkcie centralnym maksimum oraz liczbę dni z co najmniej jednym *jet streak*. Przeanalizowano roczny cykl powyższych parametrów oraz ich zmiany w wieloleciu. Zarówno liczba układów jak i prędkość wiatru w *jet streak* cechuje się rosnącą tendencją w sektorze polarnego prądu strumieniowego. Szczególnie silny wzrost zaobserwowano w I połowie dekady lat 1970. w półroczu chłodnym. W strefie podzwrotnikowego prądu strumieniowego brak jest istotnych statystycznie trendów, jedynym wyjątkiem jest marcowy spadek liczby oraz prędkości *jet streak*.

Słowa kluczowe: *jet streak*, górna troposfera, Europa, roczny cykl, zmienność wieloletnia.

Wstęp

Prądy strumieniowe w górnej troposferze są jednym z czynników, które wpływają na dynamikę dolnych układów ciśnienia i determinują przebieg procesów pogodowych, a zwłaszcza występowanie zjawisk ekstremalnych. Proces dolnej cyklogenezy i rozwój niżu zależą w znacznej mierze od obecności mezoskalowego maksimum prędkości wiatru w wyższej atmosferze, usytuowanego w osi prądu strumieniowego. W literaturze anglojęzycznej taki obszar określany jest nazwą *jet streak*. Ze względu na brak polskiego odpowiednika w opracowaniu stosuje się nazwę angielską. *Jet streak* intensyfikuje składową ageostroficzną w sektorze wejścia i wyjścia prądu strumieniowego, która stanowi górną gałąź

* Opracowanie wykonane w ramach grantu Ministerstwa Nauki i Informatyzacji nr PBZ-KBN-086/P04/2003.

komórek cyrkulacji rozwijających się w płaszczyźnie prostopadłej do osi prądu strumieniowego. Prostoliniowy *jet streak* sprzyja unoszeniu mas powietrza pod lewym sektorem wyjścia oraz pod prawym sektorem wejścia – te dwa obszary prądu strumieniowego sprzyjają dolnej cyklogenezie (Hovanec i Horn, 1975). C. Mattocks i R. Bleck (1986) podkreślają rolę wymuszonej cyrkulacji termicznej w sektorze wyjścia w rozwoju cyklonów po zawietrznej stronie Alp i nad Zatoką Genueńską. L. Uccellini i P. Kocin (1987) natomiast wskazują na ważną rolę układu dwóch sprzężonych *jet streaks*, w którym lewy sektor wyjścia w podzwrotnikowym prądzie pokrywa prawy sektor wejścia polarnego prądu strumieniowego. Układy podwójne intensyfikują ruchy wznoszące i mogą powodować spadek ciśnienia w centrum niżu, który przekracza 3 hPa h^{-1} (Reed i Albright, 1986).

Celem analizy przedstawionej w pracy jest określenie zmienności rocznej oraz wieloletniej częstości oraz intensywności *jet streaks* w górnotroposferycznych prądach strumieniowych nad Europą. Może ona również stanowić tło do rozważań na temat możliwych statystycznych związków między prądami strumieniowymi a aktywnością cyklonalną w dolnej troposferze. Większość dotychczasowych badań na temat obserwowanych zmian aktywności niżów na obszarze Europy i wschodniego Atlantyku wskazuje na wzrost częstości oraz systematyczny spadek ciśnienia w centrum głębokich cyklonów, szczególnie wyraźny po roku 1970 (Schinke, 1993; Lambert, 1996; Kozuchowski, 1995; Ebisuzaki i Chelliah, 1998; Kłysik i Sazonov, 1996). Prognozy skonstruowane z wykorzystaniem modeli GCM, zakładających podwojenie CO_2 , na ogół wskazują także na prawdopodobny wzrost aktywności cyklonów pozazwrotnikowych (Ulbrich i Christoph, 1999; Lambert, 1995).

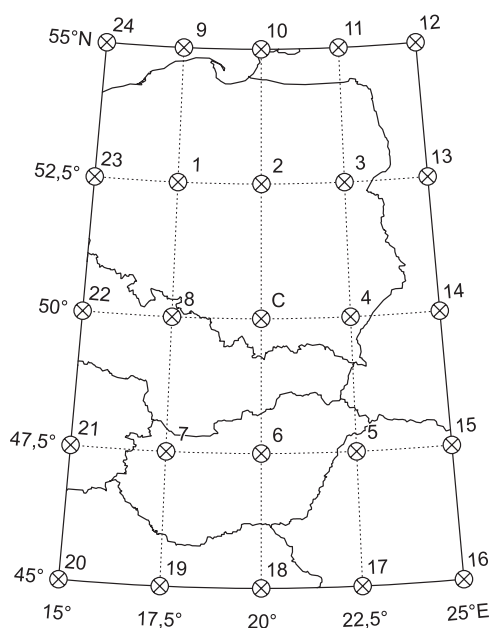
W artykule omówiono bazę danych wektorów wiatru, zasadę konstrukcji procedury numerycznej wykrywającej *jet streak* w polu wiatru oraz opisano podstawowe statystyki wykorzystane w analizie rocznego cyklu oraz trendów. Następnie zanalizowano kształt oraz określono terminy ekstremów rocznego przebiegu statystyk opisujących dynamikę *jet streak*, oszacowano także trendy liniowe częstości *jet streaks* oraz prędkości wiatru w obrębie tych mezostruktur w latach 1958–2003. Na koniec przedstawiono główne wnioski i skonfrontowano je z rezultatami innych prac. Ponadto sprawdzono, czy wahania międzyroczne widoczne w szeregach czasowych analizowanych statystyk wynikają ze zmiany systemu obserwacji wykorzystywanego do asymilacji danych NCEP–NCAR Reanalysis.

Opis danych i metod

W analizie pola wiatru wykorzystano składowe strefowe i południkowe z powierzchni 250 hPa, z godziny 0, 6, 12 i 18 UTC, obejmujące okres 1958–2003 i rozmieszczone w siatce punktów gridowych o rozdzielczości $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. Badano obszar ograniczony południkami 30°W i 50°E oraz równoleżnikami 30° i 70°N . Składowe wiatru zaczerpnięto z bazy NCEP – NCAR Reanalysis (Kalnay i inni, 1996).

W opracowaniu wykorzystano także serie średnich miesięcznych i rocznych indeksu NAO P. Jonesa (1997), które przefiltrowano średnią ruchomą 3-elementową. Serie indeksu NAO pozyskano z Climate Research Unit, University of East Anglia w Norwich (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm>).

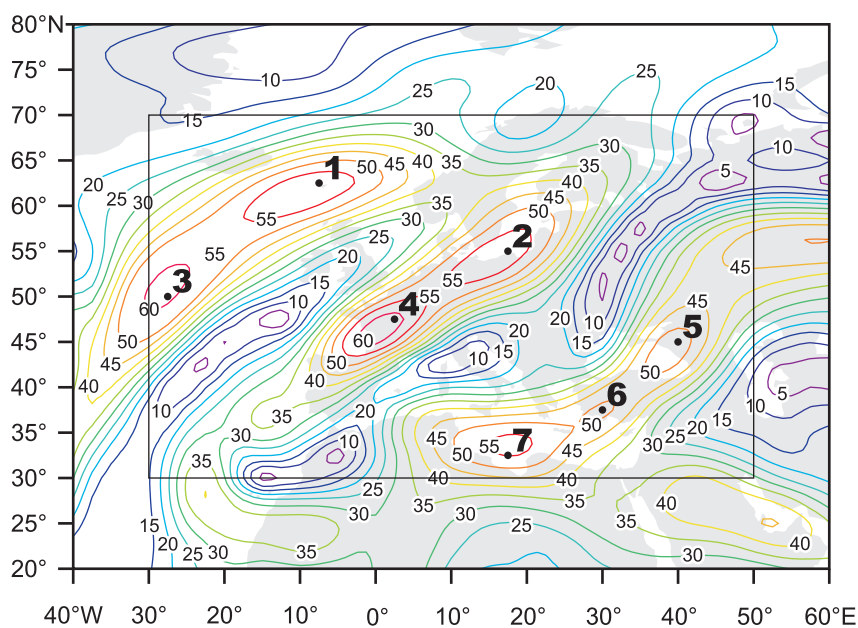
Skonstruowano automatyczny algorytm, który lokalizuje mezoskalowe maksima prędkości wiatru w prądzie strumieniowym. Porównuje on prędkość w każdym gridzie znajdującym się w granicach analizowanego obszaru, z wartościami z 24 sąsiadujących punktów (ryc. 1). Punkt gridowy (C) klasyfikowany jest jako środek *jet streak* jeżeli: (1) prędkość w tym punkcie jest większa od wartości progowej, (2) w punktach 1–8, które bezpośrednio sąsiadują z gridem C, prędkość wiatru przewyższa 30 ms^{-1} , (3) prędkość w gridzie C przewyższa wartości we wszystkich 24 otaczających punktach. Analizując częstość *jet streaks* oraz liczbę dni z co najmniej jednym takim maksimum przyjęto wartość progową równą 50 ms^{-1} . Praktyka synoptyczna i dotychczasowe badania wskazują na to, że słabsze maksima nie wpływają istotnie na dynamikę układów niżowych w dolnej troposferze (Uccellini i Kocin, 1987; Achtor i Horn, 1986). Obliczając średnią prędkość najsilniejszego *jet streak* obniżono wartość progową do 40 ms^{-1} , tak aby statystyka była reprezentatywna także w miesiącach letnich.



Ryc. 1. Rozmieszczenie punktów gridowych – prędkość wiatru w zaznaczonych punktach węzłowych jest wykorzystana przez algorytm numeryczny określający pozycję *jet streak* w polu wiatru. C – punkt centralny *jet streak*.

Distribution of grid points – wind speed at selected points is used by the numerical algorithm determining the position of the jet streak in the wind field. C – central point of jet streak.

Za pomocą automatycznej procedury obliczono liczbę *jet streaks* w każdym z 67 204 pól wiatru (46 lat, 4 terminy obserwacyjne), określono współrzędne geograficzne punktu C oraz prędkość wiatru w tym gridzie. Wyróżniono *jet streak* o największej prędkości w danym terminie obserwacyjnym. Powyższe, automatycznie oszacowane parametry maksimum porównano z tymi samymi parametrami, określonymi na podstawie wizualnej oceny 154 losowo wybranych rozkładów prędkości wiatru. Wylosowano 20 pól z 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6 *jet streaks*. Z uwagi na małą liczbę pól z 7 lub więcej lokalnymi maksimum wiatru uwzględniono wszystkie 10 pól z 7, 3 z 8 i jedno pole z 9 *jet streaks*. Mapy prędkości wiatru wykreślono przy użyciu pakietu GrADS (Grid Analysis and Display System), stosując cięcie izotach 1,0 ms⁻¹. Liczba maksimum, ich pozycja oraz prędkość wyznaczone przez algorytm pokrywają się z parametrami określonymi w procesie wizualnego oglądu map. Na rycinie 2 przedstawiono przykładowe pole wiatru z *jet streaks* wyznaczonymi automatycznie przez algorytm.

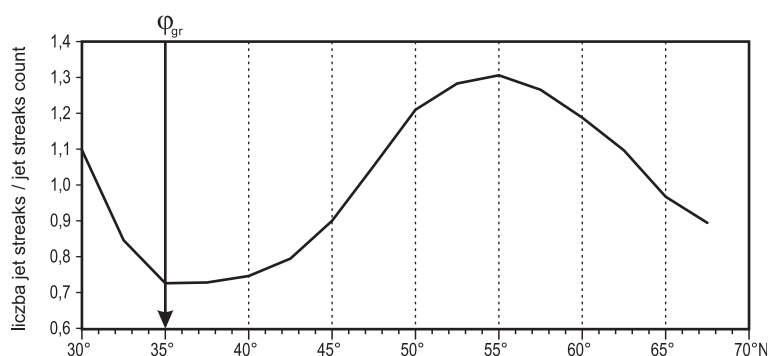


Ryc. 2. Przykładowe pole wiatru na powierzchni 250 hPa nad Europą z wyznaczonymi automatycznie *jet streaks* (1–7) – 26 listopada 1972, godz. 18 UTC. Izotachy w ms⁻¹. Ramka wyznacza analizowany obszar.

Example wind field at the 250 hPa level over Europe with automatically detected *jet streaks* (1–7) – 26th November 1972, 18 UTC. Isotachs in ms⁻¹. Box delimits region analysed.

Przeprowadzono oddzielną analizę podzwrotnikowego oraz polarnego prądu strumieniowego. Granicę pomiędzy sektorami obu prądów wyznacza szerokość geograficzna (φ_{gr}) minimum w przebiegu strefowo uśrednionej częstości *jet*

streaks o prędkości większej bądź równej 40 ms^{-1} . Przyjęto niższy próg prędkości, aby uwzględnić jak największą liczbę względnie wyraźnych maksimów — potraktowano je jako punkty wyznaczające pozycję prądu strumieniowego. Liczbę lokalnych maksimów wiatru zsumowano wzdłuż równoleżników w zakresie szerokości $30\text{--}70^\circ\text{N}$ co $2,5^\circ$ i odniesiono ją do standardowej powierzchni 10^6 km^2 i pojedynczego terminu obserwacji. φ_{gr} wynosi 35°N (ryc. 3).



Ryc. 3. Średnia strefowa liczba *jet streaks* nad Europą w okresie 1958–2003. Wartości odniesiono względem stałej powierzchni 10^6 km^2 oraz pojedynczego terminu pomiarowego. Zaznaczono granicę między sektorami polarnego i podzwrotnikowego prądu strumieniowego (φ_{gr}).

Zonally averaged number of jet streaks over Europe in the period 1958–2003. Values expressed per area of 10^6 km^2 and a single observation time. Border between sectors of polar and sub-tropical jet stream is denoted (φ_{gr}).

Obliczono następujące statystyki charakteryzujące dynamikę prądów strumieniowych: średnią liczbę *jet streaks* występujących w polu wiatru w terminie obserwacyjnym, największą w wieloleciu liczbę maksimów prądu strumieniowego jaką zaobserwowano w terminie obserwacyjnym nad Europą, średnią prędkość wiatru w centrum najsilniejszego w terminie obserwacyjnym *jet streak*, największą zanotowaną taką prędkość w wieloleciu oraz sumę dni z co najmniej jednym mezoskalowym maksimum wiatru. Powyższe statystyki obliczono dla miesięcy i roku. Liczbę dni z *jet streak* obliczono dzieląc przez cztery liczbę terminowych obserwacji z co najmniej jednym takim maksimum. Wyznaczono także współczynniki trendów liniowych średniej miesięcznej i rocznej liczby maksimów oraz prędkości w obrębie najsilniejszego *jet streak*, jak również sumy miesięcznych i rocznych liczby dni z co najmniej jednym maksimum prądu. Istotność trendów oszacowano testem *F*. Wykorzystano także ruchomy test *t*-studenta w celu zlokalizowania potencjalnych punktów zerwania jednorodności w seriach czasowych (Tao i inni, 2004; Fortuniak, 2000).

Roczny cykl częstości i intensywności *jet streaks*

Średnią liczbę maksimów prądu strumieniowego w sektorze polarnym charakteryzuje cykl roczny (tab. 1). Średnio w roku w terminie pomiarowym występuje jeden *jet streak*. Wartości powyżej 1,0 występują od września do marca. W tym okresie zanotowano także największą w wieloleciu liczbę *jet streaks* równą 6 w sektorze prądu polarnego. Najmniej *jet streaks* w prądzie polarnym występuje w maju i miesiącach letnich. Przebieg liczby maksimów w cyklu rocznym cechuje się niewielką asymetrią; spadek w okresie od grudnia do maja ma charakter stopniowy, podczas gdy ponowny przyrost do wartości charakterystycznych dla zimy realizuje się głównie na przełomie sierpnia i października. Średnia prędkość wiatru w centrum najsilniejszego w terminie obserwacyjnym *jet streak* w sektorze prądu polarnego nad Europą ma również cykl roczny – wartość najwyższa ($61,4 \text{ ms}^{-1}$) wypada w grudniu (tab. 1). Wartość prędkości w styczniu jest niewiele niższa. Latem średnia prędkość spada do 51 ms^{-1} , chociaż zdarzają się także *jet streaks*, w których prędkość przewyższa 70 ms^{-1} . Maksymalną prędkość $104,4 \text{ ms}^{-1}$ ($\sim 376 \text{ kmh}^{-1}$) zaobserwowano nad wschodnim Atlantykiem w dniu 27 grudnia 1983 roku o godz. 12 UTC. Najwięcej dni z co najmniej jednym *jet streak* (26,5) w sektorze prądu polarnego występuje w grudniu. W okresie od października do stycznia średnio przez co najmniej 25 dni w miesiącu utrzymuje się 1 lub więcej *jet streaks* w polu wiatru. Minimum pojawia się w maju. Podobnie jak w przypadku średniej liczby maksimów, również liczba dni z nimi cechuje się nagłym wzrostem na przełomie sierpnia i września. Średnio w roku występuje 238 dni z *jet streak* (tab. 1).

Tabela 1. Statystyki *jet streaks* w sektorze polarnego prądu strumieniowego nad Europą w okresie 1958–2003

Statystyki	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
L_{SR}	1,4	1,3	1,1	0,8	0,5	0,6	0,6	0,6	1,1	1,4	1,5	1,5	1,0
L_{MAX}	6,0	6,0	5,0	4,0	4,0	4,0	5,0	5,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0
V_{SR}	60,8	59,4	56,7	53,2	50,9	51,3	50,8	51,4	55,5	58,8	60,1	61,4	56,1
V_{MAX}	102,9	101,6	91,7	83,5	78,4	75,7	73,2	74,3	90,3	97,2	96,4	104,4	104,4
D_{SR}	25,2	21,3	21,2	16,6	12,8	14,1	14,2	14,7	20,8	25,2	25,1	26,5	237,9

L_{SR} – średnia i L_{MAX} – maksymalna liczba *jet streaks* w terminie obserwacyjnym,

V_{SR} – średnia prędkość w punkcie środkowym najsilniejszego *jet streak* w terminie obserwacyjnym [ms^{-1}],

V_{MAX} – największa zaobserwowana w wieloleciu prędkość wiatru w obrębie *jet streak* [ms^{-1}],

D_{SR} – średnia liczba dni z co najmniej jednym *jet streak*.

W sektorze prądu podzwrotnikowego ($30\text{--}35^\circ\text{N}$) liczba *jet streaks* przewyższa znacząco średnią roczną w okresie od grudnia do kwietnia. Warto zauważyć, że największe wartości przypadają na luty i kwiecień, czyli na okres, kiedy prąd polarny zaczyna już słabnąć (tab. 2, por. tab. 1). W związku z tym, że

analizowany sektor nie obejmuje całej struktury podzwrotnikowego prądu strumieniowego, a jedynie jego północne peryferia, podwyższona liczba *jet streaks* w kwietniu może częściowo być związana z przemieszczaniem się osi prądu w cyklu rocznym wraz z północną granicą komórki Hadleya w większe szerokości geograficzne, a nie z jego wzmożoną aktywnością. Analogicznie, liczba *jet streaks* w okresie grudzień–luty może być zaniżona w porównaniu z wartością liczoną dla całej struktury prądu. W okresie lata natomiast, obliczone statystyki można traktować jako reprezentatywne dla całej struktury prądu z uwagi na jego bardziej północne położenie. W dwóch letnich miesiącach (lipcu i sierpniu) wielolecia 1958–2003 w ogóle nie wystąpiły silne *jet streaks*.

Tabela 2. Statystyki *jet streaks* w sektorze podzwrotnikowego prądu strumieniowego nad Europą w okresie 1958–2003

Statystyki	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
L_{SR}	0,58	0,66	0,65	0,66	0,39	0,11	0,00	0,00	0,01	0,14	0,44	0,65	0,36
L_{MAX}	4,0	4,0	5,0	4,0	4,0	3,0	1,0	1,0	2,0	2,0	4,0	4,0	5,0
V_{SR}	62,0	63,5	62,1	58,5	52,2	47,7	45,5	43,9	44,8	48,7	54,5	59,3	57,0
V_{MAX}	91,8	96,8	99,7	86,0	78,6	68,8	55,0	52,1	60,8	69,8	79,4	96,8	99,7
D_{SR}	14,5	14,6	15,5	15,8	10,1	3,0	0,1	0,0	0,3	4,1	11,3	16,1	105,5

Symbole jak w tab. 1.

Największa prędkość w obrębie *jet streak* w strefie peryferyjnej prądu podzwrotnikowego występuje w lutym. W styczniu i w marcu utrzymuje się również na wysokim poziomie 62 ms^{-1} (tab. 2). Minimum przypada na sierpień. Maksymalne prędkości w analizowanym sektorze są nieco mniejsze niż na obszarze prądu polarnego. Rekordowo silny *jet streak* o prędkości $99,7 \text{ ms}^{-1}$ ($\sim 359 \text{ kmh}^{-1}$) wystąpił 6 marca 1973 (12 UTC).

W sektorze prądu podzwrotnikowego najwięcej (około 16) dni z *jet streak* występuje w grudniu. Pojawia się jednak także drugie maksimum przypadające na okres marzec–kwiecień (tab. 2). Dni z *jet streak* o prędkości przewyższającej 50 ms^{-1} są rzadkością w okresie letnim, a w sierpniu nie występują wcale.

Zmiany częstości i intensywności *jet streaks* w wieloleciu

Liczba *jet streaks* rośnie wyraźnie w sektorze polarnego prądu strumieniowego w latach 1958–2003 (ryc. 4). W styczniu występuje największy trend dodatni. Na drugim miejscu plasuje się marzec, a współczynniki istotne na poziomie $\alpha = 0,05$ charakteryzują zmianę liczby *jet streaks* w okresie od października do kwietnia oraz w czerwcu i lipcu (9 miesięcy). W szeregach czasowych, które cechują się wyraźnym trendem dodatnim, można zaobserwować dość szybki wzrost we wczesnych latach 1970. Jest on najbardziej widoczny w chłodnej porze roku i w serii rocznej (ryc. 7 i 8). Lata 1960. cechują się obniżoną liczbą

jet streaks. Minimum przypada na przełom lat 1960. i 1970. Dekada lat 1990. wyróżnia się natomiast względnie wysoką liczbą maksimum w prądzie strumieniowym w okresie od stycznia do kwietnia. Największy przyrost liczby *jet streaks* w ostatniej dekadzie w porównaniu z latami 1960. zanotowano w okresie od stycznia do marca (tab. 3).

Tabela 3. Statystyki opisujące zmiany częstości i intensywności *jet streaks* w sektorze polarnego prądu strumieniowego nad Europą w okresie 1958–2003

Statystyki	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
L_{SR}													
a	0,68	0,54	0,62	0,45	0,16	0,34	0,21	0,10	0,29	0,46	0,32	0,34	0,38
R^2	0,30	0,21	0,27	0,26	0,05	0,17	0,10	0,02	0,08	0,28	0,16	0,13	0,57
1994–2003	1,60	1,54	1,34	0,99	0,64	0,80	0,66	0,61	1,12	1,61	1,57	1,58	1,17
Δ	0,50	0,51	0,48	0,40	0,11	0,31	0,16	-0,02	0,19	0,38	0,28	0,34	0,30
V_{SR}													
a	7,19	5,85	4,96	3,02	0,62	2,02	1,88	0,75	3,33	4,44	3,98	1,28	3,27
R^2	0,25	0,19	0,23	0,15	0,01	0,10	0,11	0,01	0,14	0,29	0,19	0,02	0,59
1994–2003	62,70	61,80	58,40	54,90	51,50	52,50	51,40	50,90	56,20	60,50	61,60	60,30	57,10
Δ	6,00	4,90	3,60	2,60	0,10	2,00	1,30	-0,30	2,10	3,30	3,50	1,80	2,60
D													
a	6,20	5,00	6,60	6,60	3,80	5,10	4,40	1,00	3,20	4,40	2,60	2,40	51,20
R^2	0,22	0,18	0,18	0,22	0,07	0,12	0,12	0,01	0,06	0,23	0,09	0,09	0,49
1994–2003	26,90	24,10	23,80	19,80	15,40	16,30	15,10	13,80	21,20	26,50	26,40	27,20	256,30
Δ	4,80	5,10	4,90	5,60	2,50	4,60	3,00	-0,90	2,20	3,10	3,20	3,00	41,10

a – współczynniki trendu liniowego przeliczone na 46 lat (1958–2003),

L_{SR} – średnia liczba *jet streaks* w terminie obserwacyjnym,

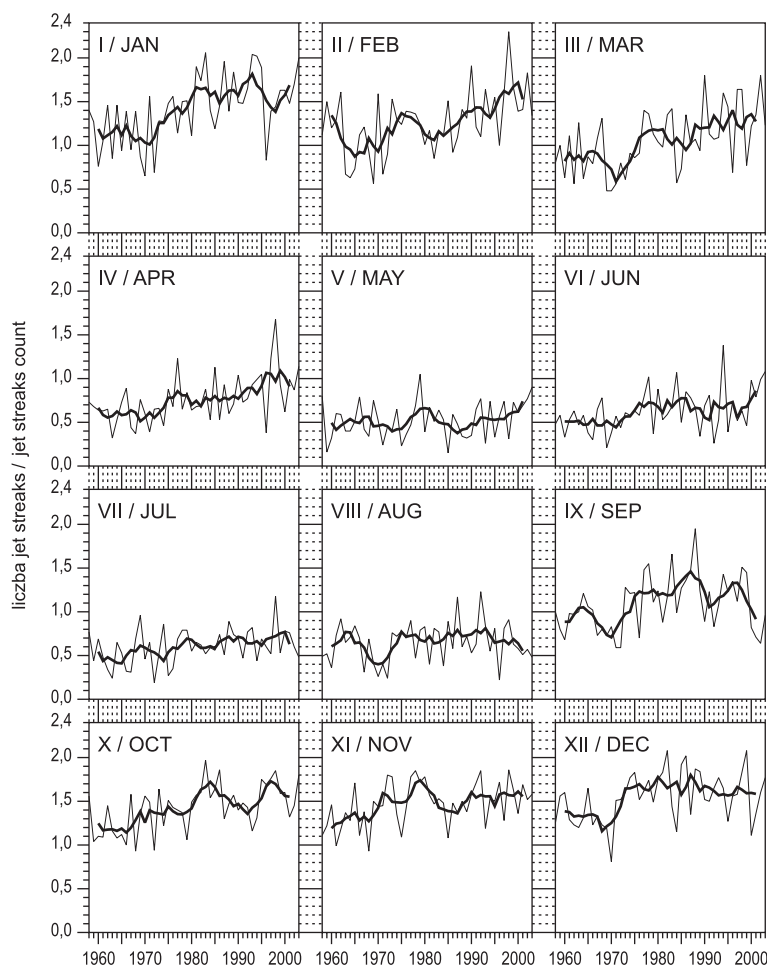
V_{SR} – średnia prędkość w centrum najsilniejszego *jet streak*,

D – liczba dni z co najmniej jednym *jet streak*,

R^2 – współczynniki determinacji. Wartości L_{SR} , V_{SR} i D_{SR} w dekadzie 1994–2003 oraz różnica między dekadami 1994–2003 i 1961–1970 (Δ). Pogrubioną czcionką zaznaczono współczynniki trendu istotne, według testu F , na poziomie 0,05.

Rosnącej liczbie *jet streaks* prądu polarnego towarzyszy wzrost intensywności maksimum prądu strumieniowego. Trendy średniej prędkości w punkcie centralnym najsilniejszego *jet streak* we wszystkich miesiącach, z wyjątkiem maja, sierpnia oraz grudnia, są dodatnie i istotne statystycznie. Najwyższe współczynniki występują w okresie zimowym. Na przykład w styczniu prędkość w obrębie najsilniejszego *jet streak* wzrosła o około 7 ms^{-1} ($\sim 25 \text{ kmh}^{-1}$) w 46-leciu. Sierpień jest jedynym miesiącem, w którym ostatnią dekadę charakteryzuje mniejsza prędkość wiatru w porównaniu z latami 1960. We wszystkich miesiącach w roku z wyjątkiem maja i sierpnia widoczny jest wzrost prędkości wiatru w górnej troposferze, który pojawia się w latach 1970. i na początku 1980. (ryc. 5). Przebieg średniej rocznej prędkości w centrum najsilniejszego *jet streak*

wskazuje na „skok” – wzrost prędkości o około 3 ms^{-1} – który wystąpił w latach 1972–1978. Przed rokiem 1972 wartości nie przekraczały $55,5 \text{ ms}^{-1}$, a począwszy od roku 1973 nie spadają poniżej tej wartości (ryc. 7).

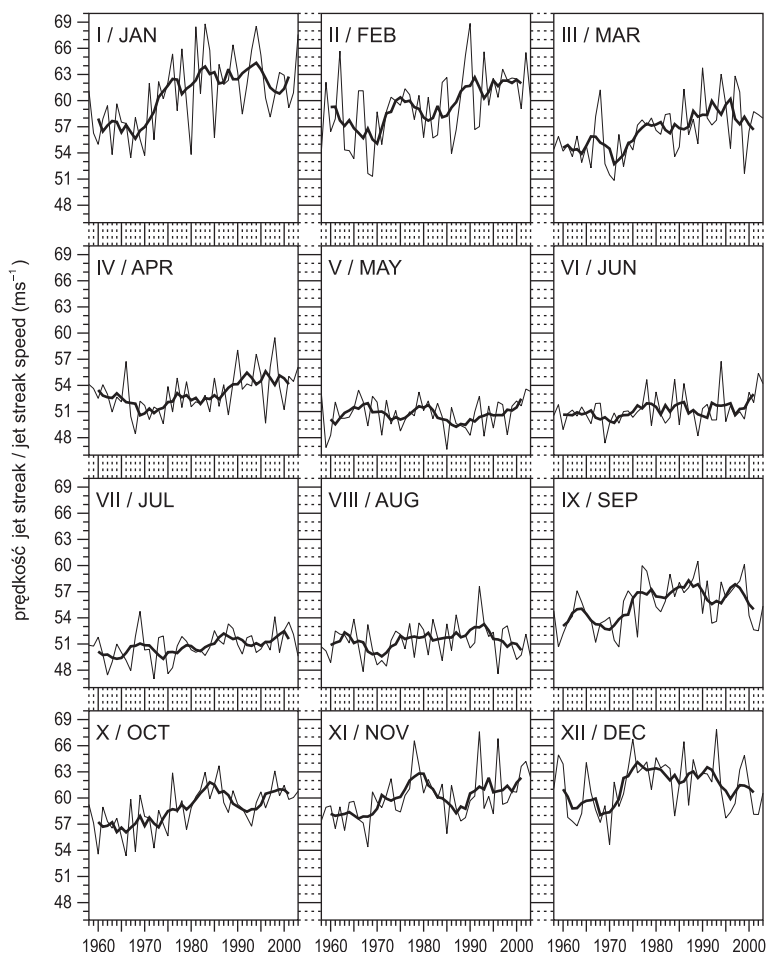


Ryc. 4. Średnia miesięczna liczba *jet streaks* w terminie obserwacyjnym w sektorze polarnego prądu strumieniowego w okresie 1958–2003. Szeregi wygładzono 5-elementową średnią ruchomą (linia pogrubiona).

Monthly mean number of jet streaks at observation time within sector of polar jet stream in years 1958–2003. Time series smoothed with 5-element moving average (thick line).

Najsilniejszy trend liczby dni z *jet streak* występuje w marcu i kwietniu – zanotowano wzrost o prawie tydzień (6,6 dnia) w okresie 46 lat (tab. 3). W grudniu i styczniu w dekadzie 1994–2003 średnia liczba dni z co najmniej jednym maksimum w polu wiatru oscyluje wokół 27, co oznacza bardzo małe

prawdopodobieństwo, że w tych miesiącach nie wystąpi silny *jet streak* nad Europą. Trendy dodatnie nie osiągają poziomu istotności statystycznej jedynie w maju, sierpniu i wrześniu. Charakterystyczną cechą większości szeregów jest minimum z przełomu lat 1960. i 1970. oraz wzrost w latach 1970. (ryc. 6).



Ryc. 5. Średnia miesięczna prędkość w centrum najsilniejszego w terminie obserwacyjnym *jet streak* w sektorze polarnego prądu strumieniowego w okresie 1958–2003.

Szeregi wygładzono 5-elementową średnią ruchomą (linia pogrubiona).

Monthly mean speed in the central point of strongest jet streak within sector of polar jet stream at time of observation in years 1958–2003. Time series smoothed with 5-element moving average (thick line).

Trendy częstości *jet streaks* w obrębie prądu podzwrotnikowego są w większości nieistotne statystycznie, tylko marzec i wrzesień charakteryzują istotne trendy spadkowe (tab. 4). Trend wrześniowy jest artefaktem, ponieważ liczony jest

z kilku wartości. Trend w marcu, w związku z tym, że w tym miesiącu występuje jeszcze stosunkowo dużo *jet streaks*, a podzwrotnikowy prąd strumieniowy jest dość silny (por. tab. 2), może świadczyć o przemieszczaniu osi prądu ku równikowi.

Tabela 4. Statystyki opisujące zmiany częstości i intensywności *jet streaks* w sektorze podzwrotnikowego prądu strumieniowego nad Europą w okresie 1958–2003

Statystyki	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
L_{SR}													
A	0,02	-0,02	-0,38	0,07	-0,04	-0,06	-0,01	0,00	-0,02	0,01	0,12	0,04	-0,02
R^2	0,00	0,00	0,12	0,01	0,00	0,05	0,03	0,00	0,12	0,00	0,03	0,00	0,01
1994–2003	0,67	0,73	0,51	0,72	0,36	0,06	0,00	0,00	0,01	0,16	0,46	0,67	0,36
Δ	0,04	0,00	-0,37	0,16	-0,04	-0,07	0,00	0,00	-0,02	0,03	0,12	-0,02	-0,01
V_{SR}													
a	3,99	4,31	0,47	-0,49	-0,23	-2,09	-0,71	1,28	-0,71	1,18	2,03	-1,37	1,25
R^2	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,09	0,02	0,23	0,02	0,02	0,04	0,01	0,06
1994–2003	63,40	66,00	61,70	58,70	52,40	46,40	45,10	46,90	44,50	49,00	55,30	57,70	57,90
Δ	1,30	2,70	-1,40	0,40	0,40	-1,80	-0,10	4,30	-0,50	1,00	2,90	-2,00	0,80
D_{SR}													
a	0,10	-1,20	-6,50	1,70	-1,10	-1,60	-0,20	0,00	-0,60	0,10	2,90	1,20	-5,10
R^2	0,00	0,01	0,10	0,01	0,00	0,05	0,03	0,00	0,13	0,00	0,03	0,01	0,01
1994–2003	15,80	15,40	13,10	17,10	9,40	1,70	0,10	0,00	0,10	4,40	11,50	16,70	105,20
Δ	0,30	-0,70	-6,00	3,30	-1,60	-2,00	0,10	0,00	-0,60	0,50	2,60	-0,10	-4,30

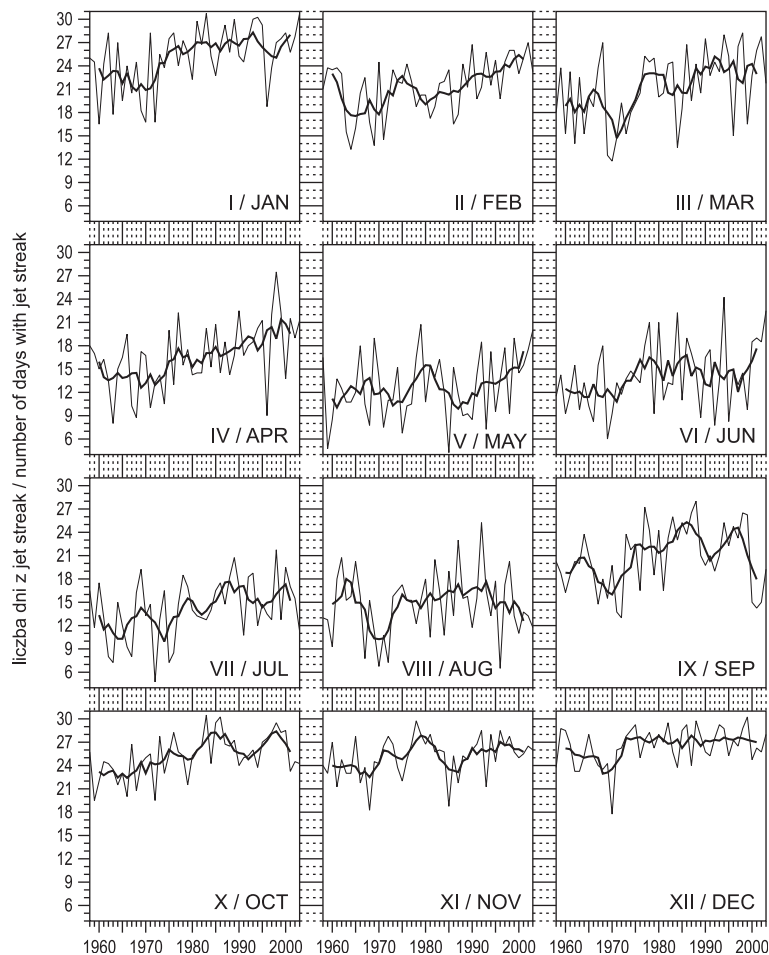
Symbole jak w tab. 3.

Trendy średniej miesięcznej prędkości w obrębie najsilniejszego *jet streak* są przeważnie nieistotne, jedynie w czerwcu daje się zauważyć istotny statystycznie spadek prędkości.

W sektorze 30–35°N nie obserwuje się również większych zmian częstości dni z silnym *jet streak* – średnia liczba dni w roku w ostatniej dekadzie nie różni się istotnie od średniej z wielolecia (tab. 4, por. tab. 2). Jedynie trend marcowy wydaje się ważny – ujemne wartości współczynnika mogą być symptomem słabnięcia lub, jak już zostało powiedziane wcześniej, przemieszczania pozycji tegoż prądu w niższe szerokości geograficzne.

Dyskusja i podsumowanie

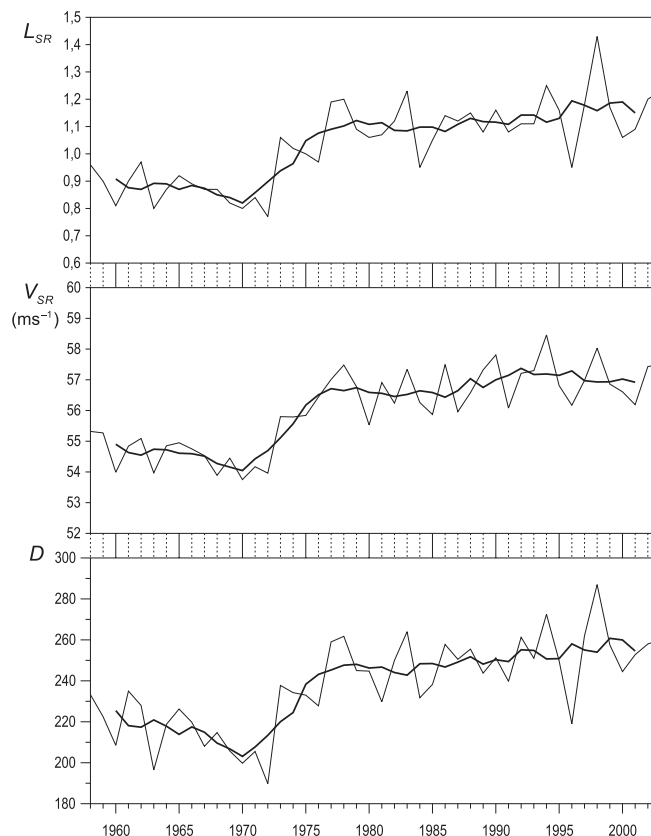
Analizowane statystyki cechują się rytmem rocznym. Największe wartości w sektorze polarnego prądu strumieniowego przyjmują w grudniu, a najniższe w maju i lipcu. Roczny cykl w sektorze prądu podzwrotnikowego jest przesunięty w fazie — wartości maksymalne przypadają w okresie luty–kwiecień, a minima w sierpniu.



Ryc. 6. Liczba dni w miesiącu z co najmniej jednym *jet streak* w sektorze polarnego prądu strumieniowego w okresie 1958–2003. Szeregi wygładzono 5-elementową średnią ruchomą (linia pogrubiona).

Number of days per month with at least one jet streak within sector of polar jet stream in years 1958–2003. Time series smoothed with 5-element moving average (thick line).

Szeregi czasowe analizowanych statystyk dotyczących sektora prądu polarnego cechuje wyraźna tendencja rosnąca. Najsilniejsze trendy występują w okresie zimowym oraz w szeregach wartości rocznych (ryc. 7 i 8). Większa część wzrostu przypada na dekadę lat 1970. W seriach rocznych pojawia się „skok” między rokiem 1972 i 1973. Podstawowe wydaje się pytanie, czy ta nagła zmiana dynamiki górnej troposfery jest przejawem transformacji reżimu cyrkulacji, która dokonała się w latach 70. (m.in. Degirmendzić i inni, 2000), czy też jest spowodowana niejednorodnością danych.



Ryc. 7. Średnia roczna liczba *jet streaks* (L_{SR}) i prędkość w centrum najsilniejszego *jet streak* w terminie obserwacyjnym (V_{SR}) oraz suma dni w roku z co najmniej jednym *jet streak* (D) w sektorze polarnego prądu strumieniowego w okresie 1958–2003. Szeregi wygładzono 5-elementową średnią ruchomą (linia pogrubiona).

Mean annual number of jet streaks (L_{SR}) and speed in the central point of strongest jet streak at observation time (V_{SR}) as well as total no. of days during year with at least one jet streak (D) within sector of polar jet stream, in period 1958–2003. Time series smoothed with 5-element moving average (thick line).

Z dokumentacji NCEP–NCAR Reanalysis wynika, że w roku 1972 zmniejszyła się liczba dostępnych obserwacji wykorzystywanych w reanalizach – był to wynik zmiany systemu pozyskiwania danych przez NCEP (Jenne, 1999). Nowy system zaczął funkcjonować od stycznia 1973. W roku poprzedzającym jego wprowadzenie (1972) utracono dane radiosondażowe z godz. 6 i 18 GMT. NCEP miał w planach odzyskanie części bądź całości utraconych danych z innych baz danych, m.in. lotnictwa USAF. Nie jest jednak jasne, czy takie uzupełnienie miało miejsce (Ebisuzaki i Woollen, informacja ustna, 2005).

Lepszą wykrywalność *jet streaks* w polu wiatru mogłyby gwarantować obserwacje satelitarne, które stały się dodatkowym źródłem danych o wietrze od roku

1973. Podaje się, że liczba satelitarnych raportów o wietrze z półkuli północnej wzrosła znacznie w roku 1973 (do 372 na dzień) w porównaniu z okresem 1968–1972 (do 190 na dzień). Jednak nie jest pewne, czy wprowadzenie danych satelitarnych mogło wygenerować obserwowany „wzrost” w seriach czasowych prędkości *jet streak*, gdyż jak podaje C. Vlcek (1981) prędkości wiatru z niektórych obserwacji satelitarnych były zaniżone w porównaniu z danymi z samolotów lub radiosondaży, szczególnie w regionach *jet streak*. Ponadto, szybki wzrost liczby satelitarnych obserwacji wiatru miał miejsce przede wszystkim na półkuli zachodniej (Kistler i inni, 2001; Kalnay i inni, 1996). W roku 1973 nad Europą liczba takich obserwacji wzrosła istotnie jedynie w pasie 20–40°E oraz 40–20°W (Jenne, 1999).

Opierając się na powyższych informacjach, nie można wykluczyć wpływu zmiany systemu asymilacji danych oraz włączenia do bazy NCEP-NCAR Reanalysis satelitarnych pomiarów wiatru na obserwowany „skok” klimatu. Aby odpowiedzieć na pytanie, czy ta nagła zmiana z roku na rok jest częścią naturalnych wahań klimatu, skonstruowano serie kontrolne, oparte na danych tylko z godz. 0 i 12 GMT z sektora prądu polarnego z wyłączeniem pasów 30–20°W oraz 20–40°E. Określono punkt zerwania jednorodności ruchomym testem *t*-studenta. Test ten zastosowano do rocznych serii kontrolnych trzech analizowanych statystyk oraz szeregów bazowych wykorzystywanych do tej pory w tym opracowaniu (ryc. 9). Brak jest istotnych różnic wartości *t* między seriami kontrolnymi oraz bazowymi. Najwyższe wartości statystyki *t* odpowiadają przełomowi 1972/73. Prawdopodobieństwo (α) przewyższenia tak wysokich wartości *t* w przypadku gdy szereg jest losowy spada praktycznie do zera, a więc jest wielce prawdopodobne, że za obserwowany „skok” klimatu odpowiedzialny jest konkretny mechanizm fizyczny lub/i jakość danych. Jeżeli założymy, że serie kontrolne są jednorodne, to można domniemywać, że transformacja klimatu określona na podstawie serii bazowych jest naturalna. Nie można jednak wykluczyć, że obydwa szeregi (kontrolne i bazowe) są niejednorodne wskutek oddziaływania innego czynnika, który nie został opisany w dokumentacjach NCEP Reanalysis. Kwestia wydaje się trudna do zweryfikowana w świetle aktualnie dostępnych informacji.

Aby ocenić, w jakim stopniu obserwowany „skok” można wyjaśnić naturalną zmiennością warunków klimatycznych, porównano szeregi czasowe obliczonych statystyk z indeksem NAO. Obliczono współczynniki korelacji między seriami miesięcznymi i rocznymi. Wysokie i istotne współczynniki korelacji uzyskano dla sezonu chłodnego listopad–marzec. Dla serii średnich z okresu listopad–marzec współczynniki sięgają 0,7 (tab. 5). Świadczy to o tym, że niektóre cechy szeregów czasowych opisujących dynamikę *jet streak* są obecne również w przebiegu NAO, np. minimum z początku dekady lat 1970. oraz wzrost w latach 1970. (ryc. 8). Podobieństwo zmian w wieloleciu analizowanych staty-

styk i indeksu NAO w chłodnej porze roku pozwala podejrzewać, że obserwowany „skok” jest naturalnym symptomem zmiany reżimu cyrkulacyjnego.

Tabela 5. Współczynniki korelacji indeksu NAO ze statystykami *jet streaks* w sektorze polarnego prądu strumieniowego nad Europą w latach 1959–2002

Statystyki	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XI–III	Rok
L_{SR}	0,39	0,56	0,41	-0,03	0,01	-0,10	0,14	0,14	0,13	0,20	0,33	0,36	0,69	0,22
V_{SR}	0,40	0,55	0,48	0,22	0,14	-0,05	0,18	0,17	0,10	0,24	0,41	0,46	0,67	0,25
D	0,34	0,61	0,48	0,10	0,02	-0,05	0,21	0,18	0,08	0,13	0,23	0,33	0,67	0,25

L_{SR} – średnia liczba *jet streaks* w terminie obserwacyjnym,

V_{SR} – średnia prędkość w centrum najsilniejszego w terminie obserwacyjnym *jet streak*,

D – liczba dni z co najmniej jednym *jet streak*.

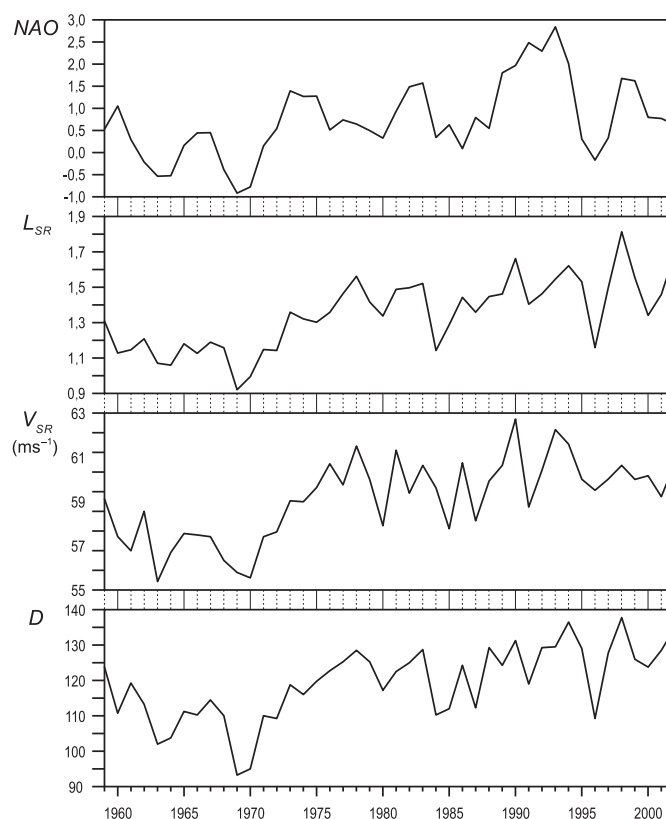
Współczynniki istotne na poziomie 0,05 pogrubiono.

Zmiana klimatu, która nastąpiła w latach 1970. jest częstym przedmiotem badań. E. Chang i Y. Fu (2002) twierdzą, że na początku tej dekady wzrosła wyraźnie aktywność niżów w atlantyckim obszarze „szlaków niżowych”. Zmiana nastąpiła dokładnie w tych samych latach co w przypadku statystyk opisujących dynamikę *jet streaks* – z 1972 na 1973. Poszukując przyczyny zerwania jednorodności autorzy przeprowadzili analizę danych pochodzących bezpośrednio z obserwacji radiosondażowych z konkretnych stacji położonych w sąsiedztwie szlaków niżowych. Okazało się, że dane te wykazują również wzrost aktywności cyklonalnej we wczesnych latach 70. O wzroście intensywności cyklonów na półkuli północnej w latach 70. pisali G. McCabe i inni (2001). Według J. Degirmendźića i innych (2000) rok 1970 kończy epokę cyrkulacyjną, w której dominowały typy południkowe, a cyrkulacja strefowa była znacznie osłabiona. Jednocześnie Z. Ustrnul (1997) twierdzi, że w tym właśnie roku prędkość wiatru strefowego na równoleżniku 50°N osiągnęła najniższą wartość w 100-leciu.

Według wiedzy autora brak jest w dotychczasowych publikacjach informacji na temat obserwowanych trendów charakteryzujących dynamikę *jet streak*, dlatego rezultaty niniejszej analizy można porównać jedynie z prognozami opracowanymi na podstawie modeli GCM.

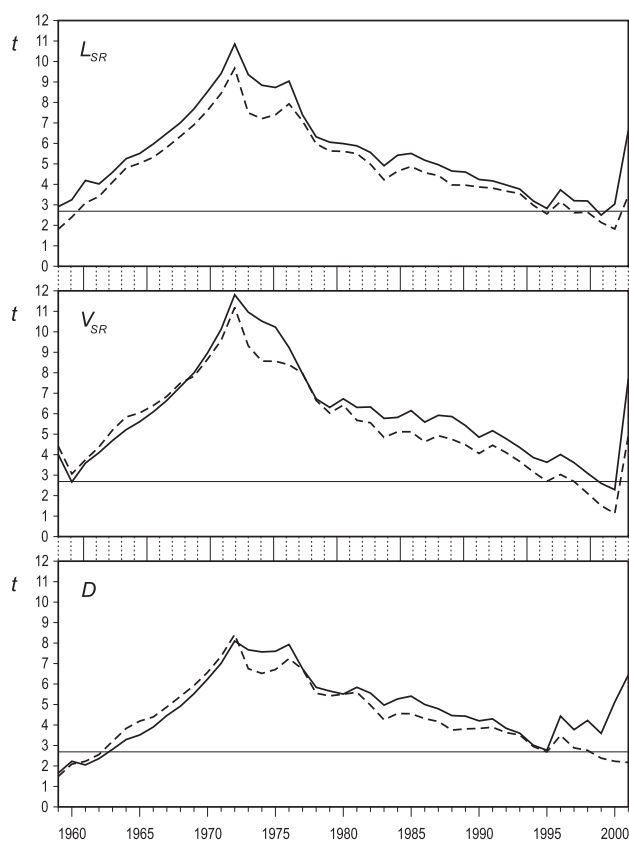
Obserwowany wzrost liczby i intensywności *jet streaks* jest zgodny ze scenariuszem zmian klimatu w wyższej troposferze opracowanym na podstawie modelu CCM3 wykorzystywanego w NCAR. Według modelu, wraz z postępującym ociepleniem dolnej troposfery południkowy gradient temperatury w wyższej troposferze wzrośnie, ponieważ ociepli się tropikalna troposfera w związku ze zwiększeniem zawartości pary wodnej i intensywności konwekcji (Magnusdottir, 2001). Wzrośnie także baroklinowość górnej troposfery, a podzwrotnikowy prąd strumieniowy przemieści się w stronę równika. Zaobserwowany wzrost liczby *jet streaks* (stref o dużej baroklinowości) może być symptomem zmian

prognozowanych przez model. Ujemny trend marcowy częstości *jet streaks* w sektorze podzwrotnikowego prądu strumieniowego może świadczyć o przemieszczaniu się prądu w kierunku równika. Należy jednak wspomnieć, że na półkuli południowej obserwuje się odwrotne zjawisko – T. Gibson (1992) twierdzi, że oś prądu podzwrotnikowego przesunęła się w latach 1976–1991 o około 3° na południe, czyli oddaliła się od równika.



Ryc. 8. Średnia z okresu listopad–marzec liczba *jet streaks* (L_{SR}) i prędkość w centrum najsilniejszego z nich w terminie obserwacyjnym (V_{SR}) oraz suma dni w okresie listopad–marzec z co najmniej jednym *jet streak* (D) w sektorze polarnego prądu strumieniowego w okresie 1958–2003. Dodatkowo zamieszczono przebieg średniego indeksu NAO z okresu listopad–marzec.

November–March mean no. of jet streaks (L_{SR}) and speed in the central point of the strongest one at observation time (V_{SR}), as well as total no. of days during November–March season with at least one jet streak (D) within sector of polar jet stream in period 1958–2003. Average November–March season values of NAO index also presented.



Ryc. 9. Ruchoma statystyka t serii średniej rocznej liczby *jet streaks* (L_{SR}), prędkości wiatru w centrum najsilniejszego z nich (V_{SR}) oraz sumy dni w roku z co najmniej jednym *jet streak* (D). Statystyka t serii bazowych – linia ciągła, serii kontrolnych – linia przerywana. Zaznaczono 0,01 poziom istotności.

Moving t statistic for series of mean annual no. of jet streaks (L_{SR}), mean wind speed in the central point of strongest streak (V_{SR}) and total no. of days during year with at least one jet streak (D). T -statistic of base series – solid line, control series – dashed line. $\alpha = 0.01$ significance level is denoted.

Z postępującym ociepleniem klimatu wiąże się spadek stopnia baroklinowości w dolnej troposferze, który w konsekwencji może powodować osłabienie aktywności niżów. Z kolei zwiększająca się, wraz ze wzrostem temperatury, zawartość pary wodnej może nie wpłynąć istotnie na zmianę aktywności cyklonalnej, gdyż uruchamia ona konkurujące ze sobą procesy fizyczne. Z jednej strony dodatkowa porcja ciepła utajonego zwiększa energię wirowości niżu (Hall i inni, 1994), z drugiej strony efektywniejszy południkowy transport ciepła w wilgotniejszej atmosferze może ograniczyć liczbę niżów lub/i zmniejszyć ich aktywność (Held, 1993). Na tym tle, wzrastająca częstość oraz intensywność

maksimów górnotroposferycznego prądu strumieniowego może okazać się kluczowa w wyjaśnianiu dekadowych i wieloletnich zmian aktywności niżów w sektorze euroatlantyckim.

Piśmiennictwo

- Achter T. H., Horn L. H., 1986, *Spring season Colorado cyclones. Part I: Use of composites to relate upper and lower tropospheric wind fields*, Journal of Applied Meteorology, 25, 6, s. 732–743.
- Chang E. K. M., Fu Y., 2002, *Interdecadal variations in Northern Hemisphere winter storm track intensity*, Journal of Climate, 15, 6, s. 642–658.
- Degirmendźić J., Kozuchowski K., Wibig J., 2000, *Epoki cyrkulacyjne XX wieku i zmienność typów cyrkulacji atmosferycznej w Polsce*, Przegląd Geofizyczny, 45, 3–4, s. 221–238.
- Ebisuzaki W., Chelliah M., 1998, *ENSO and inter-decadal variability in storm tracks over North America and vicinity*, [w:] *Proceedings 23rd Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop*, NOAA, Miami, FL, s. 243–246.
- Fortuniak K., 2000, *Stochastyczne i deterministyczne aspekty zmienności wybranych elementów klimatu Polski*, Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica, 4.
- Gibson T. T., 1992, *An observed poleward shift of the southern hemisphere subtropical wind maximum – a greenhouse symptom?*, International Journal of Climatology, 12, s. 637–640.
- Hall N. M. J., Hoskins B. J., Valdes P. J., Senior C. A., 1994, *Storm tracks in a high-resolution GCM with doubled carbon dioxide*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 120, 519, s. 1209–1230.
- Held I. M., 1993, *Large-scale dynamics and global warming*, Bulletin of the American Meteorological Society, 74, 2, s. 228–241.
- Hovanec R. D., Horn L. H., 1975, *Static stability and the 300 mb isotach field in the Colorado cyclogenetic area*, Monthly Weather Review, 103, 7, s. 628–638.
- Jenne R., 1999, *Global Observations for Reanalysis, 1948–ON*, Paper for 2nd International Reanalysis Conference, maszynopis powielony
<http://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/bkistler/conf2/conf2.html>
- Jones P. D., Jónsson T., Wheeler D., 1997, *Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South–West Iceland*, International Journal of Climatology, 17, 13, s. 1433–1450.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds E., Jenne R., Joseph D., 1996, *The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project*, Bulletin of the American Meteorological Society, 77, s. 437–471.
- Kistler R., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Kalnay E., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M., 2001, *The NCEP–NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation*, Bulletin of the American Meteorological Society, 82, 247–268.
- Kłysik K., Sazonov B. I., 1996, *The influence of deep cyclones and strong anticyclones on winter thermal conditions in Europe (1900–1990)*, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, 1186, Prace Geograficzne, 102, s. 221–226.

- Koźuchowski K., 1995, *Głębokie cyklony, antycyklony i cyrkulacja strefowa nad Europą (1900–1990)*, Przegląd Geofizyczny, 40, 3, s. 231–246.
- Lambert S. J., 1995, *The effect of enhanced greenhouse warming on winter cyclone frequencies and strengths*, Journal of Climate, 8, 5, s. 1447–1452.
- , 1996, *Intense extratropical Northern Hemisphere winter cyclone events: 1899–1991*, Journal of Geophysical Research, 101, D16, s. 21 319–21 326.
- Magnusdottir G., 2001, *The modeled response of the mean winter circulation to zonally averaged SST trends*, Journal of Climate, 14, 21, s. 4166–4190.
- Mattocks C., Bleck R., 1986, *Jet streak dynamics and geostrophic adjustment processes during the initial stages of lee cyclogenesis*, Monthly Weather Review, 114, 11, s. 2033–2056.
- McCabe G. J., Clark M. P., Serreze M. C., 2001, *Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity*, Journal of Climate, 14, 12, s. 2763–2768.
- Reed R. J., Albright M. D., 1986, *Case study of explosive cyclogenesis in the eastern Pacific*, Monthly Weather Review, 114, 12, s. 2297–2319.
- Schinke H., 1993, *On the occurrence of deep cyclones over Europe and North Atlantic in the period 1930–1991*, Beiträge zur Physik der Atmosphäre, 66, 3, s. 223–237.
- Tao N., Longxun C., Zijiang Z., 2004, *The characteristics of climate change over Tibetan Plateau in the last 40 years and the detection of climatic jumps*, Advances in Atmospheric Sciences, 21, 2, s. 193–203.
- Uccellini L. W., Kocin P. J., 1987, *Interaction of jet streak circulation during heavy snow events along the east coast of the United States*, Weather and Forecasting, 2, 4, s. 289–308.
- Ulbrich U., Christoph M., 1999, *A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing*, Climate Dynamics, 15, 7, s. 551–559.
- Ustrnul Z., 1997, *Zmienność cyrkulacji atmosfery na półkuli północnej w XX wieku*, Materiały Badawcze IMGW, seria Meteorologia, 27.
- Vlcek C.L., 1981, *Update on Cloud-Tracked Winds by Japanese Satellite*, U.S. Department of Commerce, NOAA, maszynopis powielony
<http://wwwt.ncep.noaa.gov/officenotes/NOAA-NPM-NCEPON-0003/01408316.pdf>

[Wpłynęło: listopad 2005; poprawiono: marzec 2006 r.]

JAN DEGIRMENDŽIĆ

AN INCREASE IN THE FREQUENCY AND INTENSITY
OF UPPER-TROPOSPHERIC JET STREAKS OVER EUROPE
IN THE PERIOD 1958–2003

The work presents the results of analyses of intra-annual and long-term variations in the intensity and frequency of upper-tropospheric jet streaks over Europe. Use was made of 6-hourly gridded wind vectors at the 250 hPa level, as obtained from NCEP–NCAR Reanalysis. The analysis also encompassed monthly and annual means for the NAO index. The records extend over the period 1958–2003.

Both the position of jet streaks and wind speed in the central point of this meso-structure were detected by means of an automatic algorithm. The outcome of this

automatic procedure was compared with evaluations using the same parameters but based on visual inspection of randomly-selected wind maps. The two methods were found to generate the same results.

The analysis was conducted separately for polar and sub-tropical sectors of the jet stream. Within the polar region, the frequency and intensity of jet streaks is seen to conform to a distinct annual cycle with a maximum in December and minimum in May. The phasing of the cycle is delayed in the sub-tropical sector. The greatest number of jet streaks is characteristic for the February–April season, at which time the most intensive jet streaks also occur. Strong jet streaks are almost lacking in summer.

There was an upward trend to changes in the frequency and intensity of jet streaks within the polar region in the period 1958–2003. These characteristics are most distinctly higher than before in the October–April season, but also in the mid-summer period. A sharp transition in the time series of jet streak statistics is to be noted around 1972/3, and is probably embedded within the natural climate shift taking place in the mid-1970s. Subtropical jet streaks do not reveal significant trends, except for a downward trend in the case of the data for March. This may be symptomatic of the retreat of the jet axis towards the Equator.

Ocena georóżnorodności za pomocą miar krajobrazowych – – podstawowe trudności metodyczne

*Geodiversity valuation with the aid of landscape indices –
– basic methodological obstructions*

RAFAŁ KOT

Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika,
87-100 Toruń, ul. Fredry 6/8; e-mail: rafalkot@uni.torun.pl

KRZYSZTOF LEŚNIAK

Wydział Matematyki i Informatyki, Uniwersytet Mikołaja Kopernika,
87-100 Toruń, ul. Chopina 12/18; e-mail: much@mat.uni.torun.pl

Zarys treści. Omówiono najpopularniejsze miary krajobrazowe pod kątem ich wykorzystania w ocenie georóżnorodności. Odpowiednio skonstruowane przykłady pokazują niepożądane skutki używania jednego wybranego wskaźnika. Według autorów o zróżnicowaniu decyduje przede wszystkim bogactwo typów, a następnie ich rozdrobnienie i rozmieszczenie.

Słowa kluczowe: georóżnorodność, ocena, miary krajobrazowe.

Wstęp

W ostatnich latach w naukach przyrodniczych i ochronie środowiska coraz częściej pojawia się pojęcie georóżnorodności. Od początku lat dziewięćdziesiątych XX w. posługuje się nim środowisko geologów i geomorfologów, najpierw w Australii, a później w USA i Anglii (Burek i Potter, 2002). Opisuje ono zmienność środowiska abiotycznego i używane jest także w odniesieniu do ochrony geologicznej i geomorfologicznej. W literaturze takie podejście nazywane jest kierunkiem geologicznym badań georóżnorodności (Mizgajski, 2001). R. Eberhard (1997) georóżnorodność określa jako zmienność budowy geologicznej, rzeźby i gleb, ich systemów oraz zachodzących pomiędzy nimi procesów.

Odmienne niż w krajach anglosaskich pojmowana jest georóżnorodność w Niemczech, gdyż określana jest jako podstawa dla bioróżnorodności i razem z nią stanowi o ekoróżnorodności (Barthlott i inni, 1999 a i b; Jedicke, 2001).

E. Jedicke (2000) określa georóżnorodność jako zmienność czynników i komponentów tej samej rangi (takich jak: rzeźba, budowa geologiczna, gleby, wody powierzchniowe i podziemne oraz atmosfera), które tworzą przestrzenno-funkcjonalne fizjotopy, a wspólnie z rozpoznaną bioróżnorodnością – ekosystemy.

Poza rozumieniem anglosaskim i niemieckim, A. Mizgajski (2001) wyróżnia jeszcze trzecie podejście badawcze rozwijane w Polsce, które najszerszej opisuje georóżnorodność. A. Kostrzewski (1997, 1998) określa ją jako „zróżnicowanie całokształtu elementów abiotycznych środowiska, tj. budowy geologicznej, rzeźby, gleb, klimatu oraz wód powierzchniowych i podziemnych na różnych poziomach syntezy przestrzeni geograficznej oraz przy różnym oddziaływaniu człowieka.” Podejście to zostało wypracowane w Państwowym Instytucie Geologicznym przy okazji realizacji Programu Ochrony Litosfery (1990–1994) oraz Programu Ochrony Georóżnorodności (1996–1999), (Kozłowski, 1999).

Badania jakościowe georóżnorodności były realizowane w ramach Programu Ochrony Georóżnorodności Polski w Państwowym Instytucie Geologicznym pod kierunkiem S. Kozłowskiego (1999). Prace polegały na wartościowaniu budowy geologicznej, rzeźby, gleb i wód za pomocą bonitacji punktowej w regularnej siatce pól kwadratów o boku 15 km w skali 1:1 500 000.

W naukach o środowisku coraz częściej dąży się do wyrażania i opisywania zjawisk w sposób ilościowy. Na potrzebę stosowania metod ilościowych wskazywali między innymi V. Gurevič i J. Sauškin (1966) oraz D. Armand (1980). Do określonych celów stosowane są różne wskaźniki, np. w badaniach struktury krajobrazu (Przewoźniak, 1987; Pietrzak, 1989), do wyrażania powiązań i relacji pomiędzy elementami środowiska (Richling 1976, 1992), a także przy grupowaniu geokompleksów oraz regionalizacji fizycznogeograficznej. Szereg miar stosuje się też w ekologii, np. do określenia różnorodności biologicznej (Richling i Solon, 1996).

W badaniach zróżnicowania środowiska przyrodniczego analizuje się różne cechy komponentów. W takim ujęciu A. Richling (1992) wyróżnia tzw. zmienne skokowe (jakościowe), które wymagają w badaniach porównawczych zastępczych miar umożliwiających ich wyróżnienie w sposób ilościowy. Najczęściej są to częstość lub powierzchnia, odnoszone np. do typów gleb albo typów rzeźby. Drugą grupę cech reprezentują zmienne ciągłe (ilościowe), np. zawartość próchnicy w glebie.

Zarówno cechy jakościowe jak i ilościowe zostają w końcowym etapie badań przedstawione na mapach w różnych skalach. Wartości zmiennych ciągłych badane punktowo na określonym obszarze po interpolacji wyników odnoszą się do określonych powierzchni. W rzeczywistości zmienne jakościowe (skokowe) również zajmują określone powierzchnie. Granice pomiędzy obszarami na mapach w określonej skali są przedstawiane jako linie. W istocie granice te są strefami przejściowymi, w których jedne cechy zanikają, a inne się pojawiają (Siemionov-Tienszanski, 1928, za Armandem, 1980). Strefy te nie mają wszędzie takiej

samej szerokości, co może sugerować taka sama grubość linii na mapie, albowiem szerokość ta zależy od intensywności mieszania się cech, wpływu pozostałych komponentów, historii rozwoju obszaru i intensywności zachodzących na nim procesów. Wybrane zmienne jakościowe mogą w rzeczywistości zajmować bardzo małe powierzchnie i wówczas na mapie w określonej skali zaznaczone zostaną jako obiekty liniowe (np. strome podcięcia) lub punktowe (np. źródła), a ich sygnatury na mapach nie odzwierciedlają rzeczywistych wielkości.

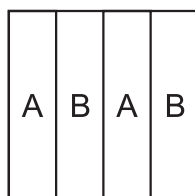
W naukach geograficznych elementy środowiska przyrodniczego rozpatrywane są w obrębie pól podstawowych: naturalnych, np. geokompleksów lub sztucznych, np. kwadratów (Bartkowski, 1986). Należy jednak pamiętać, że dotychczas nie wypracowano uniwersalnej metody delimitacji geokompleksów (Richling, 1992). Najczęściej stosowana metoda czynników przewodnich pewne komponenty pomija, a inne faworyzuje. Podczas badania różnicowania komponentów abiotycznych na podstawie analizy geokompleksów należy pamiętać, że jednostki te mają różne powierzchnie i nie zawsze zostaje uwzględnione ich wewnętrzne różnicowanie. Podstawową zaletą pól regularnych, np. kwadratów jest łatwość konstrukcji oraz taka sama ich wielkość, a zasadniczą wadą – przypadkowe rozmieszczenie w przestrzeni i przecinanie granic jednostek naturalnych.

Ważnym problemem podczas określania różnicowania odmiennych komponentów środowiska przyrodniczego, analizowanych na całym obszarze badawczym lub w obrębie pól podstawowych, jest rozpoznanie zbliżonych rangą cech, będących kryteriami oceny georóżnorodności. Trudno porównywać np. wysoczyznę morenową falistą z glebami brunatnymi właściwymi. Występowanie gleb w obrębie wysoczyzny morenowej falistej cechuje się bowiem dużą mozaikowością. Dla takiego typu rzeźby właściwsze wydaje się rozpoznanie gleb brunatnoziemnych.

W badaniach różnorodności metodami ilościowymi stosowane miary i wskaźniki odnoszą się do danych rzeczywistych (np. liczba osobników, długość ciek) lub do danych zwizualizowanych na dwóch rodzajach modeli: rastrowym i wektorowym. Przykładami rastrów są: zeskanowane zdjęcia lotnicze lub fragmenty map papierowych albo obrazy satelitarne. Obraz wektorowy najczęściej powstaje na podstawie map rastrowych, poprzez digitalizację granic komponentów lub ich cech. Różnice pomiędzy dwoma typami modeli zaprezentowali M. Kraak i F. Ormeling (1998) oraz A. Magnuszewski (1999). Zasadnicza różnica pomiędzy obrazem wektorowym i rastrowym, istotna z punktu widzenia analiz przestrzenno-środowiskowych, polega na wyglądzie zaprezentowanych obiektów. W modelu wektorowym obiekty są przedstawione jako punkty, linie lub poligony, natomiast w modelu rastrowym wszystkie obiekty są zbiorami pikseli. Dlatego w określonej skali opracowania w obrazie rastrowym każdy obiekt rzeczywisty (nawet źródło lub ciek) ma określoną powierzchnię. W obrazie wektorowym powierzchnię można określić tylko w przypadku obiektów poligonowych, a nie linii czy punktów. To wymusza umiejętny dobór modelu do celu prowadzonych

badań, choć wyniki tych badań obarczone są zawsze pewnymi błędami. J. Solon (2002) oraz autorzy opracowania *From Land Cover...*, (2000) wskazują, że do badań środowiskowych lepszy jest model wektorowy (por. też Pietrzak, 2004).

W niniejszym artykule przeprowadzono dyskusję możliwości zastosowania miar krajobrazowych i środowiskowych w badaniach nad georóżnorodnością. W tym celu w polach podstawowych (kwadratach o jednakowych powierzchniach) przeanalizowano zestaw najpopularniejszych wskaźników (tab. 1), szczególnie przedstawionych na przykładach w głównej części opracowania. Zgrupowano je w trzech kategoriach: miary rozdrobnienia, miary powiązań i zależności oraz miary kształtowe. Nawiązując do podziału metryk krajobrazowych podanego przez K. McGarigala i B. Marksa (1994), pierwsza kategoria należy do kompozycji, a pozostałe dwie do konfiguracji krajobrazu. W każdej kategorii występują zarówno wskaźniki bezwzględne (np. entropia H , liczba powiązań IL), jak i względne (np. entropia względna H_{wzgl} , wymiar fraktalny Dim). Mierzą one różnorodność ustalonego komponentu (np. gleby, rzeźby) lub jego cech (np. pH, spadków). Niektóre miary uwzględniają powierzchnię cech (np. entropia H , redundancja R), inne długości granic pomiędzy nimi (np. gęstość granic G_{gest} , zróżnicowanie granic IJI), lub sam fakt występowania określonej cechy (np. fragmentacja jednostkowa F_{jed} , względne bogactwo R_{wzgl}). Wskaźniki zostały przeliczone w sposób opisany w literaturze (tab. 1). W wybranych przykładach dokonano modyfikacji znanych miar (entropia jednostkowa H_{jed} , fragmentacja jednostkowa F_{jed} , jednostkowy wskaźnik zwartości CI), które są obliczane na podstawie liczby jednostek (Lj), liczby typów (Lt) oraz ich wzajemnych relacji (ryc. 1).



Ryc. 1. Różnica między liczbą jednostek i liczbą typów jednostek w polu podstawowym: liczba typów (A, B) – 2; liczba jednostek (2 x A, 2 x B) – 4

Differences between the number of units and number of unit types in a grain size:
number of types (A, B) – 2; number of units (2 x A, 2 x B) – 4

Zaproponowano także nowe wskaźniki: macierz koincydencji M , macierz krotności koincydencji M_{kr} , liczba powiązań IL , suma krotności powiązań S_{kr} . Miary wymagające zastosowania map w różnych skalach obliczono w sposób,

* modyfikacja zaproponowana przez autorów niniejszego artykułu;

** propozycja autorów;

miara względna.

Tabela 1. Zestaw analizowanych wskaźników

Oznaczenie	Nazwa miary	Angielska nazwa miary	Źródło
Miary rozdrobnienia	H	entropia	entropy, Shannon's diversity index (SHDI) <i>From Land Cover...</i> , 2000 <i>Metody sformalizowane...</i> , 1979 McGarigal i Marks, 1994 Nienartowicz i inni, 2001 Ostaszewska, 2002 Pietrzak, 1989 Przewoźniak, 1987 Richling, 1976, 1992 Solon, 2002 Turner, 1989
	$D \#$	dominacja	dominance Turner, 1989
	$H_{wzgl} \#$	entropia względna	Pietrzak, 1989 Przewoźniak, 1987 Solon, 2002
	$R \#$	redundancja	Przewoźniak, 1987
	H_{jed}^*	entropia „jednostkowa”	por. entropia (H);
	Lt	liczba klas, liczba typów	number of classes (NC), patch richness (PR) <i>From Land Cover...</i> , 2000 McGarigal i Marks, 1994
	$R_{wzgl} \#$	względne bogactwo	relative richness (R), relative patch richness (RPR) <i>From Land Cover...</i> , 2000 McGarigal i Marks, 1994
$F_{jed} \#^*$	fragmentacja „jednostkowa”	fragmentation Nienartowicz i inni, 2001	
Miary powiązań i zależności	IJI	wskaźnik zróżnicowania granic	interspersion and juxtaposition index <i>From Land Cover...</i> , 2000 McGarigal i Marks, 1994 Solon, 2002
	M	macierz koincydencji	**
	M_{kr}	macierz krotności koincydencji	**
	IL	liczba powiązań	**
	S_{kr}	suma krotności powiązań	**
$CI \#$	wskaźnik zwartości „jednostkowej”	contagion (C) He i inni, 2000 McGarigal i Marks, 1994 Solon, 2002 Turner, 1989	
Miary kształtowe	G_{gest}	wskaźnik gęstości granic	edge density (ED) <i>From Land Cover...</i> , 2000 McGarigal i Marks, 1994 Pietrzak, 1989
	$Dim \#^*$	wymiar fraktalny rozwoju granic	dimension McGarigal i Marks, 1994 Milne, 1991 Richling i Solon, 1996 Solon, 2002 Turner, 1989
	$\gamma \#^*$	iloraz rozwoju granic	por. wskaźnik gęstości granic (G_{gest})

który pozwala na symulowanie zmiany skali na podstawie mapy w jednej ustalonej podziałce. W przykładzie J-1, zaprezentowano dwa różne obszary (1 i 2) o jednakowych powierzchniach z wydzielonymi czterema polami podstawowymi. Najpierw obliczono długości granic w polach podstawowych, a następnie w całym obszarze, traktowanym jako „nowe pole podstawowe”, ale w mniejszej skali.

Analiza wybranych miar krajobrazowych

W niniejszej części dokonano analizy określonych miar krajobrazowych, które zgrupowano w punktach od A do J. Każdy z tych punktów ma następujący układ: nazwy miar z oznaczeniami, wzory z objaśnieniami, podstawowe własności oraz wady miar zobrazowane przykładami. Tylko w punkcie C podano ilustrację pewnych zalet prezentowanego wskaźnika (Przykład C-1). Pojedynczy przykład składa się z rycin, pod którymi podane są wartości niezbędnych parametrów, w tym zawsze liczba jednostek (L_j) i liczba typów (L_t). Wyznaczone na tej podstawie wartości wskaźników porównano i opatrzone krótkim komentarzem.

Miary rozdrobnienia

A. Entropia H (indeks różnorodności Shannona – $SHDI$) i dominacja D

$$H = - \sum_{i=1}^n p_i \cdot \ln p_i$$

$$D = \ln n - H$$

gdzie:

n – liczba typów (L_t);

$$p_i = \frac{\text{powierzchnia zajmowana przez } i\text{-tą cechę}}{\text{powierzchnia pola podstawowego}} \cdot 100 \% =$$

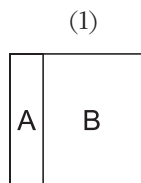
= % powierzchni, jaki zajmuje i -ta cecha =

= prawdopodobieństwo wystąpienia i -tej cechy.

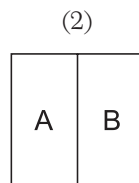
Podstawowe własności. Entropia mierzy stopień zrównoważenia powierzchniowego podziału na cechy, zaś dominacja wskazuje, ile brakuje do maksymalnej entropii. Przy ustalonej liczbie cech entropia osiąga wartość maksymalną dla równych udziałów powierzchniowych cech (dla jednakowych prawdopodobieństw), a dominacja osiąga zero (żadna z powierzchni nie dominuje). Wartość maksymalna entropii rośnie ze wzrostem liczby typów i wynosi $\ln n$.

Wady miary:

Przykład A-1



$$L_j = 2; L_t = 2$$



$$L_j = 2; L_t = 2$$

$$L_{t1} = 2 = L_{t2} = 2$$

$$L_{j1} = 2 = L_{j2} = 2$$

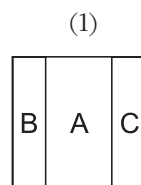
$$p_A = 20\%, p_B = 80\%$$

$$p_A = 50\%, p_B = 50\%$$

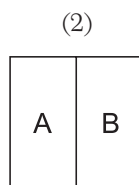
$$H_1 = 0,500... < H_2 = 0,693...$$

Pomimo tej samej liczby typów i tej samej liczby jednostek wartość entropii jest wyższa w (2) niż w (1).

Przykład A-2



$$L_j = 3; L_t = 3$$



$$L_j = 2; L_t = 2$$

$$L_{t1} = 3 > L_{t2} = 2$$

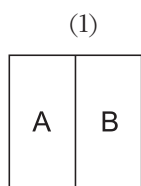
$$p_A = 80\%, p_B = 10\%, p_C = 10\%$$

$$p_A = 50\%, p_B = 50\%$$

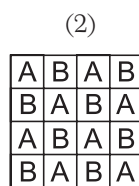
$$H_1 = 0,639... < H_2 = 0,693...$$

Pomimo większej liczby typów w (1) wartość entropii jest wyższa dla (2).

Przykład A-3



$$L_j = 2; L_t = 2$$



$$L_j = 16; L_t = 2$$

$$L_{t1} = 2 = L_{t2} = 2$$

$$L_{j1} = 2 < L_{j2} = 16$$

$$p_A = 50\%, p_B = 50\%$$

$$p_A = 50\%, p_B = 50\%$$

$$H_1 = \ln 2 = 0,693... = H_2$$

$$D_1 = 0 = D_2$$

Przy większym rozdrobnieniu tej samej liczby typów wartości entropii i dominacji w (1) i (2) są takie same.

B. Entropia względna H_{wzgl} i redundancja (wskaźnik jednorodności) R

$$H_{wzgl} = \frac{H}{\ln n}$$

$$R = 1 - H_{wzgl}$$

gdzie:

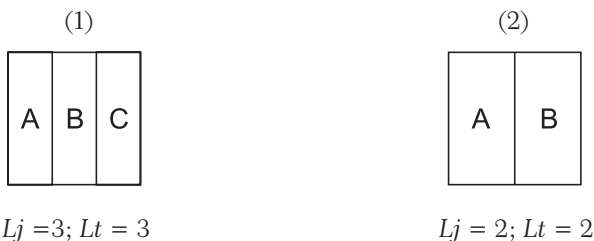
H – miara entropijna (SHDI, liczone jak w punkcie A);

n – liczba typów (Lt).

Podstawowe własności: mierzy stopień zrównoważenia powierzchniowego podziału na cechy, czyli jednorodności. Entropia względna osiąga wartość maksymalną równą 1, komplementarnie redundancja osiąga wartość minimalną równą 0, dla jednakowych udziałów powierzchniowych cech, niezależnie od ich liczby.

Wady miar:

Przykład B-1



$$Lt_1 = 3 > Lt_2 = 2$$

$$p_A = p_B = p_C = 33,3\% = 1/3$$

$$p_A = p_B = 50\% = 1/2$$

$$H_{wzgl1} = \{-3 [1/3 \ln (1/3)]\} / \ln 3 = 1$$

$$H_{wzgl2} = \{-2 [1/2 \ln (1/2)]\} / \ln 2 = 1$$

$$H_{wzgl1} = H_{wzgl2}$$

$$R_1 = R_2 = 0$$

Przy różnej liczbie typów, ale ich równych udziałach w polu podstawowym wartość entropii i redundancji jest taka sama.

Przykład B-2



$$\begin{aligned}
 Lt_1 = 2 &= Lt_2 = 2 \\
 Lj_1 = 4 &> Lj_2 = 2 \\
 p_A = p_B = 50\% &= 1/2 & p_A = p_B = 50\% &= 1/2 \\
 H_{wzgl\ 1} &= H_{wzgl\ 2} = 1 \\
 R_1 = R_2 &= 0
 \end{aligned}$$

Przy tej samej liczbie typów i różnym ich rozdrobieniu wartość entropii względnej i redundancji dla (1) oraz (2) jest taka sama.

C. Entropia „jednostkowa” H_{jed}

$$H_{jed} = - \sum_{i=1}^m q_i \cdot \ln q_i$$

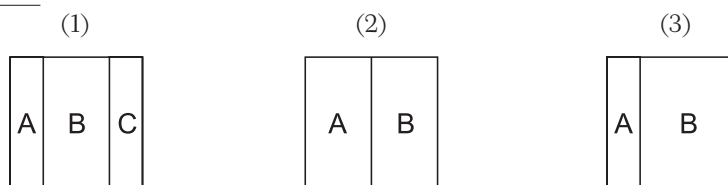
gdzie:

m – liczba wszystkich jednostek (L_j);

$$q_i = \frac{\text{liczba jednostek } i\text{-tego typu}}{m}$$

Podstawowe własności: mierzy równomierność rozkładu liczby jednostek wśród poszczególnych typów (patrz przykład C-1).

Przykład C-1



$$\begin{aligned}
 L_{jA} = 1, L_{jB} = 1, L_{jC} = 1; & & L_{jA} = 1, L_{jB} = 1; & & L_{jA} = 1, L_{jB} = 1; \\
 q_A = 1/3, q_B = 1/3, q_C = 1/3 & & q_A = 1/2, q_B = 1/2 & & q_A = 1/2, q_B = 1/2 \\
 H_{jed\ 1} = -3 [1/3 \ln (1/3)] & & H_{jed\ 2} = -2 [1/2 \ln (1/2)] & & H_{jed\ 3} = -2 [1/2 \ln (1/2)] \\
 H_{jed\ 1} = \ln 3 & > & H_{jed\ 2} = \ln 2 & = & H_{jed\ 3} = \ln 2
 \end{aligned}$$

Miara reaguje na liczbę jednostek i liczbę typów, natomiast jest nieczuła na ich udział powierzchniowy. Likwiduje zatem paradoksy przedstawione w przykładach A-1 oraz A-2.

Wady miary:

Przykład C-2



$$\begin{array}{ll}
 Lj_A = 2; Lj_B = 2 & Lj_A = 1; Lj_B = 1 \\
 q_A = q_B = 2/4 = 1/2 & q_A = q_B = 1/2 \\
 H_{jed\ 1} = H_{jed\ 2} = \ln 2 &
 \end{array}$$

Przy większym rozdrobieniu tej samej liczby typów oraz przy równej liczbie jednostek w poszczególnych typach wartość entropii w (1) i (2) jest taka sama.

Przykład C-3



$$\begin{array}{ll}
 Lj_A = 2; Lj_B = 1 & Lj_A = 1; Lj_B = 1 \\
 q_A = 2/3, q_B = 1/3 & q_A = q_B = 1/2 \\
 H_{jed\ 1} = \ln 3 - (2/3) \ln 2 = 0,636\dots & H_{jed\ 2} = \ln 2 = 0,693\dots \\
 H_{jed\ 1} < H_{jed\ 2} &
 \end{array}$$

Rozdrobienie tej samej liczby typów w (1) jest większe niż w (2), a entropia jednostkowa wskazuje odwrotnie.

D. Liczba klas Lt (NC) i względne bogactwo R_{wzgl} (RR)

Lt = liczba wydzielonych klas (tu: typów);

$$R_{wzgl} = \frac{Lt}{Lt_{max}} \cdot 100\%$$

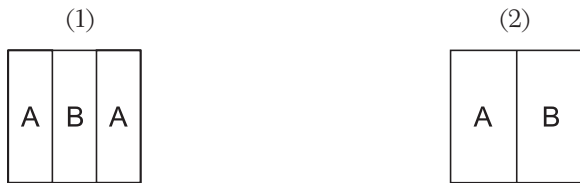
gdzie:

Lt_{max} = maksymalna liczba możliwych typów.

Podstawowe własności: mierzą różnicowanie typów wyrażone odpowiednio, liczbowo i procentowo.

Wada miar:

Przykład D-1



$$Lt_1 = 2$$

$$Lt_2 = 2$$

$$\begin{array}{l}
 Lt_1 = Lt_2 \\
 R_{wzgl\ 1} = R_{wzgl\ 2}
 \end{array}$$

Przy różnym rozdrobieniu tej samej liczby typów wartości wskaźników są takie same.

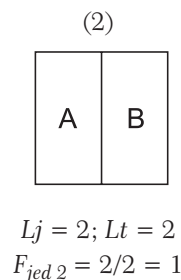
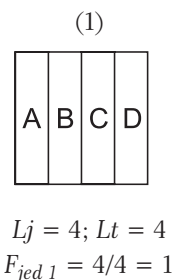
E. Fragmentacja jednostkowa F_{jed}

$$F_{jed} = \frac{Lt}{Lj}$$

Podstawowe własności: mierzy względne bogactwo typów; nie reaguje na ich przestrzenne rozmieszczenie. Wartość maksymalną równą 1 osiąga, gdy jest ta sama liczba typów co jednostek.

Wady miary:

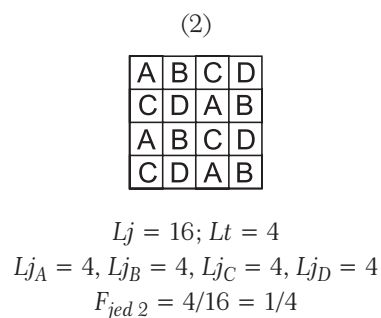
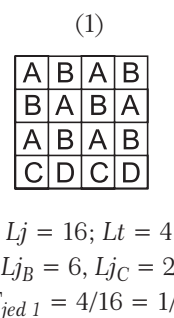
Przykład E-1



$$F_1 = F_2$$

Pomimo różnej liczby typów i jednostek wartość wskaźnika jest taka sama.

Przykład E-2



$$F_{jed 1} = F_{jed 2}$$

Jednakowa liczba jednostek i typów w (1) i (2) daje jednakową fragmentację pola podstawowego, a nie uwzględnia rozkładu typów wśród jednostek.

Miary powiązań i zależności

F. Wskaźnik zróżnicowania granic (IJI)

$$IJI = \frac{- \sum_{i=1}^n \sum_{k=i+1}^n [E_{ik} \cdot \ln E_{ik}]}{\ln \left(\frac{n(n-1)}{2} \right)}$$

gdzie:

n – liczba typów (Lt);

$$E_{ik} = \frac{\text{długość granicy między } i\text{-tym a } k\text{-tym typem}}{\text{całkowita długość granic } (L)} =$$

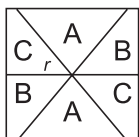
= względna długość wspólnej granicy między i -tym a k -tym typem

Podstawowe własności: oddaje stopień zrównoważenia wspólnej długości granic pomiędzy typami jednostek. Przyjmuje wartość między 0 a 1, niezależnie od liczby typów. Dla ustalonej liczby typów wskaźnik osiąga wartość maksymalną równą 1, gdy długości granic pomiędzy wszystkimi parami typów są jednakowe.

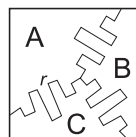
Wada miary:

Przykład F-1

(1)
każdy $r = 1/2$



(2)
każdy $r = 3/2$



r – długość granicy pomiędzy sąsiednimi polami

$L_j = 6; Lt = n = 3$

$L_j = 3; Lt = n = 3$

$L_{j1} > L_{j2}$

$L_1 = 6 (1/2) = 3 < L_2 = 3 (3/2) = 4,5$

[L_1 oraz L_2 – łączne długości granic w polach podstawowych 1 i 2; patrz wskaźnik gęstości granic G_{gest} (PAR) w Punkcie I]

$$E_{AB} = E_{BC} = E_{AC} = 2 (1/2) / L_1 = 1/3; \quad E_{AB} = E_{BC} = E_{AC} = (3/2) / L_2 = 1/3$$

$$IJI_1 = \frac{-3 (1/3) \ln (1/3)}{\ln 3} = \frac{-(-\ln 3)}{\ln 3} = 1 = IJI_2$$

Wskaźnik *IJI* dla (1) i (2) jest taki sam, chociaż większe rozdrobienie występuje w (1), a gęstość granic jest wyższa w (2).

G. Macierz koincydencji *M*, macierz krotności koincydencji *M_{kr}*, liczba powiązań (*IL*) i suma krotności powiązań *S_{kr}*

$$M = [v_{ij}]_{i,j=1,2,\dots,n}$$

$$M_{kr} = [w_{ij}]_{i,j=1,2,\dots,n}$$

$$IL = \sum_{i < j}^n v_{ij}$$

$$S_{kr} = \sum_{i,j}^n w_{ij}$$

gdzie:

n – liczba typów (*Lt*);

v_{ij} = 1, gdy typ *i*-ty sąsiaduje z typem *j*-tym (mają wspólną granicę), w przeciwnym wypadku 0;

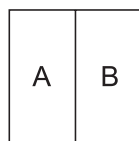
w_{ij} = liczba jednostek *j*-tego typu przylegających do jednostek *i*-tego typu;

Podstawowe własności: *M* ukazuje występowanie wzajemnych sąsiedztw pomiędzy typami (jest symetryczna tj. *v_{ij}* = *v_{ji}*, a na przekątnej ma wartości *v_{ii}* = 0); *M_{kr}* bierze ponadto pod uwagę wielokrotność tychże sąsiedztw, ale nie jest symetryczna; im więcej elementów niezerowych w obu macierzach, tym bogatsza struktura i różnorodność, co znajduje odzwierciedlenie we wskaźnikach *IL* oraz *S_{kr}*.

Wady miar:

Przykład G – 1

(1)



$$L_j = 2; L_t = 2$$

$$w_{AB} = w_{BA} = 1 = v_{AB} = v_{BA}$$

$$M_{kr1} = \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{bmatrix}$$

$$M_1 = \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{bmatrix}$$

(2)



$$L_j = 3; L_t = 2$$

$$w_{BA} = 2$$

$$w_{AB} = 1 = v_{AB} = v_{BA}$$

$$M_{kr2} = \begin{bmatrix} 0 & 2 \\ 1 & 0 \end{bmatrix}$$

$$M_2 = \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{bmatrix}$$

$$S_{kr1} = 2 < S_{kr2} = 3$$

$$IL_1 = 1 = IL_2 = 1$$

Macierz koincydencji dla (1) i (2) jest taka sama, natomiast macierz krotności wykazuje bogatszą strukturę w (2), gdzie mamy więcej jednostek. Podobnie liczba powiązań jest taka sama w (1) i (2), natomiast suma krotności powiązań jest w (2) wyższa.

Przykład G-2

(1)

A	B	C	D

$L_j = 4; L_t = 4$

$$M_{kr1} = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \end{bmatrix}$$

$$M_1 = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \end{bmatrix}$$

(2)

	B	
A		A
	C	

$L_j = 4; L_t = 3$

$$M_{kr2} = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 1 \\ 2 & 0 & 1 \\ 2 & 1 & 0 \end{bmatrix}$$

$$M_2 = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 1 \\ 1 & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 0 \end{bmatrix}$$

$$S_{kr1} = 6 < S_{kr2} = 8$$

$$IL_1 = 3 = IL_2$$

Przy tej samej liczbie jednostek liczba powiązań jest taka sama w (1) i (2), zaś suma krotności jest wyższa w (2), pomimo że liczba typów jest większa w (1).

H. Jednostkowy wskaźnik zwartości CI (C)

$$CI = \frac{- \sum_{1 \leq i < j \leq n} q_{ij} \cdot \ln q_{ij}}{\ln \left(\frac{n(n-1)}{2} \right)}$$

gdzie:

n – liczba typów (L_t);

$$q_{ij} = \frac{\text{liczba par przyległych jednostek typu } i \text{ oraz } j}{\text{liczba wszystkich istniejących par przyległych jednostek}} =$$

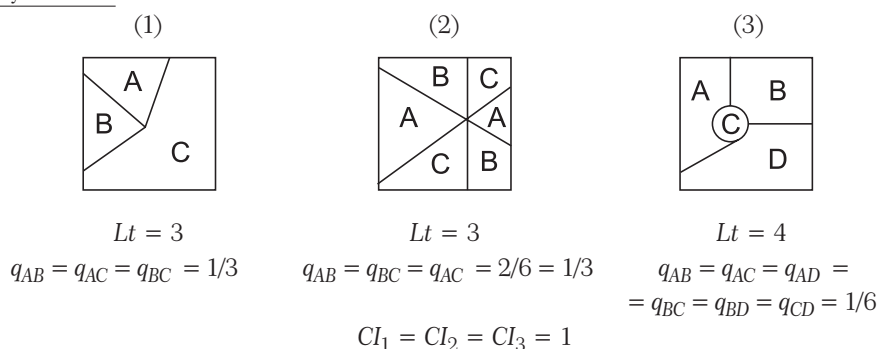
$$= \text{prawdopodobieństwo połączenia } i \text{ z } j$$

Uwaga: $0 \cdot \ln 0 = 0$ (w myśl wzoru $\lim_{q \rightarrow 0^+} q \cdot \ln q = 0$)

Podstawowe własności: mierzy stopień zrównoważenia liczby połączeń jednostek różnych typów, przyjmuje wartości z przedziału od 0 do 1. Wartość maksymalną równą 1 osiąga przy równomiernym połączeniu wszystkich typów.

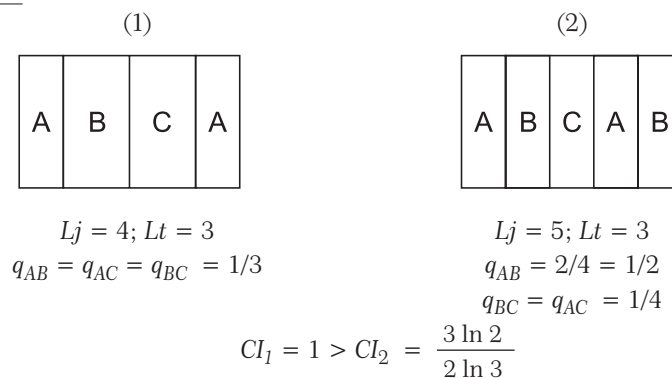
Wady miary:

Przykład H-1



Wskaźnik zwartości (CI) nie reaguje ani na liczbę typów ani na liczbę jednostek.

Przykład H-2



Wskaźnik CI jest wyższy w (1) niż w (2), chociaż w (2) liczba jednostek jest większa.

Miary kształtowe

I. Wskaźnik gęstości granic G_{gest} (PAR)

$$G_{gest} = \frac{L}{P}$$

gdzie:

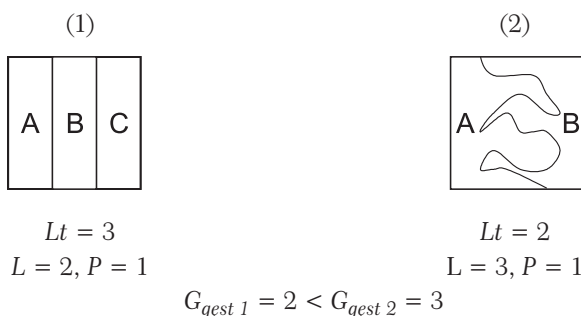
L – łączna długość wszystkich granic pomiędzy wydzielonymi jednostkami;

P – całkowita powierzchnia pola podstawowego.

Podstawowe własności: rośnie wraz ze wzrostem długości granic. Oddaje stopień rozwinięcia granic.

Wada miary:

Przykład I-1



Mniejsza liczba typów przy skomplikowanym przebiegu granic może dawać wyższe wartości wskaźnika.

J. Wymiar fraktalny rozwoju granic Dim i iloraz rozwoju granic γ

$$\gamma = \frac{s}{l} = \frac{\text{długość granic w polu podstawowym}}{\text{średnia długość granic pola podstawowego dla obszaru badań}}$$

$$Dim = \frac{\ln s}{\ln l}$$

$$l = \frac{\text{łączna długość granic we wszystkich polach podstawowych}}{\text{długość granic w polu podstawowym}},$$

tj. iloraz długości granic;

$$s = \frac{\text{łączna powierzchnia wszystkich pól podstawowych (całego obszaru)}}{\text{powierzchnia pola podstawowego}}$$

= liczba pól podstawowych*.

*zakładamy, że wszystkie pola podstawowe mają tę samą powierzchnię; tutaj są to kwadraty (por. Wstęp).

Podstawowe własności: wskaźniki opisują względny rozwój granic. Przy krętości granic w polu podstawowym takiej samej jak średnia krętość granic przypadająca na pole obszaru, wartość wymiaru fraktalnego (Dim) oraz ilorazu

rozwoju granic (γ) wynosi 1. Wartość wyższa niż 1 oznacza, że krętość granic jest ponadprzeciętna.

Wada miar:

Przykład J-1



----- granice między jednostkami;

———— granice między polami podstawowymi;

$$L_t = 2$$

$$L_t = 2, 3 \text{ lub } 4 \text{ (w zależności od pola)}$$

$$L_j = 2$$

$$L_j = 4 \text{ (w każdym polu)}$$

$$s = 4$$

$$s = 4$$

$$l = 4/1 = 4$$

$$l = 8/2 = 4$$

$$Dim_1^* = \ln 4 / \ln 4 = 1 = Dim_2^* = \ln 4 / \ln 4 = 1$$

$$\gamma_1^* = 4/4 = 1 = \gamma_2^* = 4/4 = 1$$

* obliczenia dotyczą każdego pola podstawowego odpowiednio w obszarze (1) i (2).

Miary nie reagują na liczbę typów w polu podstawowym. Nawet na tym samym obszarze (2) pola podstawowe różniące się liczbą (bogactwem) typów dają te same wartości Dim oraz γ .

Wnioski i uwagi końcowe

Dotychczas nie opracowano spójnego systemu ilościowej oceny georóżnorodności, choć pewne próby w tym zakresie czynił np. J. Xavier da Silva (1999, 2004). Stosowanie wskaźników ma już długą tradycję w badaniach dotyczących struktury krajobrazu, struktury użytkowania ziemi lub bioróżnorodności.

Przykłady prezentowane w drugiej części artykułu ułożono tak, by uchwycić pewne słabości teoretyczne powszechnie stosowanych miar w odniesieniu do georóżnorodności. Sporządzone ryciny nie przedstawiają fragmentów rzeczywistych obszarów, tylko ilustrują możliwe sytuacje.

Pewne wskaźniki, np. entropia, nie odzwierciedlają właściwie zróżnicowania obszaru, na którym występują obiekty punktowe (np. źródła, skały) bądź liniowe (np. ciek, wały). Wydaje się wówczas sensowne rozważanie pewnych modyfikacji miar uwzględniających sam fakt występowania nawet małych obiektów, np. entropia (H) → entropia „jednostkowa” (H_{jed}). Ponadto nie wydaje się możliwe rozstrzygnięcie następującego zagadnienia: czy bardziej różnorodny jest obszar o dużej mozaikowości i niewielkiej liczbie typów („szachownica”), czy też obszar z dużą liczbą różnych typów występujących pojedynczo. Nawet jeżeli wydzielona zostanie na danym

obszarze ta sama liczba typów i jednostek, to jeden z tych obszarów może być odbierany jako bardziej zróżnicowany ze względu na występowanie bogatszej sieci powiązań pomiędzy jednostkami. Z drugiej strony skomplikowany przebieg granic pomiędzy jednostkami może mieć niewiele wspólnego z bogactwem sposobów graniczenia pomiędzy typami, a nawet z samym występowaniem określonych typów.

Na podstawie przeprowadzonych analiz można stwierdzić, iż o zróżnicowaniu obszaru mówią trzy proste charakterystyki: liczba typów (Lt), liczba jednostek (Lj) oraz wzajemne ich ułożenie wyrażone np. macierzą krotności koincydencji (M_{kr}). Cechy takie jak procent zajmowanej powierzchni, długość granic czy kształt płatu są drugorzędne. Co więcej, nie ma żadnego wskaźnika liczbowego

$$W: \{(n, m) \in N \times N : 1 < n \leq m\} \cup \{(1,1)\} \rightarrow \langle 0, \infty \rangle$$

dla złożoności, który spełniałby następujące warunki:

1 – ścisła monotoniczność

a) jeśli $m < m'$, to $W(n, m) < W(n, m')$;

b) jeśli $n < n'$, to $W(n, m) < W(n', m)$;

2 – wzajemne niezdominowanie (por. przykłady A-3 i E-2)

a) jeśli $W(n, m') > W(n, m)$, to nie istnieje n' o tej własności, że $W(n', m) > W(n, m')$;

b) jeśli $W(n', m) > W(n, m)$, to nie istnieje m' o tej własności, że $W(n, m') > W(n', m)$.

Rozsądnie wyglądające własności 1 i 2, wyrażające pewne oczekiwania wobec „dobrego” wskaźnika georóżnorodności reagującego na dwa podstawowe parametry krajobrazu ($n = Lt$ – zróżnicowanie typów, $m = Lj$ – rozdrobnienie na jednostki), są nierealizowalne. Sytuacja ta przypomina znany w ekonomii matematycznej paradoks niemożności Arrowa dotyczący warunków, jakie powinna spełniać funkcja użyteczności (Owen, 1975, s. 119–120).

Można natomiast skonstruować wskaźnik, który spełnia niektóre z powyższych postulowanych warunków 1a-b i 2a-b. Jednym z przykładów jest funkcja $W(n, m) = n + m$, która realizuje warunki 1 a-b, lecz nie 2 a-b. Inny stanowi funkcja $W(n, m) = n + [m/(1 + m)]$, posiadająca własności 1 a-b i 2 a, ale nie 2b. Jej wybór wiąże się z ustaleniem hierarchii ważności, która wyróżnia wartość n (Lt – liczbę typów) jako dominującą nad m (Lj – liczbą jednostek).

Jeżeli uznajemy niezależność Lt i Lj , to nie możemy różnorodności traktować jak wielkości skalarnej. Różnorodność jest zjawiskiem złożonym, wielowymiarowym i nie może być opisana jednym wskaźnikiem. Dlatego wielu autorów sugeruje konieczność opracowania zestawu miar na potrzeby oceny różnorodności (np. Turner i Gardner, 1991; Xavier da Silva, 1999, 2004; *From Land Cover...*, 2000; por. też Walz, 1998, 2000; Tischendorf, 2001). Z kolei J. Solon (2002) w trakcie badań nad różnorodnością krajobrazu stwierdza, że same analizy wartości wskaźników są niewystarczające i proponuje badanie związków między nimi. Z pewnością jest to rozwiązanie lepsze, jednak wymaga dalszych studiów.

Piśmiennictwo

- Armand D.L., 1980, *Nauka o krajobrazie*, PWN, Warszawa.
- Barthlott W., Biedinger N., Braun G., Feig G., Mutke J., 1999a, *Terminological and methodological aspects of the mapping and analysis of the global biodiversity*, *Acta Botanica Fennica*, 162, s. 103–110.
- Barthlott W., Kier G., Mutke J., 1999b, *Globale Artenvielfalt und ihre ungleiche Verteilung*, *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 215, s. 7–22.
- Bartkowski T., 1986, *Zastosowania geografii fizycznej*, PWN, Warszawa.
- Burek C., Potter J., 2002, *Setting the context for geological conservation*, Local Geodiversity Action Plans, English Nature Contract No. EIT 31-02-188, www.lgaps.org/report.pdf
- Eberhard R. (red.), 1997, *Pattern and Process: Towards a Regional Approach to National Estate Assessment of Geodiversity*, Australian Heritage Commission, Canberra.
- From Land Cover to Landscape Diversity in the European Union*, 2000, Publication of the European Commission of Agriculture, Brussels
<http://europa.eu.int/comm/agriculture/publi/landscape/index.htm>
- Gurevič V.L., Sauškin J.G., 1966, *Matematičeskij metod v geografii*, *Vestnik Moskovskogo Universiteta*, Ser. V (Geografia), 1, s. 3–28.
- He H.S., DeZonia B.E., Mladenoff D.J., 2000, *An aggregation index (AI) to quantify spatial patterns of landscapes*, *Landscape Ecology*, 15, 7, s. 591–601.
- Jedicke E., 2000, *Bio-, Geo-, Ökodiversität – Kriterien zur Bewertung der Landschaftsstruktur?*, [w:] *IALE-Region Deutschland, Hrsg.*, Tagungsband mit Kurzfassungen der Beiträge zur 1. Jahrestagung der IALE-Region Deutschland, Nürtingen, s. 10–11.
- , 2001, *Biodiversität, Geodiversität, Ökodiversität. Kriterien zur Analyse der Landschaftsstruktur – ein konzeptioneller Diskussionsbeitrag*, *Naturschutz und Landschaftsplanung*, 33, 2/3, s. 59–68.
- Kostrzewski A., 1997, *Opracowanie koncepcji i zasad georóżnorodności: definicja, zadania i cele georóżnorodności*, [w:] *Opracowanie systemu ochrony georóżnorodności w Polsce*, *Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego*, Warszawa.
- , 1998, *Georóżnorodność rzeźby jako przedmiot badań geomorfologii*, [w:] *„Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce; stan aktualny i perspektywy”. IV Zjazd Geomorfologów Polskich*, red. K. Pękala, *Wydawnictwo UMCS*, Lublin, s. 11–16.
- Kozłowski S., 1999, *Koncepcja ochrony georóżnorodności przyrody nieożywionej w Polsce*, *Archiwum Geologiczne PIG*, Warszawa.
- Kraak M.J., Ormeling F., 1998, *Kartografia: wizualizacja danych przestrzennych*, *Wydawnictwo Naukowe PWN*, Warszawa.
- Magnuszewski A., 1999, *GIS w geografii fizycznej*, *Wydawnictwo Naukowe PWN*, Warszawa.
- Metody sformalizowane w badaniach geokompleksów*, 1979, *PZLG*, 2.
- McGarigal K., Marks B.J., 1994, *Fragstats: spatial pattern analysis program for quantifying landscape structure*, *US Forest Service, General Technical Report PNW*, Portland OR, USA.
- Milne B.T., 1991, *Lessons from applying fractal models to landscape patterns*, [w:] *Quantitative Methods in Landscape Ecology*, red. M.G. Turner, R.H. Gardner, *Springer*, New York, s. 199–234.
- Mizgajski A., 2001, *Odniesienie georóżnorodności do wybranych pojęć w naukach o środowisku*, [w:] *Funkcjonowanie geoekosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych. Monitoring, ochrona, edukacja*, red. A. Karczewski, Z. Zwoliński, *Bogucki Wydawnictwo Naukowe*, Poznań, s. 369–375.
- Nienartowicz A., Kunz M., Domin D., 2001, *Porównanie struktury krajobrazu na obszarach intensywnej i ekologicznie zrównoważonej gospodarki leśnej*, [w:] *Nienartowicz A.,*

- Kunz M. (red.), *GIS i teledetekcja w badaniach struktury i funkcjonowania krajobrazu*, Oficyna Wydawnicza „Turpress”, Toruń, s. 165–179.
- Ostaszewska K., 2002, *Geografia krajobrazu*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Owen G., 1975, *Teoria gier*, PWN, Warszawa.
- Pietrzak M., 1989, *Problemy i metody badania struktury geokompleksu*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- , 2004, *Niemiecka a światowa ekologia krajobrazu – dorobek, aktualne trendy, problemy badawcze i dylematy metodologiczne*, [w:] Kistowski M. (red.), *Studia ekologiczno-krajobrazowe w programowaniu rozwoju zrównoważonego*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 13, Gdańsk, s. 43–47.
- Przewoźniak M., 1987, *Podstawy geografii fizycznej kompleksowej*, Skrypty uczelniane UG, Gdańsk.
- Richling A., 1976, *Analiza i struktura środowiska geograficznego i nowa metoda regionalizacji fizycznogeograficznej (na przykładzie województwa białostockiego)*, Rozprawy UW, 104, Wydawnictwo Naukowe UW, Warszawa.
- , 1992, *Kompleksowa geografia fizyczna*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Richling A., Solon J., 1996, *Ekologia krajobrazu*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Solon J., 2002, *Ocena różnorodności krajobrazu na podstawie analizy struktury przestrzennej roślinności*, Prace Geograficzne, IGIPZ PAN, 185.
- Tischendorf L., 2001, *Can landscape indices predict ecological processes consistently?*, *Landscape Ecology*, 16, 3, s. 235–254.
- Turner M.G., 1989, *Landscape ecology: The effect of pattern on process*, *Annual Review of Ecology and Systematics*, 20, s. 171–197.
- Turner M.G., Gardner R.H. (red.), 1991, *Quantitative Methods in Landscape Ecology*, Springer, New York.
- Walz U., 1998, *Ableitung von Indikatoren zur Landschaftsstruktur aus Fernerkundungsdaten und anderen Flächeninformationssystemen*, [w:] Strobl J., Dollinger F. (red.), *Angewandte Informationsverarbeitung – Beiträge zum AGIT-Symposium Salzburg*, Heidelberg, s. 403–409.
- , 2000, *Erfassung und Bewertung der Landschaftsstruktur*, IÖR Info nr 16, Leibniz-Institut für ökologische Raumentwicklung, Dresden, s. 1–2.
- Xavier da Silva J., 1999, *Geomorphology and geodiversity*, [w:] *IAG 1999 Regional Conference on Geomorphology, July 17–22 1999, Brasil*
www.geomorph.org/sp/arch/br99/g16.html
- , 2004, *Geodiversity: Some simple geoprocessing indicators to support environmental biodiversity studies*, *Directions Magazine*
www.directionsmag.com/article.php?article_id=473

[Wpłynęło: kwiecień; poprawiono: wrzesień 2005 r.]

RAFAŁ KOT, KRZYSZTOF LEŚNIAK

GEODIVERSITY VALUATION WITH THE AID OF LANDSCAPE INDICES
– BASIC METHODOLOGICAL OBSTRUCTIONS

The authors are concerned with some aspects of the theoretical foundations to geodiversity evaluation. The undesirable behavior of typical landscape indices (like entro-

py or fractal dimension) is illustrated in a series of simple examples. This gives rise to a question as to how to measure diversity in a quantitative way, so that the result would be reliable, and especially consistent with the insightful geographic analysis made in each concrete case. As was observed in several earlier works, a unique satisfactory index can not be proposed. Rather consideration has to be given to a set of appropriate indicators, or else investigations should be confined to relationships between the values of indices. Moreover, it can be shown that some expectations from an ideal geodiversity index lead to contradiction.

Problem bifurkacji Wisły pod Fordonem (Bydgoszcz) na tle ewolucji Kotliny Toruńskiej pod koniec plenivistulianu

*The problem of the bifurcated flow of the Vistula River
at Fordon (Bydgoszcz) against the background
of the evolution of the Toruń Basin at the end of the Plenivistulian*

PIOTR WECKWERTH

Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika,
87-100 Toruń, ul. Fredry 6/8; e-mail: pweck@uni.torun.pl

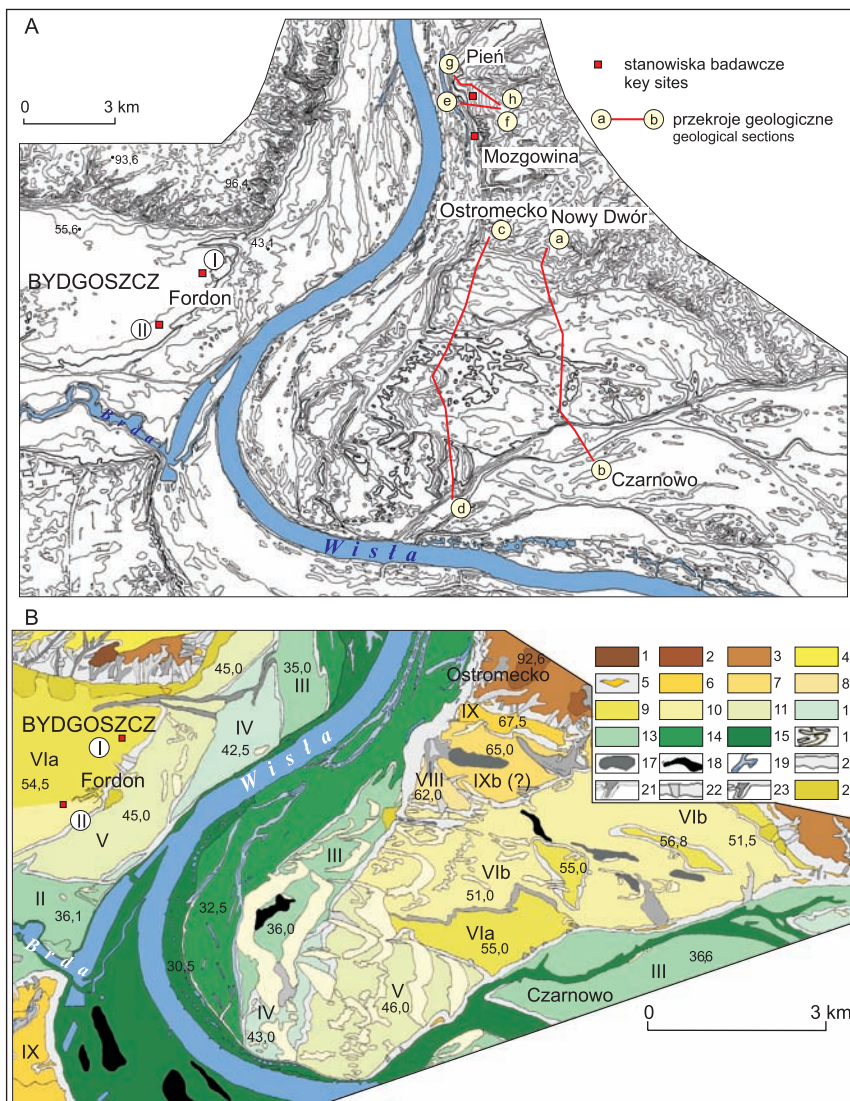
Zarys treści. W artykule przedstawiono analizę morfologii, zasięgu przestrzennego powierzchni teras oraz cech środowiska sedymentacyjnego ich osadów w północnej części Kotliny Toruńskiej w okolicy Bydgoszczy. Występujące tu poziomy terasowe zaklasyfikowano do odpowiednich stopni teras pradolinnych (w odniesieniu do numeracji R. Galona, 1953). Powstały one w wyniku przepływu wód piaskodenną rzeką roztokową o dominującym odsypowym stylu sedymentacji. W artykule przeanalizowano położenie teras pradolinnych (poniżej terasy IX) w stosunku do struktur mezozoicznego podłoża kotliny. Na podstawie badań strukturalno-teksturalnych osadów teras odniesiono się do problemu genezy przełomu fordońskiego. Wyniki przeprowadzonych badań wskazują na to, że bifurkacja Wisły była tu krótsza niż dotychczas przyjmowano.

Słowa kluczowe: Kotlina Toruńska, przełom Wisły, terasy, środowiska sedymentacyjne, rzeka roztokowa

Wstęp

Północna część Kotliny Toruńskiej w okolicy Bydgoszczy – to węzeł kształtowanej w górnym plenivistulianie sieci hydrograficznej Niziu Polskiego. Kotlina Toruńska kontaktuje się tu bowiem ze zwężeniem doliny dolnej Wisły poniżej Fordonu oraz z położoną nieco dalej na zachód doliną Brdy.

Dominującą część Kotliny Toruńskiej w okolicy Bydgoszczy zajmuje terasa IX (Galon, 1953). W jej powierzchni wcięte są niższe terasy VIII–I (ryc. 1). Najniższą terasą pradoliny Noteci-Warty jest tu terasa VI, o wysokości 53–55 m npm. (Galon, 1953, 1961). Po wschodniej stronie Wisły, pomiędzy Ostromeckiem a Złąwsią Wielką, wydziela się od dwóch do pięciu stopni teras pradolinnych. Według



Ryc. 1. Mapa hipsometryczna (A) i geomorfologiczna (B) północnej części Kotliny Toruńskiej w okolicy Bydgoszczy. Poziomy terasowe według autora (Weckwerth, 2004)

- 1 – pagórki morenowe, 2 – wysoczyzna morenowa falista, 3 – wysoczyzna morenowa płaska, 4 – sandry, 5 – spłaszczenia na stokach, 6 – terasa IX, 7 – terasa IX (poziom niższy?), 8 – terasa VIII, 9 – terasa VI – poziom wyższy VIa, 10 – terasa VI – poziom niższy VIb, 11 – terasa V, 12 – terasa IV, 13 – terasy nadzalewowe, 14 – równina zalewowa (poziom wyższy), 15 – równina zalewowa (poziom niższy), 16 – wydmy, 17 – obniżenia na powierzchni teras, 18 – równiny biogeniczne, 19 – starorzecza, 20 – stoki, 21 – dolinki denudacyjne, 22 – niecki denudacyjne, 23 – dolinki i niecki zawieszane na stoku, 24 – strefa agradacji i stożki napływowe

Hypsometrical map (A) and geomorphological map (B) of the northern part of the Toruń Basin near Bydgoszcz. Terrace levels after the author's previous work (Weckwerth, 2004)

R. Galona (1961) terasy IX–VI powstały w wyniku bifurkacyjnego przepływu wód Wisły pod Fordonem. Zdaniem E. Wiśniewskiego (1990, 1992, 1993) skierowanie się wód Wisły na północ nastąpiło wyłącznie w poziomie terasy VI.

Powyższe poglądy opierają się w dużej mierze na analizie morfometrii teras, która nie była uzupełniona badaniami litofacjalnymi ich osadów. Brak jest zatem dowodów wynikających z analiz strukturalno-teksturalnych potwierdzających tezę R. Galona (1961, 1968) o bifurkacji Wisły poniżej Fordonu w poziomach czterech teras pradolinnych (IX–VI), jak również argumentów na jej zaprzeczenie (Wiśniewski, 1990, 1992). Braki te uzupełniają w części badania autora (Weckwerth, 2004).

Różnice w interpretacji ewolucji północnej części Kotliny Toruńskiej na kontakcie z przełomowym odcinkiem doliny Wisły poniżej Fordonu stworzyły potrzebę rewizji poglądów dotyczących problemu zmiany przepływu wód Wisły z zachodniego na północny, w kierunku Zatoki Gdańskiej. Przedmiotem badań autora była także zmienność poziomu energii środowiska fluwialnego rzeki roztopkowej, kierunki jej przepływów oraz analiza morfologii i zasięgu przestrzennego poszczególnych teras w okolicy Bydgoszczy. Ich poziomy zostały uzupełnione i zaklasyfikowane do odpowiednich stopni według numeracji R. Galona (1953, 1961). Ponadto wyniki badań pozwoliły na podjęcie próby rekonstrukcji zmian kierunku przepływu wód Wisły w okolicy Bydgoszczy i poniżej Fordonu w okresie funkcjonowania pradoliny Noteci-Warty.

Podłoże i wykształcenie osadów czwartorzędowych

Współczesny układ sieci rzecznej Nizy Polskiego w wielu przypadkach nawiązuje do przebiegu dolin kopalnych, które powstały w interglacjałach. Możliwość ich odnawiania się, zależną od egzaracji lodowcowej i aktywności wód roztopowych, zapewniał wielokrotnie transgredujący lądolód (Lencewicz, 1927; Krygowski, 1962a, b, 1974; Mojski, 1980, 1981; Brykczyński, 1986). Rozwój współczesnych dolin rzecznych przebiegał także pod wpływem ruchów neotektonicznych (Baraniecka, 1980; Niewiarowski, 1983).

Równoległy i asymetryczny w stosunku do osi wału kujawsko-pomorskiego przebieg dna doliny Wisły w Kotlinie Toruńskiej może być wynikiem podnoszenia się tego wału (Mojski, 1980; Brykczyński, 1986). Proces ten powodował zapewne przesuwanie się koryta Wisły na północny wschód, choć współcześnie

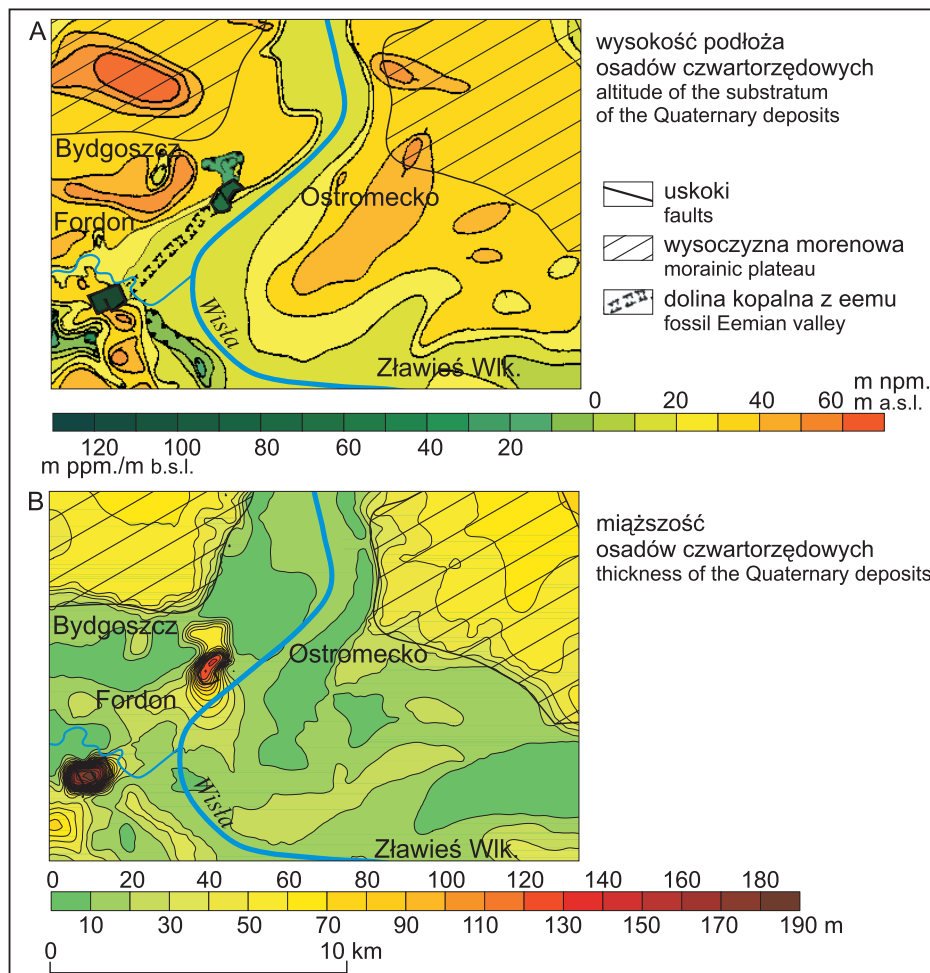
-
- ←
- 1 – moraine hummocks, 2 – undulating morainic plateau, 3 – flat morainic plateau,
 - 4 – outwash plains, 5 – flat levels on the slopes, 6 – terrace IX, 7 – terrace IX (lower level?),
 - 8 – terrace VIII, 9 – terrace VI – upper level VIa, 10 – terrace VI – lower level VIb,
 - 11 – terrace V, 12 – terrace IV, 13 – overflow terraces, 14 – flood-plain (upper level),
 - 15 – flood-plain (lower level), 16 – dunes, 17 – depressions on terraces surfaces,
 - 18 – biogenic plains, 19 – former side channels, 20 – slopes, 21 – denudation valleys,
 - 22 – denudation trough, 23 – hanging denudation slope valleys and trough,
 - 24 – aggradation zone and alluvial fans

obserwowane ruchy tektoniczne w tej części Kotliny Toruńskiej są znikome (Wyrzykowski, 1975). W efekcie Kotliny Toruńska powiększyła swe rozmiary w kierunku północnym i następowała redukcja miąższości utworów czwartorzędowych w zasięgu jej równiny zalewowej, a także modyfikacja rzeźby powierzchni podczwartorzędowej. Potwierdzeniem tego może być zaznaczające się w rzeźbie powierzchni podłoża czwartorzędu okolic Bydgoszczy obniżenie o dnem na wysokości 10–20 m npm., które nawiązuje przebiegiem i zasięgiem do równiny zalewowej Wisły (ryc. 2). Miąższość osadów czwartorzędowych wynosi tu 5–20 m, a zatem w większości pokrywa się z miąższością utworów zdeponowanych przez Wisłę (Kordowski, 1997).

Spąg osadów czwartorzędowych w obrębie wyżej położonych teras pradolinnych w okolicy Bydgoszczy zalega na wysokości 40–50 m npm. Rzędne te charakteryzują także strop trzeciorzędu w obrębie sąsiadujących z tymi terasami wysoczyzn morenowych. Ponadto w podłożu osadów teras IX–VIII często zalegają utwory glacialne starsze od vistulianu (Kozłowska i Kozłowski, 1992a, b; Weckwerth, 2004). Oznacza to, że funkcjonowanie pradoliny Noteci-Warty w okolicy Bydgoszczy i Ostromecka spowodowało zmiany rzeźby podłoża osadów czwartorzędowych dopiero w poziomie terasy VI.

We wschodniej części Bydgoszczy (Fordon) rzeźbę podczwartorzędową charakteryzują znaczne deniwelacje. Najniżej położone punkty (120,0 i 105,2 m ppm.) występują w dnach obniżeń o charakterze tektonicznym lub tektoniczno-krasowym (Kozłowska i Kozłowski, 1992a; Baraniecka, 1980). Powstały one w linii wgłębnych dyslokacji tektonicznych, które przebiegają w podłożu cechsztynu i dzielą wał środkowopolski na części kujawską i pomorską (Dadlez i Dembowska, 1965; Dadlez, 1980; Marek i Znosko, 1972). Ponadto na zróżnicowanie rzeźby podłoża czwartorzędu w rejonie Bydgoszczy wpływa system kopalnych dolin z interglacjałów wielkiego i eemskiego (Makowska, 1979, 1980), ciągnących się równoleżnikowo na wschód i zachód od Bydgoszczy (ryc. 2). Jedno z tych obniżeń, o dnem na wysokości od 1 do 17 m npm., przebiega równolegle do współczesnego koryta Wisły w Fordonie, a kolejne, o średniej głębokości poniżej 10 m npm., ciągnie się wzdłuż kolana Wisły pomiędzy Otorowem a Łęgowem (na SE od Bydgoszczy). Wymienione eemskie doliny kopalne rozwinęły się w linii poprzecznych struktur tektonicznych wału kujawsko-pomorskiego. Potwierdza to tezę M. Brykczyńskiego (1986) o istnieniu potencjalnych miejsc rozwoju dolin w linii dyslokacji tektonicznych, poprzecznych do wału środkowopolskiego.

Do struktur dyslokacji tektonicznych wału środkowopolskiego nawiązują także terasa VI oraz dolina Brdy. W północnej części Kotliny Toruńskiej przepływ wód w poziomach teras VIII–VI skoncentrował się bowiem w wąskim pasie na zachód od Bydgoszczy. Mogło to być predysponowane istnieniem w tym miejscu doliny rzecznej w czasie stadiału Świecia (Włodek, 1980; Weckwerth, 2004). Po usunięciu vistuliańskich glin zwałowych przykrywających osady tej doliny, erozja wgłębna wód przebiegała tu zapewne szybciej niż w przypadku środkowej części Kotliny Toruńskiej.



Ryc. 2. Podłoże (A) i miąższość (B) osadów czwartorzędowych w okolicy Bydgoszczy (A – na podstawie M. Kozłowskiej i I. Kozłowskiego 1990, 1992)

Substratum (A) and thickness (B) of the Quaternary deposits near Bydgoszcz (A – after M. Kozłowska & I. Kozłowski, 1990, 1992)

Do przesunięcia się na północ koryta późnovistuliańskiej rzeki w rejonie Bydgoszczy mogła przyczynić się także postglacjoizostatyczna aktywizacja struktur antyklinorium środkowopolskiego. Jego podnoszenie się w zasięgu Kotliny Toruńskiej jest, według J.E. Mojskiego (1980), przyczyną przesuwania się koryta Wisły na północny wschód. Być może proces zmiany lokalizacji przepływu wód w Kotlinie Toruńskiej, związany z postglacjoizostatycznymi ruchami kompensacyjnymi, miał miejsce po jej deglacjacji. Skutkiem tych ruchów mogło być przesunięcie ku północy przepływu wód w poziomach teras VIII–VI.

Zdaniem E. Rühlego (1973) i W. Niewiarowskiego (1983) w Kotlinie Toruńskiej ruchy te wygasły już przed fazą pomorską. Wpływ postglacjoizostatycznych ruchów kompensacyjnych struktur mezozoicznych na rozwój współczesnej rzeźby (ruchy glacyj- i postglacjoizostatyczne) omawiają J. Liszkowski (1975, 1993) oraz A. Piotrowski (1991, 1999). Proces ten wydaje się istotny w kształtowaniu kierunku i miejsca przepływu wód w Kotlinie Toruńskiej, gdyż jej południowa i środkowa część przebiega w strefie wałów, poduszek i spęczeń solnych, np. w okolicy Chrośny i Szubina (Marek i Znosko, 1972). Relaksacyjne, glacjoizostatyczne podnoszenie obszaru kotliny, wzmożone w powyższej strefie (Liszkowski, 1975), mogłoby wpłynąć tylko na najstarsze poziomy przepływu wód w południowej części Kotliny Toruńskiej (Weckwerth, 2004).

Morfologia i budowa geologiczna teras w okolicy Ostromecka

Przeprowadzone badania wykazały, że na południe i południowy wschód od Ostromecka położony jest zespół teras pradolinnych, z których najwyższa jest listwa terasy IX (ryc. 1). Jej nieco inny zasięg proponowali tu R. Galon (1961), Z. Churski (1968), A. Tomczak (1987) oraz M. Kozłowska i I. Kozłowski (1992a, b). Powierzchnia terasy IX koło Ostromecka osiąga rzędną około 67,5 m npm. i bezpośrednio kontaktuje się ze zboczem Kotliny Toruńskiej. Znacznie lepiej terasa ta zachowała się po przeciwległej stronie Wisły. Z terasą IX w okolicy Ostromecka sąsiaduje terasa o wysokości 65,0 m npm.; wysokość ta wyklucza powiązanie jej z terasą VIII, ponieważ rzędną taką osiąga ta terasa w Toruniu, a więc około 36 km dalej na wschód. Być może odpowiada ona niższemu poziomowi terasy IX, wyróżnionemu w Toruniu (Weckwerth, 2004). Do terasy VIII na południe od Ostromecka można zaliczyć poziom o wysokości 62,0 m npm. Od południa sąsiaduje ona z niżej leżącą terasą VI. Wysokość powierzchni terasy VI koło Ostromecka jest zróżnicowana – większa jej część położona jest na wysokości 50–51,5 m npm. Do terasy VI koło Ostromecka należy zaliczyć również trzy niewielkie i izolowane fragmenty tej terasy o rzędnych 55,0–56,8 m npm. Pod względem wysokości odpowiadają one terasie VI po zachodniej stronie Wisły. Niższy poziom terasy VI koło Ostromecka nie ma swego odpowiednika w morfologii terenu na zachód od Wisły (ryc. 1).

Ponadto na powierzchni niższego stopnia terasy VI (VIb), oprócz form wydmych, istnieją cztery wydłużone obniżenia, z których tylko północne ma niewielkie wypełnienie torfem (do 1,7 m). Liniowy układ tych obniżeń, brak ich związku genetycznego z formami wydmych, morfologia, a zwłaszcza wyraźne zbocza o wysokości około 2,5 m sugerują istnienie tu paleokoryt.

Analiza budowy geologicznej teras położonych pomiędzy Bydgoszczą, Czarnewem a Ostromeckiem potwierdza wyniki badań M. Kozłowskiej i I. Kozłowskiego (1992a, b) odnośnie do miąższości osadów terasowych i ich typu genetycznego. Terasę IX o wysokości 67,5 m npm. budują osady piaszczyste i mulkowo-piaszczyste o miąższości nie przekraczającej 1,8 m. Są one zdeponowane na

prawdopodobnie starszych piaskach średnioziarnistych bądź gliniastym rezydium Wysoczyzny Chełmińskiej (ryc. 3). Terasa IX ma tu charakter erozyjny. Kolejny, niższy poziom tej terasy (IXb), budują osady piaszczysto-żwirowe oraz piaski średnioziarniste o miąższości 2,5–3 m (maksymalnie do 4,7 m). Sporadycznie przechodzą one w spągu w piaski gruboziarniste lub żwiry o miąższości do 0,7 m. Ta terasa ma charakter erozyjno-akumulacyjny.

Niższy o blisko 3 m poziom terasy VIII budują piaski średnioziarniste o miąższości do 2,5 m, lokalnie podścielone warstwą piasków i żwirów (ryc. 3). Miejscami terasa ta jest nadbudowana niewielkimi wydrami.

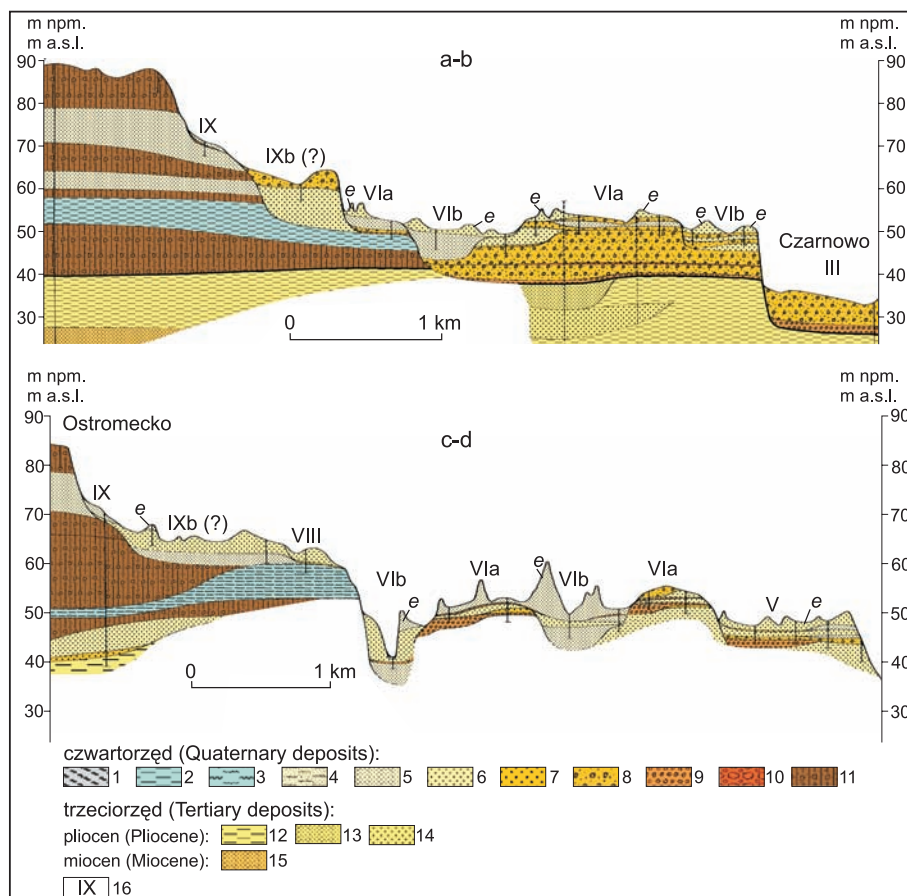
Powierzchnię wyższego poziomu terasy VI budują piaski i żwiry o miąższości do 2,2 m (ryc. 3). Zalegają one na piaskach średnio- bądź drobnoziarnistych, podścielonych warstwą żwirów lub piasków ze żwirem. Wyższy poziom terasy VI (VIa) ma wyraźne zbocze o wysokości 4–5 m. Niższy stopień terasy VI (VIb) nadbudowany jest eolicznymi piaskami pokrywowymi i piaskami wydmy parabolicznych oraz wałowych; budują go głównie piaski drobno- i średnioziarniste (ryc. 3), w spągu przechodzące w piaski ze żwirem.

Budowa i rozwój terasy VI w rejonie Bydgoszczy

Powierzchnia terasy VI w Bydgoszczy osiąga wysokość 54–55 m npm. Urozmaicają ją niewielkie, 2–3-metrowe wydmy. Na podstawie analizy budowy geologicznej terasy VI w Fordonie (stanowisko Fordon I) wyróżniono dwa kompleksy litofacjalne (ryc. 4). Do pierwszego (A) należą osady podłoża serii terasowej, które stanowią trzeciorzędowe ły, natomiast do drugiego (B) – osady terasy. Podobną budowę geologiczną opisał tu R. Galon (1934). Spągową część serii terasowej tworzą piaski średnioziarniste z domieszką piasków gruboziarnistych o przekątnym płaskim typie warstwowania (Sp). Ich akumulacja następowała w formie piaszczystych odsypów poprzecznych, w piaskodennej rzece roztokowej (Zieliński, 1993, 1995). Wzrost energii środowiska depozycyjnego przyczynił się do akumulacji piasków warstwowych przekątnie rynnowo (St). Średnioskalowe litofacje St powstawały w wyniku migracji krętych megariplemarków w głębszej części koryta. Występujące w górnej części odsłonięcia litofacje Sp oraz Sm można wiązać z płytszą częścią koryta, gdzie podczas opadania wezbrania tworzyły się niskie odsypy poprzeczne. Powyżej w odsłonięciu znajdują się warstwy masywnych żwirów z piaskiem gruboziarnistym oraz masywnych piasków średnio- i gruboziarnistych. Powierzchnię terasy VI nadbudowują tu eoliczne, masywne piaski drobnoziarniste.

W kolejnym odsłonięciu zlokalizowanym w terasie VI w Bydgoszczy (Fordon II), w obu analizowanych profilach (1 oraz 2, ryc. 5) odsłaniają się podobnie rozwinięte trzy kompleksy litofacjalne. Dolny (A) reprezentują osady ilasto-mułkowe miocenu, stanowiące podłożę dla piaszczysto-żwirowej serii osadów rzecznych (B) o miąższości do 1,6 m. Kontakt tych kompleksów litofacjalnych ma charakter erozyjny. W górnej części odsłonięcia występuje warstwa eolicznych

piasków pokrywowych (C) o miąższości do 3,2 m i poziomym typie warstwowania. Ich spągową część wyznaczają masywne piaski drobnoziarniste z piaskami średnio- i gruboziarnistymi z domieszką żwirów (Sm, SGm).

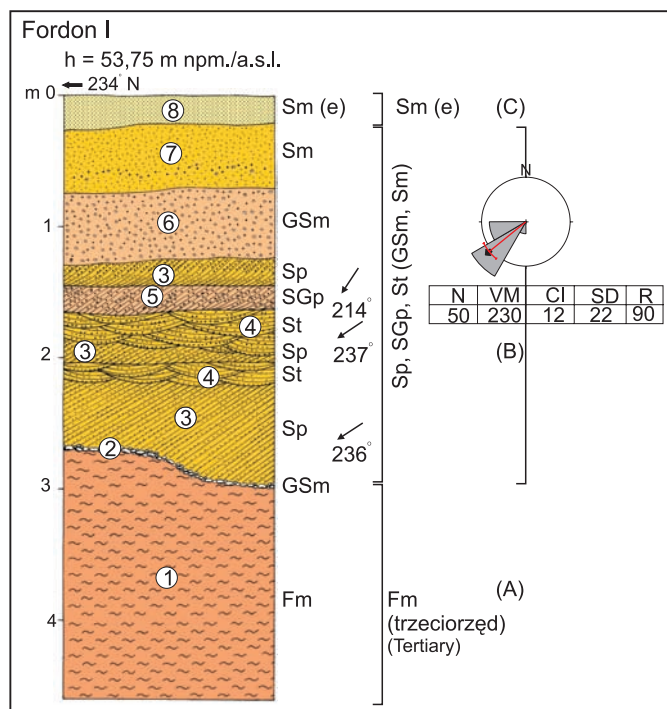


Ryc. 3. Budowa geologiczna teras w Kotlinie Toruńskiej koło Ostromecka (lokalizacja przekrojów na ryc. 1).

1 – torf, 2 – ił, 3 – mułek, 4 – mułek piaszczysty, 5 – piasek drobnoziarnisty, 6 – piasek średnioziarnisty, 7 – piasek gruboziarnisty, 8 – piasek i żwir, 9 – żwir, 10 – bruk erozyjny, 11 – glina zwałowa, utwory trzeciorzędowe: pliocen: 12 – ił, 13 – piasek drobnoziarnisty, 14 – piasek średnioziarnisty, miocen: 15 – piasek drobnoziarnisty, 16 – numery teras wg R. Galon (1953), e – osady eoliczne

Geological structure of the Toruń Basin terraces near Ostromecko (location of geological sections on Fig. 1)

1 – peats, 2 – clay, 3 – silt, 4 – sandy silt, 5 – fine-grained sand, 6 – medium-grained sand, 7 – coarse-grained sand, 8 – sand and gravel, 9 – gravel, 10 – pavement, 11 – till, Tertiary deposits: Pliocene: 12 – clay, 13 – fine-grained sand, 14 – medium-grained sand, Miocene: 15 – fine-grained sand, 16 – numbers of terraces after R. Galon (1953), e – aeolian deposits

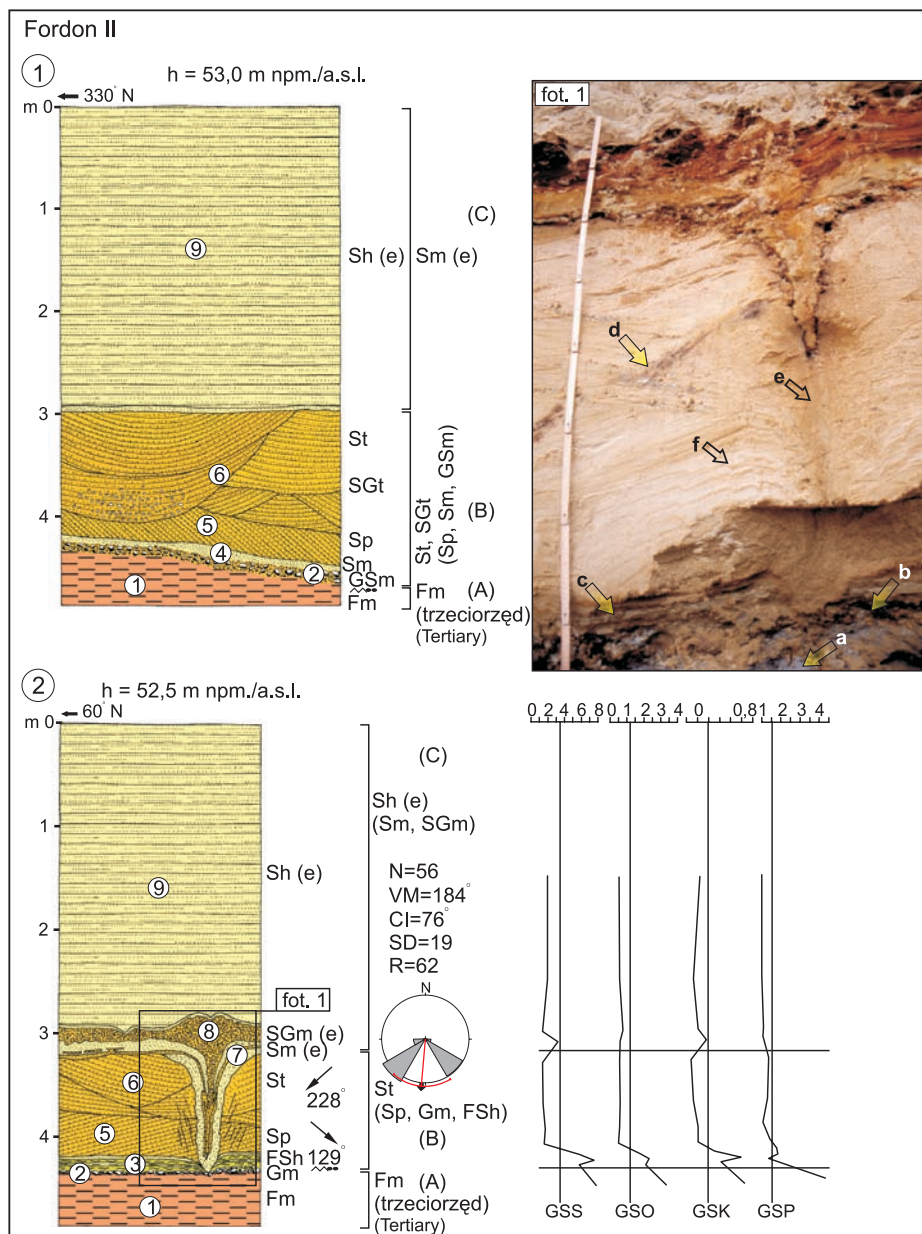


Ryc. 4. Budowa geologiczna terasy VIa w Bydgoszczy (stanowisko Fordon I)
 1 – iły trzeciorzędowe, 2 – żwiry z piaskiem i głazami, 3 – piaski średnioziarniste o płaskim warstwowaniu przekątnym, 4 – piaski średnioziarniste o przekątnym warstwowaniu rynnowym, 5 – piaski gruboziarniste ze żwirami o płaskim warstwowaniu przekątnym, 6 – żwiry z piaskami gruboziarnistymi masywne, 7 – piaski średnio- i gruboziarniste masywne, 8 – piaski drobnoziarniste masywne

Geological structure of the terrace VIa in Bydgoszcz (Fordon I site)

- 1 – Tertiary clays, 2 – gravel with sand and boulders, 3 – medium-grained planar cross-bedded sand, 4 – medium-grained trough cross-bedded sand, 5 – coarse-grained planar cross-bedded sand with gravel, 6 – massive coarse grained gravel and sand, 7 – massive medium- and coarse-grained sand, 8 – massive fine-grained sand

Dominującą litofacją osadów rzecznych są piaski średnioziarniste o warstwowaniu przekątnym rynnowym (St). Wielkość średniej średnicy ziarna tego osadu wynosi 1,93–1,96 phi. Jest to osad umiarkowanie dobrze wysortowany (wartości GSO od 0,53 do 0,56 phi), o rozkładzie uziarnienia w przybliżeniu symetrycznym (GSK od -0,07 do 0,04) i mezokurtycznym (GSP od 1,00 do 1,01). Litofacją drugorzędą jest bruk korytowy, reprezentowany przez masywne żwiry piaszczyste z lokalnie występującymi głazami (profil 1) lub żwiry o piaszczystym matriksie z pojedynczymi głazami (profil 2). Ponad nimi występuje warstewka masywnego piasku drobnoziarnistego o miąższości do 10 cm (profil 1) lub warstwa mułków ilastych z horyzontalnymi laminami piasku drobnoziarnistego



Ryc. 5. Budowa geologiczna terasy VIb w Bydgoszczy (stanowisko Fordon II)
1, 2 – profile szczegółowe, fot. 1 – osady terasowe z klinem z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym (profil 2): a – mułek ilasty (miocen), b – bruk erozyjny, c – laminowane mułki ilaste i piaski pylaste, d – powierzchnie graniczne zestawów lamin warstwowania przekątnego rynnowego z wkładkami trzeciorzędowych ilów, e – piaszczyste wypełnianie struktury klina, f – uskoki normalne, 1 – il (miocen), 2 – żwir z głazami, 3 – mułek masywny z przewarstwieniami piasku drobnoziarnistego, 4 – piasek drobnoziarnisty masywny,

(GSS od 1,36 do 1,72 phi, profil 2, fot. 1 na ryc. 5). Wartości wskaźnika wysortowania tego osadu (GSO) wynoszą 0,55–0,58 phi (umiarkowanie dobrze wysortowany), a rozkłady uziarnienia są skośne ujemnie lub w przybliżeniu symetryczne (GSK od –0,11 do 0,01) oraz mezo- i leptokurtyczne (GSP od 1,04 do 1,35). Litofację drugorzędą stanowią również piaski o przekątnym płaskim typie warstwowania (Sp), dla których wskaźnik GSS wynosi 1,24–1,39 phi.

Osady budujące terasę VI w Bydgoszczy zostały zdeponowane w obrębie koryta piaskodennej rzeki roztokowej, której zasięg erozji wgłębnej wyznacza warstwa bruku korytowego (b na fot. 1 na ryc. 5). Przepływy korytowe zaznaczyły się powstaniem piaszczystych odsypów przyrostu dystalnego (Sp) w czasie opadania wezbrania. W głębszej części koryta bardziej energetyczny przepływ związany był z depozycją szybko transportowanego materiału w kanałach międzyodsypowych (St, SGt). Wysokoenergetyczny charakter tego subsrodowiska podkreślają liczne wkładki niebiesko-brunatnych ilów z trzeciorzędu, znajdujące się wzdłuż powierzchni granicznych zestawów warstwowania rynnowego (d na fot. 1, ryc. 5). Analiza kierunków paleoprądów wykazała średni kierunek wektora wypadkowego $VM=184^\circ$. Początkowo wody w korycie odpływały w kierunku południowo-wschodnim ($VM=129^\circ$), później, w kanałach międzyodsypowych, odpływ odbywał się na południowy zachód ($VM=228^\circ$). Powyższa zmienność kierunków paleoprądów może być wynikiem przeciągnięcia wód Brdy w poziomie terasy VIb w kierunku przełomowego odcinka doliny Wisły pod Fordonem.

Strukturę osadów serii rzecznej w stanowisku Fordon II deformuje klin mrozowy z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym (Goździk, 1973, 1995). Wypełniają go piaski drobnoziarniste, które przechodzą ku górze w średnio- i gruboziarniste. W części stropowej klina zaznacza się niewielkie wyniesienie utworzone przez piaski gruboziarniste ze żwirem (profil 2 na ryc. 5). Osady te mają kontynuację w kopalnym stropie serii rzecznej. Efektem sukcesywnego wypełnienia szczelin elementarnych klina mrozowego jest widoczna w jego dolnej i środkowej części foliacja (Goździk, 1995) (e na fot. 1, ryc. 5). Wypełnienie

←
5 – piasek średnioziarnisty o płaskim warstwowaniu przekątnym, 6 – piasek średnioziarnisty i piasek ze żwirem o przekątnym warstwowaniu rynnowym, 7 – piasek drobnoziarnisty masywny z przewarstwieniami żwirów, 8 – piasek średnio- i gruboziarnisty masywny ze żwirem, 9 – piasek średnio- i drobnoziarnisty warstwowany poziomo (eoliczne piaski pokrywowe)

Geological structure of the terrace Vb in Bydgoszcz (Fordon II site)

1, 2 – detailed outcrops, phot. 1 – terraces deposits with wedge structure of primary infilling (outcrops 2): a – clayed silt (Miocene), b – pavement, c – parallel laminated clayed silt and silty sand, d – bedding surfaces of cross-bedded sand with insertions of Tertiary clay, e – sand wedge with primary infilling, f – normal faults, 1 – clay (Miocene), 2 – gravel with boulders, 3 – massive silt with fine-grained sand layers, 4 – massive fine-grained sand, 5 – medium-grained planar cross-bedded sand, 6 – trough cross-bedded medium-grained sand and sand with gravel, 7 – massive fine-grained sand with gravel layers, 8 – medium- and coarse-grained sand with gravel, 9 – horizontally bedded medium- and fine-grained sand (aeolian cover sands)

szczeliny początkowo piaskami drobnymi, a później gruboziarnistymi i żwirami, spowodowane było większą szerokością szczelin elementarnych w górnej części klina. Omawiany przykład klina z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym jest charakterystyczny dla obszarów z klimatem peryglacjalnym suchym, w którym istniała możliwość eolicznej dostawy materiału gromadzonego w obrębie struktur szczelinowych kontrakcji termicznej (Goździk, 1973, 1995).

Strop serii rzecznej w obrębie stanowiska Fordon II, wyznaczony przez głęboki zasięg eolicznego kompleksu litofacjalnego (C na ryc. 5), jest zatem rzeczywistą, kopalną powierzchnią terasy o wysokości 50 m npm. Wysokość ta nawiązuje do niższego poziomu terasy VIb na południe od Ostromecka (ryc. 1). Na zachód od Bydgoszczy dno pradolina Noteci-Warty ma wysokość odpowiadającą wyższemu poziomowi tej terasy. Zatem terasa VIb na stanowisku Fordon II, o powierzchni przykrytej warstwą eolicznych piasków pokrywowych, jest poziomem, w którym Brda, płynąca początkowo na południe, zaczęła kierować się na wschód w kierunku doliny Wisły.

Zmiany przepływu wód w przełomowym odcinku doliny Wisły poniżej Fordonu

Z rozwojem systemu odwodnienia w okolicy Bydgoszczy na przełomie górnego plenivistulianu i późnego glaciału związane jest powstanie przełomowego odcinka doliny Wisły poniżej Fordonu. W przełomie tym, podczas recesji lądolodu z obszaru Wysoczyzny Świeckiej wody roztopowe płynęły na południe, co doprowadziło do powstania erozyjnego poziomu wód roztopowych o wysokości 83–86 m npm. (Niewiarowski, 1987). Południowy kierunek odwodnienia mógł się tu jeszcze utrzymać podczas fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia, na co wskazuje rozwój sandrów Wdy i Mątawy (Galon, 1934; Niewiarowski, 1987; Wiśniewski, 1992).

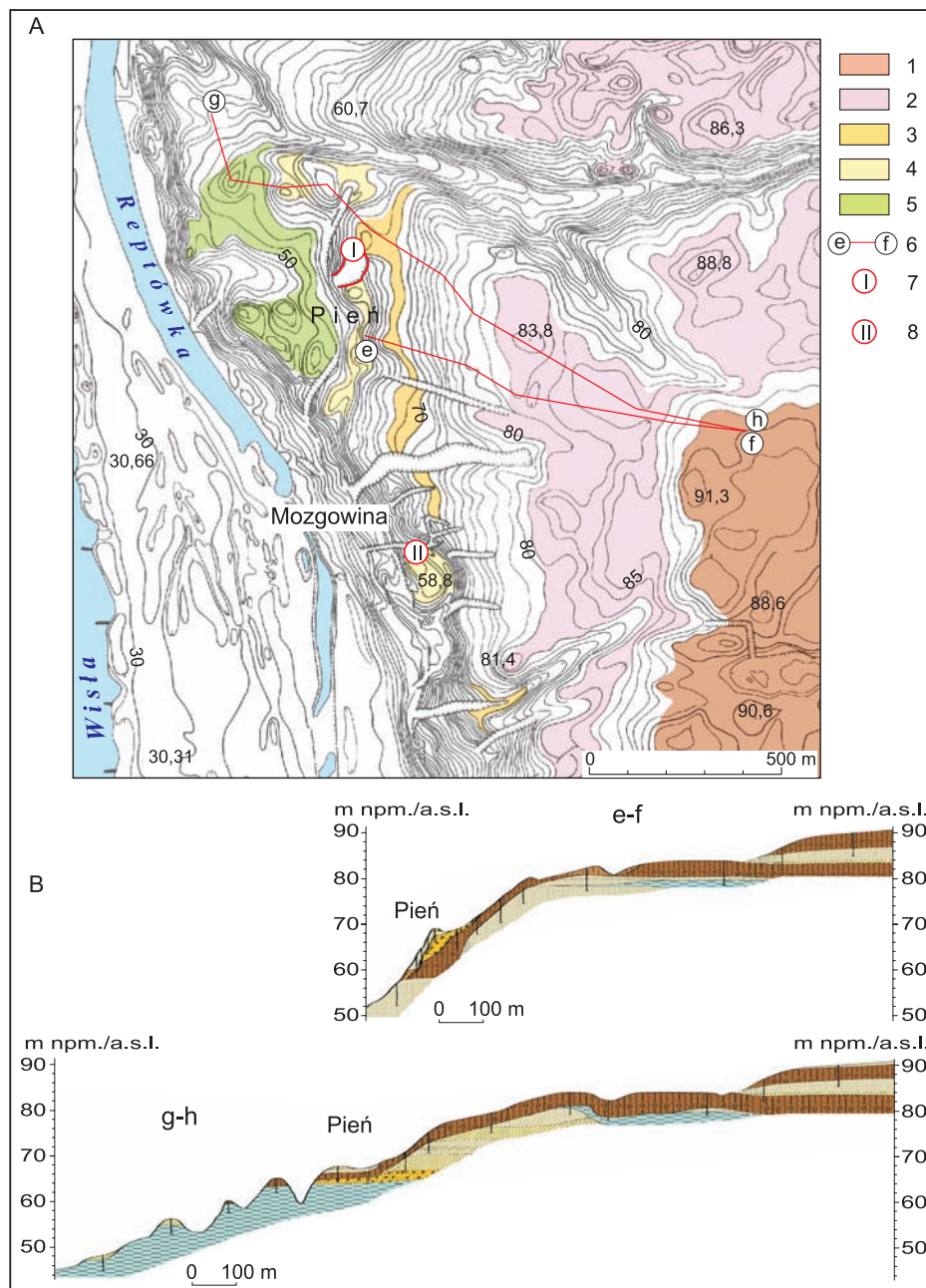
Zmiana kierunku przepływu wód poniżej Fordonu na północny została zapoczątkowana według R. Galona (1961, 1968) w najstarszym dryasie, w poziomie terasy Vc (IX). Początkowo przepływ wód Wisły pod Fordonem miał charakter bifurkacyjny, tzn. część wód kierowała się na zachód pradoliną Noteci-Warty, a część na północ. W ten sposób, zdaniem R. Galona (1961), wody płynęły w poziomach teras od IX do VI. Skierowanie się Wisły wyłącznie na północ nastąpiło według R. Galona (1961, 1968) w allerödzie, według L. Roszko (1968) – w starszym dryasie lub, jak twierdzi B. Augustowski (1982), w böllingu (na podstawie badań E. Drozdowskiego, 1974). Podobnie wcięcie się wód Wisły w poziom terasy VI A. Tomczak (1987) datuje na przełom najstarszego dryasu i böllingu. Zdaniem W. Niewiarowskiego (1987) mogło to nastąpić około 14 000 lat temu. Autor ten uważa datę skierowania się wód Wisły na północ za kwestię otwartą i wymagającą dalszych badań. Pogląd o bifurkacji Wisły w okolicy Fordonu kwestionuje E. Wiśniewski (1990, 1992) – według niego skierowanie się wód Wisły na północ nastąpiło w poziomie terasy VI.

Impulsem do skierowania się wód Wisły na północ był zanik martwych lodów pogrzebanych tu w osadach glacialnych (Niewiarowski, 1987). Na istnienie rynn subglacialnej w linii doliny Wisły wskazywali m.in. R. Galon (1934) oraz J. E. Mojski (1980).

Najwyżej położonym i najstarszym z zachowanych poziomów, świadczących o przepływie wód w przełomowym odcinku doliny Wisły poniżej Fordonu, jest erozyjny poziom wód roztopowych, położony w okolicy wsi Pień na wysokości 83,0–85,0 m npm. (Niewiarowski, 1968, 1987). Jego powierzchnię lokalnie pokrywają osady akumulacji glaciofluwialnej, co potwierdza jego erozyjny charakter. Poziom ten leży o około 6 m niżej w stosunku do Wysoczyzny Chełmińskiej (ryc. 6A). Jego powierzchnia sięga stropu dolnego pokładu gliny zwałowej budującej tę wysoczyznę (ryc. 6B). Gлина ta zalega na osadach mułkowo-ilastych oraz piaskach drobno- i średnioziarnistych. Buduje ona również górną część zbocza doliny Wisły koło wsi Pień; jej miąższość wynosi tu 1,5–2 m.

Na zboczu doliny Wisły w okolicy wsi Pień występuje spłaszczenie o wysokości 68–69,0 m npm., a więc około 6–7 m poniżej erozyjnego poziomu przepływu wód roztopowych (ryc. 6B). Jest ono zaznaczone na mapach geomorfologicznych ark. Unisław i Trzeciewiec (Niewiarowski, 1968; Olszewski, 1968), ale jego budowa geologiczna nie została opisana. Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że poziom ten buduje seria piaszczysto-żwirowa o miąższości do 2,8 m. Osady te zalegają na brunatnej glinie zwałowej, której ciągła warstwa przebiega wyżej na zboczu doliny Wisły (ryc. 6B). W stanowisku Pień wyróżniono piaszczysto-żwirowy zespół litofacjalny St, GSm (SGt, Sp, Sm, Sr). Jego podłożem jest glina morenowa (Dmm, Dm-(d)), w której występują drobne rozwleczenia oraz rozciągnięte fałdki czerwonego diamiktonu morenowego (ryc. 7A). Analiza pomiarów orientacji dłuższej osi głazików wykazała wartość wektora wypadkowego $VM=138^\circ$, przy współczynniku ufności $CI=14^\circ$. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej analizowanej gliny morenowej (o zawartości węglanów 9,8%), dominują skandynawskie skały krystaliczne (63%), zaznacza się duży odsetek piaskowców północnych ($Pp=18,0\%$) i niska zawartość wapieni paleozoicznych ($Wp=16,3\%$). Udział powyższych grup petrograficznych oraz wartości współczynników petrograficznych są zbieżne z cechami petrograficznymi dolnej gliny z Łążyna, opisanej przez W. Wysotę (2002) w stanowisku Unisław. Ponadto wspólną cechą tych glin jest podobna wysokość ich spągu (Unisław około 53,5 m npm., Pień 58 m npm.). W stanowisku Pień warstwa tej gliny zalega na piaskach drobno- i średnioziarnistych, które wypełniają kopalne obniżenie. Fakt ten oraz niewielka wysokość zalegania opisywanej gliny może potwierdzać starsze założenie odcinka doliny Wisły pomiędzy Kotliną Toruńską a Basenem Unisławskim (ryc. 6B).

Na glinie morenowej w stanowisku Pień występuje piaszczysto-żwirowy zespół litofacjalny o miąższości 2,8 m (ryc. 7A). Tworzą go piaski o średnioskalowym przekątnym warstwowaniu rynnowym (St, SGt), których średnia średnica



Ryc. 6. Rzeźba (A) i budowa geologiczna (B) wschodniego zbocza przełomu Wisły w okolicy wsi Pień i Mozgowina

1 – wysoczyzna morenowa, 2 – erozyjny poziom wód roztopowych (80–85 m n.p.m.),
 3 – terasa 68,0–69,0 m n.p.m., 4 – terasa 58–60 m n.p.m., 5 – terasa VI (53 m n.p.m.),
 6 – przekroje geologiczne, 7 – stanowisko Pień, 8 – stanowisko Mozgowina, objaśnienia do przekrojów geologicznych jak na ryc. 3

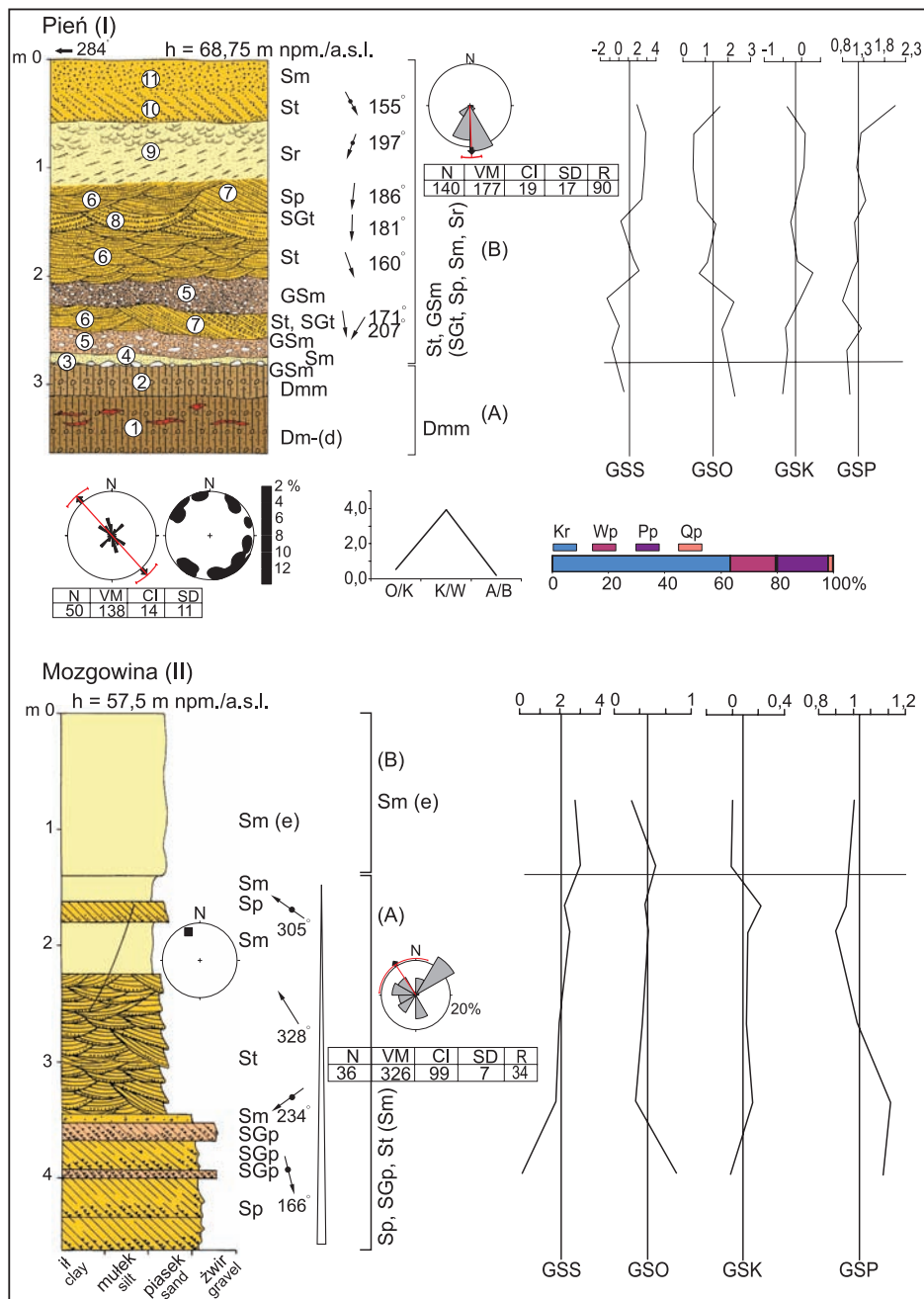
ziaren wynosi 0,22–2,18 phi. W kierunku stropu są one gorzej wysortowane (od umiarkowanie dobrze do bardzo słabo wysortowanych: GSO od 0,72 do 1,63 phi), a rozkłady uziarnienia zmieniają się od skośnych dodatnio do bardzo skośnych ujemnie (GSK od 0,29 do –0,39). Powyższe wskaźniki uziarnienia wskazują na umiarkowaną dynamikę środowiska depozycyjnego oraz na osadzanie materiału przemieszczanego saltacyjnie i w trakcji. Litofacje te zalegają na warstwie bruku korytowego (GSm). Wyznaczone dla niego wskaźniki uziarnienia wskazują na dużą energię i dynamikę środowiska depozycyjnego. Ponadto listwę terasy o wysokości 68–69,0 m npm. w stanowisku Pień budują przewarstwienia masywnych piasków drobnoziarnistych oraz piasków o płaskim warstwowaniu przekątnym i laminacji riplemarkowej (ryc. 7A). Litofacje dominujące (St, SGt) powstawały w głębszej części koryta piaskodennej rzeki roztokowej. Początkowo w korycie formowały się zwirowe pokrywy denne (GSm), na których deponowane były litofacje trójwymiarowych megariplemarków (St, SGt). Osłabieniu dynamiki środowiska sedymentacyjnego podczas opadania wezbrania towarzyszyło powstanie pojedynczych odsypów przyrostu dystalnego (Sp), formowanych przy umiarkowanej dynamice środowiska depozycji. W czasie stanów wód niskich, płytkiego i niskoenergetycznego przepływu, tworzyło się dno riplemarkowe (litofacje Sr). Kierunki paleoprądów struktur warstwowania przekątnego wskazują na przepływ wód w kierunku południowym ($VM=177^\circ$), zmieniającym się w zakresie 171° – 186° , przy znacznej wartości współczynnika zwartości $R=90$ i wąskim przedziale ufności $CI=19^\circ$.

Cechy strukturalno-teksturalne osadów w stanowisku Pień oraz wykonane w jego otoczeniu przekroje geologiczne dowodzą istnienia w poziomie o wysokości 68,0–69,0 m npm. przepływu wód na południe, w kierunku Kotliny Toruńskiej. Wody te mogły uchodzić w północnej części kotliny, w poziomie terasy IX, która ma tu wysokość około 67,5 m npm.

Wschodnie zbocze doliny Wisły poniżej Fordonu urozmaicone jest szeregiem wyniesień, rozdzielonych południkowo przebiegającymi rozcięciami o głębokości do 3 m (ryc. 6). Rzędne niektórych z tych obniżień osiągają wartość 60 m npm. Otaczające je pagórki i wały są zbudowane z gliny zwałowej, zalegającej na iłach zastoiskowych (ryc. 6B). Wysokość 57,5–60,0 m npm. ma również wąska listwa terasowa, ciągnąca się na południe od wsi Pień i w okolicy wsi Mozgowina (ryc. 6). Budujące ją osady zaliczono do dwóch kompleksów litofacjalnych (ryc. 7B). Najniższe położenie zajmują piaski średnioziarniste i piaski ze żwirami o przekątnym płaskim warstwowaniu (Sp, SGp), z podrzędną litofacją piasków masywnych (Sm). Wartości GSS tych osadów wynoszą 0,31–0,9 phi, natomiast

← Surface relief (A) and geological structure (B) eastern slope of the Vistula River gap at Pień and Mozgowina

1 – morainic plateau, 2 – meltwater erosional plain, 3 – terrace 68,0–69,0 m a.s.l., 4 – terrace 58–60 m a.s.l., 5 – terrace VI (53 m a.s.l.), 6 – geological sections, 7 – Pień site, 8 – Mozgowina site, explanation for geological section on Fig. 3



Ryc. 7. Budowa geologiczna teras północnej części przełomu pod Fordonem:

A – terasa 68–69 m npm. (stanowisko Pień), B – terasa 58–60 m npm.

(stanowisko Mozgowina)

1 – glina zwałowa brunatna z czerwonymi smugami, 2 – glina zwałowa szarobrunatna,

GSO 0,41–1,21 phi (osad dobrze wysortowany). Powstanie średnioskalowych, piaszczystych litofacji Sp należy wiązać z dystalnym przyrostem piaszczystych odsypów poprzecznych w warunkach początkowo zmiennej dynamiki środowiska depozycyjnego podczas opadania wezbrania. Odsypy te były później rozcinałe kanałami międzyodsypowymi. Znacznemu spadkowi energii wód i większej zmienności warunków sedymentacji towarzyszyło powstanie litofacji masywnych piasków drobnoziarnistych i piasków o płaskim warstwowaniu przekątnym, budujących niskie odsypy poprzeczne. Tworzenie się litofacji Sm mogło być związane ze wzmocnieniem procesów eolicznych i zwiększeniem dostawy materiału do koryta rzecznej przez procesy wiatrowe (Kozarski i Rotnicki, 1977).

Orientacja struktur kierunkowych warstwowań przekątnych wykazała dla całej serii osadów rzecznych znaczną zmienność kierunków paleoprądów ($CI=99^\circ$, $R=34$). Dla spągowych litofacji Sp oraz SGp kierunek wypadkowy zapadania lamin jest południowy ($VM=166^\circ$), zaś dla osadów zalegających powyżej (litofacje St), mieści się w przedziale od 234° do 328° (ryc. 7B). Powyższe zmiany kierunku paleoprądu (w zakresie 116°) następowały w korycie piaszczysto-żwirowej rzeki roztokowej o odsypowym stylu sedymentacji i zmniejszającej się energii środowiska depozycji.

W środkowej części profilu w stanowisku Mozgowina zlokalizowany został uskok normalny o orientacji upadu płaszczyzny uskokowej 344° . Jego powstanie może potwierdzać konserwowanie obniżenia na linii dzisiejszej doliny Wisły przez martwe lody. Ich wytopienie nastąpiło po depozycji serii piaszczysto-żwirowej stanowiska Mozgowina. Na takie obniżenie wytopiskowe w Łoskoniu wskazuje J. Kordowski (2001).

Analiza litofacyjna osadów stanowiska Mozgowina wykazała formowanie się w poziomie terasy 58–60 m n.p.m. inicjalnego przepływu wód rzecznych na północ z Kotliny Toruńskiej do Basenu Unisławskiego. Mógł on przebiegać ponad bryłami martwego lodu, konserwującego w części analizowany odcinek doliny Wisły. Występujące w dolnej części profilu Mozgowina litofacje Sp, powstałe w czasie przepływu wód na południe, mogą należeć do serii rzecznej stanowiska Pień.

- ←
- 3 – głazy, 4 – piaski drobnoziarniste masywne, 5 – żwiry z głazami i piaskiem gruboziarnistym, 6 – piaski średnio- i drobnoziarniste o przekątnym warstwowaniu rynnowym,
 - 7 – piaski średnioziarniste ze żwirami o rynnowym warstwowaniu przekątnym,
 - 8 – piaski gruboziarniste ze żwirami o przekątnym warstwowaniu rynnowym,
 - 9 – piaski drobnoziarniste o przekątnej laminacji riplemarkowej, 10 – piaski średnioziarniste o płaskim warstwowaniu przekątnym, 11 – piaski średnioziarniste masywne

Geological structure of the terraces in the northern part of the Vistula River gap at Fordon:

A – terrace 68–69 m a.s.l. (Pień site), B – terrace 58–60 m a.s.l. (Mozgowina site)

- 1 – brown till with red streaks, 2 – grey-brown till, 3 – boulders, 4 – massive fine-grained sand, 5 – gravel with boulder and coarse-grained sand, 6 – trough cross-bedded medium- and fine-grained sand, 7 – trough cross-bedded medium-grained sand with gravel, 8 – trough cross-bedded coarse-grained sand with gravel, 9 – ripple cross-laminated fine-grained sand, 10 – planar cross-bedded medium-grained sand, 11 – massive medium-grained sand

Mała liczba odsłoneń i brak innych przesłanek potwierdzających te przypuszczenia stwarzają potrzebę dalszych badań dotyczących sposobu i czasu zmiany kierunku odpływu wód Wisły pomiędzy Kotliną Toruńską a Basenem Unisławskim.

W obrębie zbocza doliny Wisły, w okolicy wsi Pień i Mozgowina występuje także listwa terasy o wysokości 52–53 m npm. (ryc. 6A). Jej wysokość odpowiada wysokości terasy VI w Basenie Unisławskim (Niewiarowski, 1987). Powierzchnię tej terasy w pobliżu wsi Pień urozmaicają przebiegające południkowo wydłużone obniżenia, których dna osiągają rzędne poniżej 50 m npm. Otaczające je pagórki mają pokrywę piasków średnioziarnistych, leżących na ilach zastoiskowych (ryc. 6B). Terasa ta powstała podczas przepływu wód z Kotliny Toruńskiej do Basenu Unisławskiego.

Wnioski

1. Powstanie w okolicy Bydgoszczy teras pradolinnych niższych od terasy IX było predysponowane istnieniem tu kopalnych dolin z interglacjału eemskiego i ze stadiału Świecia.

2. Do koncentracji przepływu wód w wąskim pasie w północnej części Kotliny Toruńskiej (przepływy w poziomach teras VIII–VI) pod koniec górnego plenivistulianu przyczyniły się prawdopodobnie postglacjoizostatyczne ruchy kompensacyjne antyklinorium środkowopolskiego w strefie jego wałów, poduszek i spęczeń solnych.

3. W górnym plenivistulianie w północnej części Kotliny Toruńskiej funkcjonowała piaskodenna rzeka roztokowa o zmiennym reżimie przepływu. Początkowo, po wcięciu się wód w powierzchnię terasy IX, dominował w niej odsypowy styl sedimentacji. Rozwój przepływów w kanałach międzyodsypowych przeważał w niższym poziomie terasy VI (VIb).

4. Dwudzielność wysokościowa niektórych teras na południe od Ostromecka oraz istnienie wydłużonych obniżeń na powierzchni coraz to niższych teras, które mogą być śladami dawnych koryt rzeki, świadczy o zwiększającym się znaczeniu erozji wgłębnej w zwężającym się dnie doliny rzecznej.

5. Wyższy poziom terasy VI (VIa) w okolicy Bydgoszczy powstał jeszcze w czasie funkcjonowania pradoliny Noteci-Warty. Genezę niższego poziomu tej terasy (VIb), który występuje na południe od Ostromecka oraz w Fordonie pod przykryciem osadów eolicznych, można wiązać z przepływem wód Wisły i Brdy wyłącznie w kierunku przełomu fordońskiego.

6. Badania geomorfologiczne prowadzone w północnej części przełomu Wisły pod Fordonem pozwoliły na wyróżnienie terasy o wysokości 68–69 m npm. (stanowisko Pień). Powstała ona w wyniku przepływu wód na południe, w kierunku Kotliny Toruńskiej, w poziomie terasy IX (67,5 m npm.) w północnej części Kotliny. Przepływ wód miał stosunkowo wysoką energię i funkcjonował w głębszej części koryta piaskodennej roztoki. Towarzystwo temu formowanie

w korycie żwirowych pokryw dennych, na których deponowane były litofacje trójwymiarowych megariplemarków. Powyższe wyniki badań skracają proponowany przez R. Galona (1961, 1968) czas trwania fazy bifurkacji Wisły pod Fordonem, ponieważ wyłączają z niej terasę IX.

7. W przełomie fordońskim Wisły zachowała się też wąska listwa terasy o wysokości 58–60 m npm. Jej powstanie należy łączyć prawdopodobnie z inicjalnym przepływem wód rzecznych na północ, z Kotliny Toruńskiej do Basenu Unisławskiego. W powstaniu tej terasy nie można również wykluczyć działalności innych cieków płynących z sąsiedniej wysoczyzny morenowej, które mogły tu być dopływami Wisły. Przepływ ten przebiegał prawdopodobnie jeszcze ponad bryłami martwego lodu lodowcowego, które były pogrzebane w linii dzisiejszej doliny Wisły poniżej Fordonu. Brak innych przesłanek i dowodów potwierdzających te tezy stwarzają potrzebę dalszych badań ewolucji i czasu zmiany kierunku przepływu wód Wisły pomiędzy Kotliną Toruńską a Basenem Unisławskim. 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 co najmniej w poziomie terasy IX. Kwestia istnienia bifurkacji Wisły w poziomie teras VIII i VII wymaga dalszych badań na większym obszarze dolnego Powiśla.

Piśmiennictwo

- Augustowski B., 1982, *Charakterystyka geomorfologiczna*, [w:] B. Augustowski (red.), *Dolina dolnej Wisły*, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk-Lódź, s. 61–79.
- Baraniecka M.D., 1980, *Geneza elementów wklęsłych powierzchni podłoża czwartorzędu na obszarze wału kujawskiego i niecki warszawskiej*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 322, Z Badań Czwartorzędu w Polsce, 24, s. 31–64.
- Bryczyński M., 1986, *O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Nizy Polskiego w czwartorzędzie*, Przegląd Geograficzny, 58, 3, s. 411–440.
- Churski Z., 1968, *Mapa geomorfologiczna Polski 1:50 000, ark. Bydgoszcz Wschód*, Instytut Geografii PAN, Toruń.
- Dadlez R., 1980, *Fault pattern in Polish Lowlands and its bearing on the Permian-Mesozoic evolution of the area*, Przegląd Geologiczny, 28, 5, s. 278–286.
- Dadlez R., Dembowska J., 1965, *Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego*, Prace Instytutu Geologicznego, 40.
- Drozdowski E., 1974, *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*, Prace Geograficzne, IG PAN, 104.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Badania Geograficzne nad Polską Północno-Zachodnią, 12–13.
- , 1953, *Morfologia doliny i zandru Brdy*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, C. 1, 6.
- , 1961, *Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway*, Prace Geograficzne, IG PAN, 29.
- , 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.
- Goździk J., 1973, *Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce*, Acta Geographica Lodziensia, 31.

- , 1995, *Struktury szczelinowe kontrakcji termicznej*, [w:] E. Mycielska–Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych, wybrane metody i interpretacja wyników*, Wydawnictwo UW, Warszawa, s. 257–266.
- Kordowski J., 1997, *Morfologia i budowa geologiczna równiny zalewowej Wisły na odcinku Solec Kujawski–Strzelce Dolne*, Top Kurier, Toruń.
- , 2001, *Rola martwych lodów w kształtowaniu rzeźby Basenu Unistawskiego*, *Przegląd Geologiczny*, 49, 10, s. 918–922.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1977, *Valley floors and changes of river patterns in the North Polish Plain during the Late-Würm and Holocene*, *Questiones Geographicae*, 4, s. 51–93.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1992a, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Bydgoszcz Wschód*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 1–38.
- , 1992b, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Bydgoszcz Wschód*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Krygowski B., 1962a, *Rola glacytektoniki w rozwoju niżowej części Polski zachodniej*, *Czasopismo Geograficzne*, 33, 3, s. 313–325.
- , 1962b, *Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacytektonicznych niżowej części Polski zachodniej*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 9, s. 61–94.
- , 1974, *Niektóre problemy z morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 27, Seria A, s. 89–159.
- Lencewicz S., 1927, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 2, 2, s. 67–220.
- Liszkowski J., 1975, *Wpływ obciążenia lądolodem na plejstocенską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski*, [w:] J. Liszkowski, J. Stochlak (red.), *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 1, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 256–277.
- Liszkowski J., 1993, *The effects of Pleistocene ice-sheets loading – deloading cycles on the bedrock structure of Poland*, *Wybrane zagadnienia neotektoniki Polski*, *Folia Quaternaria*, 64, s. 7–23.
- Makowska A., 1979, *Interglacja eemski w Dolinie Dolnej Wisły*, *Studia Geologica Polonica*, 63.
- , 1980, *Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian Glaciation in Lower Vistula Region*, *Quaternary Studies in Poland*, 2, 1, s. 37–56.
- Marek S., Znosko J., 1972, *Tektonika Kujaw*, *Kwartalnik Geologiczny*, 16, 1, s. 1–18.
- Mojski J. E., 1980, *Budowa geologiczna i tendencje rozwoju doliny Wisły*, *Przegląd Geologiczny*, 28, 6, s. 332–334.
- , 1981, *O genezie niektórych śródplejstocенskich powierzchni na Nizinie Polskiej*, *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 321, s. 83–96.
- Niewiarowski W., 1968, *Mapa geomorfologiczna Polski 1:50 000, ark. Unistaw*, Instytut Geografii PAN, Toruń.
- , 1983, *Postglacjalne ruchy skorupy ziemskiej na Pojezierzu Kujawskim w świetle badań geomorfologicznych*, *Przegląd Geograficzny*, 55, 1, s. 13–31.
- , 1987, *Evolution of the lower Vistula valley in the Unistaw Basin and at the river gap to the north of Bydgoszcz-Fordon*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years, II*, *Geographical Studies, Special Issue*, 4, IGiPZ PAN, s. 233–252.
- Olszewski A., 1968, *Mapa geomorfologiczna Polski 1:50 000, ark. Trzeciewiec*, Instytut Geografii PAN, Toruń.
- Piotrowski A., 1991, *The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene*, *Kwartalnik Geologiczny*, 35, 2, s. 221–234.

- , 1999, *Wpływ zróżnicowania obciążenia strefy krawędziowej lądolodu na migrację soli*, *Przegląd Geologiczny*, 47, 11, s. 1016–1020.
- Roszko L., 1968, *Z historii rozwoju doliny dolnej Wisły*, *Folia Quaternaria*, 29, s. 97–108.
- Rühle E., 1973, *Ruchy neotektoniczne w Polsce*, [w:] E. Rühle (red.), *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 13–30.
- Tomczak A., 1987, *Evolution of the Vistula valley in the Torun Basin in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years, II*, *Geographical Studies, Special 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).
- Wiśniewski E., 1990, *Evolution of the Vistula Valley*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years*, *Geographical Studies, Special Issue*, 5, IGiPZ PAN, s. 141–146.
- , 1992, *Evolution of the lower Vistula River valley in Upper Pleni Vistulian*, *Questiones Geographicae, Special Issue*, 3, Poznań, s. 187–195.
- , 1993, *Morfogeneza doliny dolnej Wisły*, [w:] Z. Churski (red.), *Uwarunkowania przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne zagospodarowania dolnej Wisły*, Wydawnictwo UMK, Toruń, s. 35–50.
- Włodek M., 1980, *Młodszy plejstocen w rejonie Nakła nad Notecią*, *Przegląd Geologiczny*, 28, 8, s. 453–456.
- Wyrzykowski T., 1975, *Opracowanie mapy współczesnych bezwzględnych ruchów prędkości pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski, jako fragmentu mapy dla obszaru Europy wschodniej*, [w:] J. Liszkowski, J. Stochlak (red.), *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, t. 1, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 101–110.
- Wysota W. 2002, *Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla*, Wydawnictwo UMK, Toruń.
- Zieliński T., 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach*, 1398.
- , 1995, *Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie*, [w:] E. Mycielska-Dowgiało, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych, wybrane metody i interpretacja wyników*, Wydawnictwo UW, Warszawa, s. 221–234.

[Wpłynęło: czerwiec 2005; poprawiono: styczeń 2006 r.]

PIOTR WECKWERTH

THE PROBLEM OF THE BIFURCATED FLOW OF THE VISTULA RIVER
AT FORDON (BYDGOSZCZ) AGAINST THE BACKGROUND OF THE EVOLUTION
OF THE TORUŃ BASIN AT THE END OF THE PLENIVISTULIAN

This article introduces an analysis of the morphology, aerial extent and features of the sedimentary environment to the terraces of the ice-marginal streamway in the northern part of the Toruń Basin near Bydgoszcz. The author has discerned three grades of terraces, among which terraces IX and VI have two morphological levels.

The majority of the Toruń Basin is occupied by terrace IX. Incised into its surface are terraces VIII to I, which might have developed through the presence of old valleys from the Eemian interglacial period, and especially its Świecie stadial. An analysis of the positions of ice-marginal streamway terraces below terrace IX (VIII–I), in relation to the structures of the Mesozoic bed, allows it to be concluded that the concentration of these terraces in a narrow belt in the north of the Toruń Basin might have been conditioned by postglacial compensation movements of the Central Polish Anticline. These most probably occurred in the area of salt pillows and swells to the north of Bydgoszcz.

The sedimentation of the deposits of the ice-marginal streamway terraces took place in the sedimentary environment of a braided sand-bed river channel with a fluctuating flow regime. Initially, it was bar-derived sedimentation that dominated in the braided river, (a result of the river cutting into the surface of terrace IX), but later this gave way to flow in deeper braided channels (the lower level of terraces VI–VI b). The higher level of terrace IX (VIb), which is situated to the south of Ostromecko, as well as in Fordon (as covered with aeolian deposits), may be connected with flows of the Vistula and Brda that were exclusively in the direction of the river gap at Fordon.

Geomorphological research on the north part of the Vistula river gap at Fordon has helped in differentiating a terrace at 68–69 m above sea level (research station "Pień"). This originated as a result of water flow to the south, towards the Toruń Basin, on the level of terrace IX (67.5 m a.s.l.) in the northern part of the Toruń Basin. This high-energy flow occurred mainly in deeper braided channels. The flow coincided with the formation of a gravel sheet on which three-dimensional dune lithofacies were deposited. The above research results imply a shorter duration for the phase of bifurcated flow of the Vistula at Fordon than was suggested by R. Galon (1961, 1968), due to the elimination of terrace IX. Moreover, a narrow ledge of a terrace at 58–60 m above sea level was left at the Vistula river gap at Fordon, its genesis being associated with an initial low-energy water flow north from the Toruń Basin into the Unisław Basin. It is also probable that there was an influence of the activity of other streams flowing from a nearby moraine plateau (which may have been Vistula tributaries), on the genesis of the terrace. The route of water flow at the level of the terrace 58–60 m above sea level probably ran above blocks of dead ice buried where the present-day Vistula Valley below Fordon is now situated. The lack of other proof confirming these arguments creates a need for further research on the evolution and changing time of the flow of Vistula water between the Toruń and Unisław Basins. If there was a bifurcation phase of the Vistula at Fordon (Galon, 1961, 1968), then it lasted for a shorter time than is generally assumed.

Wybrane cechy teksturalne glin lodowcowych i osadów wodnolodowcowych fazy pomorskiej północno-wschodnich Niemiec

*Some textural features of till and fluvioglacial deposits
of the Pomeranian Phase in north-eastern Germany*

MARIA GÓRSKA

Instytut Paleogeografii i Geoekologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,
61-680 Poznań, ul. Dziegielowa 27; e-mail: gorska@man.poznan.pl

Zarys treści. Gliny lodowcowe i osady wodnolodowcowe zdeponowane przez ładolód fazy pomorskiej vistulianu w północno-wschodnich Niemczech zostały przebadane pod kątem stopnia obróbki, obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcu oraz składu minerałów ciężkich, w celu określenia warunków i procesów rozgrywających się w środowisku alimentacyjnym materiału drobnoziarnistego oraz podczas transportu. Zróżnicowane litofacjalnie osady strefy glacijomarginalnej i zaplecza fazy pomorskiej północno-wschodnich Niemiec mają podobne cechy teksturalne. Wskazują one głównie na oddziaływanie wysokoenergetycznego środowiska wodnego na osady lodowcowe zanim zostały one włączone w obręb masy lodu i zdeponowane na obszarze zajęty przez łob Odry. Wyniki analizy minerałów ciężkich dodatkowo wnoszą informację o związku genetycznym materiału frakcji piaszczystej ze środowiskiem prądowym, w którym podlegał on wielokrotnej przeróbce.

Słowa kluczowe: cechy teksturalne osadów glacialnych, faza pomorska vistulianu, Meklemburgia-Pomorze Przednie.

Wprowadzenie

Charakter powierzchni ziarn kwarcu frakcji piaszczystej oraz skład minerałów ciężkich odgrywają ważną rolę w interpretacji genetycznej i dynamicznej osadów czwartorzędowych (Mycielska-Dowgiałło i Woronko, 1998, 2001; Woronko, 2001). Te cechy teksturalne osadów pozwalają wnioskować na temat środowiska, w którym kształtowany był dany osad, jak również warunków panujących na obszarach alimentacyjnych.

Badania przeprowadzono w 14 stanowiskach (ryc. 1, tab. 1) znajdujących się w obrębie strefy glacijomarginalnej zasięgu głównego, faz recesyjnych oraz

na zapleczu fazy pomorskiej vistulianu w północno-wschodnich Niemczech (Schulz, 1967; Liedtke, 1981; Bussemer i inni, 1995b). Analizami objęto 31 próbek, z których 7 pochodziło z 3 profilów osadów grubo-piaszczystych, piasków żwirowych i żwirów piaszczystych o przekątnym warstwowaniu rynnowym dużej skali (*St*, *SGt*, *GSt*) i przekątnym warstwowaniu tabularnym (*Sp*, *SGp*, *GSp*), typowych dla proksymalnej części sandrów (Zieliński, 1993). Dwanaście próbek, pochodzące z sześciu profilów, reprezentowało osady piaszczyste o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*), typowe dla środkowych i dystalnych stref sandrów (Zieliński, 1993). Zbadano również 10 próbek w 5 profilach zaplecza strefy glaciomarginalnej, gdzie opróbowano ilasto-piaszczysty diamikton o strukturze masywnej (*Dm*) z rozproszonym szkieletem ziarnowym. Diamikton opróbowano również w dwóch stanowiskach dystalnej (Warlin) i proksymalnej strefy sandru (Koldenhof). Szczegółową charakterystykę litofacjalną wraz z genezą serii osadowych oraz wynikające z nich wnioski na temat warunków sedymentacji osadów w strefie glaciomarginalnej i na zapleczu fazy pomorskiej vistulianu północno-wschodnich Niemiec zawarto w odrębnej pracy (Górka, 2004b).

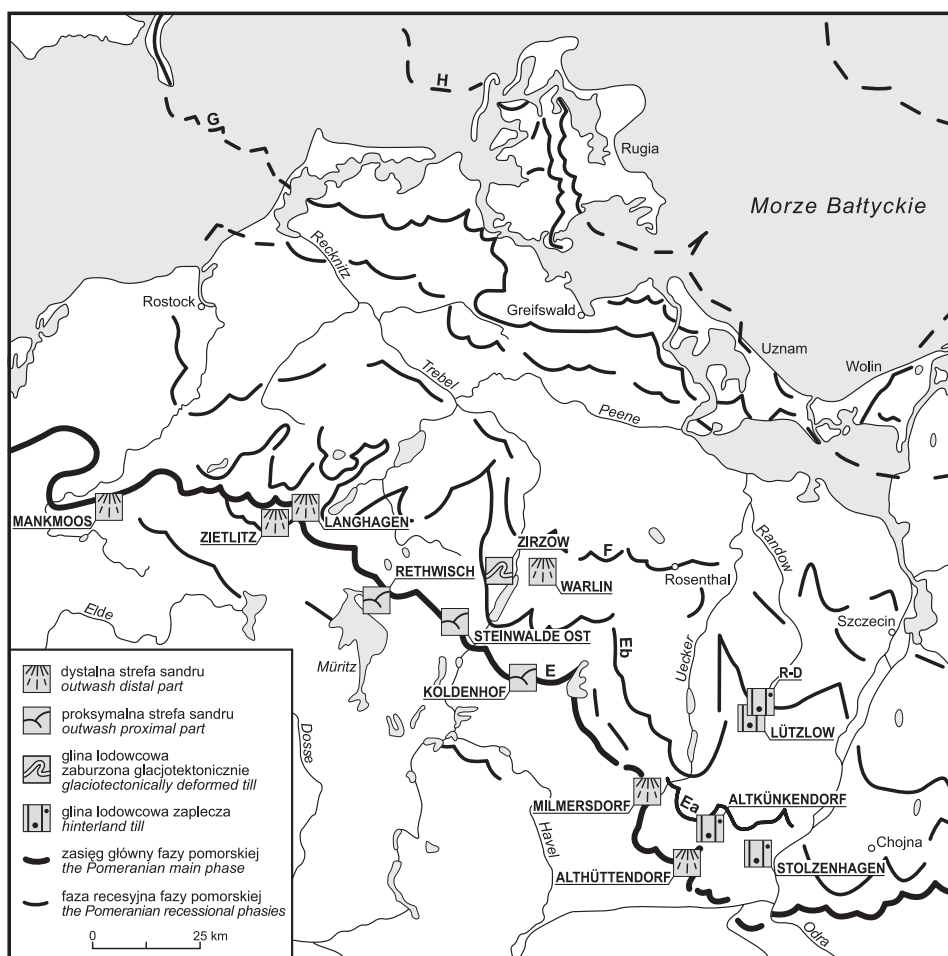
Tabela 1. Środowiska depozycyjne Meklemburgii-Pomorza Przedniego i Uckermark; por. rycina 1

Środowisko depozycyjne	Stanowisko	Środowisko depozycyjne	Stanowisko
dystalna strefa sandru	Althüttendorf Langhagen Mankmoos Milmersdorf Warlin Zietlitz	proksymalna strefa sandru	Koldenhof Rethwisch Steinwalde Ost
glina lodowcowa zaburzona glaciotektonicznie	Zirzow	glina lodowcowa zaplecza	Altkünkendorf Lützlów Randow- Durchbruchstal Stolzenhagen

Metodyka

Ziarna kwarcowe frakcji 1,25–1,0 mm, 1,0–0,8 mm i 0,8–0,5 mm zostały przeanalizowane pod względem stopnia obróbki według metody B. Krygowskiego (1964) oraz metodą morfoskopową według A. Cailleux (1942) w modyfikacji J. Goździka (1980) oraz E. Mycielskiej-Dowgiałło i B. Woronko (1998). Do wykonania analiz zastosowano graniformometr spychaczowy B. Krygowskiego (1964) oraz mikroskop optyczny Stemi DV4 firmy Carl Zeiss. W analizie oce-

niającej stopień obróbki ziarna według B. Krygowskiego (1964) brano pod uwagę wartość kąta nachylenia równi pochyłej graniformometru, przy której staczały się ziarna kwarcowe. Wydzielono trzy typy: α – ziarna bez obróbki, skrajnie graniaste, staczające się przy kącie nachylenia płytki powyżej 16° , β – ziarna pośrednie ($8\text{--}16^\circ$ nachylenia płytki) oraz γ – ziarna o dobrej i bardzo dobrej obróbce, staczające się pod kątem nachylenia płytki mniejszym od 8° .



Ryc. 1. Lokalizacja stanowisk badawczych na tle zasięgów faz postojowych i recesyjnych vistulianu w północno-wschodnich Niemczech (na podstawie H. Liedtke, 1981)

E – zasięg główny fazy pomorskiej, Ea – faza Angermünde-Chojna, Eb – faza Penkun-Mielęcina, F – faza Rosenthaler, G – faza Velgaster, H – faza póln. Rugia-Wolin, R-D – stanowisko Randow-Durchbruchstal

Location of the study sites at set against major extension lines of a positional and recessional character of the Vistulian Glaciation in north-eastern Germany
E – main Pomeranian Phase, Ea – Angermunde-Chojna Phase, Eb – Penkun-Mielęcina Phase, F – Rosenthaler Phase, G – Velgaster Phase, H – northern Rugen-Wolin Phase, R-D – Randow-Durchbruchstal study case

Ten sam materiał poddano analizie obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcu frakcji piaszczystej wg A. Cailleux (1942) w modyfikacji J. Goździka (1980) oraz E. Mycielskiej-Dowgiałło i B. Woronko (1998), w której wyróżniono następujące grupy ziarn: NU – świeże, RM – okrągłe matowe, EM/RM – pośrednie matowe, czyli o pośrednim stopniu obtoczenia i zmatowienia (np. jedynie na krawędziach i narożach), RM/C – matowe pęknięte, EL – błyszczące, EM/EL – pośrednie błyszczące, EL/C – błyszczące pęknięte oraz „inne”. Podczas analizy zwrócono szczególną uwagę na ziarna pęknięte (C), które mogą powstawać między innymi w proksymalnych częściach sandrów (Woronko, 2001).

W celu wyznaczenia obszarów alimentacyjnych dla osadów lodowcowych i wodnolodowcowych frakcji piaszczystej występujących w strefie glaciomarginalnej i na zapleczu fazy pomorskiej vistulianu północno-wschodnich Niemiec, określono zawartość procentową ziarn kwarcu w osadzie. Z uwagi na swoje właściwości (odporny zarówno na abrazję mechaniczną jak i na wietrzenie chemiczne), kwarc może ulec selektywnemu wzbogaceniu w osadach podlegających wielokrotnej redepozycji, na przykład w środowisku eolicznym lub korytowym (Mycielska-Dowgiałło, 2001; Woronko, 2001).

Przeprowadzono analizę minerałów ciężkich w 27 próbkach osadów frakcji 0,25–0,1 mm. Z próbki minerałów ciężkich o ciężarze właściwym powyżej 2,88 g cm⁻³ wydzielono pięć grup: minerały nieprzezroczyste, minerały przezroczyste, węglany, faunę i glaukonit.

Podstawowe znaczenie w interpretacji genetycznej osadów ma różna odporność poszczególnych minerałów na wietrzenie chemiczne oraz abrazję mechaniczną. W efekcie działania tych procesów niszczone i usuwane są z osadu jako pierwsze minerały najmniej odporne, rośnie natomiast udział minerałów o większej odporności na dany rodzaj wietrzenia. Z tego powodu oraz z uwagi na ewentualne rozpoznanie prawidłowości pomiędzy zwiększonym udziałem minerałów skał zmetamorfizowanych a torem wędrówki lądolodu, który egzarował wychodnie regionu gnejsowego południowo-zachodniej Szwecji (Vinx, 2002; Górka, 2004a; Scholz i Obst, 2004), podzielono przezroczyste minerały ciężkie na pięć grup. Są to następujące grupy: 1 – minerały odporne na abrazję (TUR turmalin, RUT rutil, TOP topaz, MON monacyt, CYR cyrkon, TYT tytanin, KOR korund), 2 – minerały średnio odporne na abrazję (EPI epidot, APA apatyt), 3 – minerały skał zmetamorfizowanych (DYS dysten, AND andaluzyt, GRA granaty, STA staurolit, SYL sylymanit), 4 – minerały mało odporne na wietrzenie chemiczne i nieco bardziej odporne na wietrzenie fizyczne (AMF amfibole, PIR pirokseny), 5 – minerały podatne na wywiewanie lub transport w środowisku wodnym z uwagi na blaszkowy pokrój (BIO biotyt, CHL chloryt), 6 – minerał nieodporny na wietrzenie fizyczne i chemiczne (GLA glaukonit). Podczas klasyfikacji korzystano z sugestii metodycznych E. Mycielskiej-Dowgiałło (1980, 1995), R. Racinowskiego (1995), A. Barczuka i E. Myciel-

skiej-Dowgiałło (2001) oraz R. Chlebowskiego i innych. (2002). Dodatkowo w analizach porównawczych uwzględniono także udział węglanów.

Wyniki badań

Obróbka ziarna kwarcowego

Z analizy stopnia obróbki ziarn kwarcowych, wykonanej na graniforma-metrze B. Krygowskiego (1964) wynika, że podstawową grupę tworzą ziarna kwarcowe bez obróbki typu α (od 52,4% w glinie lodowcowej frakcji 0,8–0,5 mm w Meklemburgii-Pomorzu Przednim do 67,8% w glinie lodowcowej w Uckermark; ryc. 2, tab. 2). Liczebność tej grupy jest największa niezależnie od litofacji, frakcji i regionu, z którego pochodzi analizowany materiał. Przeciętny procentowy udział ziarn kwarcowych typu α zmniejsza się wraz z malejącą średnicą analizowanego ziarna. Tendencja ta jest zachowana w Uckermark i Meklemburgii-Pomorzu Przednim, i to zarówno w odniesieniu do litofacji piaszczystych, jak i glin lodowcowych (tab. 2). Wraz ze zmniejszaniem się frakcji osadu, maleje również zróżnicowanie liczebności ziarn kwarcowych typu α w analizowanych próbkach. Świadczy o tym zmiana wartości odchylenia standardowego będącego miarą rozproszenia. Prawdopodobnie jest to związane z tym, że im drobniejsze ziarno, tym w mniejszym stopniu podlega ono kruszeniu w środowisku glacialnym. Potwierdzają to wyniki badań J. Goździka i E. Mycielskiej-Dowgiałło (1982), którzy stwierdzają, że ziarna frakcji piaszczystej nie zmieniają charakteru powierzchni w środowisku glacialnym, a wręcz podlegają konserwacji. Ziarna kwarcowe bez obróbki typu α mogą powstać również w wysokoenergetycznych wodach fluwioglacjalnych w proksymalnych częściach sandrów (Woronko, 2001).

Na ziarna o pośrednim stopniu obróbki typu β przypada od 30,6% (osady fluwioglacjalne, \varnothing 1,25–1,0 mm, Meklemburgia-Pomorze Przednie) do 41,3% (glina, \varnothing 0,8–0,5 mm, Meklemburgia-Pomorze Przednie) wszystkich analizowanych ziaren kwarcowych (ryc. 2, tab. 2). Ich udział rośnie w miarę zmniejszania się wielkości ziarn, przy czym, w porównaniu z typem α , zmiany pomiędzy frakcjami w typie β są mniejsze.

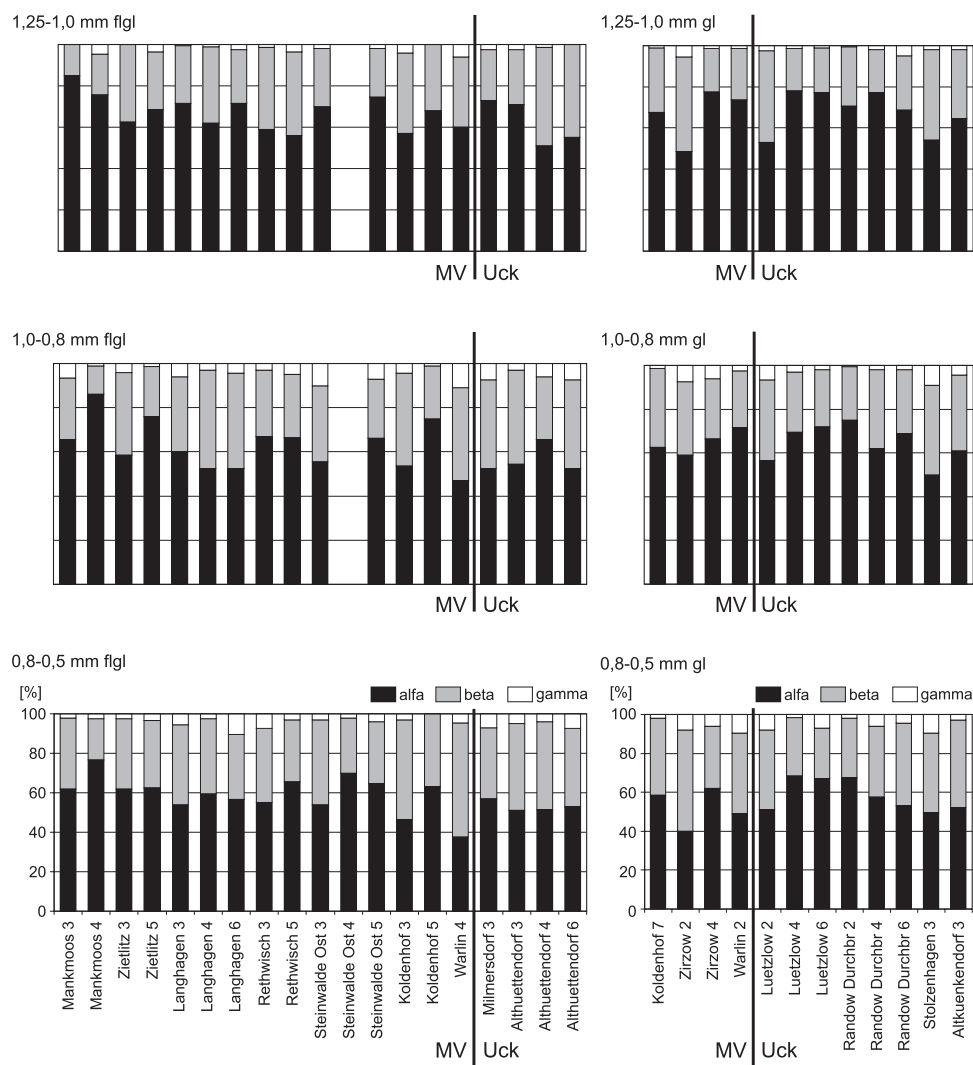
Najmniej liczny typem są ziarna kwarcowe o dobrej i bardzo dobrej obróbce typu γ , których udział nie przekracza 6,4% (glina, \varnothing 0,8–0,5 mm, Meklemburgia-Pomorze Przednie; ryc. 2, tab. 2). Liczebność ziarn typu γ zmienia się pomiędzy frakcjami niezależnie od litofacji. Największy udział ziarn kwarcowych typu γ pochodzących z osadów fluwioglacjalnych przypada na frakcję 1,0–0,8 mm. Frakcje zarówno grubsze, jak i drobniejsze, zawierają mniej ziarn tego typu (od 1,6% we frakcji 1,25–1,0 mm do 5,9% we frakcji 0,8–0,5 mm w osadach Uckermark). Inaczej zachowują się ziarna kwarcowe pochodzące z glin lodowcowych; one bowiem, wraz ze zmniejszającą się średnicą, cechują się coraz lepszą obróbką. Zdaniem J. Goździka i E. Mycielskiej-Dowgiałło

(1982) oraz J. Wright (1995) wzrost udziału ziarn kwarcowych typu γ w miarę zmniejszania się frakcji osadu jest efektem konserwacji tego ziarna w środowisku glacialnym. Natomiast spadek udziału grubszych ziarn kwarcowych jest następstwem kruszenia, jakiemu podlegają w tym środowisku najsilniej ziarna kwarcowe większej frakcji (Wright, 1995).

Tabela 2. Średni udział (%) oraz odchylenie standardowe dla ziaren kwarcowych typu α , β , γ wg B. Krygowskiego (1964) w próbkach osadów fluwioglacjalnych i gliny lodowcowej strefy glaciomarginalnej i zaplecza fazy pomorskiej Meklemburgii-Pomorza Przedniego i Uckermark

Facja	Obszar	Frakcja (mm) Liczba próbek	Parametr	α	β	γ	
Osady fluwioglacjalne	Meklemburgia-Pomorze Przednie	1,25–1,0 14	średnia odch.stand.	67,2 19,1	30,6 10,9	2,2 1,9	
		1,0–0,8 14	średnia odch.stand.	63,0 19,3	32,2 12,1	4,9 3,2	
		0,8–0,5 15	średnia odch.stand.	59,3 9,4	37,0 8,9	3,7 2,5	
	Uckermark	1,25–1,0 4	średnia odch.stand.	62,5 11,1	35,9 12,1	1,6 1,2	
		1,0–0,8 4	średnia odch.stand.	56,3 6,2	37,8 6,3	6,0 2,1	
		0,8–0,5 4	średnia odch.stand.	53,1 2,7	41,0 4,0	5,9 1,7	
	Gлина lodowcowa	Meklemburgia-Pomorze Przednie	1,25–1,0 4	średnia odch.stand.	66,8 12,8	30,9 11,0	2,4 2,1
			1,0–0,8 4	średnia odch.stand.	64,9 5,4	30,8 4,8	4,4 2,8
			0,8–0,5 4	średnia odch.stand.	52,4 9,9	41,3 8,3	6,4 3,3
Uckermark		1,25–1,0 8	średnia odch.stand.	67,8 10,0	30,1 9,8	2,1 1,3	
		1,0–0,8 8	średnia odch.stand.	64,4 8,5	31,9 6,0	3,7 2,8	
		0,8–0,5 8	średnia odch.stand.	58,3 8,1	36,6 6,9	5,2 2,9	

Z przeprowadzonej analizy wynika, że zróżnicowane litofacjalnie osady strefy glaciomarginalnej i zaplecza fazy pomorskiej w północno-wschodnich Niemczech wykazują duże podobieństwo jeśli chodzi o stopień obróbki ziarna kwarcowego frakcji piaszczystej.



Ryc. 2. Wyniki analizy stopnia obróbki ziarn kwarcowych na granifformametrze Krygowskiego (1964). Udział (%) ziarn kwarcowych typu α (alfa), β (beta), γ (gamma), frakcji 1,25–1,0 mm, 1,0–0,8 mm i 0,8–0,5 mm, pochodzących z osadów fluwioglacjalnych (flg) i gliny (gl) strefy glaciomarginalnej i zaplecza fazy pomorskiej Meklemburgii-Pomorza Przedniego (MV) oraz Uckermark (Uck)

Results of the analysis of rounding of quartz grains according to Krygowski (1964). Content (%) of quartz grains types α , β , γ derived from fluvial deposits (flg) and clay (gl) of glaciomarginal zone and the hinterland of the Pomeranian Phase in Meklenburg-Vorpommern (MV) and Uckermark (Uck)

Obtroczenie i zmatowienie powierzchni ziarn kwarcu

Te same ziarna kwarcowe, przebadane metodą B. Krygowskiego (1964), zostały poddane analizie oceniającej stopień obtroczenia i zmatowienia powierzchni według A. Cailleux (1942) i z późniejszymi zmianami (Goździk, 1980; Mycielska-Dowgiałło i Woronko, 1998). Uzyskane wyniki pokazują (tab. 3), że niezależnie od litofacji oraz miejsca poboru próbki, dwie najliczniejsze grupy to ziarna błyszczące o pośrednim stopniu obtroczenia (EM/EL) oraz błyszczące (EL). Ziarna te nabyły wysoki stopień obtroczenia i wygładzoną powierzchnię w wysokoenergetycznym środowisku wodnym (Mycielska-Dowgiałło i Woronko, 1998). W materiale Uckermark różnice pomiędzy tymi grupami są niewielkie, rzędu 10–15%, natomiast w przypadku materiału pochodzącego z litofacji piaszczystych Meklemburgii-Pomorza Przedniego oraz z litofacji gliniastych całego obszaru badawczego różnice sięgają nawet 60%. Wraz ze zmniejszaniem się średnicy analizowanego ziarna kwarcowego zwraca uwagę spadek udziału procentowego ziarn błyszczących o pośrednim stopniu obtroczenia (EM/EL) na korzyść ziarna błyszczącego (EL), którego liczebność zwiększa się nawet dwukrotnie pomiędzy frakcją 1,25–2,0 mm a 0,8–0,5 mm. Tendencja spadkowa charakteryzuje również ziarna kwarcowe z grup EM/RM, NU i „inne”. W materiale kwarcowym ziarna o typowej genezie eolicznej (RM) mają bardzo niewielki udział. Jedynie ziarna matowe o pośrednim stopniu obtroczenia (EM/RM) osiągają maksymalnie 8,3% w osadach z Uckermark. Grupa ta nie odgrywa żadnej roli w materiale lodowcowym strefy glacijomarginalnej Meklemburgii-Pomorza Przedniego.

Na wzajemne relacje pomiędzy typem obróbki a stopniem obtroczenia i zmatowienia powierzchni ziarna kwarcowego zwrócił ostatnio uwagę J. Goździk (2001). Według niego ziarna kwarcowe typu EL przyjmują często kształt dysku. Ziarna typu EL nie toczą się na graniformametrze B. Krygowskiego (1964), a ześlizgują, zasilając grupę ziarn typu β . Dlatego, mimo dużego udziału grupy EL (tab. 3), ziarna typu γ należą do najmniej licznej grupy ziarn kwarcowych w analizowanych osadach północno-wschodnich Niemiec (ryc. 2, tab. 2).

Wśród ziarn pękniętych (C), liczniejszą grupę stanowią ziarna EL/C (tab. 3). Ziarn pękniętych typu RM/C jest w poszczególnych frakcjach nie więcej niż 1%. W sumie ziarn typu C jest niewiele; najwięcej (średni udział EL/C = 7,5%) – w osadach fluwioglacjalnych frakcji 1,25–1,0 mm pochodzących z Meklemburgii-Pomorza Przedniego (tab. 3). Pękanie ziarn kwarcowych może zachodzić w różnych warunkach. Uważa się, że szczególnie predysponowane jest środowisko fluwioglacjalne, zwłaszcza w proksymalnych częściach sandrów, gdzie, w wyniku kolizji podczas transportu w saltacji lub trakcji dennej, kształtowany jest charakter powierzchni ziarna kwarcowego (Woronko, 2001). Pękanie ziarna kwarcowego frakcji piaszczystej obserwuje się również w środo-

wisku glacialnym (np. Whalley i Krinsley, 1974; Mahaney, 1990a, b), a także peryglacialnym (Mycielska-Dowgiałło, Woronko, 2001).

W przypadku nie przekraczającej 10% zawartości ziarn kwarcu w poszczególnych przedziałach frakcyjnych, nie wydaje się, aby cały badany osad mógł podlegać wielokrotnej redepozycji (np. w środowisku eolicznym). Osady długotrwale podlegające obróbce w takim środowisku, a więc długotrwale i wielokrotnie przewiewane, charakteryzuje wysoki udział ziarn kwarcu, około 90–92% (Kamińska i inni, 1986). Wskazuje to, że osady piaszczyste strefy glajomarginalnej fazy pomorskiej Meklemburgii-Pomorza Przedniego nie podlegały wcześniej procesom eolicznym.

Tabela 3. Średni udział (%) oraz odchylenie standardowe dla grup obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych wg A. Cailleux (1942) w próbkach osadów fluwioglacjalnych strefy glajomarginalnej i zaplecza oraz gliny zaplecza fazy pomorskiej Meklemburgii-Pomorza Przedniego i Uckermark

Facja	Obszar	Frakcja (mm) Liczba próbek	Parametr	Inne	NU	RM/ C	EL/ C	EL	EM/ EL	RM	EM/ RM
Osady fluwioglacjalne	Meklemburgia-Pomorze Przednie	1,25–1,0 16	średnia odch.stand.	5,6 4,6	5,0 4,4	0,0 0,0	7,5 4,4	9,8 5,4	71,9 6,2	0,0 0,0	0,4 0,7
		1,0–0,8 16	średnia odch.stand.	7,6 5,7	3,9 2,4	0,0 0,0	6,8 4,4	12,7 8,0	68,1 8,1	0,0 0,0	0,9 1,9
		0,8–0,5 17	średnia odch.stand.	4,7 3,2	3,2 3,3	0,0 0,0	5,5 2,9	18,7 7,9	66,5 8,6	0,2 1,0	1,2 1,6
	Uckermark	1,25–1,0 4	średnia odch.stand.	11,5 9,4	9,1 4,9	0,0 0,0	3,7 1,3	21,8 13,1	45,3 6,7	0,8 0,5	7,9 2,7
		1,0–0,8 4	średnia odch.stand.	5,9 4,2	7,4 4,2	0,5 1,1	5,7 2,6	31,0 7,2	39,7 4,7	1,5 0,9	8,3 3,2
		0,8–0,5 4	średnia odch.stand.	6,3 5,1	5,5 3,2	1,0 1,4	3,4 1,6	33,5 2,4	45,4 3,5	1,0 0,8	4,0 1,7
Gлина lodowcowa	Uckermark oraz Meklemburgia-Pomorze Przednie	1,25–1,0 10	średnia odch.stand.	5,3 3,5	4,5 3,6	0,1 0,3	6,6 2,4	10,2 5,2	67,0 11,0	1,3 2,3	4,9 6,2
		1,0–0,8 10	średnia odch.stand.	3,2 2,2	3,1 1,8	0,3 0,9	6,1 1,7	19,8 13,0	64,1 16,6	0,7 1,4	2,7 5,2
		0,8–0,5 10	średnia odch.stand.	2,5 2,7	2,4 1,5	0,1 0,3	6,6 2,6	26,6 12,3	58,4 14,5	0,8 1,3	2,4 3,2

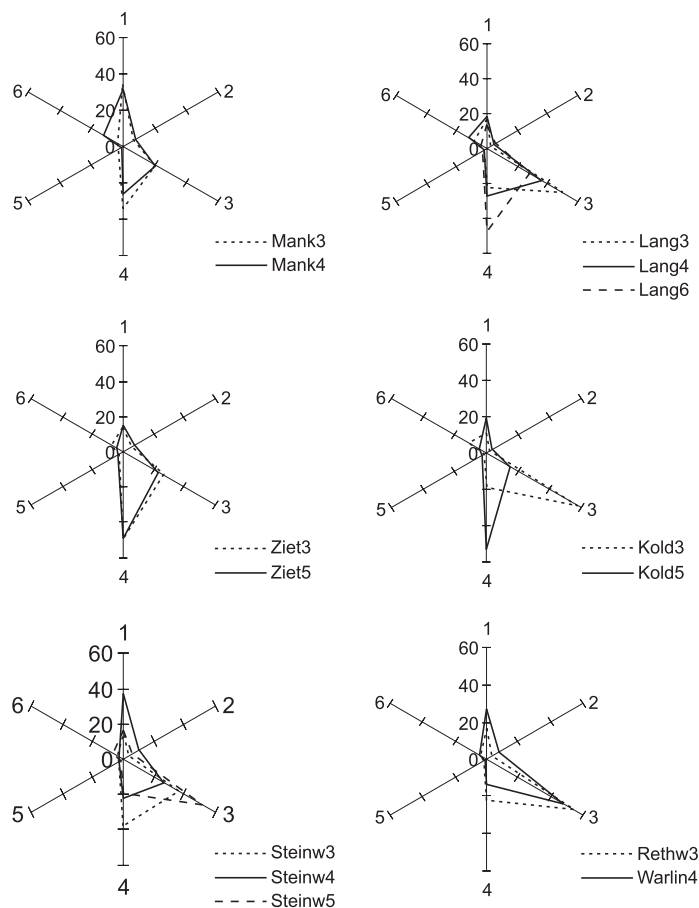
Bardzo wysoki udział ziarn typu EL i EM/EL, a także EL/C wskazuje na ich pochodzenie ze środowiska wodnego, w tym także, choć zapewne tylko w pewnej części, z wysokoenergetycznego środowiska plażowego, jakie funkcjonowało w trzeciorzędzie na północ od obszaru badawczego (m.in. Schulz, 2003). Wychodnie skał znajdujących się w tym okresie w strefie brzegowej odstaniają

się dziś na Rugii oraz znane są z dna zachodniego i południowego Bałtyku (m.in. Górska, 2004a). Nie można wykluczyć obecności innych wychodni tych skał w przeszłości geologicznej. W wyniku egzaracji zniknęły one jednak całkowicie z powierzchni terenu (Górska, 2000). Nasuwający się z NNE łądolód przemieszczał się po wychodniach tych skał i, niszcząc je, włączał w obręb transportowanego materiału.

Minerały ciężkie

Litofacje piaszczysto-żwirowe oraz gliniaste cechuje podobieństwo jakościowego i ilościowego składu minerałów ciężkich. Jest to cecha wszystkich osadów glacialnych (Racinowski, 2000). Analiza (tab. 4, 5; ryc. 3, 4) wykazała, że granaty (GRA) stanowią najliczniejszą grupę minerałów ciężkich wśród wszystkich próbek litofacji piaszczysto-żwirowych (średnio 11,5%) i gliniastych (średnio 12,6%). Minerały te cechuje bardzo duża odporność na abrazję mechaniczną i średnia na procesy wietrzenia chemicznego. Wysoki średni udział procentowy tej grupy może świadczyć o tym, że w środowiskach alimentacyjnych osadów fazy pomorskiej północno-wschodnich Niemiec procesy wietrzenia chemicznego nie odgrywały znaczącej roli. Przyjmując odchylenie standardowe jako miarę rozproszenia, należy zwrócić uwagę na to, że liczebność granatów (GRA) jest bardziej stała w glinach lodowcowych aniżeli w litofacjach piaszczystych.

Średni procentowy udział amfiboli (AMF; średnio 11,3% w osadach piaszczystych i 11,7% w glinach lodowcowych) jest niewiele mniejszy od granatów (GRA), choć oba minerały różnią się wyraźnie odpornością na czynniki wietrzeniowe. Amfibole (AMF) łatwo ulegają rozkruszeniu, bo są predysponowane budową krystalograficzną, natomiast granaty (GRA) i inne minerały skał metamorficznych z grupy 3, odznaczają się dużą odpornością na procesy abrazyjne. Amfiboli jest 7–8 razy więcej niż piroksenów (PIR; tab. 4, 5), choć te pierwsze są mniej odporne na abrazję. Tak duża ilość amfiboli (AMF) może świadczyć o niewielkim oddziaływaniu procesów abrazji mechanicznej na powierzchnię ziarn. Z obu minerałów ciężkich z grupy 4 odpornych na abrazję mechaniczną, lepiej zachowują się pirokseny (PIR). Minerały ciężkie tej grupy zachowują się odwrotnie w warunkach wietrzenia chemicznego; udział piroksenów maleje wtedy na korzyść bardziej odpornych amfiboli (AMF). Średni procentowy udział minerałów blaszkowych, biotyty (BIO) i chlorytu (CHL) przyjmuje bardzo podobne wartości zarówno w osadach piaszczysto-żwirowych (odpowiednio BIO 0,6%, CHL 0,1%), jak i glinach lodowcowych (odpowiednio BIO 0,8%, CHL 0,1%). Niska wartość jest typowa dla eolicznych i wodnych środowisk prądowych (Barczuk i Mycielska-Dowgiałło, 2001). Minerały te, łatwo wprowadzane w ruch i wolno deponowane, nie mają w środowiskach prądowych sprzyjających warunków do depozycji. R. Racinowski (1995) określa biotyty i chloryty jako minerały o niskich ekwiwalentach hydro- i aerodynamicznych.



Ryc. 3. Udział (%) grup minerałów ciężkich w osadach piaszczysto-żwirowych strefy glaciomarginalnej i zaplecza fazy pomorskiej w północno-wschodnich Niemczech; 1-6 – rodzaje grup minerałów ciężkich

Percentage of heavy minerals groups in the sandy-gravelly sediments of the main phase and hinterland of the Pomeranian Phase in north-eastern Germany; 1-6 – types of groups of heavy minerals, see also Table 2

W grupie minerałów o niskich ekwiwalentach hydro-aerodynamicznych znajduje się także glaukonit (GLA), minerał występujący na pierwotnym złożu wyłącznie w skałach osadowych pochodzenia morskiego. Zsumowanie glaukonitu z węglanami, których obszar alimentacyjny znajduje się również w obrębie Bałtyku (m.in. Górską, 2004a), pozwala wnioskować o silnej egzaracji dna morskiego przez nasuwający się na obszar badań lądolód skandynawski. Lądolód egzarował nie tylko rynnę Bałtyku, lecz także wschodnie granulitowe i gnejsowe południowo-zachodniej Szwecji (Vinx, 2002; Górską, 2004a; Scholz i Obst,

Tabela 4. Skład przezroczystych minerałów ciężkich, glaukonitu i weglanów (%) litofacji piaszczysto-żwirowych stadiatu głównego i zaplecza fazy pomorskiej Meklemburgii-Pomorza Przedniego i Uckermark

Stanowisko i nr próbki	Osad	Grupa 1				Grupa 2				Grupa 3				Grupa 4		Grupa 5		Gr 6		Pozostałe		
		TUR	CYR	RUT	TYT	TOP	KOR	EPI	APA	DYS	STA	AND	SYL	GRA	AMF	PIR	BIO	CHL	GLA	WĘGL	INN	NZW
Mankmoos 3	żw	12,9	0,7	0,9	0,1	0,1	-	2,6	0,2	0,7	0,9	0,3	0,1	7,0	13,3	0,8	1,0	-	1,5	6,9	-	1,6
Mankmoos 4	p	13,3	1,0	0,6	0,4	0,6	-	3,7	-	0,3	1,3	0,6	0,3	8,0	11,2	1,9	0,4	0,1	6,3	21,6	-	0,5
Langhagen 3	żw	3,1	0,1	0,2	0,1	0,1	-	0,5	0,1	0,1	0,3	0,2	0,1	10,0	4,1	0,7	0,2	-	1,9	9,6	0,1	0,4
Langhagen 4	żw	5,7	0,3	0,1	0,3	-	-	1,4	0,3	0,5	0,7	0,4	0,8	9,8	7,8	1,5	0,5	-	4,2	16,9	0,2	0,3
Langhagen 6	żw	3,6	0,3	0,1	0,2	-	-	1,9	-	-	1,0	0,4	0,3	7,9	14,5	1,1	0,9	0,3	1,3	9,8	-	5,9
Zietlitz 3	żw	4,8	1,1	0,3	0,3	0,1	-	2,4	0,4	0,8	1,1	1,2	0,4	10,2	22,2	1,7	1,2	-	4,0	25,3	-	0,5
Zietlitz 5	żw	6,6	0,5	0,3	0,3	0,5	-	3,1	0,8	0,6	3,5	1,4	-	7,4	25,3	2,0	0,9	0,5	2,1	13,7	0,2	0,9
Rethwisch 3	żw	5,3	0,8	1,0	0,1	0,2	-	1,4	0,2	0,5	0,7	0,3	0,6	22,8	9,2	1,0	0,3	-	1,8	7,4	-	1,0
Steinwalde Ost 3	żw	1,9	0,2	0,1	0,0	-	-	0,5	0,1	0,2	0,6	0,1	0,1	4,0	5,1	0,4	0,3	-	0,6	3,0	-	0,2
Steinwalde Ost 4	p.b.dr	10,9	2,0	3,6	1,3	0,4	-	4,4	0,6	1,6	0,4	1,3	0,6	8,7	6,6	4,0	0,7	0,4	1,0	11,4	0,3	0,6
Steinwalde Ost 5	p.dr.	5,7	0,8	0,2	-	0,3	-	2,4	0,2	1,6	3,2	0,7	0,2	17,1	6,5	2,1	0,2	0,1	2,8	13,1	-	0,2
Koldenhof 3	żw	3,4	0,6	0,1	-	0,1	-	1,3	0,1	1,2	1,5	0,5	0,3	19,5	6,3	1,0	0,3	-	3,8	13,1	-	0,4
Koldenhof 5	p.gt.	6,9	0,5	0,6	0,7	0,3	-	1,4	0,6	0,6	1,4	1,1	0,5	3,4	22,2	2,4	1,6	-	2,2	14,1	0,3	0,5
Warin 4	żw/p.gt.	12,8	1,6	1,5	-	0,8	-	3,9	0,8	0,6	1,3	1,1	1,0	25,4	4,5	3,7	0,5	-	2,9	10,4	0,6	0,2
Suma		96,7	10,5	9,6	3,7	3,6	-	30,7	4,4	9,2	18,0	9,8	5,2	161,3	158,7	24,3	9,0	1,5	36,5	176,2	1,7	13,1
Średnia		6,9	0,7	0,7	0,3	0,3	-	2,2	0,3	0,7	1,3	0,7	0,4	11,5	11,3	1,7	0,6	0,1	2,6	12,6	0,1	0,9
Odczylenie standardowe		3,9	0,5	0,9	0,4	0,2	-	1,2	0,3	0,5	1,0	0,4	0,3	6,9	7,2	1,1	0,4	0,2	1,5	5,8	0,2	1,5

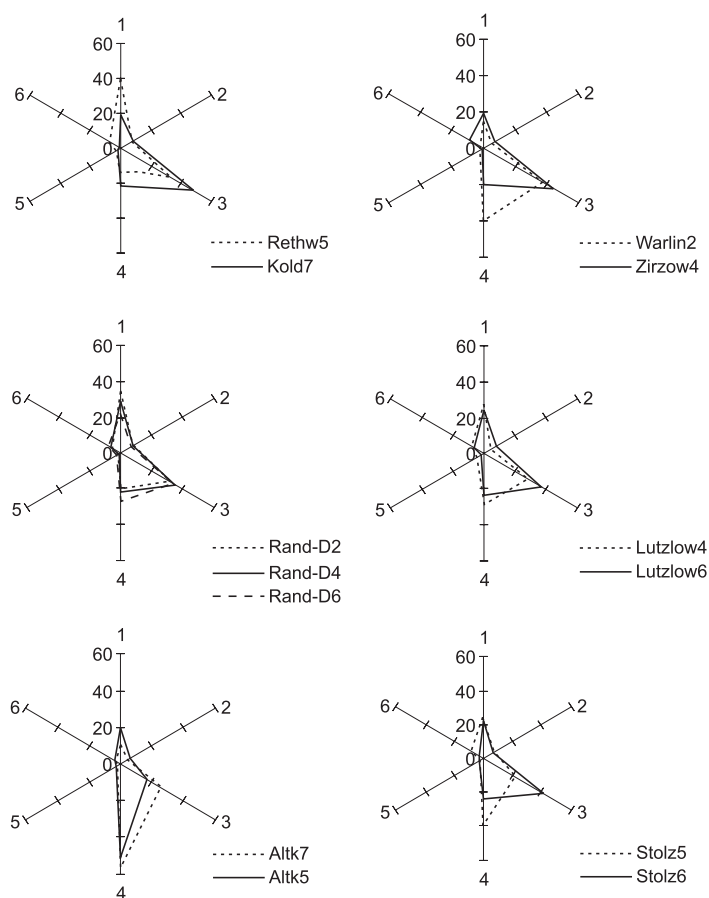
INN – inne, NZW – nieoznaczone minerały zwietrzale.

Tabela 5. Skład przezroczystych minerałów ciężkich, glaukonitu i weglanów (%) litofacji glin lodowcowych stadiu głównego i zaplecza fazy pomorskiej Meklemburgii-Pomorza Przedniego i Uckermark

Stanowisko i nr próbki	Osad	Grupa 1			Grupa 2			Grupa 3			Grupa 4		Grupa 5		Gr 6		Pozostałe					
		TUR	CYR	RUT	TYT	TOP	KOR	EPI	APA	DYS	STA	AND	SYL	GRA	AMF	PIR	BIO	CHL	GLA	WĘGL	INN	NZW
Rethwisch 5	gl/mulek	13,9	1,9	1,6	0,3	0,5	-	3,0	0,5	1,0	0,8	0,8	12,0	4,5	1,5	0,9	0,3	3,5	14,3	0,1	0,4	
Koldenhof 7	gl	5,8	1,3	0,6	0,2	0,5	-	3,0	0,5	1,0	1,3	0,4	17,9	8,0	1,4	0,6	0,1	0,5	8,8	-	0,1	
Warlin 2	gl	4,2	1,5	0,1	1,2	0,3	-	2,2	0,6	0,6	1,9	1,3	14,7	18,7	2,2	0,6	0,4	0,7	12,8	0,1	0,9	
Randow-Durchbr.2	gl	14,0	1,5	1,2	0,4	0,1	-	2,6	1,3	0,5	0,3	0,3	14,1	6,9	2,8	0,5	0,3	2,7	12,4	0,3	0,1	
Randow-Durchbr.4	gl	12,2	0,6	1,1	0,4	0,2	-	2,9	0,9	1,2	1,3	1,2	14,0	9,3	1,5	0,2	-	3,0	15,0	-	0,1	
Randow-Durchbr.6	gl	6,4	1,5	0,7	0,1	0,1	-	3,1	0,2	0,2	0,7	0,5	12,3	9,4	2,4	0,8	0,2	3,4	11,5	-	1,1	
Lutzlow 4	gl	8,4	1,0	0,9	1,2	0,9	-	2,0	0,4	0,7	1,1	1,6	8,5	11,0	2,0	1,9	-	3,7	15,6	0,2	1,0	
Lutzlow 6	gl	10,7	1,0	1,2	0,5	0,2	-	3,8	0,7	1,0	0,5	0,3	18,4	11,5	1,8	0,7	-	3,5	17,9	-	0,3	
Altkenkendorf 7	gl	3,7	0,4	0,1	-	-	-	1,7	0,3	0,1	1,8	0,7	8,7	23,8	1,3	0,8	-	1,1	19,2	0,1	0,3	
Altkenkendorf 5	gl	5,9	0,4	0,1	0,4	0,5	-	1,8	0,5	0,7	1,7	0,6	3,3	17,7	1,3	0,9	-	1,4	45,0	-	0,8	
Stolzenhagen 5	gl	8,2	1,0	0,1	0,4	-	-	2,2	0,4	0,2	1,3	0,4	6,6	14,2	1,9	0,4	0,1	3,4	15,9	-	0,4	
Stolzenhagen 6	mulek	8,3	1,7	1,0	0,3	0,6	-	2,5	0,8	0,5	2,4	1,6	17,3	10,0	2,9	1,4	0,2	1,8	9,9	0,2	0,3	
Zirzow 4	gl	6,8	1,2	0,1	0,1	-	-	2,4	0,5	0,6	0,9	1,2	15,4	7,3	1,2	0,4	-	4,0	15,3	0,1	0,1	
Suma		108,5	15,1	8,9	5,5	3,9	-	33,3	7,6	8,4	16,0	10,9	163,2	152,2	24,3	10,2	1,6	32,7	213,7	1,2	6,0	
Średnia		8,3	1,2	0,7	0,4	0,3	-	2,6	0,6	0,6	1,2	0,8	12,6	11,7	1,9	0,8	0,1	2,5	16,4	0,1	0,5	
Odchylenie standardowe		3,4	0,5	0,5	0,4	0,2	-	0,6	0,3	0,3	0,6	0,5	4,6	5,5	0,6	0,4	0,1	1,2	9,1	0,1	0,4	

INN – inne, NZW – nieoznaczone minerały zwietrzałe.

2004), czego dowodem jest najliczniejsza grupa minerałów ciężkich (tab. 4, 5; ryc. 3, 4), pochodzących ze skał metamorficznych (grupa 3). Łądolód skandynawski musiał przemieszczać się także po innych wychodniach skał tarczy bałtyckiej, ponieważ w spektrum skał transportowanych znajdują się minerały odporne na niszczenie, pochodzące z rozpadu skał krystalicznych (grupy 1 i 2).



Ryc. 4. Udział (%) grup minerałów ciężkich glin lodowcowych strefy glacyj marginalnej i zaplecza fazy pomorskiej w północno-wschodnich Niemczech;
1–6 – rodzaje grup minerałów ciężkich

Percentage of heavy minerals groups in the till of the main phase and hinterland of the Pomeranian Phase in north-eastern Germany;
1–6 – types of groups of heavy minerals, see also Table 2

Analiza minerałów ciężkich wykazała, że odznaczają się one szerokim spektrum, typowym dla osadów fluwioglacjalnych i glacialnych (Mycielska-Dowgiałło, 1995; Mycielska-Dowgiałło i Woronko, 1998, 2001). Duże zróżnicowanie jakościowe minerałów ciężkich zachowało się dzięki temu, że okres niszczenia trwał krótko, co świadczy o bliskości obszaru alimentacyjnego analizowanych osadów. Procentowy udział poszczególnych grup minerałów ciężkich w badanym materiale, a zwłaszcza liczna obecność granatów (GRA), będąca efektem wielokrotnego przemywania osadów w strefie brzegowej (Racinowski, 1974, 1992, 1995, 2000), przemawia za ich powstaniem w wodnym środowisku prądowym, ewentualnie plażowym. Nie ma w składzie minerałów ciężkich dowodów na eolizację osadów. Rozpoznane minerały ciężkie pochodzą z rozkruszenia podczas egzaracji i transportu glacialnego skał tarczy bałtyckiej, zwłaszcza ze skał zmetamorfizowanych oraz krystalicznych.

Podsumowanie

Zastosowane analizy teksturalne, to jest obróbki powierzchni ziarn kwarcu metodą B. Krygowskiego (1964), obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystych według A. Cailleux (1942) w modyfikacji J. Goździka (1980) oraz E. Mycielskiej-Dowgiałło i B. Woronko (1998) oraz składu minerałów ciężkich wykazały duże podobieństwo osadów glacialnych i fluwioglacjalnych, pomimo tego, że badany materiał reprezentuje różnorodną litofację strefy glacijomarginalnej i zaplecza fazy pomorskiej północno-wschodnich Niemiec. Materiał nie wykazuje wyraźnych różnic cech teksturalnych także przy uwzględnieniu dużej rozciągłości równoleżnikowej stanowisk, w których pobrano materiał do analizy. Najbardziej oddalone od siebie stanowiska Mankmoos (Meklemburgia-Pomorze Przednie) i Stolzenhagen (Uckermark) leżą w prostej linii w odległości około 180 km (ryc. 1).

Omówione wybrane cechy teksturalne osadów piaszczystych omawianego obszaru badań przemawiają na korzyść tezy o wysokoenergetyczności środowiska wodnego, w którym ziarna kwarcowe nabywały typowe dla tego środowiska cechy powierzchni. Przekonują o tym głównie wyniki analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych wg A. Cailleux (1942). Ziarna błyszczące o pośrednim stopniu obtoczenia (EM/EL) należą, niezależnie od litofacji i obszaru, z którego zostały pobrane do analizy, do najliczniej reprezentowanego typu (tab. 3).

Porównywalny średni udział procentowy typów obróbki i grup obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystych we wszystkich badanych stanowiskach fazy pomorskiej północno-wschodnich Niemiec wskazuje, że ziarna bez obróbki α – to ziarna błyszczące o pośrednim stopniu obtoczenia (EM/EL) i w mniejszym stopniu błyszczące (EL). Nabywają one cechy mikrorzeźby powierzchni w wysokoenergetycznym środowisku wodnym

(Mycielska-Dowgiałło i Woronko, 1998). Obie grupy łącznie stanowią ponad połowę, a nierzadko trzy czwarte, wszystkich ziarn kwarcowych w analizowanych osadach.

Brak regionalnego zróżnicowania charakteru powierzchni ziarn kwarcowych w osadach lodowcowych pomiędzy niemiecką częścią lobu Odry a pozostałą częścią analizowanego obszaru może sugerować, że cecha ta jest mało czułym wskaźnikiem reagującym na zróżnicowaną dynamikę strefy brzeżnej lądolodu podczas fazy pomorskiej. W trakcie opracowania przez autorkę znajdują się wyniki analizy obróbki ziarna kwarcowego według B. Krygowskiego (1964), wykonane w osadach lodowcowych, pochodzących z polskiej części lobu Odry oraz dalej na północny wschód wzdłuż strefy glacijomarginalnej fazy pomorskiej w Polsce. Być może wniosą one nowe spojrzenie na jakość cech teksturalnych osadów lobu Odry w stosunku do terenów sąsiednich. Obecnie można jedynie stwierdzić, że zróżnicowaną dynamikę strefy brzeżnej lądolodu podczas fazy pomorskiej można odczytać w morfologii obszaru badań w postaci wypustowego fragmentu przebiegu jego czoła.

Z analizy minerałów ciężkich wynika, że materiał frakcji piaszczystej związany jest genetycznie ze środowiskiem prądowym, w którym podlegał wielokrotnej przeróbce. Świadczy o tym wysoka liczebność odpornych na niszczenie granatów (GRA), a także niski udział minerałów blaszkowych. Dość wysoki, w porównaniu z innymi grupami minerałów, udział amfiboli (AMF), minerałów mniej odpornych na niszczenie, sugeruje, że osady frakcji piaszczystej fazy pomorskiej północno-wschodnich Niemiec nie mogły być wyłącznie alimentowane w plażowym środowisku o dużej energii. Gdyby ziarna tej frakcji przebywały w strefie brzegowej, udział amfiboli byłby niższy. Ich znaczny udział może jednak wskazywać na pochodzenie minerałów ciężkich z rozkruszenia głównie skał metamorficznych, budujących regiony granulitowe i gnejsowe tarczy bałtyckiej w południowo-zachodniej Szwecji (Vinx, 2002; Górska, 2004a; Scholz i Obst, 2004). Lądolód skandynawski, przemieszczając się na obszar Meklemburgii-Pomorza Przedniego nie tylko egzarował skały krystaliczne, ale także niszczył wychodnie skał osadowych w dnie Bałtyku. Przekonuje o tym obecność wśród minerałów ciężkich glaukonitu (GLA) i węglanów. Duża ilość granatów (GRA) i równocześnie mała – minerałów blaszkowych mogłaby sugerować eoliczną genezę osadu. Jednakże porównywalnie duża populacja mniej odpornych na niszczenie amfiboli (AMF) zdaje się ją wykluczać. Eolizacja osadu jest bowiem efektem selektywnego usuwania składników mniej odpornych z osadu w czasie wielokrotnej redepozycji i zastępowanie ich składnikami bardziej odpornymi (Mycielska-Dowgiałło, 2001), czego nie stwierdzono w wyraźny sposób w analizie minerałów ciężkich omawianych osadów.

Osady lodowcowe strefy marginalnej fazy pomorskiej Meklemburgii-Pomorza Przedniego oraz Uckermark miały swoje obszary alimentacyjne w tarczy bałtyckiej i w dnie Bałtyku. Egzarowane musiały być także, choć w dużo mniej-

szym stopniu, osady trzeciorzędowych stref litoralnych, występujących w pasie dzisiejszego niemieckiego wybrzeża Bałtyku. Transport oraz depozycja badanych osadów odbywały się w środowisku wodnym. Wszystkie przebadane cechy teksturalne potwierdzają ich fluwioglacjalny charakter.

Homogeniczność pod względem wybranych cech teksturalnych osadów lodowcowych Uckermark i Meklemburgii-Pomorza Przedniego, to jest lobowego i głównego przebiegu strefy glacijomarginalnej fazy pomorskiej ostatniego lądolodu stwierdzono na omawianym obszarze po raz pierwszy. Prace na temat szarży lodowej (m.in. Dyke i Morris, 1988; Stokes i Clark, 1999, 2001; Kjær i inni, 2003; Kasprzak, 1988, 2003) nie podnoszą problemu zapisu odmiennego reżimu dynamiki zindywidualizowanego strumienia lodowego w cechach teksturalnych osadów. Planowane opracowanie – metodami analogicznymi jak w niniejszym tekście – osadów połodowcowych polskiej części lobu Odry oraz strefy glacijomarginalnej fazy pomorskiej przebiegającej dalej w kierunku NNE mogą wnieść nowe informacje na temat dynamiki strefy brzeżnej ostatniego lądolodu podczas fazy pomorskiej w części środkowej Niżu Europejskiego. Synteza wyników analiz osadów frakcji piaszczystej z rezultatami analiz frakcji żwirowej średnioziarnistej (analiza petrograficzna) i żwirowej gruboziarnistej (analiza narzutniaków przewodnych; Górska, 2002a, b, 2003a, b; Górska, Zabielski, 2005) pozwolą na wnikliwie spojrzenie na genezę osadów lodowcowych w górnym plenivistulianie.

*

Dziękuję Kolegom-geologom, instytucjom oraz osobom prywatnym, które pomogły mi w realizacji prac terenowych projektu badawczego w Meklemburgii-Pomorzu Przednim oraz w Uckermark. Dziękuję dr Barbarze Woronko (UW), mgr Mirosławie Malinowskiej-Limanówce (UAM), mgr Małgorzacie Gościńskiej oraz dr. Krzysztofowi Radliczowi (PIG) za pomoc w analizach laboratoryjnych i pracach graficznych oraz za liczne konsultacje. Anonimowym Recenzentom dziękuję za wnikliwe uwagi i korektę błędów.

Prace terenowe i analizy laboratoryjne były finansowane z grantu DAAD A/99/06440. Badania uzupełniające przeprowadzono w ramach projektu badawczego KBN 6P04E 015 21.

Piśmiennictwo

- Barczuk A., Mycielska-Dowgiałło E., 2001, *Znaczenie składu mineralnego osadów dla rozpoznania obecności procesów eolicznych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, Pracownia Sedymentologiczna, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 39–42.
- Bussemer S., Gärtner P., Schlaak N., 1995, *Pomeranian terminal moraine near Schiffmühle*, [w:] W. Schirmer (red.), *Regional field trips. International Union for Quaternary Research, XIV International Congress INQUA, Berlin 3–10.08.1995*, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 1, s. 1223–1224.

- Cailleux A., 1942, *Les action eoliennes periglaciaires en Europe*, Mémoires de la Societé Géologique de France, Nouvelle serie, Memoire 46.
- Chlebowski R., Gozik P. F., Lindner L., 2002, *Graficzna prezentacja składu mineralów ciężkich lessów na wybranych przykładach z obszaru Polski i Ukrainy*, Przegląd Geologiczny, 50, 6, s. 526–531.
- Dyke A. S., Morris T. F., 1988, *Drumlin fields, dispersal trains and ice streams in Arctic Canada*, Canadian Geographer, 32, s. 86–90.
- Goździk J., 1980, *Zastosowanie morfometrii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego Bełchatów*, Studia Regionalne IV (IX), PWN, Warszawa-Łódź, s. 101–114.
- , 2001, *O zależności między pomiarami graniformometrycznymi a stopniem zaokrąglenia ziarn*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, Pracownia Sedymentologiczna, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 21–31.
- Goździk J., Mycielska-Dowgiałło E., 1982, *Badania wpływu niektórych procesów geologicznych na przekształcenia powierzchni ziarn kwarcowych*, Przegląd Geologiczny, 54, 3, s. 219–241.
- Górską M., 2000, *Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu*, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN, Poznań, 28.
- , 2002a, *Petrographie von uckermärkischen Geschieben*, Geologische Brandenburgische Beiträge, Neubrandenburg, 3, s. 35–47.
- , 2002b, *Petrografia osadów akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej Pojezierza Drawskiego*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Poznań, Seria A, 53, s. 29–42.
- , 2003a, *Nowe znalezisko porfiru rombowego z Oslo na terenie północno-zachodniej Polski*, Przegląd Geologiczny, Warszawa, 51, 7, s. 580–585.
- , 2003b, *Petrography of glacial sediments in Uckermark, NE Brandenburg – a preliminary study*, Landform Analysis, 4, s. 39–48.
- , 2004a (w druku), *Obszary macierzyste skandynawskich eratyków przewodnich i wskaźnikowych osadów polodowcowych Polski Północnej*, Geologos.
- , 2004b (w druku), *Warunki sedymentacji osadów w strefie glacialmarginalnej i na zapleczu fazy pomorskiej vistulianu północno-wschodnich Niemiec*, Czasopismo Geograficzne.
- Górską M., Zabielski R., 2005 (w druku), *Petrographic characteristic of fluvioglacial deposits of the Odra Lobe in the light of the statistical analysis*, Geological Quaterly, Warszawa.
- Kamińska R., Konecka-Betley K., Mycielska-Dowgiałło E., 1986, *The Liszyno dune in the Vistula valley (east of Płock)*, Biuletyn Peryglacjalny, 31, s. 141–162.
- Kasprzak L., 1988, *Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej*, Dokumentacja Geograficzna, 5–6.
- , 2003, *Model sedymentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej*, Geografia, 66, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Kjær K. H., Houmark-Nielsen M., Richardt N., 2003, *Ice-flow patterns and dispersal of erratics at the southerwestern margin of the last Scandinavian Ice Sheet: signature of palaeo-ice streams*, Boreas, 32, 1, s. 130–148.
- Krygowski B., 1964, *Graniformometria mechaniczna. Teoria, zastosowanie*, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN, Poznań, 4.

- Liedtke H., 1981, *Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Forschungen zur deutschen Landeskunde*, Zentralausschuss für deutsche Landeskunde, 204, Trier.
- Mahaney W. C., 1990 a, *Macrofabrics and quartz microstructures confirm glacial origin of Sunnybrook drift in the Lake Ontario basin*, *Geology*, 18, s. 145–148.
- , 1990 b, *Glacially-crushed quartz grains in late Quaternary deposits in the Virunga Mountains, Rwanda – indicators of wind transport from the north?*, *Boreas*, 19, 1, s. 81–89.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1980, *Wstęp do sedimentologii (dla geografów)*, WSP, Kielce.
- , 1995, *Wybrane cechy teksturalne i ich wartość interpretacyjna*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 29–105.
- , 2001, *Teksturalne cechy osadów wskazujące na stopień ich eolizacji i pozycję stratygraficzną*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, Pracownia Sedymenologiczna, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 17–19.
- Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 1998, *Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna*, *Przegląd Geologiczny*, 46, 12, s. 1275–1281.
- , 2001, *Wybrane cechy sedymenologiczne osadów ułatwiające ich podział stratygraficzny, na przykładzie otworów Galumin 1, Kozły K-1, Niksowizna i Olszewo Węgorzewskie*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, Pracownia Sedymenologiczna, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 43–58.
- Racinowski R., 1974, *Dynamika środowiska sedymentacyjnego strefy brzegowej Pomorza Zachodniego w świetle badań mineralów ciężkich i uziarnienia osadów*, *Prace Naukowe Politechniki Szczecińskiej, Instytut Inżynierii Wodnej*, 4.
- , 1992, *Charakterystyka standardowych cech litologicznych rumowiska strefy brzegowej morza Północnego Szczecińskiego*, [w:] *Badania strefy brzegowej Bałtyku*, *Prace Naukowe Politechniki Szczecińskiej*, 459, Katedra Geotechniki, 2, s. 5–93.
- , 1995, *Analiza mineralów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 151–166.
- , 2000, *Niektóre problemy interpretacji wyników analiz mineralów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych*, *Przegląd Geologiczny*, 48, 4, s. 354–359.
- Scholz H., Obst K., 2004, *Einführung in die Geologie Skandinaviens*, *Geographischer Rundschau*, 56, 2, s. 43–49.
- Schulz W., 1967, *Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs*, *Archiv der Freunde Naturgemeinschaft der Mecklenburg*, 13, s. 99–119.
- , 2003, *Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler*, CW Verlagsgruppe, Schwerin.
- Stokes C. R., Clark C. D., 1999, *Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams*, *Annals of Glaciology*, 28, s. 67–75.
- , 2001, *Palaeo-ice streams*, *Quaternary Science Reviews*, 20, 13, s. 1437–1457.
- Whalley W. B., Krinsley D. H., 1974, *A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments*, *Sedimentology*, 21, s. 87–105.
- Woronko B., 2001, *Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych*,

- [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, Pracownia Sedymentologiczna, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 33–38.
- Wright J. S., 1995, *Glacial comminution of quartz sand grains and the production of loessic silt: a simulation study*, *Quaternary Science Reviews*, 14, 7–8, s. 669–680.
- Vinx R., 2002, *Gesteine des Baltisches Schildes in Nordeutschland: Glazialgeschiebe an der Ostseeküste von Schleswig und NW-Mecklenburg*, Beiheft zur *European Journal of Mineralogy*, 14, 1, s. 219–242.
- Zieliński T., 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Prace Naukowe UŚ, Katowice, 1398.

[Wpłynęło: styczeń; poprawiono: październik 2005 r.]

MARIA GÓRSKA

SOME TEXTURAL FEATURES OF TILL AND FLUVIOGLACIAL DEPOSITS OF THE POMERANIAN PHASE IN NORTH-EASTERN GERMANY

The glacial sediments of the Pomeranian Phase studied in north-eastern Germany (Fig. 1, Table 1) are shown by analyses of the treatment and degree of rounding of sandy-fraction quartz grains to be characterised by great homogeneity. The analysis of heavy minerals also pointed to the great similarity of the sediments examined.

All the analyses carried out preclude the activity of intensive aeolian processes both before the advancement of the Vistulian ice-sheet during the Pomeranian Phase and on the foreland of the frontal moraine zone. The thesis that glacial deposits of the Pomeranian Phase within the established boundaries were not subject to the effects of aeolian processes gains confirmation from the facts that: a) only 6.4% of grains are of good or very good treatment (γ), b) a maximum of 9% of grains are matt and intermediately-rounded (EM/RM), and c) there are vestigial amounts of the typically aeolian round matt grains (RM). It was in a high-energy aquatic environment that the quartz grains acquired their present shape, with a high degree of rounding and a smoothed-out surface (Mycielska-Dowgiałło, Woronko, 1998). It is presumed that such conditions could have been present in the beach zone during the Tertiary period. The Tertiary rock outcrops occurring in the southern Baltic (e.g. Górska, 2004a), were open to strong glacial erosion during the succeeding advancements of the Scandinavian ice-sheet over the area of what is today north-western Poland.

In addition, analysis of quartz grains' surface fogging and rounding carried out using the method of A. Cailleux (1942), with some modifications by J. Goździk (1980) as well as by E. Mycielska-Dowgiałło and B. Woronko (1998), combined with quartz-grain treatment analysis after B. Krygowski (1964) and analysis of heavy minerals to point to limited Pomeranian-Phase diversification of glacial deposits, along both meridional and latitudinal transects, i.e. along the glaciomarginal zone. The same trend is valid for the Polish side of the Pomeranian Phase, e.g. in the Myśliborskie Lakeland and further to the east in the Drawskie Lakeland of Polish Central Pomerania. All the regularities to the quantitative changes in average percentages for quartz grain surfaces and treatment

types are preserved in the examined sediments. Small differences not achieving statistical significance are confined to heavy-mineral content. The glacial deposits of the Pomeranian Phase's German part are characterised by a larger percentage of amphiboles (AMF), while those of the same age in Poland feature a higher percentage of sedimentary-rock minerals originating in the rock-outcrops present in the Baltic bed.

However, the differences demonstrated among the selected textural features of the glacial deposits of the Pomeranian Phase are of too little significance to provide any basis for judgments regarding the sedimentary distinctness of the Odra Lobe and adjacent areas. Petrographic features of the gravelly and stony fractions might turn out to be sensitive enough to confirm the individual character of the icy stream which advanced 75 km to the south from the main course of the Pomeranian Phase (Fig. 1), and deposited the morphologically-distinct glaciomarginal zone.

Geneza sortowanych gruntów strukturalnych – – przegląd literatury

Formation of sorted patterned-grounds – a literature review

MACIEJ DĄBSKI

Instytut Nauk Fizycznogeograficznych, Uniwersytet Warszawski,
00-927 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30; e-mail: mfdbski@uw.edu.pl

Zarys treści. W artykule przedstawiono i porównano aktualne poglądy dotyczące mechanizmów powstawania sortowanych gruntów strukturalnych w strefie peryglacjalnej. Teorie powstania pierścieni, poligonów, sieci oraz pasów sortowanych można podzielić na 8 grup, które zakładają: 1) konwekcję i/lub cyrkulację gruntu *en masse*, 2) cyrkulację samej drobnej frakcji osadu, 3) konwekcję samej wody porowej, 4) pulsację i ekspansję ośrodków pęcznienia, 5) powstanie szczelin, a następnie pulsację i ekspansję komórek poligonów, 6) powstanie szczelin i wypełnienie ich materiałem allochtonicznym, 7) grawitacyjne przemieszczanie kamieni wskutek wytapiania się lodu lodowcowego przykrytego moreną, 8) soliflukcję, erozję liniową lub spływ spiralny.

Słowa kluczowe: sortowane grunty strukturalne, mechanizmy rozwoju.

Wstęp

Procesy odpowiedzialne za powstawanie gruntów strukturalnych są różne, w zależności od strefy występowania (od zwrotnikowej po polarną), jednak te związane ze strefą peryglacjalną są najczęściej odnotowywane i nadal stanowią przedmiot sporów naukowych. Zadaniem artykułu jest przedstawienie, porównanie i przeprowadzenie dyskusji pomiędzy aktualnymi poglądami na temat mechanizmów sortowania powierzchniowego typowego dla strefy peryglacjalnej. W artykule przyjęto powszechnie stosowaną klasyfikację gruntów strukturalnych opracowaną przez A.L. Washburna (1956, 1970, 1973, 1979), który biorąc pod uwagę geometrię wydzielił: pierścienie, poligony, sieci, stopnie oraz pasy. Uporządkowanie poglądów na temat genezy gruntów strukturalnych oparto częściowo na podręczniku M. Klimaszewskiego (1978).

Pierścienie sortowane (*sorted circles*)

Istnieje kilkadziesiąt hipotez odnoszących się do powstawania tych form. M. Klimaszewski (1978) ujmuje je w 2 grupy: 1) hipotezy konwekcyjne albo cyrkulacyjne oraz 2) hipotezy ekspansywne albo pulsacyjne, które autor niniejszego artykułu dalej nazywa hipotezami pulsacyjno-ekspansywnymi.

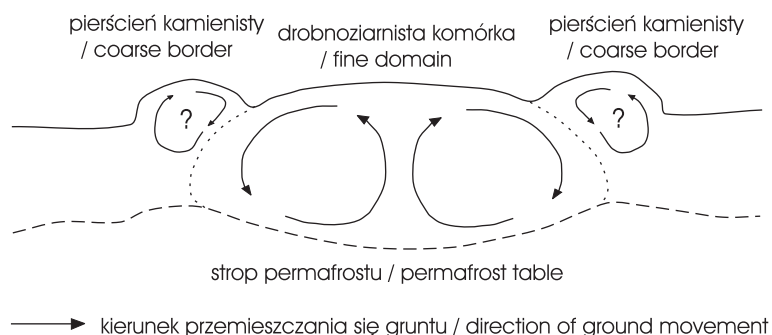
Hipotezy konwekcyjne/cyrkulacyjne

Hipotezy te zakładają istnienie prądów konwekcyjnych w czynnej warstwie wieloletniej zmarzliny, prowadzących do powstania kamienistych pierścieni na powierzchni gruntu. Głębokość sortowania jest ściśle związana ze średnicą pierścienia – im większy pierścień, tym intensywniejsze jest sortowanie w pionie i głębiej sięga komórka konwekcyjna. Według wcześniejszych hipotez (Low, 1925; Gripp 1926, za Klimaszewskim, 1978) ruch konwekcyjny upłynnionej masy gruntowej mógł być spowodowany gradientem temperatury wody porowej. Obecnie wyklucza się możliwość zaistnienia konwekcji termicznej odpowiedzialnej za przemieszczenia gruntu *en masse*, jednakże nie wyklucza się konwekcji wody porowej. R.J. Ray i inni (1983) oraz K.J. Gleason i inni (1986) proponują model, według którego ruchom konwekcyjnym ulega tylko woda porowa. Prądy zstępujące powodują faliste nadtapianie stropu zmarzliny. Model ten szerzej omówiono poniżej, w części poświęconej genezie poligonów sortowanych.

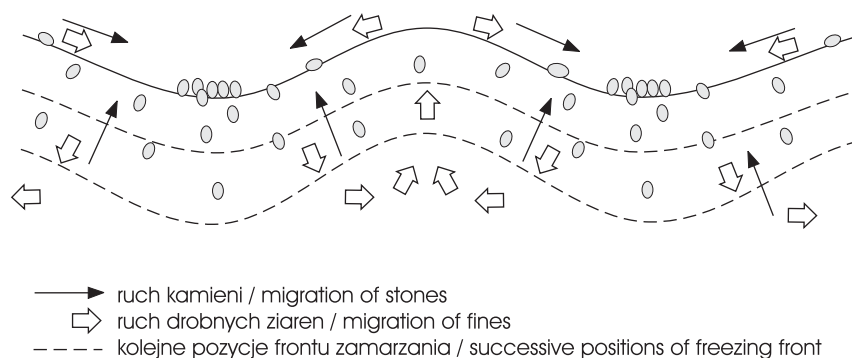
B. Hallet i S. Prestrud (1986) funkcjonowanie dobrze wykształconych pierścieni sortowanych na Spitsbergenie, podobnych do wieńców kamienistych opisanych przez Z. Czeppego (1961), tłumaczą procesem wiosennego osiadania gruntu (ryc. 1). Podczas roztopów następuje powolne osiadanie gruntu wskutek zmiany stanu skupienia wody oraz jej stopniowego przesiąkania do niżej zalegającej warstwy rozmarznętego gruntu. Z czasem dochodzi do powstania gradientu gęstości gruntu od jego powierzchni w głąb, wskutek stopniowego odpływu wód z warstw przypowierzchniowych. Ponadto, osady zalegające bezpośrednio nad stropem permafrostu zawierają zazwyczaj najgrubsze soczewki lodu segregacyjnego – zatem dają najwięcej wody wytopnieniowej. Woda ta nie ma możliwości dalszej infiltracji w obecności nieprzepuszczalnego stropu wieloletniej zmarzliny. Następuje upłynnienie osadów i powstaje niestateczne warstwowanie gęstościowe. W obrębie wewnętrznej komórki drobnoziarnistej dochodzi do konwekcji, natomiast na granicy drobnoziarnistego osadu i kamieni zachodzi tarcie, powodujące ruch cyrkulacyjny samego kamienistego pierścienia. Na rycinie 1 ruch ten opatrzone znakiem zapytania, gdyż obserwowane podczas roztopów przemieszczenia dośrodkowe w okresie zamarzania mogą zmienić kierunek na odśrodkowy.

Model zakładający cyrkulacyjną migrację, ograniczoną jednakże do frakcji drobnej, wypracował F.H. Nicholson (1976) – rycina 2. Według niego kluczową

rolę w tworzeniu niektórych form sortowanych w strefie subpolarnej (zatem poza zasięgiem wieloletniej zmarzliny) odgrywa nierówna płaszczyzna agradacji zmarzliny. A.E. Corte (1966) udowodnił, że drobne ziarna osadu wykazują tendencję do ucieczki od frontu zamarzania. W momencie, gdy front ten dojdzie do głazu, zaczyna na głaz działać siła wyciągająca go ku powierzchni gruntu. Wywołana jest ona przymarzeniem górnej części kamienia do pęczniającego diamiktonu – mechanizm „mrozowego podciągania” – ang. *frost pull* (Kaplár, 1965) lub powstaniem lodu włóknistego pod kamieniem (mechanizm „mrozowego pchania” – ang. *frost push*) w przypadku dobrej przewodności termicznej kamienia (Cailleux i Taylor, 1954). Podczas roztopów pustka pod głazem zostaje w pierwszej kolejności wypełniona osadem drobnoziarnistym. W ten sposób grubsze ziarna ulegają mrozowemu podnoszeniu i w efekcie przemieszczają się ku powierzchni gruntu. Ziarna drobniejsze wykazują ruch przeciwny – oddalają się od frontu zamarzania. Dzieje się to z powodu obecności wody błonkowej wokół drobnych ziaren. Woda ta długo opiera się zamarzaniu i dlatego działa jak odpychający bufor. Jeżeli front zamarzania jest falisty, wskutek szybszego zamarzania osadu w miejscach wzbogaconych w głazy lub istnienia falistego mikroreliefu, to naturalną konsekwencją będzie powierzchniowe rozsortowanie osadu. F.H. Nicholson (1976) wykazał, że wyżej opisany mechanizm doprowadza do powstania ośrodków ciśnienia tensyjnego i kompresyjnego w dolnych warstwach zamarzającego gruntu. W rezultacie materiał drobniejszy ulegał ruchowi cyrkulacyjnemu, przy czym w centralnych częściach komórek jest on wynoszony na powierzchnię gruntu. Kamienie przesuwają się ku górze, a następnie na powierzchni gruntu lód włóknisty lub procesy mikrosoliflukcji i staczania przemieszczają je na boki (ryc. 2). Jest to złożony model funkcjonowania cyrkulacji drobnego materiału oraz promienistego wymarzania kamieni w sortowanych formach subarktycznych – również bez obecności wieloletniej zmarzliny, z uwzględnieniem falistości mikroreliefu.



Ryc. 1. Model cyrkulacyjny opracowany przez Halleta i Prestrud (1986), uproszczony
Circulation model of Hallet and Prestrud (1986), simplified



Ryc. 2. Model cyrkulacyjny opracowany przez Nicholsona (1976), zmodyfikowany
Circulation model of Nicholson (1976), modified

Model przedstawiony przez F.H. Nicholsona (1976) znacznie różni się od innych modeli cyrkulacyjnych. Obrazuje bardzo wolne tempo cyrkulacji, która nie jest spowodowana ruchem *en masse*, jak w przypadku modeli zakładających powstanie niestatecznego warstwowania gęstościowego. S.P. Anderson (1988), tłumacząc genezę funkcjonowania dużych pierścieni sortowanych na Spitsbergenie, przewiduje zarówno intensywne mrozowe wynoszenie kamieni prostopadle do frontu zamarzania – podobnie do modelu F.H. Nicholsona (1976) – jak i funkcjonowanie komórek konwekcyjnych opisanych przez B. Halleta i S. Prestrud (1986). Bez cyrkulacji całej masy gruntowej nie można, według Andersona, wytłumaczyć ostrości granicy pomiędzy ziemistą komórką a jej kamiennym obrzeżeniem.

C. Wójcik (1981) uważa, że mechanizmem odpowiedzialnym za stworzenie niektórych pierścieni kamienistych dużej skali na Spitsbergenie jest diapiryzm. Proces ten spowodowany jest niestatecznym warstwowaniem gęstościowym i został szerzej opisany w rozdziale poświęconym sortowanym poligonom.

Hipotezy pulsacyjno-ekspansywne

Hipotezy te zakładają ruch kamieni ku górze, a następnie na boki, na zewnątrz pęczniącego centrum (Klimaszewski, 1978). Ruch ten odbywa się wskutek cyklicznego zamarzania i rozmrażania warstwy czynnej (multigelacji). W przeciwieństwie do modelu F.H. Nicholsona (1976) hipotezy pulsacyjno-ekspansywne nie zakładają jednak ruchu cyrkulacyjnego. Proces multigelacji prowadzi z czasem do nagromadzenia się grubszej frakcji przy powierzchni gruntu (mechanizmy „mrozowego podciągania” lub „mrozowego pchania”). Następnie zróżnicowane pęcznienie mrozowe – spowodowane nieciągłością pokrywy roślinnej czy śnieżnej lub zróżnicowaniem składu mechanicznego gruntu – doprowadza do powstawania punktowych ośrodków pęcznienia i diapirowego wydostawania się

drobnej frakcji na powierzchnię. W ten sposób powstają centralne części komórek pierścieni. Kamienie transportowane są na boki po powierzchni gruntu wskutek działania lodu włóknistego i drobnych ruchów masowych. W efekcie zaznacza się ruch pulsacyjny w pionie i ekspansywny na boki (rozszerzanie się formy). W podobny sposób genezę pierścieni sortowanych tłumaczy A. Jahn (1970).

B. Van Vliet-Lanoë (1991) uważa, że tworzenie się pierścieni sortowanych można wytłumaczyć modelem zakładającym zróżnicowane pęcznienie mrozowe, wzbogaconym o koncepcję pionowego gradientu podatności na działanie mrozu (ang. *frost-susceptibility gradient*). W przypadku zalegania utworu bardziej podatnego na działanie mrozu (wzbogaconego we frakcję pylastą i ilastą) pod utworem mniej podatnym, gradient jest negatywny i istnieją optymalne warunki do szybkiego rozwoju krioturbacji. Autorka łączy model powstawania pierścieni sortowanych z modelem powstawania pierścieni niesortowanych. Uważa, że rozwój sortowanych pierścieni nie wymaga obecności wieloletniej zmarzliny, tylko sezonowego zamarzania gruntu.

Do form pulsacyjno-ekspansywnych można zaliczyć niektóre formy wysp gruzowych – ang. *debris island* (Washburn, 1973). Mogą one być końcowym etapem rozwoju guzów mrozowych z centralnym głazem (ang. *boulder-cored frost boil*), o których pisali C. Harris i J.A. Matthews (1984) – rycina 3. Podczas wymarzania głazu, do jego dolnej powierzchni migrują mniejsze głaziki, wskutek ugięcia pod głazem frontu zamarzania. Następnym etapem rozwoju guza mrozowego może być mrozowa dezintegracja głazu prowadząca do bocznej ekspansji formy poprzez rozsypywanie się gruzu na boki. Przejawy takiego procesu obserwowali M. Dąbski i E. Gryglewicz (1998) na przedpolu lodowca Fláa na Islandii.

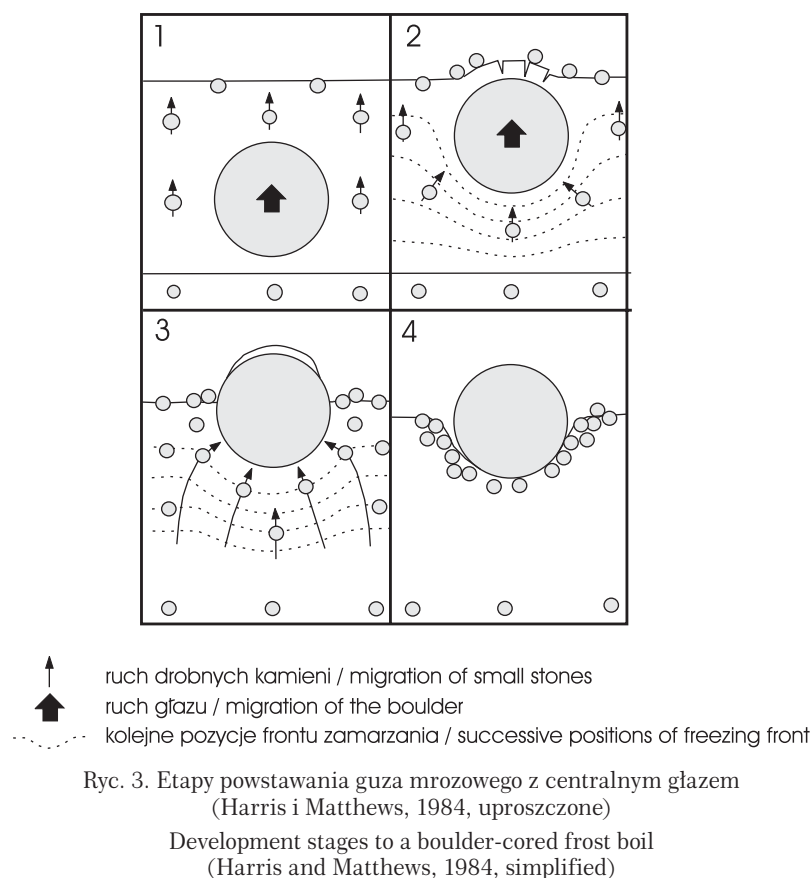
Poligony sortowane (*sorted polygons*)

Genezę sortowanych poligonów tłumaczy się zazwyczaj hipotezami: (1) konwekcyjnymi lub (2) szczelinowo-ekspansywnymi (Klimaszewski, 1978), które zakładają wcześniejsze spękanie gruntu.

Hipotezy konwekcyjne

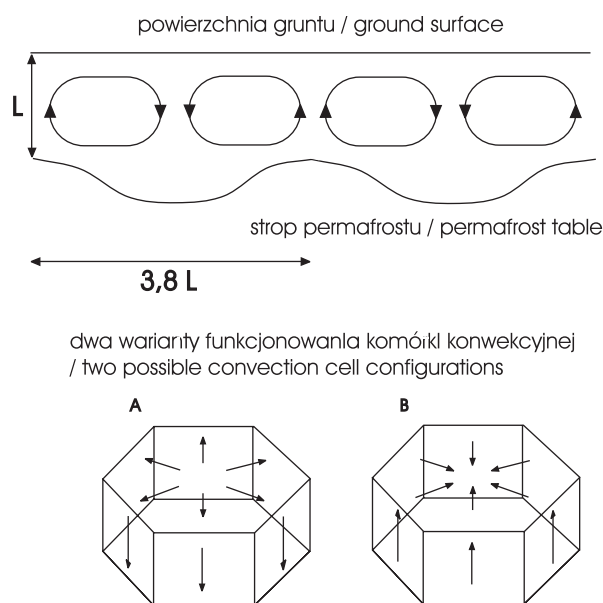
R.J. Ray i inni (1983) opracowali teoretyczny model tłumaczący regularność poligonów swobodną konwekcją samej wody porowej, spowodowaną gradientem temperatury wody w warstwie czynnej (ryc. 4). Prądy zstępujące wody porowej powodują nierównomierne wytapianie stropu zmarzliny, który nabiera regularnego falistego charakteru. Stosunek długości tych fal do głębokości warstwy czynnej, czyli wysokości komórki konwekcyjnej wynosi 3,8. Według autorów badania terenowe potwierdzają występowanie takiego stosunku szerokości poligonów do głębokości sortowania. R.J. Ray i inni (1983) podkreślają, że konwekcja wody porowej jest jedynie czynnikiem nadającym regularny kształt form poprzez faliste

wytapianie zmarzliny. Do pełnego wykształcenia się poligonów dochodzi wskutek innych procesów – np. zróżnicowanego pęcznienia mrozowego czy też wymarzenia kamieni. Analogiczny mechanizm autorzy ci proponują do wytłumaczenia genezy sortowanych pasów (patrz poniżej – pasy sortowane). Rozwijając ten model K.J. Gleason i inni (1986) wykazali, że stosunek maksymalnej szerokości poligonu do głębokości sortowania jest stały i wynosi 3,6 dla poligonów utworzonych sub-aerialnie, dla poligonów podwodnych zaś – od 4,8.



Według B. Van Vliet-Lanoë (1991) powyższa hipoteza ma kilka słabych punktów. Na przykład migracja wody porowej w kierunku osadu zamarzniętego (spowodowana kriossaniem) często miałaby przeciwny kierunek do zakładanej konwekcji. Z kolei strop zmarzliny ma falisty charakter tylko okresowo. R.J. Ray i inni (1983) wskazują na istnienie wklęsłości w stropie wieloletniej zmarzliny bezpośrednio pod zanurzającym się prądem konwekcyjnym (ryc. 4), nie zgadza się to z obserwacjami B. Halleta i S. Prestrud (1986), którzy wklęsłości te rejestrują pod prądami wynurzającymi się (ryc. 1).

S. Dżułyński (1963, 1966) oraz J. Butrym i inni (1964) eksperymentalnie udowodnili, że grunt może ulegać zaburzeniom prowadzącym do rozwoju poligonów bez udziału procesów mrozowych, gdy spełnione są trzy podstawowe warunki: 1 – osad o większej gęstości zalega na osadzie o gęstości mniejszej; 2 – warstwy te są przesycone wodą co zmniejsza lepkość osadów; 3 – powstaje impuls naruszający nietrwałą równowagę. W środowisku naturalnym warunki te są spełnione stosunkowo rzadko, zatem tylko okazjonalnie może dojść do pełnej konwekcji. Opisany proces prowadzi do powstania pierścieni, które rozrastając się przechodzą w poligony.



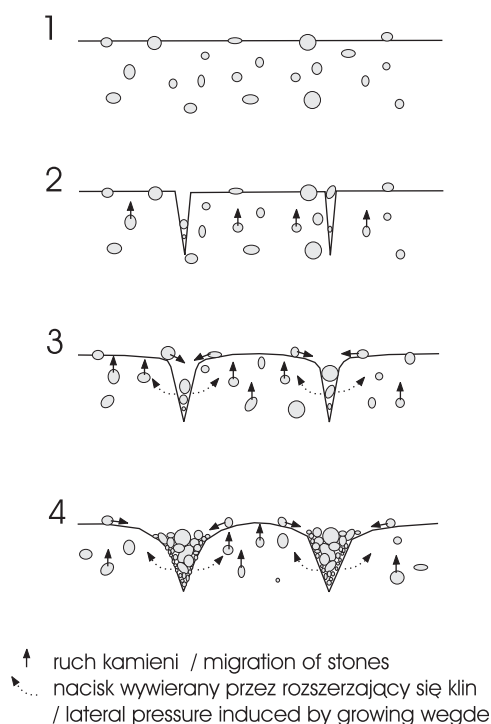
Ryc. 4. Model konwekcji wody porowej (Ray i inni, 1983, zmodyfikowane)
Pore water convection model (Ray et al., 1983, modified)

Hipotezy szczelinowo-ekspansywne

Hipotezy te tłumaczą genezę poligonów sortowanych wcześniejszym spękaniem gruntu, a następnie intensywniejszym pęcznieniem mrozowym zachodzącym w centralnych częściach poligonów. M. Klimaszewski (1978) uważa, że wzdłuż szczelin dochodzi do przesuszenia i dlatego pęcznienie jest w tych miejscach mniejsze niż w komórkach poligonów. Proces wymarzenia i zsypanywania się na boki kamieni jest taki sam, jak to tłumaczą hipotezy pulsacyjne w odniesieniu do pierścieni. Kamienie gromadzą się w szczelinach dając w pierwszej fazie rozwoju formy zarys sortowanego poligonu. Z czasem duże ilości nagromadzonych kamieni, nie

mieszcząc się już w szczelinach, mogą rozsypywać się na boki i zcierać w ten sposób zarys wieloboku. W efekcie poligony mogą przekształcić się w pierścienie. Jak wynika z obserwacji M. Klimaszewskiego (1978), granice sortowanych pierścieni są szersze niż granice poligonów, co tłumaczy słuszność takiej hipotezy. S. Dżułyński (1963, 1966) udowodnił jednak, że konwekcja *en masse* doprowadza do procesu odwrotnego – ekspansja pierścieni powoduje z czasem powstanie poligonów.

A. Pissart (1973) przeprowadził w Alpach polowy eksperyment, który polegał na umieszczeniu pomalowanych głazików w osadzie spękany dehydracyjnie. W ciągu zaledwie dwóch lat oznaczone okruchy skalne wydostały się na powierzchnię osadu wskutek pęcznienia mrozowego i zostały przeniesione do granic komórek – do szczelin dehydracyjnych – poprzez działanie lodu włóknistego (ryc. 5).



Ryc. 5. Etapy rozwoju sortowanych poligonów według Pissarta (1973), uproszczone
 Development stages of sorted polygons according to Pissart (1973), simplified

R.J. Ray i inni (1983) kwestionują hipotezy zakładające wcześniejsze spękanie gruntu. Argumentują oni, że szczeliny z kontrakcji termicznej mają wymiary zdecydowanie większe niż spotykane poligony sortowane. Z kolei szczeliny z wysychania są zazwyczaj dużo mniejsze. Nie należy jednakże całkowicie odrzucać hipotez zakładających uprzednie spękanie gruntu, szczególnie na obszarach

nie objętych wieloletnią zmarzliną, gdyż tam konwekcja jest mniej prawdopodobna. Szczeliny z wysychania mogą mieć różne rozmiary, a kontrakcja termiczna w sezonowej zmarzlinie może doprowadzić do powstania odpowiednio małych poligonów.

Wypełnianie szczelin mrozowych lub dehydracyjnych materiałem grubookruchowym może zachodzić w różnych skalach. Według J. Krügera (1994) występujące na przedpolu lodowca Myrdals (Islandia) poligony (0,4 m $<\varnothing <$ 1,8 m) powstają wskutek sezonowego pęknięcia mrozowego, a następnie wypełnienia szczelin namytym żwirem i głazikami. A. Jahn i S. Siedlecki (1982) opisują rzadko spotykane reliktywne formy poligonów sortowanych wielkiej skali (\varnothing około 50 m) występujące w północnej Norwegii. Formy te wykształciły się w ciągu ostatnich 10 tys. lat wskutek wypełnienia wytopionych klinów lodowych (powstałych w szczelinach z kontrakcji termicznej w wieloletniej zmarzlinie) rumoszem skalnym pochodzącym z wyżej położonego miejsca na stoku. Podobnie jak u J. Krügera (1994) materiał wypełniający miał zatem charakter allochtoniczny (nie pochodził z pęczniejących komórek poligonów), jednakże proces zachodził nieporównanie dłużej.

Poligony wtórne (*secondary polygons*)

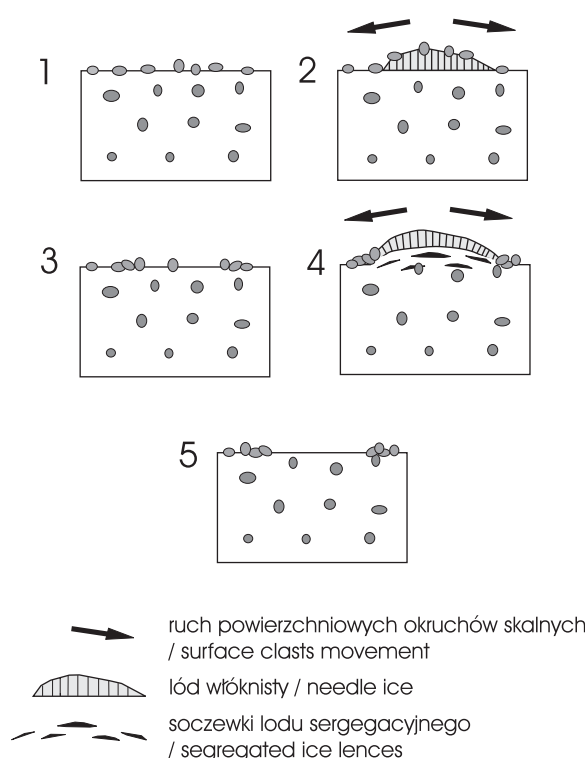
Badania przeprowadzone przez J. Warburtona (1990) w Kolorado i na Spitsbergenie wykazały, że powszechne jest występowanie małych sortowanych poligonów wewnątrz dużych sortowanych pierścieni. Autor widzi wtórne formy sortowania jako efekt działania małych komórek konwekcji. Jest to zgodne z modelem opracowanym przez R.J. Raya i innych (1983) – rycina 4 – którzy dopuszczają możliwość funkcjonowania płytkiej konwekcji wody porowej wskutek zaledwie dobowych cykli zamarzania. Konwekcja miałaby zachodzić w płytkiej, przypowierzchniowej „dobowej warstwie czynnej”. J. Warburton (1990) nie wyklucza jednak powstawania szczelin z dehydracji, dających podstawy do tworzenia się małych, wtórnych, sortowanych poligonów. Pęknięcie powierzchni ziemistej komórki dużego poligonu może mieć także charakter dylatacyjny.

Sieci sortowane (*sorted nets*)

Sieci sortowane są formami o kształcie pośrednim między pierścieniami a poligonami sortowanymi (Washburn, 1973, 1979). Z powodu stosunkowo dużej subiektywności w klasyfikowaniu form, niektóre grunty strukturalne kształtem odpowiadające sieciom (*sorted nets*) bywają przez badaczy opisywane jako pierścienie lub poligony. W wielu przypadkach współwystępowanie obok siebie komórek o różnych kształtach wręcz uniemożliwia jednoznaczną klasyfikację.

Wydaje się, że formy nieregularnych sieci mogą powstać, gdy dochodzi do pęcznienia mrozowego w gruncie, w którym uprzednio nie zaszło wyraźne

rozsortowanie w pionie. W takiej sytuacji pęczniejący osad drobnoziarnisty nie przebija się punktowo przez warstwę zalegającego nad nim osadu gruboziarnistego i na powierzchni gruntu nie uwidaczniają się koliste formy (pierścienie sortowane). Pęcznienie osadu uprzednio nierozsortowanego w pionie opisał jako jeden z pierwszych B. Högbom (1914). Stwierdził on, że różnoziarnista (heterogeniczna) powierzchnia gruntu podlega zróżnicowanemu pęcznieniu mrozowemu i osiadananiu roztopowemu.



Ryc. 6. Etapy powstawania sieci sortowanych małej skali według eksperymentu Ballantyne'a (1996), uproszczone

Development stages of small-scale sorted nets according to the experiment of Ballantyne (1996), simplified

Podobny mechanizm, tylko w małej skali, zaobserwował C.K. Ballantyne (1996). Udowodnił on w swoim eksperymencie przeprowadzonym w Szkocji na sztucznym poletku doświadczalnym, że już przy ósmym zamrożeniu i rozmrożeniu powierzchniowej warstwy diamiktonu (zamróż sięgał tylko do 17 cm w głąb) dochodzi do wstępnego rozsortowania grubszych okruchów skalnych na powierzchni gruntu (ryc. 6). Procesem odpowiedzialnym za pierwotne

rozsortowanie był wzrost lodu włóknistego. Dopiero z czasem miejsca oczyszczone z grubszych okruchów stawały się ośrodkami pęcznienia mrozowego spowodowanego powstawaniem lodu soczewkowego, gruntowego. Proces rozsortowania nasilał się i prowadził do powstania sortowanych sieci małej skali.

Obserwacje laboratoryjne oraz terenowe przeprowadzone przez J. Branson (1998) wykazały, że zalegający na powierzchni gruntu osad gruboziarnisty łatwiej ulega podniesieniu przez lód włóknisty w porównaniu z osadem drobnoziarnistym, który zostaje wypchnięty poza powstający kryształ lodu. J. Branson (1998), nawiązując do eksperymentu przeprowadzonego przez A.E. Corte (1966), tłumaczy ten fenomen następująco. Większa powierzchnia grubszych ziaren powoduje, że woda musi przebyć dłuższą drogę po ich powierzchni, aby zasilić zamarzającą wodę błonkową. Cienka warstewka wody błonkowej na grubszych ziarnach nie jest zatem szybko zasilana i dlatego łatwiej przymarza do kryształów lodu włóknistego.

Zupełnie inną genezę sieci sortowanych (tym razem dużej skali) prześledził A.E. Corte (1960), przeprowadzając eksperyment na Grenlandii. Powierzchnię lodowca (w jego strefie czołowej) pokryto mieszaniną piasku i żwiru o różnej miąższości. Wskutek zróżnicowanego wytapiania się lodu (deglacja arealna) dochodziło do stopniowego grawitacyjnego przemieszczania się głazów do osi lokalnych zagłębień. W ten sposób powstały sortowane sieci i pasy. Proces sortowania może zatem zachodzić całkowicie bez udziału mrozowego pęcznienia. Formy te bardzo przypominały klasyczne struktury sortowania mrozowego, jakie A.E. Corte (1960) obserwował na morenach jednego z grenlandzkich lodowców.

Pasy sortowane (*sorted stripes*)

Pasy są najczęściej interpretowane jako formy wtórne, powstałe wskutek rozciągnięcia na stoku pierścieni, poligonów lub sieci. Często obserwuje się formy girland czy stopni, mające charakter krótkich jeziorów soliflukcyjnych.

Według A. Pissarta (1974) pasy sortowane strefy peryglacjalnej powstają wskutek wymarzania okruchów skalnych w pasach ziemistych i przemieszczania ich po nabrzmiałej powierzchni na boki, do pasów kamienistych. Eksperymenty polowe N. Matsuoki i innych (2003) jednoznacznie wskazują na decydującą rolę lodu włóknistego (powstającego wskutek dobowych cykli zamarzania) w tworzeniu sortowanych pasów małej skali.

A. FitzPatrick (1960) widzi duży udział wody w konserwowaniu pasów kamienistych, które wykorzystywane są jako naturalne dreny. Z kolei A.L. Washburn (1956) uważa, że akumulacja żwiru i kamieni może zachodzić w uprzednio powstałych żłobkach erozyjnych. Pierwotne zagłębienia mogą powstać w inny sposób. M.W. Gradwell (1957) wysuwa oryginalną hipotezę o gromadzeniu się żwiru w szczelinach z wysychania, które są wykształcone wzdłuż linii spadku.

Pochodzenie pasów jest prawdopodobnie poligenetyczne. Oprócz udziału erozji liniowej nie można wykluczyć wpływu falistej rzeźby terenu. Bierze się pod uwagę także możliwość oddziaływania promieni słonecznych, które mogą przyczyniać się do ukierunkowania pasów powstających przy udziale lodu włóknistego (Hall, 1994; Mackay i Mathews, 1974).

Oprócz pęcznienia mrozowego oraz erozji liniowej przyjmuje się także możliwość splywu spiralnego, powstałego wskutek rozciągnięcia komórek konwekcyjnych. S. Dżułyński (1966) zakłada możliwość ruchów gruntu *en masse*, podczas gdy R.J. Ray i inni (1983) oraz K.J. Gleason i inni (1986) ograniczają splyw spiralny do wody porowej. Dowodem na funkcjonowanie rozciągniętych komórek konwekcyjnych ma być falisty strop zmarzliny. K. Hall (1994) wykazał, że pod drobnoziarnistymi pasami na Szetlandach Południowych miąższość warstwy czynnej jest większa; jest to według niego argument za przyjęciem hipotezy konwekcyjnej – splywu spiralnego.

Numeryczny model pulsacyjno-ekspansywny

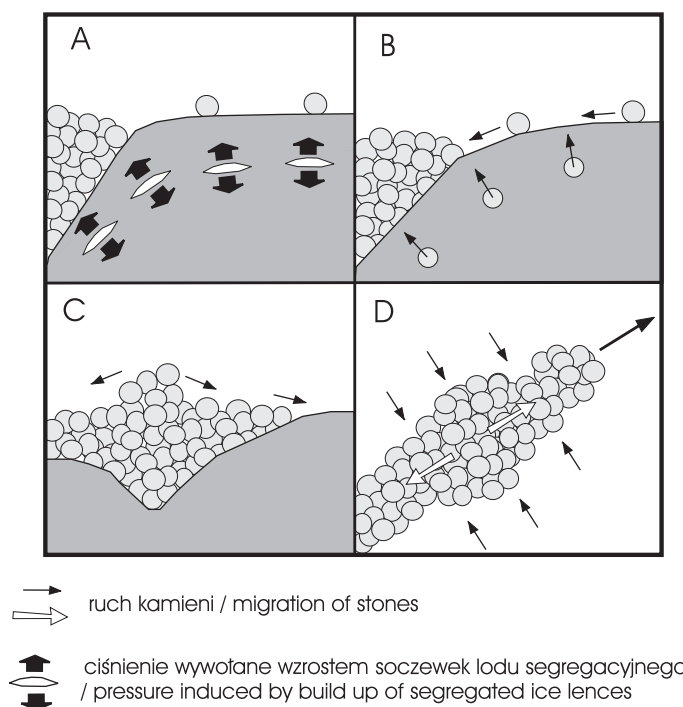
M.A. Kessler i B.T. Werner (2003) opublikowali w czasopiśmie *Science* wyniki modelowania komputerowego, które wyjaśnia genetyczne pokrewieństwo pomiędzy sortowanymi pierścieniami, labiryntami (nieregularnymi i rozerwanymi pierścieniami), wyspami gruzowymi, poligonami i pasami. Wskutek cyklicznego zamarzania i topnienia w gruncie funkcjonują dwa wzajemnie sprzężone procesy: 1) boczne sortowanie (ryc. 7 A, B); 2) boczne ściskanie, zawężanie i wydłużanie kamienistych granic (ryc. 7 A, C, D).

Powstające soczewki lodu gruntowego powodują pęcznienie i wywierają nacisk na grunt w kierunku prostopadłym do frontu zamarzania (ryc. 7A). Kamienie ulegają przemieszczeniu (wymarzeniu) prostopadle do frontu zamarzania przy równoczesnej ucieczce drobnego materiału w stronę przeciwną (Corte, 1960; Anderson, 1988). Po nabrzmiałej powierzchni ziemistej komórki kamienie grawitacyjnie przemieszczają się na boki. W ten sposób dochodzi do rozsortowania w pionie i poziomie (ryc. 7B). W efekcie skupiska kamieni są ścisane i wypiętrzają się. To z kolei powoduje przemieszczanie się kamieni prostopadle do kierunku bocznego nacisku. Proces ten doprowadza do zawężenia i rozciągnięcia kamiennego otoczenia pęczniejącej komórki (ryc. 7 C, D).

Jeżeli dominuje boczne sortowanie (proces 1), to powstają pierścienie, natomiast w przypadku dominacji bocznego ściskania (proces 2) – powstają poligony. Powstaniu pierścieni sprzyja obfitość frakcji kamienistej, natomiast w przypadku zmniejszania koncentracji kamieni pierścienie zmieniają się na sortowane labirynty, a następnie wyspy (ryc. 8A). Zwiększenie nachylenia powoduje przekształcenie się dowolnych form w pasy (ryc. 8B). Jeżeli proces 2 znacznie dominować nad procesem 1, dojdzie do powstania poligonów (ryc. 8C).

Model M.A. Kesslera i B.T. Wenera (2003) abstrahuje od jakichkolwiek ruchów konwekcyjnych. Należy podkreślić, że obecność wieloletniej zmarzliny

nie była konieczna do pełnego rozwinięcia się regularnych struktur zarówno pierścieni, jak i poligonów.



Ryc. 7. Procesy sortowania w gruntach strukturalnych według Kesslera i Wernera (2003), zmodyfikowane. Objasnienia w tekście

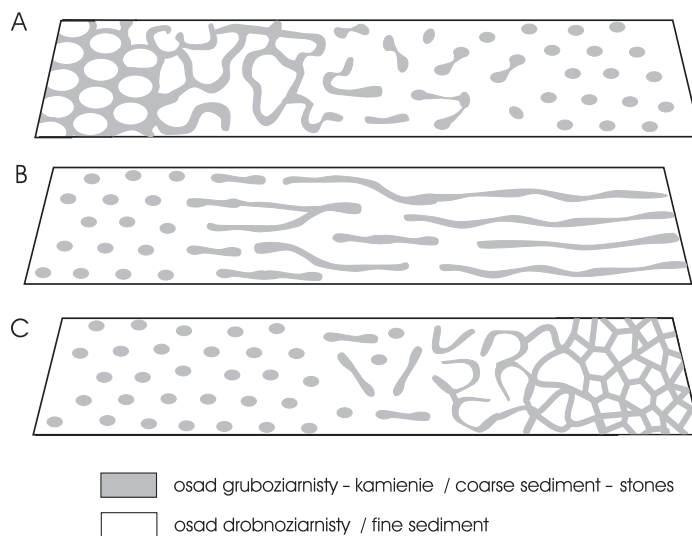
Sorting processes in patterned-grounds according to Kessler and Werner (2003), modified

Podsumowanie

Sortowane grunty strukturalne ze względu na ich kształt można podzielić na poligony, pierścienie, sieci, stopnie lub pasy (Washburn, 1956, 1970, 1973, 1979). Istnieją jednak formy, których nie można jednoznacznie zaklasyfikować do powyższych kategorii – np. labirynty (Kessler i Werner, 2003). Zauważa się, że dana morfometryczna klasa form może mieć różnorodną genezę – podobnie wyglądające struktury mogą w różny sposób powstawać. Ponadto, proces inicjujący powstanie danej formy może z czasem uruchamiać inne procesy, powodujące jej konserwację lub przeciwnie – przekształcenie.

Literatura przedmiotu zawiera niezmiernie dużą liczbę aktualnych koncepcji rozwoju gruntów strukturalnych, które generalnie można podzielić na 8 grup hipotez lub potwierdzonych mechanizmów zakładających:

- 1) ruch konwekcyjny i/lub cyrkulacyjny całej masy gruntowej (Dżułyński, 1963; Wójcik, 1981; Hallet i Prestrud, 1986) – rycina 1;
- 2) cyrkulację samej drobnej frakcji (Nicholson, 1976) – rycina 2;
- 3) funkcjonowanie pełnych komórek konwekcji samej wody porowej (Ray i inni, 1983; Gleason i inni, 1986) – rycina 4;
- 4) pulsację i ekspansję ośrodków pęcznienia mrozowego (Jahn, 1970; Harris i Matthews, 1984; Ballantyne, 1996; Van Vliet-Lanoe, 1991; Kessler i Werner, 2003) – ryciny 3, 6, 7, 8;
- 5) powstanie szczelin, a następnie pulsację i ekspansję komórek poligonów (Pissart, 1973; Klimaszewski, 1978) – rycina 5;
- 6) powstanie szczelin i wypełnienie ich materiałem allochtonicznym (Jahn i Siedlecki, 1982; Krüger, 1994);
- 7) wyłącznie grawitacyjne przemieszczanie kamieni wskutek wytapiania się lodu lodowcowego przykrytego moreną (Corte, 1960);
- 8) w przypadku form stokowych, oprócz wyżej wymienionych procesów – soliflukcję, erozję liniową oraz sływ spiralny (FitzPatrick, 1960; Brockie, 1965; Dżułyński, 1966; Pissart, 1974; Ray i inni, 1983; Hall, 1994; Matsuoka i inni, 2003).



Ryc. 8. Powiązanie genetyczne form sortowanych pierścieni, labiryntów, wysp, poligonów i pasów (Kessler i Werner, 2003, uproszczone)

A – koncentracja kamieni zmniejsza się z lewej do prawej (od 1400 do 100 kamieni na 1 m²);
 B – nachylenie stoku zwiększa się od lewej do prawej (od 0° do 30°);
 C – boczny nacisk wzrasta od lewej do prawej

Genetic relationship between sorted circles, labyrinths, island, polygons and stripes (Kessler and Werner, 2003, simplified)

A – stone concentration decreases from left to right (from 1400 to 100 stones per m²);
 B – slope gradient increases from left to right (from 0° to 30°);
 C – lateral squeezing and confinement increases from left to right

Ostatnie lata przyniosły ogromny rozwój modelowania matematycznego. Daje to nadzieję na pełniejsze wyjaśnienie genezy i dynamiki rozwoju sortowanych gruntów strukturalnych. W celu weryfikacji i udoskonalenia wypracowywanych modeli należy nadal prowadzić empiryczne badania terenowe oraz monitoring głównych procesów przy użyciu nowoczesnych instrumentów badawczych.

Piśmiennictwo

- Anderson S.P., 1988, *Upfreezing in sorted circles, Western Spitzbergen*, [w:] K. Senneset (red.), *Proceedings of 5th International Conference on Permafrost, August*, Tapir Publishers, Trondheim, s. 666–671.
- Ballantyne C.K., 1996, *Formation of miniature sorted patterns by shallow ground freezing: a field experiment*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, s. 409–424.
- Branson J., 1998, *Preferential incorporation of coarse sediment during needle-ice growth: a preliminary analysis*, [w:] A.G. Lewkowicz, M. Allard (red.), *Proceedings of 7th International Permafrost Conference, 23–27 June*, Université Laval, Centre d'études nordiques, Collection Nordicana, 57, Yellowknife, s. 75–82.
- Butrym J., Cegła, J. Dżułyński S., Nakonieczny S., 1964, *New Interpretation of "Periglacial Structures"*, *Folia Quaternaria*, 17, Kraków.
- Cailleux A., Taylor G., 1954, *Cryopédologie, études des sols gelés: Expéditions Polaires Françaises, Missions Paul-Emile Victor IV*, Hermann & Cie, Paris.
- Corte A.E., 1960, *Experimental formation of sorted patterns in gravel overlying a melting ice surface*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 8, s. 65–72.
- , 1966, *Particle sorting by repeated freezing and thawing*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 15, s. 174–240.
- Czeppe Z., 1961, *Roczny przebieg mrozowych ruchów gruntu w Hornsundzie (Spitsbergen) 1957–1958*, *Prace Instytutu Geograficznego UJ*, 25, s. 1–47.
- Dąbski M., Gryglewicz E., 1998, *Selected forms of frost sorting in the marginal zone of Fláajökull (Iceland)*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 37, s. 19–34.
- Dżułyński S., 1963, *Polygonal structures in Experiments and their Bearing upon some Periglacial Phenomena*, *Bulletin de L'Académie Polonaise des Sciences, Série des sciences géologiques et géographiques*, 11, 3, s. 145–150.
- , 1966, *O strukturach sedymentacyjnych związanych z niestatecznym uwarstwieniem gęstościowym*, *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36, 1, s. 1–21.
- FitzPatrick A., 1960, *Uwagi o mikrorzeźbie Zachodniego Spitzbergenu*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 7, s. 49–54.
- Gleason K.J., Krantz W.B., Caine N., Geogre J.H., Gunn R.D., 1986, *Geometrical aspect of sorted patterned ground in recurrently frozen soil*, *Science*, 232, s. 216–232.
- Gradwell M.W., 1957, *Patterned ground at a high-country station*, *New Zealand Journal of Science and Technology*, 38, s. 793–806.
- Hall K., 1994, *Some observations regarding sorted stripes, Livingstone Island, South Shetlands*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 5, s. 119–126.
- Hallet B., Prestrud S., 1986, *Dynamics of periglacial sorted circles in Western Spitzbergen*, *Quaternary Research*, 26, s. 81–99.
- Harris C., Matthews J.A., 1984, *Some observations on boulder-cored frost boils*, *The Geographical Journal*, 150, 1, s. 63–73.
- Högbom B., 1914, *Über die geologische Bedeutung des Frostes*, *Bulletin of the geological institutions of the University of Uppsala*, 12, Uppsala.

- Jahn A., 1970, *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*, PWN, Warszawa.
- Jahn A., Siedlecki S., 1982, *Periglacial phenomena on the Varanger Peninsula (Norway)*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 29, s. 25–52.
- Kaplar C., 1965, *Stone migration by freezing of soil*, *Science*, 149, s. 1520–1521.
- Kessler M.A., Werner B.T., 2003, *Self-organization of sorted patterned ground*, *Science*, 299, s. 380–383.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Krüger J., 1994, *Glacial processes, sediments, landforms, and stratigraphy in the terminus region of Myrdalsjökull, Iceland*, *Folia Geographica Danica*, 21, Esbjerg.
- Mackay J.R., Mathews W.H., 1974, *Needle ice striped ground*, *Arctic and Alpine Research*, 6, 1, s. 79–84.
- Matsuoka N., Abe M., Ijiri M., 2003, *Differential frost heave and sorted patterned ground: field measurements and laboratory experiment*, *Geomorphology*, 52, s. 73–85.
- Nicholson F.H., 1976, *Patterned Ground Formation and Description as Suggested by Low Arctic and Subarctic Examples*, *Arctic and Alpine Research*, 8, 4, s. 329–342.
- Pissart A., 1973, *L'origine des sols polygonaux et striés du Chambeyron (Basses-Alpes). Résultats d'expériences de terrain*, *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 9, s. 33–53.
- , 1974, *Détermination expérimentale des processus responsables des petits sols polygonaux triés de haute montagne*, *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch Physikalische Klasse*, 29, s. 241–248.
- Ray R.J., Krantz W.B., Caine T.N., Gunn R.D., 1983, *A model for sorted patterned-ground regularity*, *Journal of Glaciology*, 29, 102, s. 317–337.
- Van Vliet-Lanoë B., 1991, *Differential Frost Heave, Load Casting and Convection: Converging Mechanisms; a Discussion of the Origin of Cryoturbations*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 2, s. 123–139.
- Warburton J., 1990, *Secondary Sorting of Patterned Ground*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, s. 313–318.
- Washburn A.L., 1956, *Classification of patterned ground and review of suggested origins*, *Bulletin, Geological Society of America*, 67, s. 823–865.
- , 1970, *An approach to a genetic classification of patterned ground*, *Acta Geographica Lodziensia*, 24, s. 437–446.
- , 1973, *Periglacial Processes and Environments*, Edward Arnold, London.
- , 1979, *Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments*, Edward Arnold, London.
- Wójcik C., 1981, *Deformations of unstatically layered gravel-clay system on a chosen example from the Kaffiöyra Lowland (Oscar II Land, Spitsbergen)*, *Polish Polar Research*, 2, 1–2, s. 63–72.

[Wpłynęło: styczeń; poprawiono: listopad 2005 r.]

MACIEJ DĄBSKI

FORMATION OF SORTED PATTERNED-GROUNDS –
– A LITERATURE REVIEW

While the formation of sorted patterned-grounds in the periglacial zone has been a focus of scientific research for a long time, there remain some uncertainties and

disagreements concerning the genesis of the patterns. The aim of the present article has thus been to compare and discuss current opinions found in the literature. The work of Klimaszewski (1978) is used as a basis for the discussion and initial classification of hypotheses.

All the theories concerning the formation of sorted circles, polygons and nets (Washburn, 1956, 1970, 1973, 1979) can be grouped into 8 groups which assume:

- 1) convection and/or circulation of the ground en masse (Dżułyński, 1963; Wójcik, 1981; Hallet and Prestrud, 1986) - Fig. 1;
- 2) circulation of fine particles of ground only (Nicholson, 1976) - Fig. 2;
- 3) convection of pore water (Ray et al. 1983; Gleason et al. 1986) - Fig. 4;
- 4) heave-settlement pulsation and lateral expansion on fine domains (Jahn, 1970; Harris and Matthews, 1984; Ballantyne, 1996; Van Vilet-Lanoë, 1991; Kessler and Werner, 2003) - Figs. 3, 6, 7 and 8;
- 5) cracking of the ground followed by heave-settlement pulsation and lateral expansion of the centres of polygons (Pissart, 1973; Klimaszewski, 1978) - Fig. 5;
- 6) cracking, and filling of the fissures with allochthonous coarse material (Jahn and Siedlecki, 1982; Krüger, 1994);
- 7) gravitational displacement of coarse material due to melting of underlying glacier dead-ice. (Corte, 1960); 8) solifluction, linear erosion and/or helical flow (Fitzpatrick, 1960, Dżułyński, 1966; Pissart, 1974; Ray et al., 1983; Hall, 1994; Matsuoka et al., 2003).

The work of Kessler and Werner (2003) based on numerical modelling attested to the close genetic relationship between a variety of sorted patterns: circles, labyrinths, nets, polygons and stripes (Figs. 7 and 8). The model assumes an interplay between two feedback mechanisms: lateral sorting (Fig. 7 A, B) and lateral squeezing and confinement of coarse domains (Fig. 7 A, C, D). The development of a variety of sorted forms depends on the two processes, as well as on a concentration of stones and a slope gradient (Fig. 8). It is worth mentioning that no permafrost nor any cracking of the ground is required.

Recent numerical modelling provides for a better understanding of sorted patterned-ground formation. However, if these models are to be verified and tested, empirical field research will have to be carried out.

Rozwój rzeźby antropogenicznej powstałej pod wpływem górnictwa węglowego w Wałbrzychu i okolicy w latach 1975–1996, w świetle gospodarki odpadami górniczymi

*The development of the anthropogenic relief from the coal mining
industry in the Wałbrzych Basin on the ground of the management
of waste materials from coal mining in 1975–1996*

JAN WÓJCIK

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski,
50-137 Wrocław, pl. Uniwersytecki 1; e-mail: jw57@o2.pl

Zarys treści. W artykule przedstawiono wpływ górnictwa węgla kamiennego na zmiany ukształtowania powierzchni ziemi w rejonie Wałbrzycha w latach 1975–1996. Wielkość oraz tempo przekształcania rzeźby terenu analizowano w nawiązaniu do gospodarki odpadami w wałbrzyskich kopalniach. Stwierdzono, że modelowanie powierzchni ziemi przez górnictwo było zjawiskiem dynamicznym o zróżnicowanym natężeniu. Największą dynamikę antropogenicznych przekształceń rzeźby terenu zanotowano w latach 1975–1989, zaś po roku 1990 tempo tych zmian, wskutek likwidacji kopalń węgla, wyraźnie zmalało. Decydujący wpływ na wielkość i dynamikę modelowania rzeźby terenu miała gospodarka odpadami, preferująca składowanie dużych ilości odpadów skalnych na powierzchni ziemi i słabe ich wykorzystanie.

Słowa kluczowe: górnictwo węgla kamiennego, rejon Wałbrzycha, antropogeniczne formy rzeźby, gospodarka odpadami, przekształcanie powierzchni ziemi.

Wprowadzenie

Intensywny rozwój kopalnictwa węgla w okolicy Wałbrzycha od połowy XIX w. do 1996 r. spowodował znaczne przemiany środowiska przyrodniczego, zwłaszcza rzeźby terenu. W Kotlinie Wałbrzyskiej oraz w Obniżeniu Leska usypano różnej wielkości zwały (hałdy) kopalniane, a w obrębie niektórych z nich utworzono stawy osadowe. Te formy terenu są dziś typowymi elementami krajobrazu Wałbrzycha i okolicy. Ponadto, nad podziemnymi wyrobiskami górniczymi powierzchnia ziemi uległa obniżeniu, wskutek czego powstały niecki z osiadania gruntu (Jońca, 1985; Jońca i Kacperkiewicz, 1986; Wójcik, 1988, 1993a, 1996, 1997).

Podczas eksploatacji, wzbogacania i wykorzystywania węgla kamiennego powstają duże ilości odpadów, głównie skał płonnych oraz żużli i popiołów. W rejonie Wałbrzycha odpady te gromadzi się przede wszystkim w podziemnych wyrobiskach górniczych i na powierzchni ziemi w formie zwałów. Gospodarka odpadami górniczymi wywarła istotny wpływ na tempo i wielkość przemian powierzchni terenu. W niniejszym tekście opisano, jak przebiegało modelowanie rzeźby terenu Wałbrzycha i okolicy przez górnictwo węglowe w latach 1975–1996, w świetle gospodarki odpadami przemysłowymi.

Teren badań o powierzchni 93,7 km² obejmuje południową część Gór Wałbrzyskich oraz obniżenia śródgórskie Sudetów Środkowych: Kotlinę Wałbrzyską i Obniżenie Leska w okolicach Boguszowa Gorc (ryc. 1). Są to tereny górnicze dawnych wałbrzyskich kopalń węgla kamiennego: Wałbrzych, Victoria, i Thorez, położone w obrębie węglowej niecki wałbrzyskiej.

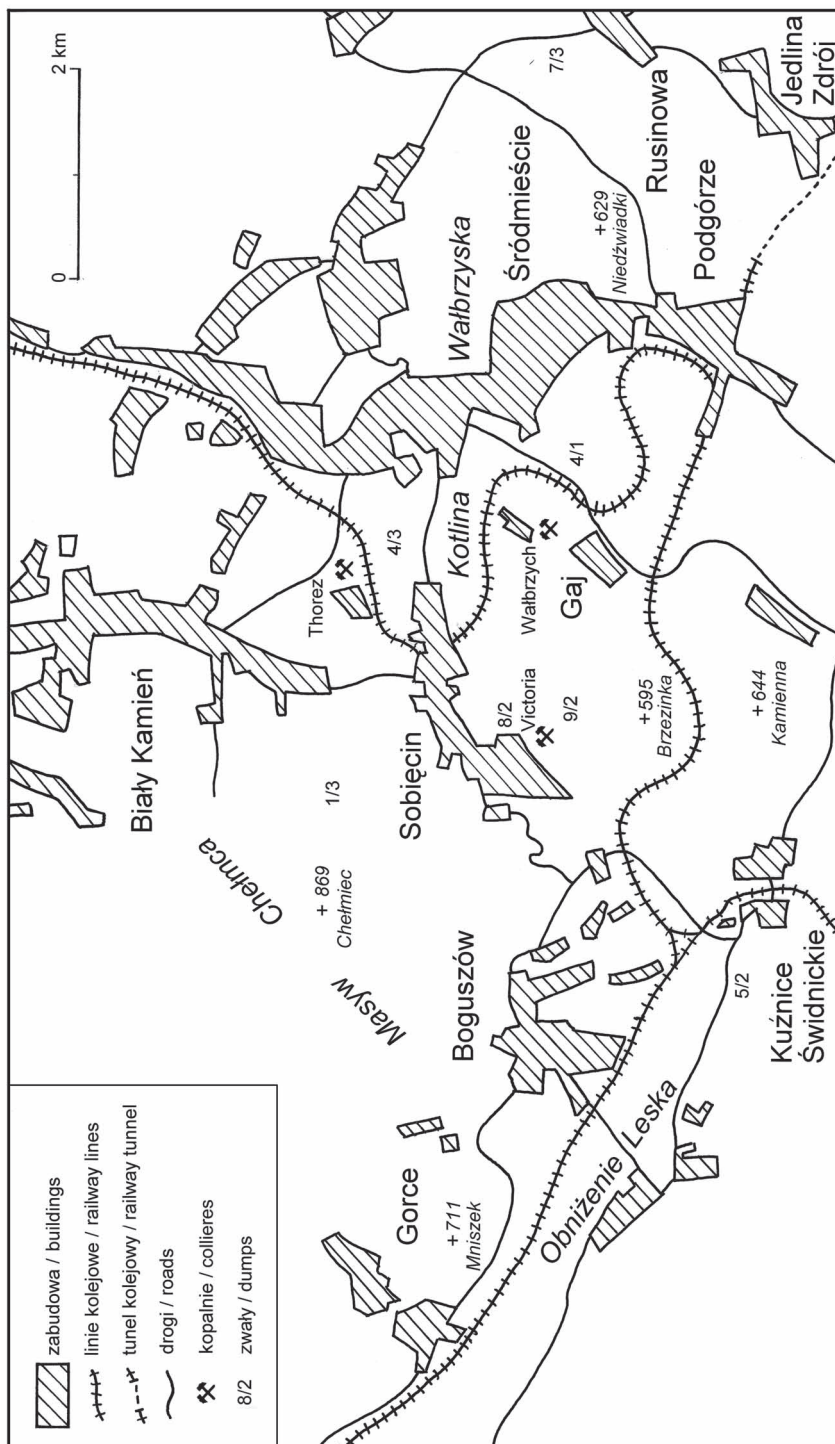
Skały budujące omawiany obszar to głównie zlepieńce, piaskowce, mułowce i iłowce wieku górnokarbońskiego z pokładami węgla kamiennego, a także licznie występujące wulkanity (ryolity i melafiry) oraz tufy.

Współczesna rzeźba terenu Wałbrzycha i okolicy nawiązuje do głównych elementów tektonicznych niecki wałbrzyskiej. W obrębie synklinalnych obniżen Gorców i Sobięcina zbudowanych z mało odpornych na wietrzenie i denudację piaskowców, mułowców i iłowców wytworzyły się kotliny: Wałbrzyska i Kuźnicka. Są one rozdzielone Kopułą Chelmcza (869 m n.p.m.), uznawaną powszechnie za górnokarboński lakolit (Oberc, 1972; Nemeč, 1979). Różnice wysokości między dnem obniżen śródgórskich a otaczającymi je górami wynoszą od 300 do 450 m.

W artykule wykorzystano niepublikowane dane statystyczne, dotyczące gospodarki odpadami przemysłowymi, zawarte w resortowych statystykach technicznych kopalń oraz informacje na temat parametrów geometrycznych (powierzchni, kubatury, wysokości) form antropogenicznych, znajdujące się w archiwach i działach ochrony środowiska przy wałbrzyskich kopalniach węgla kamiennego i w Dolnośląskim Gwarectwie Węglowym w Wałbrzychu. W tym miejscu należy podkreślić, że podczas likwidacji kopalń w latach 1990–1998 znaczna część dokumentacji kopalnianej uległa kasacji i zniszczeniu. Ważnym źródłem danych o gospodarce odpadami górniczymi w rejonie Wałbrzycha były też ewidencje odpadów, udostępnione przez Państwową Inspekcję Ochrony Środowiska w Wałbrzychu. Wykorzystano ponadto informacje zamieszczone w rocznikach *Ochrona Środowiska* z lat 1981–1998, a także dane z opracowania *Zagrożenia środowiska Dolnego Śląska* (Mazurski, 1994).

Najstarsze kompletne informacje statystyczne na temat gospodarki odpadami i wielkości form antropogenicznych w rejonie Wałbrzycha pochodzą z roku 1975. W 1996 r. zakończono natomiast przemysłową eksploatację węgla i nadbudowywanie zwałów kopalnianych. Dlatego badania, których wyniki zawiera niniejsze opracowanie, obejmują lata 1975–1996.

Tekst zawiera też część wyników badań i obserwacji terenowych prowadzonych przez autora w latach 1985–1998.



Ryc. 1. Teren badań
Investigated area

Stan przekształcenia powierzchni ziemi przez górnictwo węglowe w 1975 r.

Wydobycie węgla kamiennego w Wałbrzychu i okolicy rozpoczęto już w średnio-wieczu (Jaros, 1975; Piątek i Piątek, 1978; Wałbrzych, 1993). Początkowo węgiel kopano metodą odkrywkową na wychodniach pokładów w dzielnicach Wałbrzycha: Sobiecinie, Białym Kamieniu i Starym Zdroju (Wójcik, 1993). W XVI w. zaczęto drążyć pierwsze sztolnie, co przyczyniło się do rozwoju górnictwa głębinowego (Dydejczyk i Suława, 1978). Na początku XVIII w. w okolicy szybów wydobywczych zaczęły powstawać pierwsze hałdy oraz liczne zapadliska terenu nad niezbyt głębokimi sztolniami (Piątek i Piątek, 1978; Wójcik, 1993). Formy te nie zachowały się do dziś – zostały zniwelowane, lub w ich obrębie pod koniec XIX w. powstały inne hałdy.

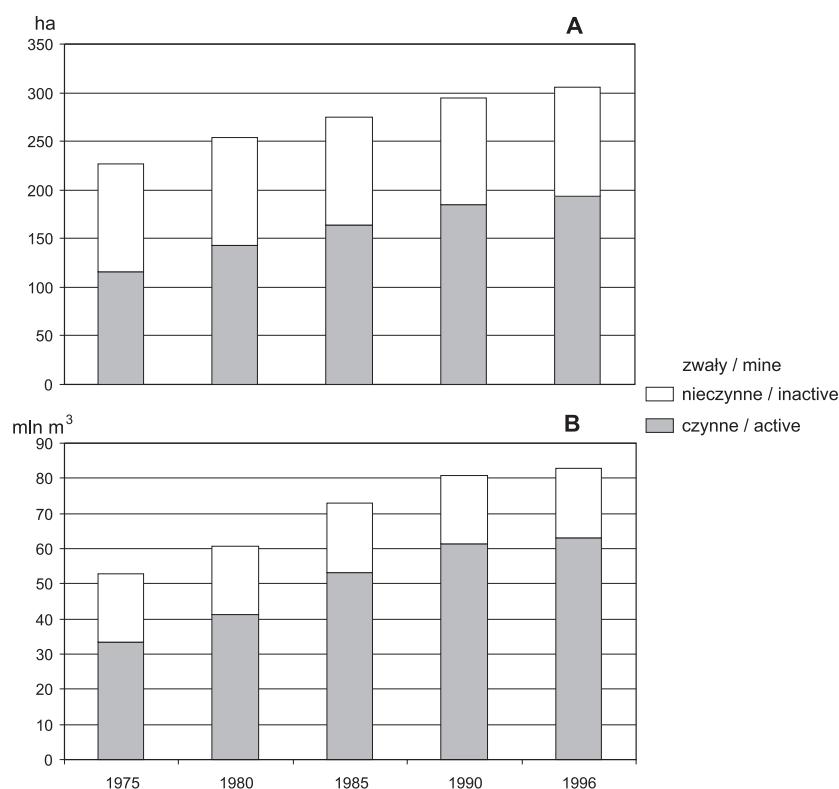
Przełomowym okresem w rozwoju górnictwa węglowego w Wałbrzychu były lata 1843–1853, kiedy to uruchomiono linię kolejową z Wrocławia do Wałbrzycha (Wójcik, 1993a). Wzrost wydobycia węgla kamiennego w połowie XIX w. przyczynił się do utworzenia w Zagłębiu Wałbrzyskim pierwszych zwałów, widocznych do dziś. Najstarszą hałdę w Wałbrzychu zaczęto sypać w 1865 r. (Wójcik, 1988; *Ewidencja zwałów...*, 1996). Od tego roku do 1969 można wydzielić pięć okresów powstawania zwałów kopalnianych w tym rejonie: 1865–1880, 1913, 1920–1930, 1940–1943 i 1948–1969 (Wójcik, 1993).

Trwająca nieprzerwanie od 1850 r. intensywna eksploatacja węgla kamiennego w Wałbrzychu i okolicy doprowadziła do znacznych zmian rzeźby terenu. Do 1975 r. usypano 39 zwałów skały płonnej, z czego 32 w Kotlinie Wałbrzyjskiej, a 7 w Obniżeniu Leska. W 1975 r. hałdy kopalniane zajmowały łącznie powierzchnię 226,8 ha, z czego 115,8 ha przypadało na zwały wówczas czynne. Ustalono także, że kubatura zgromadzonych tam skał płonnych wynosiła 52,9 mln m³, w tym aż 33,3 mln m³ odpadów przemysłowych znajdowało się na hałdach czynnych (ryc. 2).

Wraz z rozwojem kopalnictwa węgla kamiennego powstawały również stawy osadowe (osadniki), służące do mechanicznego oczyszczania ścieków kopalnianych. W 1975 r. na badanym obszarze działało 7 osadników, utworzonych w obrębie hałd, w ich wierzchowinowych częściach. Były to więc stawy osadowe nadpiziomowe i nazwałowe. W 1975 r. zajmowały one znacznie mniejszą powierzchnię i miały mniejszą kubaturę niż hałdy. Łączna powierzchnia osadników wraz z obwałowaniami wynosiła 68,0 ha (w tym obiekty czynne 53,3 ha), a kubatura zgromadzonych tam osadów to 8 182 tys. m³ (czynne 7 147 tys. m³) (tab. 1).

Górnictwo węgla kamiennego w rejonie Wałbrzycha przyczyniło się także do powstania niecek z osiadania gruntu nad wyeksploatowanymi częściami górotworu. Z nieregularnie prowadzonych dawniej obserwacji pomiarowych oraz przeważnie fragmentarycznie zachowanych zapisów tych pomiarów wynika,

że pionowe osiadanie górotworu w Wałbrzychu i w Boguszowie Gorcach w okresie 1912–1975 r. było zróżnicowane i wynosiło od 0,4 m do 6,5 m w stosunku do wysokości powierzchni terenu od momentu rozpoczęcia pomiarów osiadań (Kiełbasiewicz, 1985; *Program ochrony... KWK Victoria, KWK Thorez*, 1985; Wójcik, 1993a). Ze względu na niewielką liczbę punktów pomiarowych, zlokalizowanych głównie w obrębie zabudowy mieszkalnej i przemysłowej oraz szlaków kolejowych, a także urozmaiconą rzeźbę omawianego obszaru, precyzyjne określenie zasięgu powierzchniowego niecek i pionowej wielkości osiadania do 1975 r. jest bardzo trudne. Prawdopodobny zasięg powierzchniowy niecek i wielkość osiadania górotworu w 1980 r. przedstawił J. Wójcik (1993b).



Ryc. 2. Rozwój powierzchni (A) i kubatury (B) zwalów górnictwa węglowego w rejonie Wałbrzycha w latach 1975–1996

Źródło: opracowanie własne na podstawie kart informacyjnych zwalów oraz ewidencji hałd znajdujących się w wałbrzyskich kopalniach i w Dolnośląskim Gwarectwie Węglowym w Wałbrzychu.

The development of the area (A) and volume (B) of Wałbrzych mine dumps in the years 1975–1996

Source: author's own elaboration based on inquiry cards regarding dumps and records of spoil heaps at Wałbrzych collieries and with the Lower Silesian Coal Corporation in Wałbrzych.

Tabela 1. Rozwój powierzchni i kubatury osadników kopalnianych w rejonie Wałbrzycha w latach 1975–1996

Rok	Powierzchnia osadników (ha)		Kubatura osadników (mln m ³)	
	ogółem	w tym czynne	ogółem	w tym czynne
1975	68,0	53,3	8,182	7,147
1996	71,2	56,5	9,057	8,022
Przyrost w latach 1975–1996	3,2		0,875	

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z *Ewidencji zwalów...*, 1985 oraz *Raportu o stanie środowiska...*, 1997.

Modelowanie powierzchni ziemi przez górnictwo węglowe w latach 1975–1996

Punktem wyjścia analiz, mających na celu odtworzenie przebiegu zmian rzeźby antropogenicznej w ostatnich 22 latach działalności górnictwa węglowego w rejonie Wałbrzycha jest rok 1975.

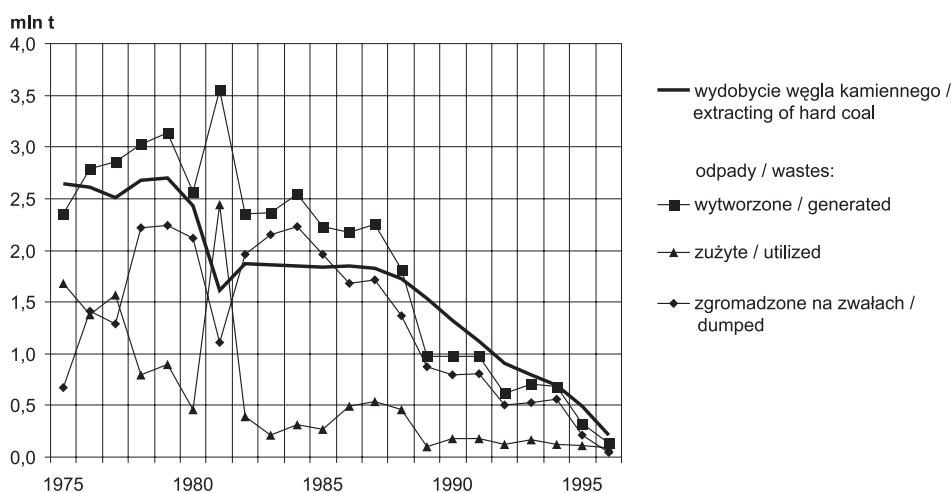
Prowadzone w latach 1990–1998 badania, m.in. w likwidowanych kopalniach węgla oraz w Dolnośląskim Gwarectwie Węglowym doprowadziły do zebrania kompletnych informacji statystycznych z lat 1975–1996 na temat gospodarki odpadami, wielkości form antropogenicznych oraz osiadania powierzchni ziemi. Dzięki temu możliwe stało się bardziej precyzyjne niż we wcześniejszych publikacjach (Wójcik, 1988, 1993a, 1996), odtworzenie ewolucji rzeźby antropogenicznej u schyłku rozwoju górnictwa w tym rejonie.

W badanym okresie wałbrzyskie kopalnie węgla kamiennego łącznie wytworzyły 41,4 mln ton odpadów przemysłowych (ryc. 3). W poszczególnych latach można jednak dostrzec zróżnicowanie ilości tych odpadów. Najwięcej skał odpadowych powstało w latach 1975–1988, co wiąże się z dużym wydobywaniem węgla w tym okresie. Ilość skał płonnych przypadająca na tonę wydobytego węgla wynosiła wówczas aż 1540 kg.¹ Gwałtowny spadek ilości wytwarzanych skał płonnych – aż o 86% – zanotowano w latach 1988–1989, a także 1995–1996, kiedy w rejonie Wałbrzycha zamknięto najwięcej szybów wydobywczych.

Gospodarka odpadami górnictwem w Zagłębiu Wałbrzyskim wiązała się ściśle z przyjętą już na początku 1950 r. strategią, dotyczącą techniki wydobywania węgla kamiennego (Dydejczyk i Suława, 1978; Wójcik, 1996). Zakładała ona ciągły wzrost eksploatacji surowca z zawałem stropu oraz zmniejszanie podszadzenia podziemnych wyrobisk górniczych, zwłaszcza poza strefą zabudowy mieszkalnej i przemysłowej (tab. 2). Tylko przy wydobywaniu węgla w obrębie

¹ Wskaźnik ten w Zagłębiu Dąbrowskim wynosi 280 kg, w Górnośląskim 350 kg, a w Rybnickim 700 kg skał płonnych (*Składowanie odpadów...*, 1987; Wójcik, 1993a).

filarów ochronnych, rozpoczętym na początku lat 1980 oraz eksploatacji pod szlakami kolejowymi, stosowano pełną podsadzkę (Wójcik, 1996).



Ryc. 3. Gospodarka odpadami przemysłowymi w wałbrzyskich kopalniach na tle wydobywania węgla kamiennego w latach 1975–1996

Źródło: opracowanie własne na podstawie ewidencji gospodarki odpadami oraz statystyki wydobywania węgla w Zagłębiu Wałbrzyskim – archiwum Dolnośląskiego Gwarectwa Węglowego w Wałbrzychu.

The management of industrial wastes at Wałbrzych collieries against the background of the extraction of hard coal in the years 1975–1996

Source: own description based on files on the management of waste materials and coal mining production statistics for the Wałbrzych Basin from the Record Office of the Lower Silesian Coal Corporation in Wałbrzych.

Jedną z charakterystycznych cech górnictwa węglowego rejonu wałbrzyskiego jest ilościowa przewaga odpadów nad wydobytym węglem (ryc. 3). W latach 1975–1996 wydobyto 37,1 mln ton węgla i „wytworzono” 41,4 mln ton odpadów. Warto zauważyć, że do roku 1988 występuje przewaga ilości odpadów nad wielkością wydobytego węgla, potem zaś notuje się sytuację odwrotną (ryc. 3). Powodów jest kilka. W latach 1975–1988 była prowadzona intensywna eksploatacja węgla oraz udostępnianie nowych, coraz głębszych złóż, włącznie z pokładami znajdującymi się w obrębie filarów ochronnych Śródmieścia Wałbrzycha oraz obiektów przemysłowych i komunikacyjnych. W tym czasie drążono także największy w całym Dolnośląskim Zagłębiu Węglowym szyb „Kopernik”, który miał być głównym szybem wydobywczym nowej kopalni, powstałej z połączenia trzech dotychczas działających. Dlatego w powyższym okresie powstało bardzo dużo odpadów. Spadek wydobywania węgla na początku lat 1990, związany ze złą sytuacją ekonomiczną regionu (zmniejszony popyt na węgiel, ograniczanie funduszy na działalność wydobywczą, likwidacja kopalń) spowodował „pozorne”

zmniejszenie ilości wytwarzanych odpadów w stosunku do ilości wydobywanego węgla. Znaczna ich część była bowiem pozostawiana w starych podziemnych wyrobiskach górniczych oraz wykorzystywana do otamowania części nieczynnych już wyrobisk. Powstałe pod ziemią i pozostawione tam skały płonne nie były ewidencjonowane jako odpady górnicze.

Tabela 2. Zmiany sposobu eksploatacji węgla kamiennego w wałbrzyskich kopalniach w latach 1950–1990

Sposób wydobywania	Udział wydobywania (%) w latach					
	1950	1965	1975	1980	1985	1990
Eksploatacja z podsadzką	66	34,3	25,1	22	20,1	19,3
Eksploatacja z zawalem stropu	34	65,7	74,9	78	79,9	80,7

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z dokumentacji technicznej wydobywania węgla w kopalniach Wałbrzych, Victoria i Thorez oraz z: Dydejczyk i Suława, 1978.

Skały płonne można wykorzystywać do podsadzania podziemnych wyrobisk, niwelacji terenu oraz do produkcji materiałów budowlanych, jednak w Wałbrzychu występowało to w bardzo niewielkiej skali. Największą ilość odpadów górniczych wykorzystano w latach 1975–1977 oraz w 1981 i 1996 r. (49–71% ogółu powstałych odpadów) (ryc. 3). W pozostałych latach wykorzystano od 8,8% (1983) do 34,8% (1995 r.). Prawie wszystkie skalne odpady górnicze były wykorzystywane do podsadzki, szczególnie podczas likwidacji kopalń (do zasypywania chodników i szybów wydobywczych). Tylko niewielką ilość odpadów skalnych (1–5% ogółu zużytych) wykorzystano do produkcji materiałów budowlanych i niwelacji terenu (*Ewidencja gospodarki...*).

Jedną z najprostszych form „zagospodarowania” skał płonnych jest ich składowanie na powierzchni ziemi. Od 1865 do 1974 r. w rejonie Wałbrzycha zgromadzono na zwałach około 53 mln m³ skał płonnych (ryc. 2). W latach 1975–1996 ilość skał odpadowych gromadzonych na powierzchni ziemi była zróżnicowana. Najwięcej skał płonnych wywieziono na zwały w okresie 1976–1988 (ryc. 3). W pozostałych latach było ich znacznie mniej, a od 1988 r. wystąpił ciągły spadek ilości skał płonnych gromadzonych na zwałach. W latach 1975–1996 łącznie wywieziono na hałdy około 29,8 mln m³ odpadów górniczych, co stanowiło 56,3% wszystkich odpadów zgromadzonych na zwałach przed 1975 r. Dane te świadczą o bardzo dużym tempie modelowania powierzchni ziemi przez górnictwo węglowe w latach 1975–1996, znacznie większym, niż w latach 1865–1974. Sygnalizowały to już wyniki wcześniejszych badań J. Wójcika (1996), dotyczących gospodarowania odpadami przemysłowymi na terenach górniczych wałbrzyskich kopalń, w aspekcie ochrony powierzchni ziemi.

Zebrane dane o powierzchni i kubaturze zwałów kopalnianych oraz ilości zgromadzonych na powierzchni ziemi skał odpadowych w latach 1975–1996

pozwoły na odtworzenie przebiegu przekształcania powierzchni ziemi rejonu wałbrzyskiego w ujęciu dynamicznym (ryc. 2).

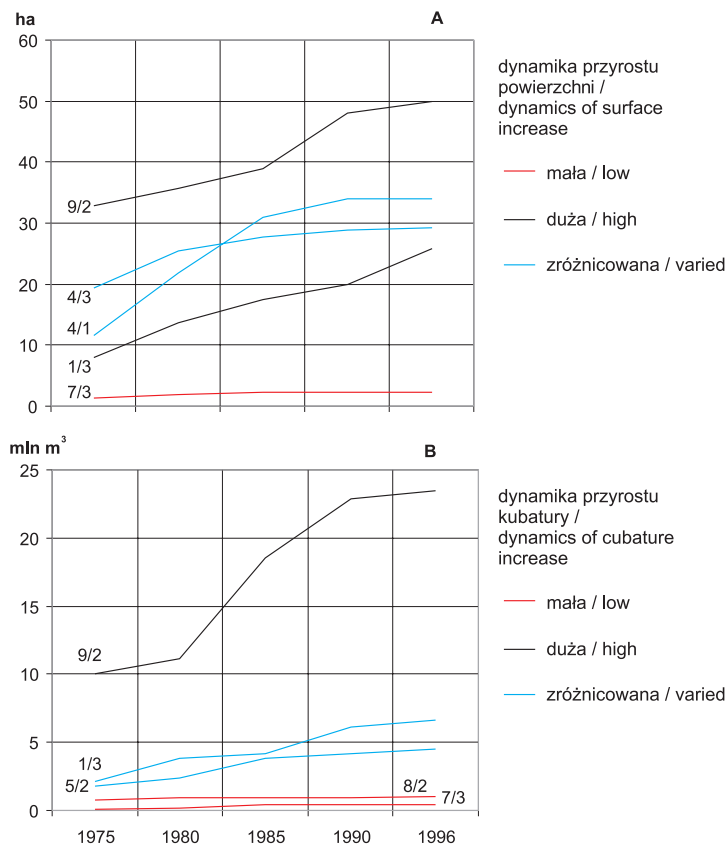
Z prezentowanych wykresów wynika, że powierzchnia czynnych zwałów zwiększyła się z 115,8 ha w 1975 do 194,1 ha w 1996 r., zaś zwałów ogółem z 226,8 do 305,1 ha. Wskutek nadbudowania hałd przekształceniu uległo 78,3 ha gruntów. Powierzchnia czynnych hałd przez ostatnie 22 lata ich usypywania powiększyła się o około 68%. Kubatura hałd czynnych zwiększyła się z 33,4 mln m³ w 1975 do 63,15 mln m³ w 1996 r., zaś hałd ogółem – odpowiednio z 52,9 do 82,7 mln m³. Objętość zwałów czynnych w latach 1975–1996 wzrosła więc o 29,8 mln m³, co w porównaniu do kubatury tych form z 1975 r. stanowi przyrost o około 84%.

Analizując dynamikę przyrostu powierzchni i kubatury hałd w badanym okresie należy podkreślić, że w obu przypadkach występowała tendencja spadkowa (ryc. 2). Najmniejszy spadek tempa przyrostu powierzchni i kubatury zwałów wystąpił w latach 1975–1990, największy zaś po 1990 r., kiedy wydobywanie węgla malało w konsekwencji zmniejszania się popytu na ten surowiec oraz likwidacji kopalń.

Porównując tempo przyrostu powierzchni i kubatury hałd w latach 1975–1996 ustalono, iż przyrost kubatury tych form (84%) był większy niż przyrost zajmowanych przez nie powierzchni (64%). Powierzchni nadających się pod zwałowanie skał płonnych na terenach górniczych wałbrzyskich kopalń stale ubywało, stąd tendencja do rozbudowywania hałd ku górze. Proces ten przebiegał najszybciej na terenie górniczym kopalni Victoria, zajmującym południowo-zachodnią i południową część Kotliny Wałbrzyskiej i Obniżenie Leska. Sypane tam hałdy zwiększyły swoją powierzchnię o 40% (1975 r. – 63,2, 1996 – 88,5 ha), a kubaturę o 92,3% (1975 – 19,4, 1996 – 37,3 mln m³). Zbliżone tempo przyrostu powierzchni i kubatury zwałów (97,3 % i 90,5%) zanotowano natomiast na terenie górniczym kopalni Thorez, zajmującym centralną i zachodnią część Kotliny Wałbrzyskiej (*Ewidencja zwałów...*, 1996).

Biorąc pod uwagę dynamikę przyrostu powierzchni i kubatury poszczególnych zwałów, w badanym okresie, wydzielono trzy typy tych form: o małej, dużej i o zróżnicowanej dynamice przyrostu powierzchni i kubatury (ryc. 4).

Charakterystycznym zjawiskiem dokumentującym szybkie modelowanie powierzchni ziemi przez górnictwo węglowe w latach 1975–1990 było sypanie zwałowisk centralnych, zajmujących duże powierzchnie i gromadzących znaczne ilości odpadów. Przykładami takich form mogą być zwały: 4/1 kopalni Wałbrzych zlokalizowany w południowej części Kotliny Wałbrzyskiej (powierzchnia: 33,0 ha, kubatura: 14 080 tys. m³, wysokość: 50 m) oraz zwał 1/3 kopalni Thorez, usypywany w zachodniej części Kotliny Wałbrzyskiej, u podnóża Chełmca (25,9 ha, 6 427 tys. m³, 70 m). Funkcję zwałowiska centralnego pełniła także stara, powstała w 1873 r., hałda 9/2 kopalni Victoria zlokalizowana w południowo-zachodniej części Kotliny Wałbrzyskiej – największa forma antropogeniczna badanego obszaru (50,0 ha, 23 077 tys. m³, 105 m).



Ryc. 4. Dynamika przyrostu powierzchni (A) i kubatury (B) wybranych hałd w rejonie Wałbrzycha w latach 1975–1996

Źródło: opracowanie własne na podstawie kart informacyjnych zwałów oraz ewidencji hałd znajdujących się w wałbrzyskich kopalniach i w Dolnośląskim Gwarectwie Węglowym w Wałbrzychu

Rate of growth of the are (A) and volume (B) of selected spoil heaps in the Wałbrzych area, 1975–1996

Source: own description based on inquiry cards of dumps and records of spoil heaps located at Wałbrzych collieries and with the Lower Silesian Coal Corporation in Wałbrzych

W 1996 r. zakończono przemysłową eksploatację węgla w kopalniach wałbrzyskich oraz zaprzestano nadbudowywania hałd. Współczesne rozmieszczenie zwałów kopalnianych w rejonie Wałbrzycha jest nierównomierne; największa ich koncentracja występuje w południowej i południowo- zachodniej częściach Kotliny Wałbrzyskiej oraz w dnie Obniżenia Leska. Pojedyncze rozproszone zwały górnictwa węglowego znajdują się ponadto we wschodniej części Kotliny Wałbrzyskiej (Wójcik, 1996). Porównawcze zestawienie wybranych informacji o zwałach górnictwa węglowego w rejonie Wałbrzycha przedstawiono w tabeli 3.

Tabela 3. Charakterystyka zwałowisk kopalnianych w rejonie Wałbrzycha w latach 1975–1996

Wyszczególnienie	1975		1996	
Liczba zwałowisk	39 (w tym 12 czynnych)		39 (nie występują czynne zwały)	
Powierzchnia (ha)	Ogółem	226,8	Ogółem	305,1
	(w tym zwały czynne)	115,8)	(w tym zwały czynne)	194,1)
	Największy zwał	32,8	Największy zwał	50,0
	Najmniejszy zwał	0,3	Najmniejszy zwał	0,3
Kubatura (mln m ³)	Ogółem	52,900	Ogółem	82,700
	(w tym zwały czynne)	33,400)	(w tym zwały czynne)	63,200)
	Największy zwał	10,000	Największy zwał	23,100
	Najmniejszy zwał	0,015	Najmniejszy zwał	0,015
Wysokość (m)	3–90		3–105	
Kształt	Pojedyncze przyzmy, zespoły przyzm, stożki, zespoły stożków, stożki ścięte, zespoły stożków ściętych, przyzmy nadbudowane stożkami			
Skład i ilość zgromadzonych odpadów (mln t)	Łupki ilaste i mułowce	17,34		27,10
	Piaskowce	11,28		17,60
	Zlepierce	0,95		1,48
	Ryolity i melafiry	0,42		0,66
	Żużle i popioły	2,15		3,37
	Muły i odpady poflotacyjne	0,46		0,71
	Ogółem	32,60		50,90

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z działów ochrony środowiska kopalń Wałbrzych, Victoria i Thorez oraz Dolnośląskiego Gwarectwa Węglowego w Wałbrzychu.

Szybko postępująca w ostatnich 22 latach działalności górnictwa rozbudowa zwałowisk przyczyniła się do znacznego zeszpecenia krajobrazu Wałbrzycha, co można zaobserwować m.in. w dzielnicach Sobięcín, Podgórze i Gaj. Ciągłe nadbudowywanie zwałowisk ograniczało ponadto możliwości prowadzenia na nich prac rekultywacyjnych. Niezrekultywowane zwały są do dziś źródłem zapylenia w strefie zabudowy mieszkalnej, np. w Wałbrzychu Sobięcínie ze zwałowisk pochodziło aż 60% wszystkich pyłowych zanieczyszczeń powietrza (Jońca i Kacperkiewicz, 1986; Wójcik, 1997). W celu ograniczenia negatywnego wpływu hałd na środowisko przyrodnicze i życie człowieka prowadzi się rekultywację tych form. W latach 1975–1996 proces ten postępował bardzo wolno, głównie z powodu braku odpowiednich funduszy. Do końca 2000 r. w rejonie Wałbrzycha było zrekultywowanych 179,39 ha hałd, co stanowi zaledwie 58,8% ogólnej ich powierzchni (*Raport o stanie...*, 2000).

Wraz z rozwojem górnictwa węgla kamiennego, w rejonie Wałbrzycha powstawały także osadniki. W latach 1975–1996 było czynnych 8 osadników, w tym aż 7 w Kotlinie Wałbrzyskiej, a jeden w Obniżeniu Leska. Gabaryty tych form w badanym okresie niewiele się zmieniły (tab. 1): powierzchnia osadników ogółem wzrosła o 3,2 ha, a łączna kubatura, wraz z obwałowaniami, powiększyła

się o 875 tys. m³. Przyrost ten był spowodowany pogłębieniem mis osadników oraz podwyższeniem obwałowań. W latach 1975–1996 wałbrzyskie osadniki były wielokrotnie opróżniane z mułu węglowego, żużlu i popiołów, najczęściej wywożonych na zwały. Szacuje się, że w badanym okresie zgromadzono na zwalach około 5,2 mln ton odpadów pochodzących z osadników.

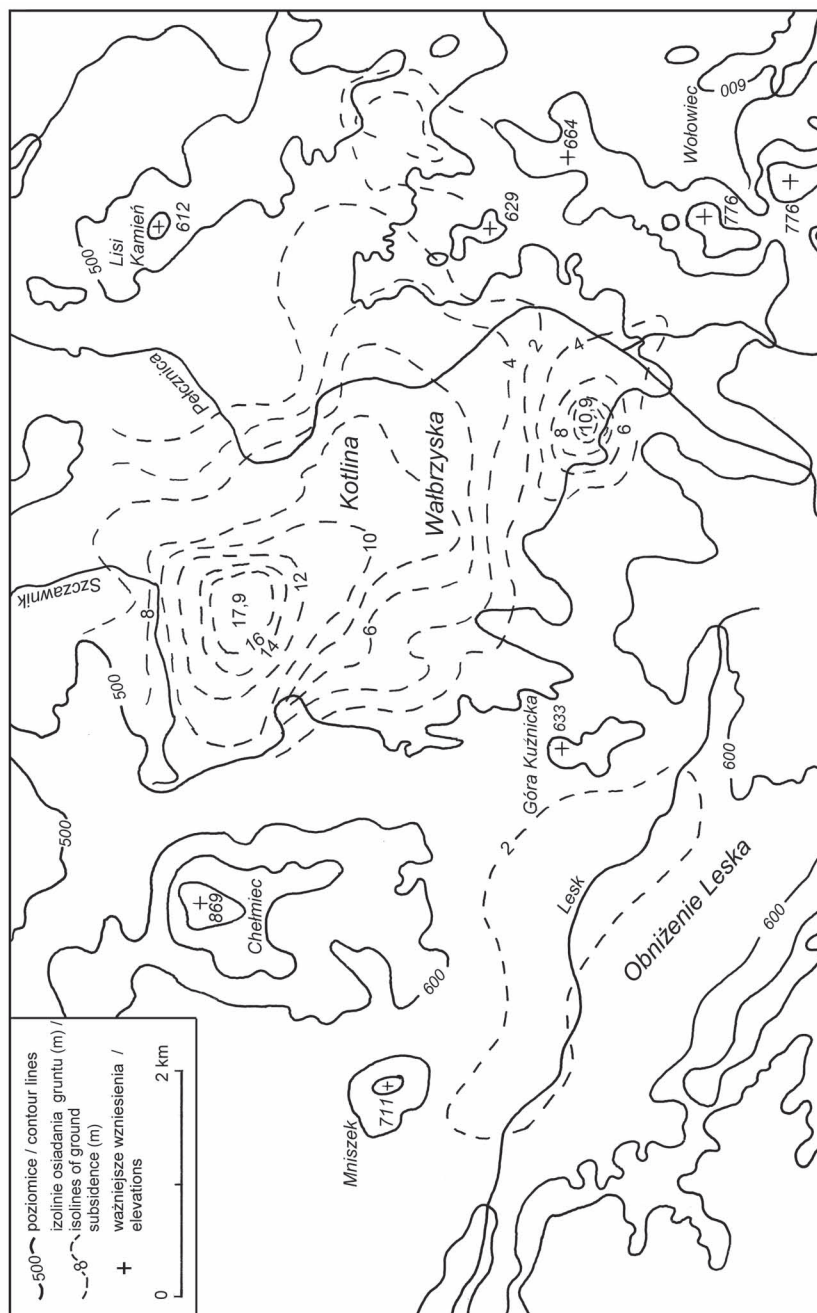
Podsumowując, należy podkreślić, że gospodarka odpadami górnictwem w rejonie Wałbrzycha w ostatnich 22 latach działalności kopalń spowodowała zajęcie pod hałdy i osadniki 81,5 ha gruntów. Jest to 21,7% powierzchni zajętej przez wszystkie wypukłe formy antropogeniczne utworzone przez górnictwo węglowe od 1865 r. Kubatura zwałów i osadników w badanym okresie wzrosła natomiast o 30,6 mln m³, co stanowi 34,7% wszystkich odpadów zgromadzonych na powierzchni ziemi od 1865 r.

Lata 1975–1996 można więc uznać za okres, w którym wystąpiły znaczne i szybko postępujące przekształcenia rzeźby terenu spowodowane przez górnictwo węglowe. Przyczyniła się do tego przede wszystkim gospodarka odpadami, preferująca składowanie skał płonnych na powierzchni jako najtańszy i najprostszy sposób ich „zagospodarowania”.

Z podziemną eksploatacją węgla wiąże się osiadanie gruntu nad wyrobiskami górnictwem. Do 1912 r. nie prowadzono jednak pomiarów osiadania, później zaś były one dokonywane sporadycznie i tylko na obszarach, na których istniało zagrożenie szkodami górnictwem (Kiełbasiewicz, 1985). W 1975 r. na terenach górnictwem wałbrzyskich kopalń węgla kamiennego uzupełniono sieć reperów, na podstawie których rejestrowano osiadanie. Biorąc pod uwagę zasięg eksploatacji górnictwem oraz wyniki pomiarów osiadań gruntu autor opracowania wyznaczył prawdopodobny zasięg niecek i wielkość osiadania w omawianym obszarze (ryc. 5).

W latach 1975–1996 największe osiadanie wystąpiło w Wałbrzychu Białym Kamieniu (15,7 m, 17,9 m od momentu rozpoczęcia obserwacji osiadań). Spowodowała je eksploatacja węgla kamiennego w polu górnictwem „Jan” prowadzona na niewielkiej głębokości (250–300 m), bez stosowania pełnej podsadzki (Wójcik, 1993). W najniższej położonej części niecki wytworzyło się zalewisko, zasilane wodami podziemnymi i opadami. Powstałe obniżenie jest obszarem bezodpływowym, a gromadząca się w nim woda jest wypompowywana i odprowadzana na zewnątrz rurami kanalizacyjnymi. Stojące tu przed powstaniem niecki budynki mieszkalne uległy podtopieniu i zostały wyburzone (Wójcik, 1993).

W innych miejscach osiadanie powierzchni ziemi było znacznie mniejsze i wahało się od 0,1 m na skrzydłach niecki wałbrzyskiej, do 10 m w centrum niecki. Znacznie większe osiadanie górotworu w środkowej części niecki wałbrzyskiej niż na jej skrzydłach wiąże się z udostępnianiem, już na początku lat osiemdziesiątych XX w., pokładów węgla znajdujących się w obrębie filarów ochronnych Wałbrzycha Śródmieścia, Podgórze oraz dworca kolejowego Wałbrzych Główny. Ponadto w śródmieściu Wałbrzycha sąsiadowały ze sobą tereny



Ryc. 5. Osiedlenie gruntów spowodowane górnictwem węgla w rejonie Wałbrzyska w latach 1975–1996
 Źródło: opracowanie własne na podstawie różnych danych z archiwów wałbrzyskich kopalń i z Dolnośląskiego Gwarectwa Węglowego.

The settling of the land surface caused by the coal mining industry in the Wałbrzych area, 1975–1996
 Source: own description based on different information from the record offices of Wałbrzych collieries and the Lower Silesian Coal Corporation.

górnictwo trzech kopalń: Wałbrzych, Victoria i Thorez, które niezależnie prowadziły tam wydobycie węgla.

Istotny wpływ na wielkość osiadania gruntu wywarła także technika pozyskiwania węgla, preferująca eksploatację tej kopaliny z zawałem stropu jako tańszą niż z podsadzką (tab. 2). Przypuszcza się, że stosowanie pełnej podsadzki zmniejszyłoby rozmiary osiadania o około 40% (*Program ochrony...*, KWK „Wałbrzych”, 1985).

Biorąc pod uwagę zasięg podziemnych robót górniczych oraz stwierdzone pomiarami osiadanie górotworu, szacuje się, że około 35 km² wałbrzyskiego rejonu górniczego, z jego łącznej powierzchni 93,7 km², uległo obniżeniu wskutek eksploatacji węgla. Osiadanie gruntu spowodowało liczne szkody górnicze, zwłaszcza w zabudowie mieszkalnej i przemysłowej oraz szlakach komunikacyjnych. Szacuje się, że aż 25% wszystkich budynków mieszkalnych Wałbrzycha uległo w różnym stopniu zniszczeniu wskutek podziemnych robót górniczych. Największe szkody w budynkach wystąpiły w Podgórzu, Białym Kamieniu, Sobięcinie i Śródmieściu.

Likwidacja wałbrzyskich kopalń węgla kamiennego polegała m.in. na zasypywaniu szybów wydobywczych, częściowym podsadzaniu podziemnych wyrobisk górniczych oraz ich otamowaniu (*Ochrona środowiska...*, 1997). W latach 1991–1999 zlikwidowano w rejonie Wałbrzycha 278,9 km chodników i szybów kopalnianych, niejednokrotnie wybierając z nich metalową obudowę. Szybko postępujący proces likwidacji wyrobisk górniczych, bez stosowania pełnej podsadzki, wraz z wybieraniem z nich obudowy, w przyszłości spowoduje zapewne dalsze osiadanie górotworu i przyczyni się do powiększenia szkód górniczych. Istotną rolę może tu odegrać także migracja wód podziemnych w starych wyrobiskach, w związku z zaprzestaniem wypompowywania wód dołowych po likwidacji kopalń i podniesieniem się poziomu wód podziemnych. Brak jednak badań w tym zakresie.

Zamknięcie kopalń w Wałbrzychu spowodowało utratę pracy przez większość górników. Już w 1990 r. część z nich zaczęła nielegalnie wydobywać węgiel, drążąc „biedaszyby”. Są to ręcznie kopane, prymitywne szyby powstałe w obszarach wychodni i płytkiego zalegania warstw węglonośnych. W ten sposób w rejonie Wałbrzycha zaczęły powstawać głębokie na kilka metrów wykopy w ziemi, ciągnące się poniżej jej powierzchni nawet kilkanaście metrów oraz towarzyszące im usypiska skał odpadowych o wysokości kilku metrów. Brak właściwego zabezpieczenia biedaszybów jest przyczyną częstego zapadania gruntu nad nimi, co prowadzi do tworzenia się zapadlisk o głębokości do 6 m. Najwięcej biedaszybów powstało w Sobięcinie, Białym Kamieniu i Podgórzu. W Sobięcinie u podnóża Chełmca w powstało rozległe kilkusetarowe pole biedaszybów, składające się z kilkudziesięciu form (fot. 1). Według informacji z Urzędu Miejskiego w 2003 r. istniało tu około 1000 dzikich wyrobisk. W 2004 r. biedaszyby zaczęto kopać także w Boguszowie Gorcach i w Jedlinie Zdroju. Większość tych form występuje obecnie w obrębie pól uprawnych oraz w lasach, powodując szkody w uprawach i drzewostanie oraz niszczenie pokryw glebowych. Ze względu na brak odpowiedniego zabezpieczenia w biedaszybach zginęło już kilkanaście osób

kopiących węgiel. Wpływ biedaszybów na florę i faunę Gór Wałbrzyskich opisali R. Tritt i B. Bałuka (2003). Kopanie biedaszybów jest nielegalne, dlatego formy te były wielokrotnie zasypywane. Od 1990 r. ciągle jednak powstają w różnych miejscach. Dzikie wyrobiska są najmłodszymi formami antropogenicznymi związanymi z pozyskiwaniem węgla kamiennego w rejonie Wałbrzycha.



Fot. 1. Przekształcenia powierzchni ziemi wywołane dzikim wydobyciem węgla w Wałbrzychu Sobięcinie w 2005 r.

The changes to the land surface caused by uncontrolled ("rogue") coal extraction at Wałbrzych Sobięcin in 2005

Podsumowanie

W latach 1975–1996 w okolicy Wałbrzycha wystąpiły znaczne przekształcenia powierzchni ziemi spowodowane górnictwem węgla kamiennego. Niewłaściwa w stosunku do środowiska przyrodniczego gospodarka skałami płonnymi (preferowanie składowania ich na powierzchni), spowodowała, że powierzchnia zajęta pod zwały i osadniki zwiększyła się o 78,3 ha, a kubatura tych form wzrosła o 30,6 mln m³. Wystąpił szybszy przyrost kubatury hałd niż ich powierzchni (nadbudowywanie zwałów), co wiąże się z ubywaniem wolnych terenów, które można by przeznaczyć na składowanie odpadów. W latach 1975–1996 powierzchnia hałd wzrosła o 68%, a ich objętość o 84%.

W ostatnich 22 latach działalności kopalń, antropopresja na powierzchnię ziemi w rejonie Wałbrzycha miała zróżnicowaną dynamikę. Wydzielono dwa okresy modelowania rzeźby terenu, różniące się wielkością i tempem przekształceń: 1975–1989 i 1990–1996. W pierwszym, rozmiary i dynamika modelowania powierzchni ziemi były największe w związku z intensywnym wydobyciem węgla, udostępnianiem nowych złóż tego surowca oraz preferowaniem w gospodarce odpadami składowania skał płonnych na powierzchni ziemi. Rozpoczęta w 1990 r. likwidacja kopalń przyczyniła się do gwałtownego spadku wydobycia węgla i zmniejszenia „wytwarzania” skał płonnych. Ciągły spadek popytu na węgiel oraz związane z tym trudności finansowe kopalń przyczyniły się do pozostawiania znacznej części skał płonnych pod ziemią, a także do wykorzystania ich do zasypywania podziemnych wyrobisk górniczych. Dlatego w latach 1990–1996 wielkość i tempo antropogenicznych zmian rzeźby były znacznie mniejsze.

Wzrost w badanym okresie wydobycia węgla „z zawałem stropu” i ograniczenie stosowania pełnej podsadzki przyczyniły się do osiadania gruntu. Wskutek osiadania górotworu obniżeniu uległo około 35 km² powierzchni (37% badanego obszaru). Powstałe niecki z osiadania mają głębokość od 0,1 do 15,7 m.

Ustalono, że do 1996 r. wszystkie formy antropogeniczne powstałe pod wpływem górnictwa węgla kamiennego przekształciły 3876 ha gruntów, a więc aż 41% powierzchni badanego obszaru.

Wydobycie węgla doprowadziło także do antropogenicznej inwersji rzeźby w Kotlinie Wałbrzyskiej i Obniżeniu Leska. Usypano tam zwały o maksymalnej wysokości względnej 105 m, a powierzchnia ziemi, od momentu rozpoczęcia pomiarów osiadań, uległa obniżeniu do 17,9 m (w badanym okresie maksymalne osiadanie wyniosło 15,7 m). Deniwelacje w obrębie rzeźby antropogenicznej osiągnęły wartość 123 m i zwiększyły się, w stosunku do 1975 r., o około 20 m.

Uwarunkowany gospodarką odpadami proces modelowania rzeźby terenu przez górnictwo, szybko postępujący w latach 1975–1990 oraz wolno przebiegające do dziś procesy rekultywacyjne hałd i osadników sprawiły, że niezrekultywowane formy nadal oddziałują negatywnie na środowisko przyrodnicze Wałbrzycha i okolicy. Są one przede wszystkim źródłem zapylenia powietrza, a ponadto wokół nich występują strefy o ograniczonej przydatności rolniczej. Formy te także w znacznym stopniu szpecą krajobraz.

Piśmiennictwo

- Dydejczyk J, Suława F., 1978, *Rozwój techniki wydobycia węgla na Dolnym Śląsku*, [w:] *Pięć wieków węgla kamiennego na Dolnym Śląsku*, red. T. Czocher, S. Kawczak i K. Pisanecka, Stowarzyszenie Inżynierów i Techników Górnictwa, Wałbrzych.
- Ewidencja gospodarki odpadami w wałbrzyskich kopalniach węgla kamiennego z lat 1975–1996*, Dolnośląskie Gwarectwo Węglowe, Wałbrzych.

- Ewidencja zwałów i osadników na terenie górniczym KWK „Victoria”*, 1993, Dział Ochrony Środowiska KWK „Victoria”, Wałbrzych.
- Ewidencja zwałów i osadników na terenie górniczym KWK „Wałbrzych”*, 1995, Dział Ochrony Środowiska KWK „Wałbrzych”, Wałbrzych.
- Ewidencja zwałów i osadników na terenie górniczym KWK „Thorez”*, 1996, Dział Ochrony Środowiska KWK „Thorez”, Wałbrzych.
- Jaros J., 1975, *Zarys dziejów górnictwa węglowego*, Śląski Instytut Naukowy w Katowicach, PWN, Warszawa-Kraków.
- Jońca E., 1985, *Geograficzno-przyrodnicze warunki rozwoju i zagadnienie ochrony środowiska miasta Wałbrzycha*, Przegląd Geograficzny, 57, 1–2, s. 73–94.
- Jońca E., Kacperkiewicz L., 1986, *Wybrane problemy ochrony środowiska Wałbrzycha*, Kronika Wałbrzyska, Ossolineum, s. 5–41.
- Kiełbasiewicz W., 1985, *Program ochrony terenu górniczego Wałbrzych*, Dolnośląskie Gwarectwo Węglowe, KWK „Wałbrzych”, Wałbrzych.
- Mazurski K. R., 1994, *Zagrożenia środowiska Dolnego Śląska*, Oficyna Wydawnicza „Sudety”, Wrocław.
- Nemec W., 1979, *Wulkanizm górnokarboński w niecce wałbrzyskiej (synklinorium śródsudetyckie)*, maszynopis w archiwum Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- Oberc J., 1972, *Sudety i obszary przyległe. Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 2*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Ochrona Środowiska, roczniki 1981–1998, GUS, Warszawa.
- Ochrona środowiska w województwie wałbrzyskim w latach 1990–1997*, Urząd Statystyczny w Wałbrzychu, Wydział Ochrony Środowiska Urzędu Wojewódzkiego w Wałbrzychu, Wałbrzych.
- Piątek E., Piątek Z., 1978, *Zarys dziejów przemysłu wydobywczego na Dolnym Śląsku do XIX wieku*, [w:] *Pięć wieków węgla kamiennego na Dolnym Śląsku*, red. T. Czocher, S. Kawczak, K. Pisanecka, Stowarzyszenie Inżynierów i Techników Górnictwa, Wałbrzych.
- Program ochrony terenów górniczych, KWK „Victoria”*, 1985, Dolnośląskie Gwarectwo Węglowe, Wałbrzych.
- Program ochrony terenów górniczych, KWK „Thorez”*, 1985, Dolnośląskie Gwarectwo Węglowe, Wałbrzych.
- Program ochrony terenów górniczych, KWK „Wałbrzych”*, 1985, Dolnośląskie Gwarectwo Węglowe, Wałbrzych.
- Raport o stanie środowiska w województwie dolnośląskim w 2000 r.*, 2000, Inspekcja Ochrony Środowiska, Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska we Wrocławiu, Wrocław.
- Składowanie odpadów kopalnianych i rekultywacja zwałowisk*, 1987, Dolnośląskie Gwarectwo Węglowe, Wałbrzych.
- Tritt R., Bałuka B., 2003, *Nowe formy dewastacji środowiska naturalnego Gór Wałbrzyskich w Sudetach, czyli „biedaszyby”*, Wszechświat, 104, 7–9, s. 170–175.
- Wałbrzych. Zarys monografii miasta na tle regionu*, 1993, zbiorowa pod red. S. Michalkiewicza, Dolnośląskie Towarzystwo Społeczno-Kulturalne, Wrocław.
- Wójcik J., 1988, *Rozwój górnictwa i jego wpływ na zmiany ukształtowania powierzchni ziemi wałbrzyskiego rejonu górniczego*, Przegląd Geograficzny, 60, 1–2, s. 71–92.
- , 1993a, *Przeobrażenia ukształtowania powierzchni ziemi pod wpływem górnictwa w rejonie Wałbrzycha*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 1557, Studia Geograficzne, 59, s. 5–145, Wrocław.

- , 1993b, *Przeobrażenia ukształtowania powierzchni ziemi pod wpływem górnictwa w rejonie Wałbrzycha*, Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Instytutu Geograficznego, ser. B, 8, s. 31–47.
- , 1996, *Gospodarowanie odpadami a ochrona powierzchni ziemi w wałbrzyskich kopalniach węgla kamiennego w latach 1865–1994*, Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych, 9, s. 165–172.
- , 1997, *Wpływ antropogenicznych form rzeźby terenu powstałych pod wpływem górnictwa węglowego na środowisko przyrodnicze i gospodarkę człowieka*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 43, s. 43–52.

[Wpłynęło: czerwiec 2005; poprawiono: styczeń 2006 r.]

JAN WÓJCIK

THE DEVELOPMENT OF THE ANTHROPOGENIC RELIEF
FROM THE COAL MINING INDUSTRY IN THE WAŁBRZYCH BASIN
ON THE GROUND OF THE MANAGEMENT OF WASTE MATERIALS FROM COAL
MINING IN 1975–1996

The article describes the influence of hard-coal mining as regards changes in the relief of the Wałbrzych Basin in the years 1975–1996.

Over the last 22 years, the management of waste materials from coal mining has caused an increase in the area of mining spoil heaps of about 783 ha, as well as about a c. 29.8 million m³ increase in volume.

Land subsidence of the order 0.1–15.7 m caused the formation of hollows that destroyed living quarters, industrial outbuildings and the system of communications.

Settlement covers about 35 km² of the Wałbrzych coal region.

We can discern two periods to relief-modelling in the region, of which one lasted between 1975 and 1989 and the other from 1990–1996. During the first period, the rate of anthropogenic change was greater and the degradation of the land surface more severe than during the second. The years 1975–1989 saw the exploitation of coal increase, but after 1990 there was a decline, following the closure of collieries in the Wałbrzych region.

The greatest anthropogenic changes were noted in the Wałbrzych Basin and Lesko Depression. In the Wałbrzych Basin, the area under mine dumps and settlers is actually greater than that of natural forms.

A characteristic of the configuration of the surface in the region is an anthropogenic inversion of relief. In 1996, the depression of the surface was of about 123 m and was bigger by about 20 m than in the year 1975.

Ogólnogeograficzna i glebowa charakterystyka siedlisk i lęgowisk żółwia błotnego w wybranych uroczyskach Poleskiego Parku Narodowego

*The characteristics of general geographical conditions and soils
in the habitats and breeding grounds of the European Pond Turtle
(*Emys orbicularis*) in Poleski National Park*

MAJA WALCZAK

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

Zarys treści. W artykule przedstawiono ogólnogeograficzną i glebową charakterystykę siedlisk oraz lęgowisk żółwia błotnego (*Emys orbicularis*) w wybranych uroczyskach Poleskiego Parku Narodowego. Na podstawie otrzymanych wyników badań zaproponowano model siedliska i lęgowiska, którego wykorzystanie być może pomogłoby w ochronie tego ginącego na obszarze Polski gatunku.

Słowa kluczowe: glebowa charakterystyka, siedliska i lęgowiska, żółw błotny, Poleski Park Narodowy.

Wstęp

Żółw błotny *Emys orbicularis* (L.) należy do gromady gadów *Reptilia*, rzędu żółwi *Testudinata*, rodziny nearktycznych żółwi ziemnowodnych *Emydidae*, rodzaju żółwi błotnych *Emys*. Jest jedynym współcześnie żyjącym gatunkiem z rodzaju *Emys* (Młynarski, 1971). Na obszarze Polski jest zagrożony wymarciem. Znajduje się w *Polskiej Czerwonej Księdze Zwierząt* (Głowaciński, 2001) jako gatunek silnie zagrożony (EN) oraz na europejskiej liście CORINE. Według rozporządzenia Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dnia 6 I 1995 r. ochronie podlegają zarówno osobniki, jak i miejsca lęgowisk i siedlisk żółwia błotnego (Mitrus i Maciantowicz, 2001).

Największym współczesnym zagrożeniem dla tego gatunku są zmiany w środowisku, wywołane długotrwałą działalnością człowieka. Osuszanie bagien, zasypywanie małych i zarastających zbiorników wodnych, regulacja koryt rzecznych, obniżanie poziomu wód powierzchniowych oraz zanieczyszczanie ich

ściekami prowadzą do postępującej degradacji środowisk zasiedlanych przez żółwie błotne (Jabłoński, 1998; Juszczyk, 1987).

Badania nad liczebnością żółwia błotnego w Polsce rozpoczęły się dopiero w ostatnim 20-leciu. Ich wyniki dokumentują proces zanikania nie tylko samego żółwia, ale także środowiska, w którym zwierzę żyje (Najbar i Różycki, 2001). Najliczniejszą populację (na tle kraju) tworzą żółwie błotne z obszaru Międzynarodowego Rezerwatu Biosfery „Polesie Zachodnie” – jest to 80% liczby wszystkich żółwi błotnych w Polsce (Dziedzic i inni, 2000).

Obszar badań

Teren badań o powierzchni około 10 km² znajduje się na obszarze makroregionu Polesia Zachodniego i mezoregionu Równiny Łęczyńsko-Włodawskiej. Należy do środkowej części Poleskiego Parku Narodowego, położonego w środkowo-zachodniej części Równiny Łęczyńsko-Włodawskiej (Kondracki, 2000) (ryc. 1).



Ryc. 1. Położenie terenu badań

Materiał podkładowy: zasoby Centralnego Ośrodka Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej w Warszawie.

Location of research area

Source: resources of Centralny Ośrodek Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej, Warszawa.

Siedliska żółwi błotnych zajmują trudno dostępne obszary wodno-błotne. Są to kanały i rowy melioracyjne z wolno płynącą wodą, niewielkie i płytkie, zarastające zbiorniki wód stojących, torfowiska, podmokłe olsy i inne zespoły bagienne tworzące trwałe lub okresowe rozlewiska (Najbar i Różycki, 2001). Największe obszary siedlisk w granicach Parku lub w jego otulinie to uroczyska: Jezioro Długie, Tafle, Zadołże, Chorodyszczce i Dzikie Łąki. Cztery ostatnie, położone na terenie badań, objęto szczegółowym rozpoznaniem.

Łągowiska są zazwyczaj znajdowane w miejscach suchych, na nasłonecznionych zboczach piaszczystych wzniesień o wystawie południowej lub południowo-zachodniej, rzadziej na płaskich powierzchniach pól i poboczach piaszczystych dróg (Najbar i Różycki, 2001). Największe obszary łągowisk w granicach Parku lub jego otulinie to uroczyska: Zielone Grądy, Bartoszycha, Babsk, Olszowo i Chorodyszczce. Z dwóch ostatnich, położonych na terenie badań, pobrano największą liczbę próbek gleb do badań laboratoryjnych.

Cel badań

Głównym celem badań było wykonanie charakterystyki glebowej siedlisk i łągowisk żółwi błotnych w kilku uroczyskach Poleskiego Parku Narodowego, aby odpowiedzieć na pytanie, czy żółwie błotne „świadomie” wybierają na swoje siedliska i łągowiska konkretne rodzaje, typy i gatunki gleb i czy określone cechy chemiczno-fizyczne tych gleb mają dla nich znaczenie. Podobne badania nie były nigdy przedtem prowadzone. Na podstawie uzyskanych wyników podjęto próbę opracowania modelu siedliska i łągowiska żółwia błotnego, który być może przyda się w ochronie tego gatunku.

Metody badań

Badania terenowe

W artykule przedstawiono wyniki badań terenowych, w ramach których wykonano 13 odkrywek glebowych, 22 odwierty oraz pobrano materiał glebowy z 13 gniazd żółwi błotnych (cztery spoza terenu badań) – wyniki por. M. Walczak (2003). W terenie zmierzono pH w KCl prawie wszystkich pobranych próbek gleby. Prace terenowe prowadzono w sierpniu 2001, w lutym 2002 oraz we wrześniu 2002 r.

Badania laboratoryjne

W pobranym materiale glebowym oznaczono:

- uziarnienie – metodą aerometryczną Cassagrandy w modyfikacji Prószyńskiego (40 próbek gleby),
- barwę gleb według Skali Munsella – Standard Soil Color Charts, wyd. japońskie, 1970 r. (33 próbki, w stanie suchym),

- gęstość objętościową w g cm^{-3} – grawimetrycznie – cylindry stalowe o pojemności 100 cm^3 (15 próbek),
- wilgotność chwilową – metodą suszarkowo-wagową – cylindry stalowe o pojemności 100 cm^3 (12 próbek gleby).
- popielność torfów – metodą wyprężania w temp. 550°C
Na podstawie otrzymanych wyników obliczono zawartość:
 - popiołu surowego (% suchej masy) (w 32 próbkach gleby),
 - popiołu czystego (% suchej masy) (w 28 próbkach gleby),
 - krzemionki (% suchej masy) (w 28 próbkach gleby).
- Oznaczono również, w 28 próbkach gleby, zawartość:
 - tlenków wapnia i magnezu – metodą objętościową,
 - tlenków żelaza – metodą jodometryczną,
 - tlenków glinu (jako różnica $\text{R}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$), a także skład chemiczny wody – zawartość jonów Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} (dla dwóch próbek wody).

Badania kameralne

Opisano i porównano wyniki badań laboratoryjnych gleb z obszarów łągowisk żółwi (nie wybieranych przez żółwice do zakładania gniazd) i z konkretnych miejsc, w których żółwice zakładają gniazda. Opisano także i porównano wyniki badań laboratoryjnych, otrzymanych dla gleb dawnych i obecnych siedlisk żółwi błotnych (na obszarze tych drugich żółwice są znacznie częściej spotykane) z przedziału głębokości 0–20 cm (w tej warstwie zwierzęta poruszają się i żyją). Przedstawiono również krótką charakterystykę ogólnogeograficzną siedlisk i łągowisk, opracowaną na podstawie badań własnych (obserwacje w terenie, informacje od pracowników Poleskiego Parku Narodowego) oraz dostępnej literatury (m.in. jedyna w Polsce monografia żółwia błotnego i monografia przyrodnicza Poleskiego Parku Narodowego).

Fizycznogeograficzna charakterystyka siedlisk i łągowisk żółwia błotnego

Budowa geologiczna i rzeźba terenu

Najstarszymi utworami występującymi na powierzchni terenu badań są margle, kreda pisząca i wapień margliste kredy górnej. Często są one przykryte plejstocenijskimi piaskami i żwirami rezydualnymi o maksymalnej miąższości 2 m (Buraczyński i Wojtanowicz, 1981). Pokrywa osadów trzeciorzędowych w tej części Polesia jest nieciągła, mało miąższa i na terenie badań nie występuje na powierzchni. Mineralne osady plejstocenijskie oraz organiczne i organiczno-mineralne osady holocenijskie wypełniają obniżenia w powierzchni przedczwartorzędowego podłoża. Obniżenia te wydają się mieć cechy kotlin krasowych, uwarunko-

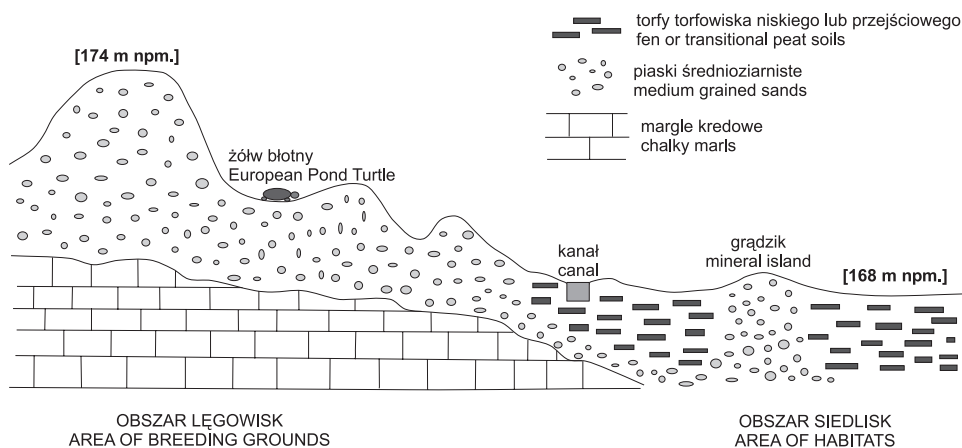
wanych strukturą kredowego masywu skalnego (Harasimiuk i inni, 2002). Taka budowa geologiczna ma prawdopodobnie istotny wpływ na sukces łągowy poleskiej populacji żółwia błotnego, co dokładniej opisano w dalszej części artykułu.

Obszary siedlisk żółwi błotnych to równiny położone na wysokości około 160 m n.p.m., zbudowane przede wszystkim z torfów dochodzących do 2 m głębokości. Torfy, namuły torfiaste i namuły zagłębień bezodpływowych pokrywają około 70% terenu badań. Utwory te występują także na obrzeżach większych i głębszych mis jeziorno-torfowiskowych, gdzie podłoże mineralne znajduje się na głębokości nie większej niż 2–3 m w stosunku do powierzchni torfowiska. Pomiędzy podmokłymi obszarami siedlisk znajdują się duże „wyspy mineralne” – wyniesienia z łągowiskami żółwi błotnych – położone w stosunku do siedlisk średnio o około 5–8 m wyżej i jednocześnie z nimi graniczące. Na terenach siedlisk występują także „wysepki mineralne” o powierzchni kilku metrów kwadratowych, na Polesiu zwane grądzikami. Wznoszą się przeważnie na wysokość około jednego metra ponad powierzchnię torfowisk. Zarówno grądziki, jak i mineralne wyniesienia z łągowiskami żółwi błotnych są zbudowane ze średnioziarnistych piasków. Dla żółwia błotnego badany teren stanowi zespół „górn i dolin”, które musi pokonać, aby przemieścić się między obszarami siedlisk i łągowisk (Walczak, 2003) (ryc. 2).

Wody

Dla żółwi błotnych woda jest jednym z głównych czynników siedliskowych. Gatunek ten zdobywa pokarm jedynie w środowisku wodnym. Ponadto, przy temperaturze powietrza powyżej 34°C żółw, jako zwierzę zmiennocieplne, musi wejść do wody, aby obniżyć temperaturę ciała (Najbar i Zemanek, 2001).

Przed 1960 r. obszary podmokłe (siedliska żółwi błotnych) na terenie badań były czasem niedostępne przez cały okres wiosenno-letni, a więc przez czas największej aktywności tych zwierząt (jesień i zima to czas snu). W naturalnym, niezmienionym przez człowieka środowisku równiny torfowe były ogromnym magazynem wody (Tobolski, za Pietrucieniem, 2000). W latach 1960–1980 wykopano rowy odwodnieniowe. Po zmeliorowaniu obszaru wody powierzchniowe zostają szybko odprowadzane do rowów odwadniających (Michalczyk i inni, 2002). W warunkach aerobowych następuje odwodnienie gleb torfowych. Ponadto, na obszarze objętym aeracją następuje wzrost aktywności mikroorganizmów, które zapoczątkowują rozkład torfu, w wyniku którego zmniejsza się pojemność wodna torfowiska (Tobolski, 2000). Spadek pojemności wodnej torfowisk przyczynia się do wkraczania roślin naczyniowych, głównie drzew. Ich rozwój pociąga za sobą wzmożone parowanie. Dodatkowo zatem zmniejsza się ogólna wilgotność na obszarach siedlisk żółwi błotnych. Rozwój drzew przyczynia się także do zaniku światłolubnej roślinności torfotwórczej (Tobolski, 2000), wchodzącej w skład naturalnych zbiorowisk roślinnych siedlisk żółwi błotnych.



Ryc. 2. Obszar siedlisk i lęgówisk widziany z perspektywy żółwia błotnego
Area of habitats and breeding grounds as perceived by the European Pond Turtle

Warunki klimatyczne

Całkowite promieniowanie słoneczne dla terenu Polesia wynosi średnio około $3650 \text{ MJ m}^{-2}\text{rok}^{-1}$, co daje najwyższą wartość odnotowaną w Polsce (Kaszewski, 2002). W przypadku lęgówisk żółwi błotnych na badanym terenie wartość ta może być jednym z czynników przyczyniających się do sukcesu lęgowego tego gatunku. W ciągu ciepłego półrocza – od kwietnia do września, a więc w trakcie godów, składania jaj i wylęgu żółwi błotnych do powierzchni ziemi dociera bowiem ponad 75% rocznej sumy promieniowania, czyli około 2737 MJ m^{-2} (Walczak, 2003). Również wartość usłonecznienia rzeczywistego, czyli liczba godzin z odkrytą tarczą słoneczną (dla badanego terenu około 1700 godz. na rok), należy do najwyższych w Polsce. W okresie od kwietnia do września liczba godzin z odkrytą tarczą słoneczną wynosi tu około 1265, co stanowi 75% rocznej sumy usłonecznienia.

Roczne amplitudy średniej temperatury powietrza na terenie badań wynoszą około 22°C i są jednymi z najwyższych w Polsce, świadcząc o wysokim stopniu kontynentalizmu termicznego. Średnia temperatura roczna powietrza wynosi $7,3^{\circ}\text{C}$ (Kaszewski, 2002). W miesiącach letnich, od czerwca do sierpnia (przybliżony czas inkubacji jaj żółwi błotnych), średnia temperatura powietrza wynosi $17,3^{\circ}\text{C}$, jest zatem wyższa od średniej rocznej aż o 10°C .

Wykonano charakterystykę termiczną regionów geobotanicznych Polski wydzielonych przez J.M. Matuszkiewicza (2002). Wykazała ona, że w ciągu roku, na terenie badań należącym do regionu geobotanicznego E.5, liczba dni ze średnią temperaturą dobową powyżej 15°C (termiczne lato) wynosi 106.

Zaledwie dwa regiony geobotaniczne (na 49 wydzielonych w Polsce) charakteryzują wyższe wartości. Porównanie charakterystyk termicznych regionów geobotanicznych z mapą, na której zaznaczono miejsca obserwacji żółwia błotnego w Polsce w latach 1991–2000 oraz z mapą rozmieszczenia stanowisk łągowych żółwia błotnego w Polsce w latach 1991–2000 (Rybacki i Maciantowicz, 2001) potwierdziło tezę, że tereny, na których stwierdzono obecność żółwi błotnych w latach 1991–2000 oraz odnotowano sukces łągowy tego gatunku pokrywają się z regionami geobotanicznymi, w których liczba dni w ciągu roku ze średnią temperaturą dobową powyżej 15°C wynosi więcej niż 101, a także tymi, gdzie liczba dni ze średnią temperaturą dobową powyżej 10°C wynosi 158–164 w roku (najwyższe wartości). Na badanym terenie liczba dni w ciągu roku ze średnią temperaturą dobową powyżej 25°C wynosi 39 i jedynie trzy regiony geobotaniczne Polski charakteryzują wyższe wartości.

Żółwie błotne w Polsce wyraźnie preferują obszary, gdzie najdłużej trwa termiczne lato i odnotowuje się najwyższe średnie temperatury roczne, a także te, gdzie występuje największe całkowite promieniowanie roczne oraz największa liczba dni słonecznych w roku (Walczak, 2003).

Roślinność

Wybierane przez samice żółwi błotnych miejsca do składania jaj zazwyczaj nie są w całości pokryte roślinnością, a pomiędzy kępkami trawy i wśród innych roślin są fragmenty odsłoniętej, nagiej gleby (Najbar i Różycki, 2001). Stanowiska tego typu porasta najczęściej zespół roślinny znany jako murawa szczotlichowa *Spergulo vernalis-Corynephorretum* z klasy *Koelerio glaucae-Corynephorsetea canescentis*. Są to pierwotne oraz wtórne trawiaste zbiorowiska łąk i muraw. Na terenie badań obejmują siedliska bezwęglanowe, suche i piaszczyste. Zbiorowiska te tworzą przede wszystkim kserofilne i światłolubne trawy wąskolistne i rośliny rozetkowe z udziałem hemikryptofitów, terofitów i sukulentów. Gatunki najczęściej spotykane na terenach łągowisk żółwi błotnych to: szczotlichka siwa, sporek polny, wiesiołek dwuletni, dziurawiec zwyczajny, jastrzębiec kosmaczek, czerwiec trwały, kostrzewa owcza, macierzanka piaskowa, kocanka piaskowa i szczaw polny (Najbar i Różycki, 2001; Matuszkiewicz W., 2001).

W obrębie klasy *Koelerio glaucae-Corynephorsetea canescentis* można wyróżnić również zespół *Diantho-Armerietum elongatae* – najpospolitszy typ dojrzałej murawy psammofilnej. Główne gatunki tworzące zespół to jastrzębiec kosmaczek, macierzanka piaskowa, kostrzewa owcza oraz zawciąg polny i goździk kropkowany (Matuszkiewicz W., 2001). Na terenie badań zespół ten spotyka się często na starych ugorach, suchych ekstensywnych pastwiskach oraz poboczach dróg gruntowych.

Przy brzegach większości zbiorników wodnych (stawów, rowów), stanowiących siedliska żółwi błotnych, występują zbiorowiska roślinności przybrzeżnej,

określanej jako szuwały, oczerety oraz szuwały wysokich turzyc. Dominują: trzcina pospolita, oczeret jeziorny, skrzyp bagienny i pałka szerokolistna (Najbar i Różycki, 2001). Obszar badań charakteryzuje różnorodność typów torfowisk – od niskich szuwarowych do olsowych.

Siedliska żółwi błotnych występują także w zespołach leśnych, zwanych powszechnie olszynami bagiennymi (związek *Alnion glutinosae*), brzezunami bagiennymi (*Vaccinio uliginosi-Betuletum pubescentis*) oraz borami sosnowymi bagiennymi (*Vaccinio uliginosi-Pinetum*). Olszyny bagienne to zbiorowiska związane z torfami niskimi lub przejściowymi. Cechą wyróżniającą brzeziny bagiennej jest drzewostan tworzony głównie przez brzozę omszoną z małym udziałem sosny. Zbiorowiska brzeziny bagiennej i borów sosnowych bagiennych należą do najcenniejszych ekosystemów leśnych Poleskiego Parku Narodowego.

Wszystkie zbiorowiska roślinne siedlisk żółwi błotnych są w wysokim stopniu unikatowe i naturalne. Znikoma ingerencja człowieka na obszarach siedlisk wydaje się być warunkiem koniecznym do dobrego funkcjonowania tych zwierząt. Z kolei zbiorowiska roślinne łągowisk mogą mieć charakter naturalny, ale często bywają kształtowane przez człowieka – są to np. wyręby leśne, tereny wydeptywane i ruderalne oraz pola uprawne w bliskim sąsiedztwie siedzib ludzkich. Najważniejsze ich cechy to występowanie kępek traw i innych roślin, spomiędzy których wyłania się naga piaszczysta gleba, dominacja roślin głównie typu hemikryptofitów oraz bylin, a także znaczna liczba gatunków pokrytych kutnerem i o gęstym i drobnym systemie korzeniowym (Walczak, 2003).

Zbiorowiska roślinne obszarów siedlisk i łągowisk żółwi błotnych, przy bliskim kontakcie przestrzennym, różnią się bardzo zarówno rodzajem zajmowanych stanowisk, jak i stopniem naturalności (Walczak, 2003).

Glebowa charakterystyka siedlisk żółwi błotnych

Typy genetyczne i rodzaje gleb

Na obszarach siedlisk żółwi błotnych objętych rozpoznaniem występują gleby hydrogeniczne, głównie torfowe i mułowe. Spotyka się również gleby hydrogeniczne pobagienne – murszowe i murszowate. Dominują gleby torfowe lub torfowo-murszowe torfowisk przejściowych. Gdziekolwiek zachowały się płyty gleb torfowych torfowisk niskich, a na obrzeżach gleb hydrogenicznych spotyka się niewielkie płyty gleb semihydrogenicznych – glejobielicowych, czarnych ziem oraz gleb zabagnianych gruntowo-glejowych – rycina 3 (*Systematyka...*, 1989; Walczak, 2003).

Cechy chemiczne gleb. Skład chemiczny torfów

Najważniejszymi pierwiastkami wchodzącymi w skład popiołu torfowego są: potas, sód, wapń, magnez, żelazo, glin, krzemionka. Zawartość pięciu ostatnich

zbadano w próbkach torfu pobranych na terenie badań – na obszarach obecnych i dawnych (tam, gdzie żółwie przebywają rzadko) siedlisk żółwi błotnych.

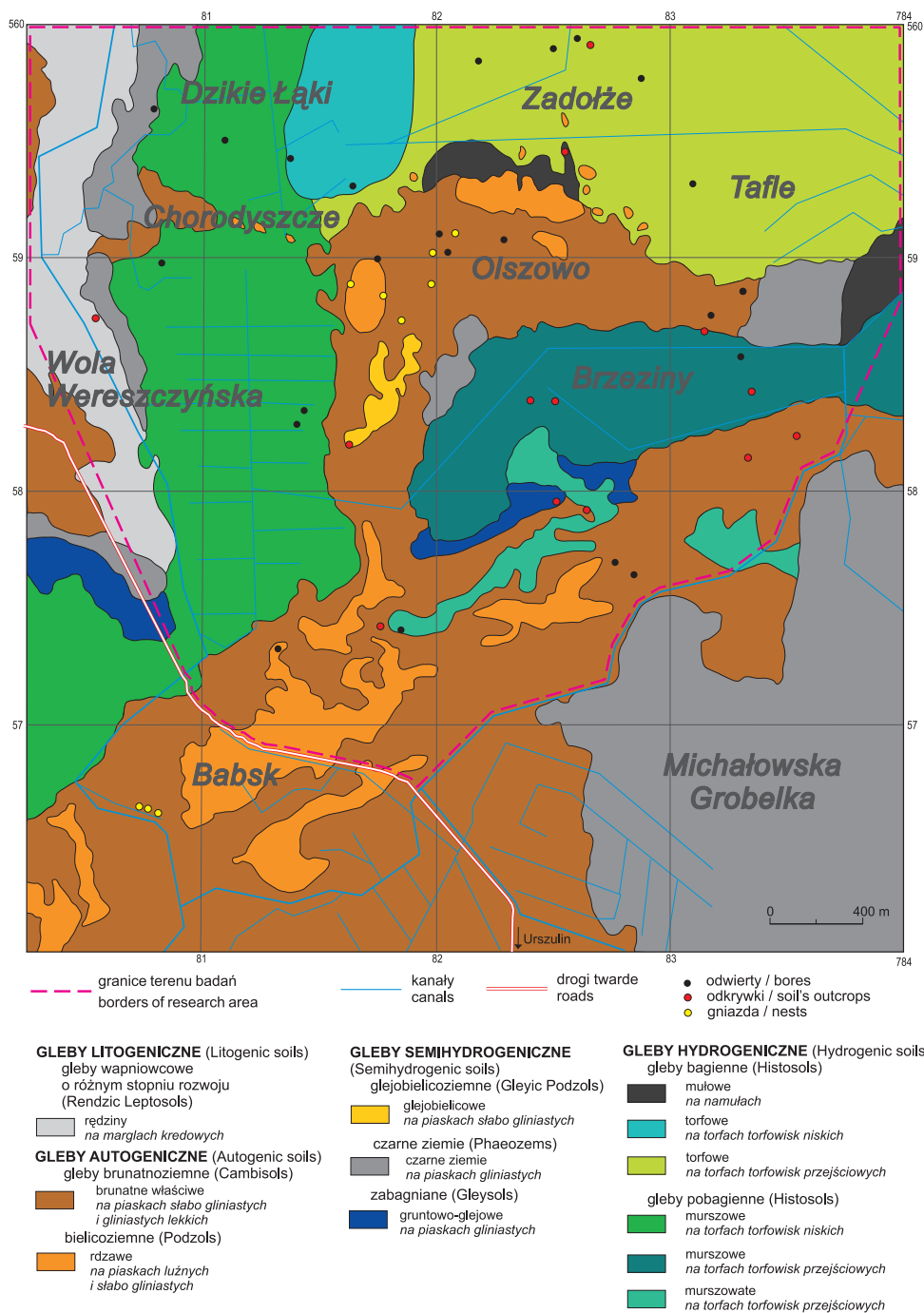
Na obszarach obecnych siedlisk żółwi błotnych zawartość wapnia w suchej masie torfu zawiera się w granicach 1,33–3,29% na głębokości 0–20 cm (tab. 1). Te wartości są zdecydowanie wyższe niż na obszarach dawnych siedlisk, gdzie zawartość ta waha się od 0,78 do 1,33% na podobnej głębokości (tab. 1). Zawartość wapnia wyliczono także w procentach popiołu surowego. Skład popiołu torfu zmienia się w zależności od jakościowego i ilościowego składu soli rozpuszczalnych w wodach przedostających się na tereny torfowisk. Wody zasilające torfowiska spływają na ich obszary w formie wód powierzchniowych i podziemnych z terenów wyżej położonych (na terenie badań zbudowanych głównie z margli kredowych, a więc z utworów o dużej zawartości wapnia). Zawartość wapnia (CaO) w popiele surowym na głębokości 0–20 cm na obszarach obecnych siedlisk wynosi 11,33–19,41%, a na obszarach dawnych siedlisk, na podobnej głębokości, 5,27–15,41% (tab. 1).

Wiosną samice żółwi błotnych wydają się mieć największe zapotrzebowanie na wapń. Pierwiastek ten jest niezbędny do wysycenia skorupki składanych przez nie jaj. Co więcej, w czasie rozwoju zarodka skorupka jaja staje się cieńsza – jest to spowodowane ubytkiem wapnia, pobieranego ze skorupy jaja przez rozwijający się zarodek (Mitrus, 2000). Skorupki jaj muszą być dostatecznie nasyczone wapniem, aby zarodek mógł się w pełni rozwinąć. Głównym źródłem wapnia dla żółwi żyjących na terenie badań wydaje się być ich pokarm, a więc w 90% mięczaki (głównie ślimaki) spotykane na obszarach siedlisk (Najbar i Zemanek, za Kotenko, 2000). Z kolei ślimaki muszlowe mogą żyć jedynie w środowisku bogatym w wapń, który wykorzystują do budowy swoich skorupki (Grabla, red., 1984). Prawdopodobnie znaczna ilość tego pierwiastka w środowisku występowania jest niezbędna, aby gatunek mógł się rozmnażać (Walczak, 2003).

Właściwości cieplne gleb

Podstawowe właściwości cieplne gleb to przewodnictwo cieplne, objętościowa pojemność cieplna oraz przewodnictwo temperaturowe. Przy jednakowym stopniu wilgotności największym przewodnictwem cieplnym wyróżnia się piasek (obszary łągowisk żółwi błotnych), następnie glina, a na końcu torf (obszary siedlisk) – S. Bac (1982).

Objętościowa pojemność cieplna odpowiada ilości ciepła niezbędnej do ogrzania 1 cm³ gleby o 1°C. Wzrost zawartości wody w glebie wyraźnie zwiększa jej pojemność cieplną. W stanie dużego uwilgotnienia największą pojemność cieplną ma torf (na obszarze siedlisk), a najmniejszą – gleba piaszczysta (na obszarze łągowisk). Obszary siedlisk, na których występują gleby bagienne potrzebują znacznie większej ilości ciepła, aby wzrosła ich temperatura – około 2,93



Ryc. 3. Mapa typów genetycznych i rodzajów gleb na terenie badań. Stan na rok 2000–2002
Źródło: badania własne oraz S. Radwan, red., 2002, s. 43–54. Nazewnictwo gleb według: *Systematyka...*, 1989 i Klasyfikacja gleb według WRB (1998). Materiał podkładowy: *Mapa topograficzna Polski 1:10 000*, arkusz 136.212 (Babsk). PPGK, Poznań 1984.

Map of types of soil in the research area. Current for the years 2000–2002

$\text{J cm}^{-3}\cdot\text{°C}^{-1}$, z kolei wody (rowy melioracyjne, stawy, w których przebywają żółwie błotne) aż około $4,20 \text{ J cm}^{-3}\cdot\text{°C}^{-1}$ (Bac, 1982). Potrzebują zatem około dwa–trzy razy więcej ciepła w porównaniu do gleb obszarów łągowisk (pojemność cieplna wynosi dla nich około $1,67 \text{ J cm}^{-3}\cdot\text{°C}^{-1}$), aby ogrzać się do tej samej temperatury (Bac, 1982). W czasie wiosny żółwie błotne wychodzą z wody i wygrzewają się na piaszczystych wysepkach (grądzikach), znajdujących się pomiędzy obszarami podmokłymi. Grądziki są o tej porze roku znacznie cieplejsze niż otaczające je tereny podmokłe, gdyż na ogrzanie wystarcza im mniejsza ilość energii słonecznej. Wydaje się zatem, że żółwie błotne, jako zwierzęta zmiennocieplne i funkcjonujące najlepiej w temperaturze około $18\text{--}30\text{°C}$ potrzebują (głównie wiosną) obecności takich szybko nagrzewających się mineralnych wysepek (Walczak, 2003).

W glebie torfowej wzrost wilgotności powoduje tak znaczne zwiększenie pojemności cieplnej, że przewodnictwo temperaturowe maleje do wartości bliskich zera przy 100% uwilgotnienia (Bac, 1982). Można zatem przypuszczać, że w okresie od kwietnia do września, a więc w porze największych opadów deszczu na terenie badań przewodnictwo temperaturowe w glebach obszarów siedlisk jest bardzo niskie, dlatego, prawdopodobnie, żółwie żyją i zdobywają pokarm raczej w powierzchniowych warstwach gleb (głębsze warstwy są zbyt chłodne) (Walczak, 2003).

Dyskusja wyników. Cechy główne i charakterystyczne gleb siedlisk żółwia błotnego

Na podstawie przeprowadzonych analiz chemicznych ustalono najbardziej charakterystyczne cechy gleb siedlisk żółwia błotnego na badanym terenie (tab. 1). Przedstawiono je dla utworów organicznych z głębokości 0–20 cm oraz z 20–50 cm. Pierwsze odnoszą się do warstw powierzchniowych, w których żyją (bądź żyły) żółwie błotne, i które są najważniejsze dla ich funkcjonowania na obszarach siedlisk.

Porównując tereny obecnych oraz dawnych siedlisk żółwi błotnych można zauważyć znaczne różnice. Do głębokości 20 cm, w przypadku obecnych siedlisk dominują torfy torfowisk niskich lub przejściowych z glebą torfową o pH w KCl od 5,5 do 6,5, a na dawnych siedliskach zaznacza się zdecydowana przewaga torfów torfowisk przejściowych z glebą torfowo-murszową o pH w KCl od 4,5 do 5,5. W przedziale głębokości 20–50 cm, na obszarach obecnych siedlisk, dominują torfy torfowisk niskich i przejściowych z glebą torfową o pH w KCl od 4,5 do 7,0, a na dawnych siedliskach są już tylko torfy torfowisk przejściowych

← Source: the field works and: S. Radwan, red., 2002, p. 43–54. Classification of the soils according to: *Systematyka...*, 1989 and WRB, 1998.

Source: *Topographic map of Poland 1:10 000*, sheet 136.212 (Babsk). PPGK, Poznań 1984.



Fot. 1. Narodziny żółwia błotnego (fot. A. Matysa)
The birthday of a European Pond Turtle



Fot. 2. Gniazdo żółwia błotnego (fot. A. Matysa)
Nest of the European Pond Turtle

z glebą torfową o pH w KCl od 4,5 do 5,5. Na terenach dawnych siedlisk można zauważyć oznaki murszenia torfów, podczas gdy na obszarach obecnych siedlisk takich oznak nie widać (tab. 1).

Obszary obecnych siedlisk w przedziale głębokości 0–50 cm cechują się większą zawartością popiołu surowego w suchej masie torfu (5,8–12,5%) niż na podobnej głębokości na obszarach dawnych siedlisk (3,7–10,0%). Podobna zależność dotyczy także zawartości wapnia w suchej masie torfu w przedziale głębokości 0–50 cm. Na terenach obecnych siedlisk kształtuje się ona w granicach około 1,3–3,3%, a dawnych siedlisk 0,8–1,9%. Na obszarach dawnych siedlisk jest więc średnio dwa razy niższa niż tam, gdzie obecnie spotyka się żółwie błotne (tab. 1).

Zawartość krzemionki w popiele surowym torfu wynosi od około 10,0 do 50,0% na obszarach obecnych siedlisk, na głębokości 0–20 cm oraz na terenach dawnych siedlisk na głębokości 20–50 cm. Zawartość krzemionki od około 11,0 do 80,0% jest z kolei charakterystyczna dla obszarów obecnych siedlisk na głębokości 20–50 cm oraz terenów dawnych siedlisk na głębokości 0–20 cm (tab. 1).

Na badanym terenie wyraźnie widać także różnice zawartości wapnia w popiele surowym torfu. Największy i zarazem najwęższy przedział wartości – od około 11,0 do 19,0% – charakteryzuje warstwę na głębokości 0–20 cm na obszarach obecnych siedlisk, a także warstwę 20–50 cm na tychże terenach (tab. 1). Najmniejszym przedziałem zawartości wapnia wyróżnia się obszar dawnych siedlisk w warstwie do głębokości 20 cm (tab. 1).

Zawartość magnezu w popiele surowym torfu na terenach obecnych siedlisk, na głębokości do 20 cm, może być aż do około trzech razy większa niż w tym samym przedziale głębokości na obszarach dawnych siedlisk. Z kolei w przedziale głębokości 20–50 cm, na obszarach dawnych siedlisk, zawartość magnezu może być znacznie większa w porównaniu do tej samej głębokości na terenach obecnych siedlisk (tab. 1).

Zawartość glinu w popiele surowym torfu na obszarach dawnych siedlisk, na głębokości do 20 cm, może dochodzić aż do około 24,0%, a w tym samym przedziale głębokości na obszarach obecnych siedlisk zaledwie do około 6,0%. Natomiast na głębokości 20–50 cm zawartość glinu na obszarach zarówno obecnych jak i dawnych siedlisk jest podobna i może osiągać maksymalną wartość około 10,0% (tab. 1). Można zatem przypuszczać, że żółwie błotne preferują siedliska o stosunkowo niskiej zawartości glinu w popiele surowym torfu.

Zawartość żelaza w popiele surowym torfu na obszarach obecnych i dawnych siedlisk, w przedziale głębokości 0–20 cm, zawiera się w granicach od około 4,0 do 23,0%. Natomiast ilość żelaza na głębokości 20–50 cm na terenach obecnych siedlisk jest znacznie mniejsza niż na obszarach dawnych siedlisk na tej samej głębokości (tab. 1). Ilość żelaza w środowisku życia żółwi błotnych może być wysoka, ale wydaje się, że nie jest tak ważna jak określona ilość wapnia czy glinu.



Fot. 3. Obszar lęgówisk żółwia błotnego w Poleskim Parku Narodowym
(fot. M. Walczak)

The breeding ground of the European Pond Turtle in Poleski National Park



Fot. 4. Obszar siedlisk żółwia błotnego w Poleskim Parku Narodowym
(fot. M. Walczak)

The habitat of the European Pond Turtle in Poleski National Park

Glebova charakterystyka lęgowisk żółwi błotnych

Typy genetyczne i rodzaje gleb

Na obszarach lęgowisk żółwi błotnych występują mineralne gleby – bielicoziemne, przeważnie bielcowo-rdzawe, a także brunatnoziemne, głównie brunatne wylugowane (ryc. 3) (*Systematyka...*, 1989; Walczak, 2003).

Zawartość pyłu w piaskach pobranych z gniazd żółwi błotnych wynosi od 3 do 13%. Określona ilość pyłu w piaskach m.in. zwiększa ich pojemność wodną. Zawartość ilu w piaskach pobranych z gniazd żółwi błotnych wynosi od 5 do 12%, podczas gdy na pozostałym terenie zawartość ilu kształtuje się w granicach 0–25%. Niewielka zawartość ilu wpływa pozytywnie na właściwości gleby, m.in. zwiększając trwałość jej struktury (co ułatwia żółwicom kopanie komór gniazdowych) oraz poprawia jej właściwości powietrzno-wodne (Skawina i inni, 1999). Prawdopodobnie piaski o ściśle określonej zawartości pyłu i ilu odpowiadają żółwicom najbardziej, więc właśnie w nich zakładają swoje gniazda.

Stwierdzono również, że na badanych obszarach lęgowisk aż 72,72% próbek glebowych pobranych z gniazd żółwi błotnych to piaski słabogliniaste, a pozostałe, czyli 27,28% – to piaski gliniaste lekkie (tab. 2). Próbkę gleby pobrane z obszarów lęgowisk (nie z gniazd) to zaledwie 36,36% piasków słabogliniastych, a pozostałe 54,54% to piaski luźne (tab. 2). Samice żółwi błotnych wyraźnie preferują piaski słabogliniaste oraz gliniaste lekkie i na badanych terenach jedynie w nich wykopują komory gniazdowe. Piaski te wykazują bowiem m.in.: dobrą spójność pozwalającą na wykopanie gniazda i na wydostanie się z niego młodych żółwi, określone właściwości cieplne sprzyjające inkubacji jaj w gniazdach, barwę wpływającą na bilans cieplny gleby, a także są porośnięte określonym typem roślinności, która stanowi ochronę dla gniazda.

Właściwości cieplne

Przewodnictwo cieplne gleby zależy w głównej mierze od struktury gleby, jej składu mineralnego, porowatości oraz wilgotności. Najszybciej ogrzewa się, ale i oziębia gleba o strukturze gruboziarnistej, o dużej przewodności i przepuszczalności. Natomiast najwolniej ogrzewa się i oziębia gleba drobnoziarnista, która zatrzymuje stosunkowo duże ilości wody, ale ma niedostateczną przewodność i przepuszczalność. Można zatem stwierdzić, że najlepszymi właściwościami cieplnymi oraz korzystnymi warunkami wodno-powietrznymi odznacza się gleba średnioziarnista (Bac, 1982; Skawina i inni, 1999). Na obszarze badań aż 86,36% próbek gleb pobranych bezpośrednio z gniazd żółwi błotnych sklasyfikowano jako piaski średnioziarniste, a tylko 13,64% jako drobnoziarniste. Natomiast próbki gleb pobrane z obszarów lęgowisk (nie z gniazd) oznaczono jako piaski drobnoziarniste (54,55%) oraz średnioziarniste (45, 45%) (tab. 2).

Tabela 1. Wybrane cechy chemiczne gleb na obszarach siedlisk żółwia błotnego (w przedziałach skrajnych wartości)

Miejsca pobrania próbek gleb	Rodzaj gleby	Typ gleby	Głębokość pobrania próbki gleby (cm)	pH w KCl	Popiół czysty (% s.m.)	CaO (% s.m.)	SiO ₂ (% popiołu surowego)	CaO (% popiołu surowego)	MgO (% popiołu surowego)	Al ₂ O ₃ (% popiołu surowego)	Fe ₂ O ₃ (% popiołu surowego)
Obecne siedliska	torfy torfowiska niskiego /przejęściowego	torfowa	A - 0-20	5,5-6,5	7,04-12,48	1,33-3,29	16,19-52,56	11,33-19,41	0,00-2,89	0,26-6,29	4,24-23,78
			B - 20-50	4,5-7,0	5,82-13,78	1,33-3,29	10,63-83,18	2,42-21,13	0,00-3,20	0,00-9,23	1,87-12,77
Dawne siedliska	torfy torfowiska przejściowego	torfowa lub torfowo-murszowa	A - 0-20	4,5-5,5	3,66-8,53	0,78-1,33	16,68-71,81	5,27-15,41	0,00-0,72	2,62-24,29	5,61-22,60
			B - 20-50	4,5-5,5	4,26-9,99	0,78-1,88	10,07-49,47	11,15-17,21	0,00-7,04	0,00-7,62	7,35-25,04

Tabela 2. Cechy charakterystyczne gleb łęgowsk żółwia błotnego

Miejsca pobrania próbek gleby	Rodzaj gleby	Typ genetyczny gleby	Głębokość pobrania próbki gleby (cm)	pH w KCl (przedział skrajnych wartości)	Barwa piasku (wg Skali Munsella) dla próbek suchych	Gatunek gleby (grupa mechaniczna wg PTG)	Rodzaj skały macierzystej	Zawartość części szkieletowych (%)
Gniazdo	piaski	bielicowo-rdzawa lub brunatna wylugowana	0-20	4,0-5,5	szarooliwkowa (72,72%) 2.5Y 5/3, 4/3, 4/2, 5Y 5/3, 4/2 oraz szarobrazowa (13,63%) 10YR 5/3, 5/2	piasek słabogliniasty (72,72%) oraz piasek gliniasty lekki (27,28%)	piaski średnioziarniste (86,36%) oraz piaski drobnoziarniste (13,64%)	0,6-7,1
Obszar łęgowski	piaski	bielicowo-rdzawa lub brunatna wylugowana	0-20	4,0-5,5	żółtobrazowa (27,27%) 10YR 5/4 oraz matowa pomarańczowozółta (27,27%) 2.5Y 7/6, 7/4	piasek luźny (54,54%) oraz piasek słabogliniasty (36,36%)	piaski średnioziarniste (45,45%) oraz piaski drobnoziarniste (54,55%)	0,0-1,6

Największy współczynnik przewodnictwa cieplnego charakteryzuje wilgotne gleby piaszczyste (około $0,02 \text{ W cm}^{-2}$) – S. Bac (1982), a więc gleby obszarów łągowisk, w których żółwie wykopują gniazda. W okresie inkubacji jaj (czerwiec–sierpień) notuje się największe opady atmosferyczne na badanym terenie. W tym czasie gleby obszarów łągowisk pozostają w stanie świeżym bądź wilgotnym. Zwilżenie powierzchni czynnej (gleby) zmienia jej barwę na ciemniejszą, co z kolei wpływa na obniżenie współczynnika odbicia (albedo), a w konsekwencji na zmianę bilansu promieniowania krótkofalowego. Opad letni najczęściej powoduje ochłodzenie gleby i jednocześnie, w miarę wsiąkania w głębsze jej warstwy, wyrównanie temperatury gleby w profilu pionowym (Bac, 1982). Między innymi, dzięki takim zależnościom zarodki żółwi błotnych w jajach złożonych na głębokości 10–15 cm otrzymują dostateczną ilość ciepła, niezbędną do ich prawidłowego rozwoju (Walczak, 2003).

Na terenie badań, żółwie błotne zakładają gniazda jedynie w piaskach słabogliniastych lub lekko gliniastych, gdyż te właśnie utwory cechują się najlepszymi dla nich właściwościami cieplnymi. Latem (okres inkubacji jaj) różnice temperatury między glebą piaszczystą i gliniastą wynoszą aż około 2°C (Bac, 1982), co dla rozwijających się w gnieździe zwierząt może stanowić istotną różnicę. Każda populacja żółwia błotnego posiada określoną temperaturę graniczną, czyli taką, w której przy inkubacji wykluwają się samce i samice w równej proporcji (Mitrus i Zemanek, 2001). Ponadto, gleby piaszczyste w porównaniu z gliniastymi wykazują lepsze przewodnictwo cieplne i dlatego wahania dobowe temperatury mogą w nich sięgać głębiej. Takie zjawisko nie sprzyja rozwojowi zarodków żółwi błotnych, które potrzebują w miarę stałej i określonej temperatury w gnieździe. Żółwia błotnego charakteryzuje środowiskowy mechanizm determinacji płci, czyli głównym czynnikiem, od którego zależy jego płeć, jest temperatura w czasie inkubacji jaja (Janzen i Paukstis, 1991; Sura i Jabłoński, 2001). W ciągu doby najwyższe wartości oraz najwyższe wahania temperatury gleb notowane są przy jej powierzchni. Dlatego na badanym terenie gniazda żółwi błotnych znajdują się na głębokości około 15 cm, w glebach pokrytych przynajmniej w 60% roślinnością. Zbyt duże wahania temperatury prawdopodobnie przyczyniłyby się do nieprawidłowego rozwoju zarodków (Walczak, 2003).

Roślinność łągowisk żółwi błotnych pochłania część promieniowania oraz zmniejsza prędkość wiatru, tym samym ograniczając wymianę ciepła między glebą a powietrzem. Ograniczenie dopływu promieniowania przez szatę roślinną powoduje słabsze nagrzewanie się powierzchni, dlatego gleba pokryta roślinami ma w dzień temperaturę niższą niż gleba bez roślin. Natomiast nocą rośliny chronią glebę przed wychłodzeniem (Skawina i inni, 1999). Powoduje to zmniejszenie dobowych amplitud temperatury gleby pod roślinami, co ma szczególne znaczenie na obszarach łągowisk żółwi w okresie letnim, w trakcie inkubacji jaj, kiedy temperatura powietrza może osiągać ponad 30°C . Ponadto, wpływ roślin na temperaturę gleby zwiększa się przy wzroście liczby dni słonecznych, gdyż przy

dużym zachmurzeniu temperatura gleby zarówno w ciągu doby, jak i w profilu pionowym ma bardziej wyrównany rozkład (Bac, 1982). Badany teren cechuje najwyższa liczba dni słonecznych oraz jedne z najwyższych temperatur dobowych w Polsce. Można zatem przypuszczać, że pokrycie szatą roślinną obszarów łągowisk (gniazd) na badanym terenie jest większe niż w innych rejonach Polski, gdzie liczba dni słonecznych jest znacznie niższa, a więc gniazda na obszarach łągowisk w mniejszym stopniu wymagają ochronnej warstwy roślin (Walczak, 2003).

Barwa gleb

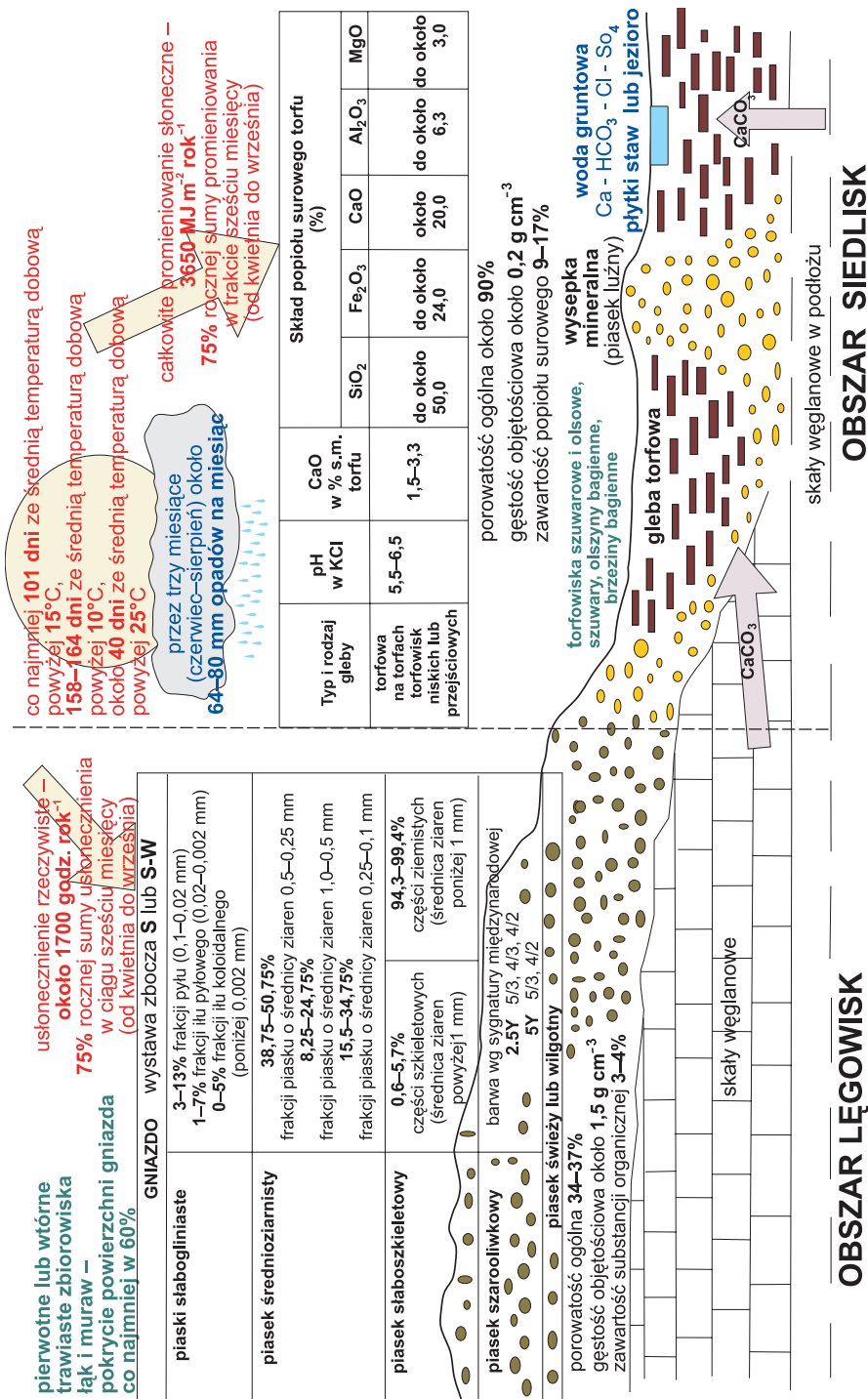
Barwy gleb określono jedynie dla obszarów łągowisk żółwi błotnych. Analizując suche próbki gleb pobrane z gniazd żółwi błotnych ustalono, że prawie 73% próbek charakteryzuje się barwą szarooliwkową, a z górą 13 – szarobrazową (tab. 2). Pozostałe próbki glebowe pobrane na obszarach łągowisk, ale nie bezpośrednio z gniazd, są barwy żółtobrazowej. 27% suchych próbek gleb ma barwę żółtobrazową i tyleż pomarańczowo-żółtą (tab. 2). Wydaje się, że piaski o odcieniach zbliżonych do żółtobrunatnych nie są wybierane przez samice jako materiał, w którym mogą wykopać gniazdo. Prawdopodobnie są one zbyt jasne i tym samym absorbują mniej ciepła, którego określona ilość jest niezbędna, aby zarodki w jajach rozwijały się prawidłowo. Przeważnie są to także piaski luźne, w których znacznie trudniej wykopać gniazda, gdyż taki materiał osypuje się żółwicom spod łap (Walczak, 2003).

Dyskusja wyników. Cechy charakterystyczne gleb łągowisk żółwia błotnego

Wybrane cechy gleb z obszarów łągowisk żółwia błotnego zestawiono w tabeli 2. Cechy te przedstawiono na podstawie analizy próbek gleb pobranych bezpośrednio z gniazd oraz z pozostałych terenów łągowisk. Wszelkie wartości podane dla przedziału głębokości 0–20 cm odnoszą się do warstw powierzchniowych, czyli tych, w których żółwie zakładają gniazda.

Próbki gleb pobrane zarówno z gniazd, jak i z obszarów łągowisk żółwi błotnych stanowią piaski, na których najczęściej wykształcają się gleby bielcowo-rdzawe lub brunatne wylugowane, o pH w KCl między 4,0 a 5,5. Piaski pobrane bezpośrednio z gniazd mają w stanie suchym najczęściej barwę szarooliwkową (72%) – w skali międzynarodowej 2.5Y 5/3,4/3,4/2 i 5Y 5/3, 4/2 lub szarobrazową (blisko 14%) – 10YR 5/3, 5/2. Piaski pobrane na pozostałych obszarach łągowisk (nie z gniazd), w stanie suchym, w 27% wykazują barwę żółtobrazową – 10YR 5/4 – i także w 27% barwę matową pomarańczowożółtą – 2.5Y 7/6, 7/4. Pozostałe próbki glebowe mają bardzo różne barwy.

Spośród próbek gleby pobranych z gniazd żółwi błotnych prawie 73% stanowią piaski słabogliniaste, a pozostałą część piaski gliniaste lekkie. Natomiast



Ryc. 4. Model siedliska i łągowiska żółwia błotnego
 Model of habitats and breeding grounds for the European Pond Turtle

pozostałe piaski pobrane z obszarów łęgowskich to w większości piaski luźne – 54,5% – oraz słabogliniaste – ponad 36%. Wydaje się zatem, że samice żółwi błotnych wyraźnie preferują piaski słabogliniaste i gliniaste lekkie o kolorach brunatno-oliwkowoszarych (tab. 2).

Aż 86% badanych próbek gleb to piaski średnioziarniste, a pozostałą część stanowią piaski drobnoziarniste. Piaski pobrane z obszarów łęgowskich są w większości drobnoziarniste – ponad 54%, a reszta to piaski średnioziarniste (tab. 2). Zawartość części szkieletowych w piaskach pobranych z gniazd mieści się w granicach 0,6–7,1%, a na pozostałych obszarach łęgowskich wynosi zaledwie 0,0–1,6% (tab. 2).

Wnioski

Na terenie badań, żółwie błotne najczęściej wybierają siedliska o następujących cechach: torfy torfowiska niskiego bądź przejściowego z glebą torfową o pH w KCl między 5,5 a 6,5, o zawartości wapnia w suchej masie torfu około 1,5–3,3% i zawartości popiołu czystego 7,0–12,5%. Tereny te charakteryzuje także wysoka zawartość wapnia (około 20%) i żelaza (do 24%), a niską glinu (do 6,3%) i magnezu (do 3,0%) w popiele surowym torfu. Ilość krzemionki w popiele surowym torfu nie przekracza 50%. Porowatość ogólna takich torfów to mniej więcej 90%, gęstość objętościowa około 0,2 g cm⁻³, a zawartość substancji organicznej 83–91% (Walczak, 2003).

Stwierdzono także, że na terenie badań samice żółwi błotnych najczęściej zakładają gniazda w piaskach słabogliniastych, średnioziarnistych, słaboszkieletowych, świeżych lub wilgotnych, o barwie 2.5Y 5/3,4/3,4/2 i 5Y 5/3, 4/2. Porowatość ogólna takich utworów wynosi 34–37%, gęstość objętościowa około 1,5 g cm⁻³, a zawartość substancji organicznej 3–4%. Tereny takie porastają pierwotne lub wtórne trawiaste zbiorowiska łąk i muraw, które pokrywają co najmniej 60% powierzchni gniazda (Walczak, 2003).

Na podstawie powyższych wyników badań można postawić tezę, że żółwie błotne „świadomie” wybierają na swoje siedliska i łęgowskie konkretne rodzaje, typy i gatunki gleb oraz określone cechy chemiczno-fizyczne tych gleb, co wiąże się z innymi komponentami środowiska – budową geologiczną, rzeźbą terenu, warunkami wodnymi i klimatycznymi oraz rodzajem roślinności. Przeprowadzone badania umożliwiły opracowanie modelu siedliska i łęgowskiego żółwia błotnego, który może okazać się przydatny w ochronie gatunku (ryc. 4).

Piśmiennictwo

- Bac S. (red.), 1982, *Agroklimatyczne podstawy melioracji wodnych w Polsce*, Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1981, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, Arkusz Orzechów Nowy (715), 1:50 000*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

- Dziedzic R., Wójciak J., Różycki A., 2000, *Fauna*, [w:] J. Chmielewski (red.), *Międzynarodowy Rezerwat Biosfery Polesie Zachodnie. Projekt harmonizacji przyrody i kultury*, Poleski Park Narodowy, Lublin.
- Głowaciński Z., 2001, *Polska Czerwona Księga Zwierząt. Kręgowce*, PWRiL, Warszawa.
- Grabla E. (red.), 1984, *Zoologia. Bezkręgowce*. Tom 1, część 3, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa (wyd. 2).
- Harasimiuk M., Dobrowolski R., Rodzik J., 2002, *Budowa geologiczna i rzeźba terenu Poleskiego Parku Narodowego*, [w:] S. Radwan (red.), *Poleski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza*, Wydawnictwo MORPOL, Lublin, s. 29–41.
- Jabłoński A., 1998, *Żółw błotny*, Monografie Przyrodnicze, 3, Wydawnictwo Lubuskiego Klubu Przyrodników, Świebodzin.
- Janzen F.J., Paukstis G.L., 1991, *Environmental sex determination in reptiles: ecology, evolution, and experimental design*, *The Quarterly Review of Biology*, 66(2), s. 149–179.
- Juszczak W., 1987, *Łązy i gady krajowe*, PWN, Warszawa, t. 3, s. 11–33 (2 wyd.).
- Kaszewski B.M., 2002, *Warunki klimatyczne Poleskiego Parku Narodowego*, [w:] S. Radwan (red.), *Poleski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza*, Wydawnictwo MORPOL, Lublin, s. 19–27.
- Kondracki J., 2000, *Geografia regionalna Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Matuszkiewicz J. M., 2002, *Regiony geobotaniczne*. Mapa w skali 1: 2 500 000, [w:] J.M. Matuszkiewicz, *Zespoły leśne Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Matuszkiewicz W., 2001, *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Michalczyk Z., Bartoszewski S., Chmiel S. i inni, 2002, *Zasoby wodne Poleskiego Parku Narodowego*, [w:] S. Radwan (red.), *Poleski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza*, Wydawnictwo MORPOL, Lublin, s. 55–70.
- Mitrus S., 2000, *The calcareous layer eggshell of the turtle *Emys orbicularis* (L) – ultrastructure and composition*, [w:] *Proceedings of 2nd International Symposium on *Emys orbicularis**, Chelonii, 2, s. 46–48.
- Mitrus S., Maciantowicz M., 2001, *Ochrona*, [w:] B. Najbar (red.), *Żółw błotny*, Monografie Przyrodnicze, 3, Wydawnictwo Lubuskiego Klubu Przyrodników, Świebodzin, s. 78.
- Mitrus S., Zemanek M., 2001, *Biologia rozrodu*, [w:] B. Najbar (red.), *Żółw błotny*, Monografie Przyrodnicze, 3, Wydawnictwo Lubuskiego Klubu Przyrodników, Świebodzin, s. 50–55.
- Młynarski M., 1971, *Nasze gady*, PZWS, Warszawa.
- Najbar B., Różycki A., 2001, *Środowisko występowania*, [w:] B. Najbar (red.), *Żółw błotny*, Monografie Przyrodnicze, 3, Wydawnictwo Lubuskiego Klubu Przyrodników, Świebodzin, s. 34–39.
- Najbar B., Zemanek M., 2001, *Zagrożenia, wrogowie, pasożyty*, [w:] B. Najbar (red.), *Żółw błotny*, Monografie Przyrodnicze, 3, Wydawnictwo Lubuskiego Klubu Przyrodników, Świebodzin, s. 67–72.
- Radwan S. (red.), 2002, *Poleski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza*, Wydawnictwo MORPOL, Lublin.
- Rybacki M., Maciantowicz M., 2001, *Zasięg geograficzny*, [w:] B. Najbar (red.), *Żółw błotny*, Monografie Przyrodnicze, 3, Wydawnictwo Lubuskiego Klubu Przyrodników, Świebodzin, s. 21.
- Skawina T., Kossowski J., Stępniewski W., Walczak R., 1999, *Fizyczne właściwości gleb*, [w:] S. Zawadzki (red.), *Gleboznawstwo*, Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa, 2 wyd., s. 169–173.

- Sura P., Jabłoński A., 1995, *Determinacja płci u żółwi*, Przegląd Zoologiczny, 39, 3–4, s. 253–263.
- Systematyka gleb Polski*, 1989, Roczniki Gleboznawcze, 40, 3/4, PWN, Warszawa.
- Tobolski K., 2000, *Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Walczak M., 2003, *Glebowa charakterystyka siedlisk i łągowisk żółwia błotnego w wybranych uroczyskach Poleskiego Parku Narodowego*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, maszynopis.

[Wpłynęło: lipiec 2005; poprawiono: styczeń 2006 r.]

MAJA WALCZAK

THE CHARACTERISTICS OF GENERAL GEOGRAPHICAL CONDITIONS AND SOILS IN THE HABITATS AND BREEDING GROUNDS OF THE EUROPEAN POND TURTLE (*EMYS ORBICULARIS*) IN POLESKI NATIONAL PARK

The European Pond Turtle *Emys orbicularis* (L.) is the only species of genus *Emys* surviving to this day. *Emys orbicularis* is listed among the highly endangered species in Poland and in Europe. Research to investigate its numbers in Poland began just twenty years ago and has shown a decline towards extinction not only of the species, but also of the whole environment associated with it.

The research area was located within Poland's Poleski National Park, in which successful breeding of the European Pond Turtle is observed. Two of the main questions which the author's research seeks to answer concern the characteristics of soils in the habitats and breeding grounds of the species and whether or not it is possible to create for it a general model for habitats and breeding grounds.

The study was conducted on selected peaty and sandy materials. The laboratory analyses were mainly based on granulometric, aerometric and color analyses of soil samples taken from the breeding grounds. The samples of peat soils were taken from both past and present habitats of the European Pond Turtles in order that the chemical composition of peat (content of chemical elements, ash content, acidity, etc.) might be analysed.

The research has shown that a few special conditions are connected most closely with the successful breeding of the European Pond Turtle in the area of Polesie. One of the most important features is the amount of calcium (CaO) circulating in the environment. In spring, female turtles seem to need calcium, which is necessary for the saturation of eggshells. The embryo absorbs the calcium from the shell and – thanks to that – is able to grow up. Later, the little turtle can hatch after three months of successful incubation.

It is evident that the European Pond Turtle chooses the soils of its habitats with care. In general, these soils have the following characteristic physical and chemical properties: they are of a fen or transitional peat character, a pH in KCl of 5.5–6.5; a calcium (CaO) content of about 1.5–3.3% dry matter, a Calcium (CaO) content in peat ash of

about 20%, an iron (Fe_2O_3) content in peat ash of no more than 24%, an aluminum (Al_2O_3) content in peat ash of no more than 6.3%, a magnesium (MgO) content in peat ash of no more than 3% and a silica (SiO_2) content in peat ash of no more than 50%; as well as a porosity of about 90%, a density of about 0.2 g cm^{-3} and a content of organic matter of about 83–91%.

It is also evident that the European Pond Turtle chooses breeding grounds with soils possessing certain characteristic physical properties. For example: lightly loamy sand, medium grained sand, moist or fresh sand, with colors of sands of 2.5Y 5/3, 4/3, 4/2 and 5Y 5/3, 4/2 – mainly grayish olive (according to the International Munsell Scale), a porosity of about 34–37%, a density of about 1.5 g cm^{-3} , and a content of organic matter of about 3–4%.

A. Kaniecki – Poznań. Dzieje miasta wodą pisane, Wydawnictwo
Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, Poznań 2004; 717 s., 228 ryc.

Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk – wydawca książki – działa aktywnie już niemal 150 lat. Należy ono do najstarszych, największych i wielce zasłużonych towarzystw ogólnonaukowych w Polsce. Obecnie siedem wydziałów, obejmujących kilkanaście komisji, skupia wielu naukowców, których dzieła publikuje renomowane wydawnictwo działające przy towarzystwie.

Omawiana książka ukazała się jako publikacja dwóch wydziałów: Historii i Nauk Społecznych oraz Matematyczno-Przyrodniczego (jako tom 65 Prac Komisji Historycznej i tom 36 Prac Komisji Geograficzno-Geologicznej), finansowo wsparta przez sponsorów.

Ta interesująca i oryginalna pozycja wydawnicza powinna znaleźć się w zbiorach nie tylko miłośników Poznania. Autor – geograf i hydrolog, profesor Instytutu Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego UAM, poświęcił jej kilkanaście lat pracy. O temacie opracowania pisze, że jest „... bardzo szeroki, wdzięczny i trudny zarazem. (...) W realizację tego opracowania włożono wiele trudu, ale osiągnięte rezultaty nie dały pełnego zadowolenia. Na pewno temat pracy nie został wyczerpany. (...) Pomimo swej obszerności praca niniejsza oparta jest na stosunkowo szczupłej bazie materiałów archiwalnych i choćby z tego powodu nie rości sobie pretensji do pełnego przedstawienia problematyki wodno-gospodarczej dawnego Poznania. Na pewno jednak przybliży te zagadnienia, co chyba również jest ważne.”

Obiektem rozważań jest stosunkowo niewielki obszar miasta wraz z najbliższym sąsiedztwem. Zakres czasowy natomiast jest ogromny i przekracza tysiąc lat, tyle bowiem obejmują dzieje miasta od założenia grodu w X wieku. Przeszłość geologiczna sięga oczywiście znacznie odleglejszych czasów.

Obszerna problematyka związana z całokształtem gospodarki wodnej w jej historycznym rozwoju, ze środowiskiem naturalnym i jego przemianami, z rozwojem osadnictwa, wymagała od jednego badacza wielkiego zaangażowania i ogromnej pasji poznawczej. Multidyscyplinary (określenie interdyscyplinary wydaje się zbyt słabe) charakter pracy sprawił, że autor musiał zapoznać się z materiałami źródłowymi, dotyczącymi m.in. hydrologii, geomorfologii, paleogeografii, geologii, palinologii, historii, archeologii, urbanistyki, medycyny i kartografii.

Treść książki podzielona jest na trzy główne części i 25 rozdziałów. Każdą część rozpoczyna wstęp i kończy podsumowanie. Całość zamyka siedmiostronicowe zakończenie oraz *Summary* w języku angielskim (12 s.).

Bibliografię wykorzystanych pozycji autor zamieszcza po każdym rozdziale, jednak nie w tradycyjnym, alfabetycznym porządku, lecz w przypisach z kolejno numerowanymi odnośnikami. Liczba odnośników w poszczególnych rozdziałach jest bardzo zróżnicowana,

od kilku w rozdziale *Metody badań stosowane przy rekonstrukcji środowiska*, po blisko pięćset w rozdziale *Woda jako czynnik energetyczny*.

Pierwsza część, zatytułowana *Przemiany rzeźby i sieci wodnej* obejmuje 9 rozdziałów. Omówione są w niej zmiany zachodzące głównie pod wpływem zmian klimatycznych, od schyłkowego plejstocenu i holocenu po ostatnie tysiąclecie, z coraz silniejszą ingerencją człowieka w środowisko naturalne. W tej części znajdują się również informacje o mieście, jego położeniu i rozwoju oraz przegląd metod badawczych, stosowanych przy rekonstrukcji elementów środowiska i przy oznaczaniu wieku osadów.

W części drugiej – *Woda w systemie obronnym i gospodarczym dawnego Poznania* (8 rozdziałów) – autor śledzi rozwój osadnictwa począwszy od VII w. Analizuje korzyść pod względem obronności lokalizację grodu na terenie zabagnionej doliny i późniejsze przystosowanie sieci wodnej do celów obronnych. Wykazuje korzystny wpływ przepraw przez rzeki (Warta, Cybina, Bogdanka) na rozwój miasta. Sporo miejsca zajmuje omówienie rybactwa i żeglugi oraz energii wodnej na potrzeby młynów. Zmienności stanów wód Warty oraz powodziom poświęcony jest rozdział XVII. Wiarygodne, oficjalne opisy groźnego żywiołu zamieszczane były w *Kronice pisarzy miejskich Poznania* od 1501 r.

Woda jako czynnik zdrowia, higieny i kultury w życiu miasta to tytuł trzeciej, ostatniej części. Podobnie jak część druga, składa się ona z 8 rozdziałów. Oprócz zagadnień wymienionych w tytule omówione są sposoby zaopatrywania miasta w wodę, oraz jej odprowadzania. W rozdziale XXII opisane są urządzenia służące utrzymaniu higieny osobistej, czyli łaźnie. Ich występowanie notowano niemal od początku istnienia miasta. W czasach Bolesława Chrobrego łaźnia na Ostrowie Tumskim pełniła również funkcję placówki wychowawczej, albowiem chłostano w niej niesforną młodzież.

Podobne ciekawostki można znaleźć niemal w każdym rozdziale. W XVIII – *Czynnik wodny w medycynie i higienie w minionych wiekach* – przysłowia i rymowanki ludowe z XIX w. w rodzaju: „Mycie nóg – zdrowia wróg” świadczą o stosunku ludności do higieny.

Książka jest bogato ilustrowana – zawiera 228 rycin. Wśród nich jest tylko 9 barwnych, z czego 6 to współczesne zdjęcia studni i fontann, ponadto reprodukcje dwóch dawnych obrazów i jednej mapy z 1773 r. Pozostałe to czarno-białe reprodukcje dawnych map, planów i grafik oraz fotografie i wykresy statystyczne. Część kartograficzna liczy 41 pozycji, z których 29 to współcześnie wykonane mapy i plany. Jakość tzw. mapek tekstowych jest niedoskonała, podobnie jak w wielu publikacjach, z czasopismami i książkami geograficznymi łącznie. Najprostszy przykład, to brak podpisu pod planem na stronie 607. Czternaście mapek nie ma podziałki liniowej. Jej brak jest szczególnie dotkliwy w przypadku rycin 3 i 4. Mapki te umieszczono obok siebie, na sąsiednich stronach, łatwo je zatem porównywać. Informacja w opisie pod nimi: „...na podstawie XVIII-wiecznych przekazów kartograficznych” sugeruje, że elementy treści powinny być podobne. Tymczasem sieć wodna całkowicie się różni, przecząc tym samym cytowanej zgodności czasu. W głębi książki, inna mapka (ryc. 127) ilustruje rozmieszczenie młynów wodnych na przełomie XIII i XIV w. Sieć wodna tej mapki wykazuje całkowitą zgodność z mapką numer 4. Czytelnik, który nie ma dostępu do materiałów źródłowych, nie ustali gdzie tkwi błąd.

Drobne usterki nie umniejszają walorów tej książki, wartościowej zarówno dla czytelników zajmujących się zawodowo tą problematyką, jak i dla tych, których fascynuje

szeroko rozumiana przeszłość Poznania. Autor wykazał, że woda może być poważnym czynnikiem, inspirującym twórczość naukową.

Na zakończenie jeszcze cytuję życzenie, z którym trudno się nie zgodzić: „Być może władze Poznania dojdą kiedyś do wniosku, że temat taki, obejmujący całokształt przekształceń środowiskowych, w szczególności stosunków wodnych, warto opracować i sfinansować”.

Wojciech Jankowski
IGiPZ PAN, Warszawa

P. Gębica – *Przebieg akumulacji rzecznej w górnym wistulianie w Kotlinie Sandomierskiej*. Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 193, Warszawa 2004; 229 s.

Praca jest przejrzysto skonstruowana i składa się z 6 rozdziałów. Wszystkie ryciny, tabele i zdjęcia mają objaśnienia w języku polskim i angielskim. Na końcu pracy zostało zamieszczone bardzo krótkie (3 strony) streszczenie w języku angielskim – moim zdaniem za krótkie i nie podające w pełni ważnych wyników pracy badawczej. Praca powstała w wyniku badań przeprowadzonych przez autora w latach 1995–2002 i została przedstawiona jako rozprawa habilitacyjna.

W dwóch krótkich wstępnych rozdziałach autor przedstawia zarys problemu badawczego, określa cele, metody i zakres badań oraz przedstawia charakterystykę wybranych elementów środowiska geograficznego Kotlin Podkarpackich. W badaniach fluwialnych, szczególnie dotyczących czwartorzędowego rozwoju dolin rzecznych strefy umiarkowanej często podkreśla się związek pomiędzy powstawaniem systemów terasowych a cyklem glacialno-interglacialnym. W Alpach i kotlinach na północnym przedpołu Alp A. Penck i E. Brückner¹ stwierdzili, że okresy zimne, glacialne zaznaczyły się wzmożoną akumulacją fluwioglacialną, a w okresach interglacialnych miała miejsce erozja – rozcinanie pokryw i tworzenie teras. Piotr Gębica stwierdza, że ewolucja dolin rzecznych w Karpatach i na ich przedpołu związana jest z cyklicznymi zmianami klimatu, co zresztą zostało udokumentowane w licznych wcześniejszych polskich opracowaniach naukowych. W świetle nowych badań, jak sądzi autor, schematy te wymagają modyfikacji. Pragnę zwrócić uwagę, że zaprezentowany przez Pencka i Brücknera w 1909 r. schemat rozwoju dolin alpejskich został już później zmieniony przez samego A. Pencka². Tenże, który początkowo wszystkim pokrywom akumulacyjnym przypisywał wiek glacialny, w trakcie późniejszych badań zmienił swój pogląd i niektóre pokrywy akumulacyjne (=terasy) związał z okresem interglacialnym (pokrywy z interglacialu Riss/Würm w dolinach Innu i jego dopływach). Nie chciałbym rozwijać szerzej tej dyskusji, ale wspomnę, że Albert Heim³ prowadząc badania w dolinach alpejskich w Szwajcarii niektóre pokrywy zwirowe interpretował też jako interglacialne.

¹ A. Penck, E. Brückner, 1901–1909, *Die Alpen im Eiszeitalter*, Leipzig.

² A. Penck, 1922, *Eustatische Bewegungen der Meeresspiegels während der Eiszeit*, Geographische Zeitschrift, 39.

³ A. Heim, 1919, *Geologie der Schweiz*, Bd. I. Leipzig.

Piotr Gębica koncentruje się na badaniach akumulacji rzecznej w górnym vistulianie i ich wyniki odnosi głównie do ważniejszych stanowisk osadów rzecznych z tego okresu w środkowej i zachodniej Europie, a z przedpola alpejskiego cytuje wyłącznie dwa stanowiska z osadami plenivistuliańskimi. Z północnego przedpola Alp austriackich znane są prace dotyczące rozwoju teras rzecznych w dolinach – ale co ciekawe, najlepsze rozpoznanie uzyskano w stosunku do starszych poziomów terasowych z okresu zlodowacenia Günz, Mindel, Riss (datowania gleb kopalnych i pokryw lessowych). Polskie prace, w tym niezwykle szczegółowe badania Piotra Gębicy dotyczące osadów rzek i form dolinnych z okresu vistulianu mogą być wzorem odniesienia do badań przedpola alpejskiego.

Autor recenzowanej książki zamierzał:

- określić zmiany erozji i sedymentacji w obrębie teras rzecznych, seriach osadów aluwialnych i eolicznych,
- rozpoznać cykliczne zmiany sedymentacji rzecznej oraz prawidłowości ewolucji dolin rzecznych strefy peryglacjalnej w kotlinach przedgórskich w czasie ostatniego zlodowacenia plejstoceniowego.

Stosował cztery grupy metod badań: geomorfologiczne, litologiczno-sedymentacyjne, analizy malakologiczne oraz datowanie palinologiczne i radiometryczne. Podstawową metodą rozpoznania rzeźby den dolin i zmian sedymentacji w Kotlinie Sandomierskiej było kartowanie geomorfologiczne wykonane w latach 1999–2002 w skali 1:25 000 i 1:10 000 wybranych obszarów testowych i odcinków dolin rzecznych. Badania te obejmowały wyróżnienie form akumulacji i erozji rzecznej oraz genetyczną i wiekową ich klasyfikację, zgodnie z instrukcją kartowania do szczegółowej mapy geomorfologicznej pod red. M. Klimaszewskiego. Badaniami objęto system plejstoceniowych stopni terasowych, często z inwentarzem drobnych form. P. Gębica stwierdził, że spośród teras nadzalewowych największe powierzchnie zajmują te z ostatniego zlodowacenia. Poza wcześniej już wyróżnioną terasą średnią (poziom II) o wysokości 13–18 m, stwierdził i wydzielił niższy stopień terasowy (tzw. poziom III) o wysokości 8–10 m, niewyróżniony w dotychczasowych opracowaniach przeglądowych. Podczas kartowania geomorfologicznego sprofilował i opracował łącznie 40 odsłoneń. Sytuację geologiczną badanego obszaru opracował na podstawie analizy około 500 wierceń, z których połowę wykorzystano do sporządzania przekrojów geologicznych. Ponadto wykonał 35 wierceń geologicznych wiertnią „Geomor”, pobierając próbki o nienaruszonej strukturze do analiz palinologicznych i datowania ^{14}C . Wykonał też 25 ręcznych sondowań do głębokości 4–6 m.

Wydzielone w terenie ogniwa osadów były badane pod względem ich struktury i tekstury. W ramach badań strukturalnych autor badał typy warstwowania, nachylenia lamin i miąższości ławic. Badane były też niektóre typy struktur peryglacjalnych. Dla kilkunastu profili geologicznych wykonano łącznie 250 analiz składu granulometrycznego. Autor zlecił również wykonanie 20 analiz obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych metodą Cailleux. Pozwoliło mu to na wydzielenie ogniwa osadowych o wysokim stopniu eolizacji. Zastosowane metody sedymentologiczne pozwoliły na wydzielenie facji charakterystycznych dla rzek roztokowych, meandrowych i przejściowych. W badaniach malakologicznych wykorzystał wyniki kilkunastu analiz, głównie z lessów terasy średniej nad Wisłą wykonanych przez S.W. Alexandrowicza. Niektóre

z tych wyników były wcześniej publikowane⁴. Badania palinologiczne 20 próbek osadów organicznych wyłącznie do celów przedstawionej rozprawy wykonał K. Szczepanik, a datowanie osadów organicznych metodą radiowęglową – A. Pazdur z Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Zlecono wykonanie 27 datowań radiowęglowych z 17 stanowisk, głównie z doliny Wisłoki. Łącznie w pracy wykorzystano około 100 datowań radiowęglowych pochodzących z 40 stanowisk. Na potrzeby opracowania w różnych laboratoriach wykonano też kilkanaście oznaczeń metodą OSL i TL. Wszystkie wyniki datowań zestawiono w tabelach. Autor zebrał olbrzymi materiał dokumentacyjny, który pozwolił mu na wnikliwe i w miarę szczegółowe przedstawienie przebiegu akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej.

Najważniejszą częścią pracy jest rozdział 3, poświęcony charakterystyce odcinków dolin i systemów terasowych. Obejmuje on aż 125 stron druku i 29 rycin (z ogólnej liczby 39). Autor przedstawił tu szczegółową analizę kluczowych stanowisk badawczych różnych odcinków doliny Wisły oraz w dolinach Dunajca, Wisłoki, Sanu. W każdym z nich stosował te same procedury badawcze, wnikliwie analizując osady i jednostki stratygraficzne. W rozdziale tym wykazał, że opanował doskonale nowoczesne metody i techniki badawcze stosowane w geomorfologii i geologii czwartorzędu. Analizę i opis osadów kończy ich interpretacją genetyczną. Opracowanie stanowisk badawczych przeprowadził z niezwykłą starannością i benedyktyńską dokładnością. Wykazał też, że posiada bardzo szeroką wiedzę z zakresu sedymentologii oraz że ma drobiazgowo opanowaną cytowaną literaturę, zwłaszcza dotyczącą badanego obszaru. Spis literatury zawiera 326 pozycje i powinien jeszcze być poszerzony o kilka, cytowanych w tekście. Niektóre fragmenty tego rozdziału zawierają aż przesadnie szczegółową analizę form czy osadów, brak natomiast map geomorfologicznych z zaznaczonymi fragmentami poziomów terasowych i szczegółową lokalizacją opisanych stanowisk. Czasem zamiast drobiazgowego opisu należało zamieścić profil poprzeczny przez dolinę. Dopiero szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000 do *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski arkusz Kraków* pozwolił mi na pełną orientację w badanym fragmencie doliny Wisły. Niekiedy trzeba sięgać do wcześniejszych opracowań autora (np. mapy geomorfologicznej zamieszczonej w pracy doktorskiej), aby móc śledzić fakty opisywane w tym rozdziale. Niedogodność występuje też przy studiowaniu map geomorfologicznych i przekrojów geologicznych, gdyż często trzeba wracać do ryciny 3 (wkładka), przy której zamieszczono pełny opis treści map i sedymentów występujących w przekrojach geologicznych dolin. Studiowanie pracy utrudnia też nie zawsze właściwe umieszczenie rycin w tekście, np. rycinę 5 zamieszczono na s. 46, a opis stanowiska jest dopiero na 53–54, rycinę 10B – na s. 72 a odniesienie do niej – na 77. Są to jednak tylko drobne usterki redakcyjne.

Praca Piotra Gębicy wyróżnia się też olbrzymią liczbą cytowanych datowań radiowęglowych, TL i OSL. To pozwala autorowi na podjęcie interesującej nowej próby ustaleń stratygraficznych. Czasem autor ma wątpliwości wobec wyników wykonanych datowań radiowęglowych i TL (np. s. 74, 78, 79, 89), jestem jednak pełen uznania, że poczynił starania o wykonanie licznych datowań i to w różnych laboratoriach. Pozycje datowanych osadów uwierzytelnia też czasem wynikami uzyskanymi z badań palinologicznych i malakologicznych. Razi mnie stosowanie przy opisie wierceń osadów aluwialnych

⁴ S.W. Aleksandrowicz, P. Gębica, 1997, *Malakofauna lessów i osadów holocenu średniej terasy Wisły w Hebdowie koto Krakowa*, Kwartalnik AGH, Geologia, 23, 1.

terminu glina (np. s. 88–91: glina pylasta beżowa..., zwarta (mada)!). Uważam, że termin glina powinien być używany tylko w stosunku do osadu glacialnego – osadu beżowej akumulacji lodowcowej.

Z uwagi na analityczny opis osadów i ich cech sedymentologicznych w głównym rozdziale pracy (rozdział 3) niepotrzebny moim zdaniem jest krótki rozdział 5 (s. 177–183).

Podsumowaniem wyników badań jest nie tylko rozdział ostatni, ale również 4, w którym autor omówił chronostratygrafię aluwioów i wiek form fluwialnych w dolinach przedpola Karpat. Pełne wyniki badań syntetycznie ujmuje również tabela 4, gdzie podaje się stratygraficzne i geomorfologiczne zmiany w dolinach rzecznych Kotlin Podkarpackich. Uzupełnieniem tej tabeli jest rycina 37 – schemat etapowego wycinania i wypełniania kopalnych rynien erozyjnych w dolinach rzek na przedpolu gór od wczesnego vistulianu aż po późny vistulian.

Autor rozpatruje przebieg wydarzeń w dolinach rzecznych w ciągu całego okresu vistulianu, a zatem znacznie wykracza poza tytuł rozprawy. W omówionych wyżej rozdziałach wykazał, że potrafi ująć syntetycznie wyniki swoich szczegółowych badań i dokonać krytycznych porównań z wynikami badań dotyczących stanowisk rzecznych osadów plenivistuliańskich w środkowej i zachodniej Europie.

Piotr Gębica stwierdza, że nie posiada wystarczających dowodów sedymentologicznych i morfologicznych pozwalających jednoznacznie określić wpływ ruchów neotektonicznych na przebieg akumulacji i erozji fluwialnej w pleniglacie w Kotlinach przedpola Karpat. Uważa, że wpływ tego czynnika na wykształcenie poziomów terasowych górnovistuliańskich i holocenijskich nie był istotny, główną rolę w ich powstawaniu i wykształceniu odegrały zaś warunki klimatyczne. Udowadnia też, że terasa vistuliańska jest dwudzielna: wyższy poziom budują osady pleniglacialne sprzed maksimum ostatniego zlodowacenia, natomiast niższy był akumulowany w okresie od fazy maksymalnej do schyłku tego glaciału. Wnikliwe badania pozwoliły mu również zwrócić uwagę na fakt, że nie wszystkie włożenia aluwialne zaznaczają się oddzielnymi stopniami terasowymi – część z nich występuje w formie kopalnych powierzchni erozyjnych.

Jan Szupryczyński
IGiPZ PAN, Toruń

G. Miotk-Szpiganowicz, K. Tobolski, J. Zachowicz (red.) – Osady zbiorników akumulacji biogenicznej. Przewodnik do prac laboratoryjnych i terenowych, Państwowy Instytut Geologiczny, Gdańsk 2005; 83 s.

Książka zawierająca 83 strony dużego formatu została przygotowana dla międzynarodowego kursu „Badania późnoglacialnych i holocenijskich osadów organicznych”, zorganizowanego przez Oddział Geologii Morza PIG oraz Centrum Doskonałości „REA” i wydana w języku polskim i angielskim. Umożliwia to czytelnikom równoległe śledzenie obu tekstów i przyswajanie sobie specjalistycznych terminów. Przewodnik napisany został praktycznie przez prof. Kazimierza Tobolskiego z UAM, dwa mniejsze rozdziały (o jeziorach i metodach badań terenowych) opracowała dr Grażyna Miotk-Szpiganowicz z PIG. Książka nawiązuje do dwóch prac: *Przewodnik do oznaczania torfów i osadów*

jeziornych Tobolskiego oraz *Torfowiska na przykładzie Ziemi Świeckiej* tegoż autora, opublikowanych w ostatnich kilku latach. Recenzowany tekst jest dowodem, że jedynie ten autor konsekwentnie publikuje polskie podręczniki na temat torfowisk i jezior, napisane w sposób kompetentny, z uwzględnieniem najnowszych światowych badań.

Wstępny rozdział dotyczy podstaw akumulacji biogenicznej. Już we wprowadzeniu autor podnosi fakt, że utwory biogeniczne archiwizują dzieje współczesnego środowiska przyrodniczego co najmniej od 13 tys. lat i integrują liczną grupę przyrodników oraz archeologów, a nawet historyków. Osady biogeniczne dzielą się na dwie wyraźne grupy: torfy odkładające się na drodze sedentacji, czyli akumulacji autochtonicznej na miejscu i gytie odkładające się na drodze sedymentacji, czyli akumulacji allochtonicznej z materiału przyniesionego spoza zbiornika. Na istnienie torfowisk wskazuje pokład torfu co najmniej 30-centymetrowy. Złoże torfowe dzieli się na 2 warstwy. Stropową zwaną akrotelmem (około 30–50 cm) wyznacza pionowy zasięg żywych organizmów. Przejmuje ona wody dopływające do torfowiska i steruje jego wzrostem, stanowiąc warstwę torfotwórczą. Niżej aż do podłoża zalega druga, martwa warstwa zwana katotelmem, w której brak tlenu i aerobowych organizmów, a woda porusza się bardzo powoli.

W drugim rozdziale scharakteryzowane są jeziora i torfowiska, ich podział i geneza. Wśród torfowisk wyróżnia się kilka grup. Pierwsza to łądowiejące jeziora, w których pływające pło przesuwa się od brzegów w głąb zbiornika. Drugą tworzą torfowiska kotłowe, głębokie o małej powierzchni; w nich warstwa torfu jest podścielona osadami jeziornymi o mniejszej od torfów miąższości, a poziom wody podnosi się niezależnie od wód otoczenia zbiornika. W torfowiskach paludyfikacyjnych torf odkłada się bezpośrednio na mineralnym podłożu. W grupie torfowisk nadrzecznych wyróżnić można kilka rodzajów: zalewowe – odżywiane wodą rzeczną, przepływowe – odżywiane przez wody gruntowe sączące się od brzegów doliny ku korytu rzeki, źródłiskowe – u stóp krawędzi dolin oraz rzadkie torfowiska anastomozujące. Torfowiska przejściowe zasilane są wodami gruntowymi i opadowymi, a torfowiska wysokie zależne są całkowicie od wód opadowych.

W rozdziale trzecim krótko omówiono geografie torfowisk, a więc strefowość i zróżnicowanie europejskich torfowisk, torfowiska w środkowej Europie i torfowiska w Polsce. Rozdział 4 zawiera charakterystykę środowisk akumulacji biogenicznej w jeziorach i torfowiskach. Interesującym stwierdzeniem jest, że torfotwórcze środowisko akumulacyjne może obejmować również zbiorowisko ziemno-wodne znajdujące się nawet głęboko pod powierzchnią wody. Mogło by się to odnosić do warstw torfu mszystego, często podścielającego grube warstwy osadów jeziornych. Już w latach 30. ubiegłego wieku Gross udowodnił, że są to warstewki torfu akumulujące się na bryłach martwego lodu, a po ich stopieniu torf osiadł na dnie głębokich niecek i został przykryty wodą. Byli jednak badacze torfowisk, tacy jak Pidopliczko z Białorusi, którzy twierdzili, że torf ten tworzył się na miejscu, w warunkach głębokiej wody. Problem ten nie jest całkowicie rozwiązany i wymaga dalszych badań.

Torfotwórcze środowisko akumulacyjne obejmuje strefę płytkowodną jezior i duże obszary wypłyconych powierzchni nad jeziorami i rzekami, zasiedlone przez rośliny ziemno-wodne – szuwary i wysokie turzyce. Wszystkie inne torfowiska tworzą się w warunkach terestrycznych, czyli rośliny torfotwórcze bytują na wysokości poziomu wody i ponad jej poziomem. Główną rolę grają tu mchy brunatne i torfowce oraz zbiorowiska leśne tworzące mozaikową strukturę kęp i dolinek.

W rozdziale następnym omówiono identyfikację torfów i osadów jeziornych na podstawie genetycznej¹ i niegenetycznej² klasyfikacji osadów. Z kolei G. Miotk-Szpiganowicz przedstawiła metody badań terenowych, omawiając szczegółowo sprzęt do wierceń i sposób jego wykorzystania. Pracę kończy krótki przegląd metod badań laboratoryjnych, w tym metod całościowej analizy znalezisk botanicznych, włącznie z mikroskopową analizą torfu i jego stopnia rozkładu oraz analizą popielności.

Literatura zawiera 60 pozycji, w tym 30 prac obcojęzycznych, głównie angielskich. Jest to zwięzły przegląd reprezentatywnych prac, które ukazały się z reguły w ostatnich latach. Jako aneksy załączono słowniczek nazw roślin naczyniowych (łacińskich, polskich i angielskich) oraz tablice z mikroskopowymi fotografiami *Chara* i *Nitella* oraz rysunkami obrazu mikroskopowego niektórych torfowiskowych mchów, torfowców oraz pestek, orzeszków i nasion roślin naczyniowych.

Książka napisana jest prostym i zrozumiałym dla wszystkich interesujących się badaniami torfowisk i jezior językiem, a równoczesne tłumaczenie angielskie pozwala przyswoić ją sobie badaczom z pozostałych krajów świata, przede wszystkim angielskojęzycznym. Praca jest dobrą wizytówką poziomu prowadzonych w naszym kraju terenowych i laboratoryjnych badań genezy osadów biogenicznych. Można ją polecić przede wszystkim geografom i geologom, którzy nie zajmowali się do tej pory, lub traktowali po macoszemu, te najmłodsze osady plejstocenu i holocenu.

Sławomir Żurek

Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska, Kielce

¹ M. Tołpa, M. Jasnowski, A. Pałczyński, 1967, *System der genetischen Klassifizierung der Torfe Mitteleuropas*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 76, s. 9–99.

² J. Troels-Smith, 1955, *Karakterisering af løse jordarter*, Danmarks Geologiske Umlersogelse, 4, 3, 10, s. 1–73.

**Działalność Rady Naukowej
Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. S. Leszczyckiego PAN w 2005 roku**

W roku 2005 Rada Naukowa IGiPZ PAN pracowała w składzie wybranym w dniu 18 stycznia 2003 r. (na kadencję 2003–2006). Pod koniec tegoż roku liczba członków Rady zwiększyła się do 39, gdyż na wniosek Dyrekcji i Rady Naukowej IGiPZ PAN w jej skład zostali dokooptowani: docenci dr. hab. Roman Kulikowski, Roman Soja i Jerzy Solon.

W roku sprawozdawczym odbyło się 5 posiedzeń Rady (16 marca, 27 kwietnia, 12 czerwca, 26 października i 14 grudnia). Na posiedzeniach tych przeprowadzono: 3 przewody habilitacyjne i 6 przewodów doktorskich, a wszczęto 1 przewód habilitacyjny i 1 doktorski.

Ponadto przyjęto sprawozdanie z działalności Instytutu w 2004 roku, a także plany: badań, współpracy z zagranicą, działalności wydawniczej oraz plan finansowy na 2005 r. Zaopiniowano wniosek Dyrektora Instytutu w sprawie zmiany na stanowisku kierownika Zakładu Przestrzennego Zagospodarowania i Badań Regionalnych – został nim doc. dr hab. Tomasz Komornicki. Rozpatrywano wnioski Dyrektora Instytutu w sprawach personalnych, pozytywnie zaopiniowano wniosek o przyznanie 1 stypendium doktorskiego pracownikowi IGiPZ PAN. Zatwierdzono wyniki kolokwium kwalifikacyjnego oraz kandydatów przyjętych na studia doktoranckie w IGiPZ PAN. Wprowadzono zmiany w Statucie IGiPZ PAN oraz przyjęto Regulamin Studium Doktoranckiego.

W roku sprawozdawczym odbyły się 3 kolokwia habilitacyjne zakończone uchwałą o nadaniu stopnia doktora habilitowanego nauk o Ziemi w zakresie geografii:

- dr. Piotra Gębicy (URz) – 27 kwietnia 2005 r. Recenzentami w przewodzie habilitacyjnym zostali: prof. dr hab. Józef Edward Mojski (UG), prof. dr hab. Jan Szupryczyński (IGiPZ PAN) i prof. dr hab. Józef Wojtanowicz (UMCS). Tytuł rozprawy habilitacyjnej: *Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej* (Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 193, Warszawa 2004). Uchwała Rady Naukowej IGiPZ PAN została zatwierdzona przez Centralną Komisję do Spraw Stopni i Tytułów 28 listopada 2005 r.
- dr. Zbigniewa Podgórskiego (UMK) – 22 czerwca 2005 r. Dorobek naukowy i rozprawę habilitacyjną pt. *Wpływ budowy i funkcjonowania młynów wodnych na rzeźbę terenu i wody powierzchniowe Pojezierza Chełmińskiego i przyległych części dolin Wisły i Drwęcy* (Wydawnictwo UMK, Toruń 2004) recenzowali: prof. dr hab. Zygmunt Babiński (AB, Rada Naukowa IGiPZ PAN), prof. dr hab. Jan Drwal (UGd) i prof. dr hab. A. Kaniecki (UAM). Zatwierdzenie Uchwały Rady Naukowej nastąpiło 27 lutego 2006 r.

- dr Ewy Roo-Zielińskiej (IGiPZ PAN) – 26 października 2005 r. Tytuł rozprawy habilitacyjnej: *Fitoindykacja jako narzędzie oceny środowiska fizycznogeograficznego. Podstawy teoretyczne i analiza porównawcza stosowanych metod* (Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 199, Warszawa 2004). Recenzentami w przewodzie habilitacyjnym byli: prof. dr hab. Zbigniew Dzwonko (UJ), prof. dr hab. Leon Kozacki (UAM) i prof. dr hab. Romuald Olaczek (UŁ).

Wszczęto przewod habilitacyjny dr. Mirosława Błaszkiwicza (IGiPZ PAN) i powołano 2 recenzentów w osobach: prof. dr hab. Leszka Starkla oraz prof. dr hab. Bolesława Nowaczyka (UAM). Rozpoczęto postępowanie w sprawie nadania doc. dr. hab. Jerzemu Bańskiemu tytułu profesora.

W roku sprawozdawczym stopień doktora nauk o Ziemi w zakresie geografii uzyskały następujące osoby.

- Mgr Anna Beata Adamczyk (Zakład Geoekologii i Klimatologii IGiPZ PAN). Publiczna obrona rozprawy doktorskiej pt. *Zróźnicowanie warunków termicznych powierzchni czynnej Warszawy i okolic (zastosowanie metod teledetekcji)* odbyła się 13 grudnia 2005 r. Promotorem pracy był prof. dr hab. Krzysztof Błażejczyk, recenzentami: prof. dr hab. Andrzej Ciołkosz (IGiK) oraz prof. dr hab. Tadeusz Niedźwiedz (UŚ).
- Mgr Witold Bochenek (Stacja Badawcza IGiPZ PAN w Szymbarku). Obrona rozprawy doktorskiej pt. *Krążenie wody i ługowanie pokryw w profilu podłużnym pogórskiego stoku fliszowego* miała miejsce 13 grudnia 2005 r. Promotorem rozprawy był prof. dr hab. Wojciech Froehlich, a recenzentami prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski (UAM) i prof. dr hab. Kazimierz Banasik (SGGW).
- Mgr Halina Grobelska (Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizów IGiPZ PAN). Publiczna obrona rozprawy doktorskiej pt. *Rozwój strefy brzegowej zbiorników retencyjnych o znacznych wahaniach stanów wody na przykładzie zbiornika pakoskiego* miała miejsce 25 października 2005 r. przed Komisją doktorską powołaną do przeprowadzenia przewodów doktorskich z zakresu geografii fizycznej. Promotorem pracy był prof. dr hab. Jan Szupryczyński, recenzentami zaś – prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski (UAM) i dr hab. Mieczysław Banach, prof. AP w Słupsku.
- Mgr Stanisław Kędzia (Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN). Tytuł rozprawy doktorskiej: *Klimatyczne i topograficzne uwarunkowania występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich (na przykładzie Koziej Dolinki)*. Promotor: prof. dr hab. Adam Kotarba, recenzenci: prof. dr hab. Krzysztof Błażejczyk (IGiPZ PAN) oraz prof. dr hab. Kazimierz Pękała (UMCS). Obrona pracy odbyła się 26 kwietnia 2005 r. przed Komisją doktorską powołaną do przeprowadzenia przewodów doktorskich z zakresu geografii fizycznej.
- Mgr Jarosław Kordowski (Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizów IGiPZ PAN). Publiczna obrona rozprawy doktorskiej miała miejsce w dniu 26 kwietnia 2005 r. Promotorem rozprawy doktorskiej pt. *Środowiska sedymentacyjne doliny dolnej Wisły na obszarze między Górkami i Szynichem (ze szczególnym uwzględnieniem równiny zalewowej)* był prof. dr hab. Jan Szupryczyński, a recenzentami: prof. dr hab. Zygmunt Babiński (AB, Rada Naukowa IGiPZ PAN) i prof. dr hab. Elżbieta Mycielska-Dowgiałło (UW).
- Mgr Anna Maria Leonowicz (Pracownia Kartografii i Systemów Informacji Geograficznej IGiPZ PAN). Promotorem rozprawy doktorskiej pt. *Kartogram jako*

forma prezentacji zależności zjawisk geograficznych był dr hab. Jacek Paślowski, prof. UW, a recenzentami: prof. dr hab. Andrzej Ciołkosz i dr hab. Wiesława Żyszkowska (UWr.). Publiczna obrona rozprawy doktorskiej odbyła się 13 grudnia 2005 r.

Ponadto wszczęto przewód doktorski mgr. Mirosława Stepaniuka (Instytut Inżynierii Środowiska Politechniki Białostockiej).

Zaopiniowano wnioski Dyrektora IGiPZ PAN o zatrudnienie: 1 osoby na stanowisku profesora, 1 na stanowisku docenta, 6 na stanowisku adiunkta, 3 osób – w niepełnym wymiarze czasu pracy. Złożono do Wydziału VII 2 wnioski o nagrodę naukową. Nagrodę im. Stanisława Staszica otrzymał w 2005 r. doc. dr hab. M. Degórski za pracę pt. *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*.

Barbara Krawczyk
IGiPZ PAN, Warszawa

III Konferencja ESEH „History and sustainability”

Florencja, 16–19 II 2005 r.

W dniach od 16 do 19 lutego 2005 r. odbyła się we Florencji konferencja naukowa, której głównymi organizatorami były: European Society for Environmental History (ESEH), władze Regionu Toskanii, Uniwersytet we Florencji i Włoska Akademia Nauk Leśnych. Obrady, w których uczestniczyło 345 naukowców, odbywały się w centrum konferencyjnym Palazzo degli Affari. Uczestnicy reprezentowali kilkaset ośrodków naukowych z 32 państw. Wygłoszone zostały 142 referaty i zaprezentowano 20 posterów.

ESEH zostało założone na wzór istniejącego od 1977 r. American Society for Environmental History (ASEH). Promuje ono naukę na polu **historii środowiskowej** (EH), ze szczególnym naciskiem na dialog i współpracę pomiędzy naukowcami uprawiającymi nauki humanistyczne oraz zajmującymi się badaniem środowiska naturalnego. Od samego początku istnienia duży udział w Towarzystwie mają naukowcy zajmujący się leśnictwem i lasami.

Pierwsza konferencja ESEH odbyła się we wrześniu 2001 r. na najstarszym szkockim Uniwersytecie St. Andrews. Tam Towarzystwo zostało zawiązane, określono jego statut i cele. Druga konferencja odbyła się na Uniwersytecie Karola w Pradze we wrześniu 2003 r. Nosila ona tytuł „Dealing with diversity”, a jej organizatorami byli geografowie z prof. Leošem Jelečkem na czele.

Konferencję we Florencji otworzyła prezydent ESEH – dr Verena Winiwarter. Po przywitaniu uczestników na krótko głos zabrał przewodniczący komitetu organizacyjnego prof. Mauro Agnoletti (Uniwersytet we Florencji) oraz przedstawiciele instytucji–organizatorów konferencji. Następnie plenarny wykład pt. *Ekologia czasu. Nowa gałąź badawcza*. wygłosił prof. Piero Bevilacqua (Uniwersytet la Sapienza w Rzymie). Według niego podstawowym elementem zrównoważonego rozwoju jest **czas**, zarówno w sensie społecznym (jako „czas pracy”, „czas życia”, „czas konsumpcji”), jak i w sensie zasobów naturalnych (*the working time of nature*).

Referaty na konferencji były prezentowane w 5 grupach tematycznych: A – lasy i leśnictwo, B – wpływ rolnictwa i uprzemysłowienia na środowisko naturalne, C – wpływ działalności człowieka na hydrosferę i środowisko biotyczne, D – uwarunkowania przemian środowiska naturalnego, E – kształtowanie postaw człowieka wobec środowiska naturalnego i kulturowego. W ramach każdej grupy wydzielono 8 sesji – po 3 referaty każda. Dodatkowo drugiego dnia konferencji odbyło się 7 sesji narodowych-włoskich (21 referatów – głównie w języku włoskim).

Wśród referentów dominowali Brytyjczycy (25), a następnie Włosi (21), Amerykanie (16) i Niemcy (15). Choć była to konferencja organizowana przez europejskie towarzystwo, ¼ wszystkich referatów prezentowali naukowcy spoza Europy. Reprezentowali oni wszystkie kontynenty poza Antarktydą.

Polska była reprezentowana przez 4 osoby. Mgr Tomasz Samojlik (Zakład Badań Ssaków PAN w Białowieży) podczas sesji A3 (Tereny leśne i leśnictwo) wygłosił referat, w którym omówił użytkowanie Puszczy Białowieskiej w czasach Jagiellonów oraz jego ślady we współczesnym środowisku leśnym. Dr Anna Majchrowska (Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego) w sesji D7 (Środowisko naturalne i przemysł) mówiła o przestrzennym zróżnicowaniu starych kompleksów leśnych w środkowej Polsce. Z kolei piszący te słowa – w trakcie sesji C8 (Zasoby wodne) przedstawił referat dotyczący zmian w zagospodarowaniu hydrotechnicznym wybranej zlewni rzecznej w ciągu ostatnich 600 lat. W konferencji uczestniczyła również dr Bożena Kornatowska (Ministerialna Konferencja Ochrony Lasów w Europie, Warszawa).

Konferencja ESEH zgromadziła interdyscyplinarne środowisko naukowców. Obok geografów (specjalności zarówno fizyczne jak i społeczno-ekonomiczne) spotkali się tu przedstawiciele nauk leśnych, ekolodzy, historycy, archeolodzy, filozofowie. Wśród geografów najczęściej delegatów pochodziło z Czech, Węgier, Szwajcarii i Niemiec. Ich referaty dotyczyły głównie: rekonstrukcji zmian klimatu w czasach historycznych, uwarunkowań występowania powodzi oraz zmian krajobrazu i użytkowania terenu. Większość referatów została zamieszczona w monografii *History and Sustainability*.

Następna konferencja ESEH odbędzie się w dniach 5–8 czerwca 2007 r. w Amsterdamie i będzie nosiła tytuł: „Environmental connections: Europe and wider world”¹. Dla geografów zajmujących się rekonstrukcją środowiska naturalnego w czasach historycznych, udział w tej konferencji jest godny polecenia.

Dariusz Brykała
IGiPZ PAN, Toruń

II Międzynarodowe Seminarium Turystyki Górskiej
„Schroniska górskie – wyzwanie dla turystów i przyrody?”
Szklarska Poręba, 14–17 IV 2005 r.

Już od dłuższego czasu organizatorzy wyjazdów turystycznych zdają sobie sprawę z zagrożeń dla środowiska przyrodniczego, jaki powoduje wzmagający się ruch turystyczny. Szczególnie dotyczy to tak wrażliwych ekologicznie obszarów, jakimi są góry. W celu

¹ Internetowa strona kontaktowa konferencji: <http://adm-websrv3b.sdu.dk/conference.eseh2007/>

przedyskutowania tego zagadnienia zorganizowano u stóp Karkonoszy seminarium przy udziale Międzynarodowego Stowarzyszenia Przyjaciół Przyrody (International Friends of Nature, znanego bardziej pod niemieckim skrótem NFI) z siedzibą w Wiedniu, Instytutu Turystyki i rekreacji AWF w Krakowie i Polskiego Towarzystwa Turystyczno-Krajoznawczego, które jest właścicielem zdecydowanej większości schronisk w polskich górach. W spotkaniu wzięło około czterdziestu osób z całego niemal świata, co pozwoliło zebranym zapoznać się z różnymi spojrzeniami na podjęte zagadnienia.

Podstawą wnikliwych dyskusji były referaty, wygłaszane i przewidziane do druku w języku angielskim przez wspomniany Instytut. Miały one następujące tytuły:

- *Opis i analiza aktualnych tendencji w modernizacji schronisk turystycznych polskich Karpat* (Zbigniew Radziewanowski, Wydział Architektury Politechniki Krakowskiej),
- *Polskie schroniska górskie z perspektywy zagranicznego turysty* (Peter van der Loos, Nivon, Holandia),
- *Górskie ostoje i schroniska* (Maria Clara Starace, Mountain Wilderness International, Włochy),
- *Kamiennie schrony, chatupy i clubbing* (Richard Gregory, Peak District National Park, Wielka Brytania),
- *Turystyczny region Trojan-Aprilci w Bułgarii* (Lucie Ileva, Limasol Consulting Agency, Bułgaria),
- *Schroniska karpackie w Rumunii* (Dana Cojocar, Górska Grupa „Przyjaciół Przyrody”, Rumunia),
- *Schroniska studenckie jako specyficzna forma schronisk* (Bartosz Szczechowicz, Instytut Turystyki i Rekreacji, AWF Kraków),
- *Schroniska górskie w Karkonoszach* (Petra Státna, Krkonošsky Narodni Park, Republika Czeska),
- *Ewolucja sieci schronisk górskich w Karkonoszach* (Jacek Potocki, AE we Wrocławiu, Wydział Gospodarki Regionalnej i Turystyki w Jeleniej Górze),
- *Wyzwania dla turystycznego środowiska przyrodniczego w prowincji Nghe An* (Chu Van Dung, Administracja Leśna, Wietnam),
- *System schronisk górskich w Kanadzie* (Carl Hannigan, Alpine Club of Canada),
- *Trasy wędrowskie w Kenii* (Rejo Hakanen, Guide Services Ltd., Kenia),
- *Ekoturystyka w okręgu Voskopojë* (Ylla Pema, Albański Klub Ekologiczny),
- *Powstawanie i działalność schronisk górskich w Gruzji* (Ivan Waszakmadze, Centrum Turystyki Zrównoważonej, Gruzja).

Odbyła się też oczywiście wycieczka terenowa, której celem było przede wszystkim zapoznanie się ze schroniskami PTTK w Karkonoszach. Spotkania, przygotowane przez Spółkę „Schroniska i Hotele Sudeckie PTTK”, dostarczyły nie tylko bogatego materiału do dyskusji toczonych podczas całego seminarium, ale i dobrych opinii o tych obiektach. Od kilku już lat trwa w nich intensywny proces ekologizacji urządzeń i modernizacji wyposażenia. Właśnie jako jedyną możliwość funkcjonowania schronisk górskich – niezbędnych przecież dla racjonalnie uprawianej turystyki wędrowniczej, uczestnicy postrzegali limitowanie (o ile to możliwe) wielkości ruchu turystycznego i maksymalne dostosowanie funkcjonowania schronisk do przepisów ochrony środowiska, zwłaszcza na obszarach chronionych, jakimi są np. parki narodowe. Sformułowane wnioski i postulaty zostaną skierowane do różnych władz, instytucji, organizacji i środowisk,

jako że dotyczą one rozmaitych, a przy tym szerokich kręgów społeczeństwa na wszystkich kontynentach.

Krzysztof R. Mazurski

Wydział Architektury Politechniki Wrocławskiej, Wrocław

**Konferencja naukowa „Środowisko przyrodnicze
jako przedmiot badań interdyscyplinarnych: teoria i praktyka”
Busko-Zdrój, 2–4 VI 2005 r.**

W dniach 2–4 czerwca 2005 r. w Busku-Zdroju odbyła się ogólnopolska konferencja naukowa „Środowisko przyrodnicze jako przedmiot badań interdyscyplinarnych”, zorganizowana przez Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Instytut Geografii Akademii Świętokrzyskiej oraz Polską Asocjację Ekologii Krajobrazu. Uczestniczyło w niej 155 osób, w tym 8 gości z zagranicy. Reprezentowane były prawie wszystkie wyższe uczelnie w Polsce oraz następujące zagraniczne ośrodki naukowe: Uniwersytet im. M. Łomonosowa z Moskwy, Instytut Geografii i Geoinformacji z Salzburga, Uniwersytet Saksoński z Drezna, Uniwersytet Franche-compté z Besançon i Uniwersytet im. Iwana Franki z Lwowa. Wśród uczestników konferencji przeważali geografowie i biolodzy, obecni też byli przedstawiciele nauk rolniczych, ekonomicznych, architektów krajobrazu i urbanistów. Udział wzięli również pracownicy parków narodowych i krajobrazowych, jednostek zajmujących się ochroną środowiska i planowaniem przestrzennym oraz władze lokalne i nauczyciele przedmiotów przyrodniczych.

Przedstawione na spotkaniu wystąpienia dotyczyły struktury i funkcjonowania systemów przyrodniczych oraz zastosowań badań krajobrazowych do celów praktycznych. Prezentowane były badania prowadzone przez przyrodników różnych dyscyplin, wśród nich liczne studia traktujące o Poniżniu Pińczowskim.

Pierwszego dnia odbyły się dwie sesje plenarne. W ramach pierwszej przedstawiono 7 referatów. Wystąpienie prof. A. Richlinga (WGiSR UW) pt. *45 lat badań nad georóżnorodnością okolic Pińczowa* dotyczyło prowadzonych przez Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW badań nad strukturą i dynamiką środowiska przyrodniczego Poniżnia, zainicjowanych przez prof. J. Kondrackiego. Liczne prace magisterskie, doktorskie i inne opracowania naukowe dotyczyły tego właśnie terenu. Urozmaicenie krajobrazu i jego szczególne piękno były przyczyną, dla której w okolicach Pińczowa wielokrotnie były organizowane praktyki terenowe dla studentów geografii.

Następnie doc. J. Solon (IGiPZ PAN) w referacie *Okolice Pińczowa jako poligon dla długookresowych badań dynamiki krajobrazu* przedstawił rezultaty badań Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN. Badania te dotyczyły struktury użytkowania ziemi oraz geobotanicznej dynamiki zróżnicowania roślinności w przekroju czasowym i przestrzennym. Zdaniem autora, zebrane materiały powinny być w przyszłości wykorzystane do opracowania kompleksowego modelu zmian czasowych krajobrazu.

Tematem kolejnego wystąpienia doc. M. Degórskiego (IGiPZ PAN) były teoretyczne podstawy systemowego ujęcia badań środowiska przyrodniczego i jego znaczenie dla rozwiązań aplikacyjnych. Autor zwrócił uwagę, że badanie struktury i funkcjonowania systemu środowiska przyrodniczego i antropogenicznego, i ich wzajemnych relacji

stanowić powinno podstawy budowy różnorodnych modeli funkcjonalnych i strukturalnych oraz modeli tendencji zmian stanu środowiska geograficznego.

Modelowaniem zajmował się również prof. T. J. Chmielewski (Politechnika Lubelska), który przedstawił cztery modele: hierarchicznej organizacji przyrodniczych jednostek przestrzennych, strefowo-pasmowo-węzłowy, troficznego zróżnicowania i chemicznego skażenia krajobrazu oraz reakcji między zmianami struktury użytkowania ziemi a różnorodnością biologiczną i krajobrazową.

Z kolei dr hab. M. Drużkowski (UJ) omówił założenia ogólnopolskiego projektu badania struktury krajobrazu Polski, realizowanego przez Polską Asocjację Ekologii Krajobrazu. Badania mają objąć wszystkie regiony geograficzne Polski, a wyniki prac powinny być przydatne do celów ochrony i kształtowania środowiska.

Następny mówca prof. Z. M. Migaszewski (AŚ) w referacie *Badania geochemiczne w ocenie stanu środowiska na wybranych przykładach z Gór Świętokrzyskich* wskazał na ważną rolę badań tła geochemicznego różnych komponentów środowiska przyrodniczego. Dzięki tym badaniom możliwa jest ocena wpływu człowieka na środowisko.

Na zakończenie głos zabrał prof. M. Pietrzak (AWF Poznań), który zaprezentował możliwość wykorzystania modelu „płat–korytarz–tło” do prac planistyczno-projektowych.

Drugą sesję plenarną wypełniły wystąpienia gości zagranicznych: prof. J. Breuste (Instytut Geografii i Geoinformacji, Salzburg), prof. J.-C. Wiebera (Uniwersytet Franche-compté, Besançon), prof. K. N. Diakonova (współautorzy A. I. Bieliakov i J. G. Puzačenko, Uniwersytet im. M. Łomonosowa, Moskwa) i dr M. Rödera (Uniwersytet Saksoński, Drezno). Każdy referat zakończony był krótką dyskusją.

W następnych dniach obrady odbywały się w ramach czterech równoległych sesji:

1. Ponidzie jako obiekt badań różnych dyscyplin naukowych;
2. Wybrane regiony Polski jako obiekt badań różnych dyscyplin naukowych;
3. Struktura i dynamika systemów przyrodniczych;
4. Zastosowanie zintegrowanych badań środowiska przyrodniczego.

Referaty dotyczyły teorii i metodyki badań krajobrazowych oraz szeroko traktowanych relacji pomiędzy człowiekiem a środowiskiem przyrodniczym. Liczne były wystąpienia odnoszące się do kulturowego aspektu badań krajobrazu, a także przykłady prac służących planowaniu i kształtowaniu krajobrazu.

W sumie wygłoszono 75 referatów i komunikatów. Odbyła się też sesja posterowa, na której zaprezentowano 37 posterów.

Uczestnicy konferencji mieli również możliwość poznania Buska-Zdroju w trakcie wycieczki prowadzonej przez znawcę i miłośnika regionu pińczowskiego, mgr. R. Kapuścińskiego. Ważnym elementem konferencji była wycieczka naukowa, sprawnie prowadzona przez dr. B. Wicika. Jej celem było przedstawienie zróżnicowanego krajobrazu Ponidzia. Trasa wycieczki przebiegała od Buska-Zdroju przez Winiary, Gacki i Włochy do Pińczowa, a następnie przez Byczów, Rudawę, Wiślicę z powrotem do Buska. Objasnień w czasie sesji terenowej udzielali również dr E. Żmudzka, dr P. Szwarzewski, prof. T. J. Chmielewski i doc. J. Solon.

Barbara Stojek

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa,

XXXI Sympozjum Polarne

Kielce, 12–14 IX 2005 r.

XXXI Sympozjum Polarne pt. „Funkcjonowanie obszarów polarnych oraz jego współczesne i reliktowe cechy w krajobrazach” po raz pierwszy w historii miało miejsce w kieleckim ośrodku naukowym. Organizatorem Sympozjum była Akademia Świętokrzyska przy współdziałaniu Komitetu Badań Polarnych Polskiej Akademii Nauk oraz Klubu Polarnego Polskiego Towarzystwa Geograficznego. Honorowy patronat nad spotkaniem polarników objęli prof. Michał Kleiber – Minister Nauki i Informatyzacji oraz prof. Regina Renz – Jej Magnificencja Rektor Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach, a także Wojciech Lubawski – Prezydent Miasta Kielce.

Miejscem obrad Sympozjum było Kieleckie Centrum Biznesu znajdujące się przy Al. Solidarności 34 w Kielcach.

Po okolicznościowych przemówieniach rozpoczęła się sesja plenarna, która składała się z dwóch części. Pierwszej przewodniczył prof. AŚ Marek Józwiak, a wygłoszono na niej dwa referaty:

- *IV Międzynarodowy Rok Polarny 2007–2008. Główne przesłania, cele i zadania* – prof. Aleksander Guterch,
- *Polska Stacja Polarna Hornsund przed Międzynarodowym Rokiem Polarnym* – dr Piotr Głowacki.

Druga część sesji (przewodniczył prof. Aleksander Guterch) zawierała również dwa referaty:

- *Ewolucja lodowców Svalbardu* – prof. Jacek Jania,
- *Badania botaniczne w lądowych ekosystemach Antarktyki* – prof. Maria Olech.

Później rozpoczęły się sesje referatowe, którym kolejno przewodniczyli prof. Jacek Jania (6 referatów) i prof. Andrzej Karczewski (5 referatów).

Następnie odbyło się zebranie Klubu Polarnego PTG, które prowadził dr Piotr Głowacki. Na wstępie usprawiedliwił nieobecność członków Zarządu Klubu. Przedstawił aktualną sytuację Klubu Polarnego, zwracając m.in. uwagę na jego problemy finansowe. Prof. Jacek Jania zauważył, że XXXI Sympozjum Polarne i towarzyszące mu zebranie klubowe charakteryzuje wyjątkowo niska frekwencja. Zasugerował podjęcie działań mających zapobiegać takim tendencjom.

W dalszej części zebrania podano do wiadomości, że organizatorem kolejnego Sympozjum Polarnego będzie warszawski ośrodek naukowy. Podkreślono konieczność nadania XXXII Sympozjum Polarnemu szczególnego znaczenia w związku ze zbliżającym się IV Międzynarodowym Rokiem Polarnym.

Ostatnim punktem pierwszego dnia Sympozjum było spotkanie koleżeńskie, połączone z uroczystą kolacją w restauracji „Patio” Kieleckiego Centrum Biznesu.

W drugim dniu obrad miały miejsce 3 sesje referatowe. Pierwszej przewodniczyła prof. Maria Olech (7 referatów), drugą prowadził prof. Wiesław Kaca (8 wystąpień). Trzeciej sesji przewodniczył prof. Alojzy Kowalkowski (6 referatów). Później odbyła się sesja posterowa, którą prowadził prof. Andrzej Marsz. Zaprezentowano w niej 12 posterów.

Tematyka referatów i posterów była dość znacznie zróżnicowana. Referaty dotyczyły akumulacji śniegu (M. Grabiec, J. Leszkiewicz, J. Jania), ablacji (K. Mięgała, B. Piwowar,

D. Puczko) i prędkości powierzchniowej (D. Puczko, A. Piwowar, J. Jania, P. Głowacki, A. Bałut) lodowców Spitsbergenu. Poruszono także problematykę rozkładu przestrzennego poziomu wieloletniej zmarzliny i jego związku z nierównomiernym zanikiem pokrywy śnieżnej (P. Dolnicki). Była też mowa o czynnikach „pozaarktycznych” kształtujących zmienność temperatury powietrza na Spitsbergenie (A. Marsz, A. Styczyńska), jak również o wpływie Oscylacji Antarktycznej na temperaturę powietrza na Antarktydzie (M. Kejna). Zwrócono uwagę na zmiany składów gatunkowych zbiorowisk roślinnych na Wyspie Króla Jerzego (J. Smykała) oraz przedstawiono zarys holocenijskiej historii roślinności na północnym wybrzeżu Hornsundu (M. Kuc).

Dokonano także analizy podręczników szkolnych czasów Komisji Edukacji Narodowej pod kątem zawartych w nich informacji na temat terenów polarnych (P. Köhler) i przedstawiono koncepcję współczesnego nauczania o obszarach polarnych realizowaną w Akademii Świętokrzyskiej (A. Zieliński). Uwypuklono dynamikę zmian krajobrazu na Spitsbergenie (W. Ziaja).

Drugi dzień Sympozjum zakończyło spotkanie koleżeńskie przy grillu.

W trzecim dniu Sympozjum odbyła się sesja terenowa, poświęcona współczesnym i reliktowym cechom procesów mrozowych w krajobrazie Gór Świętokrzyskich. Część tej sesji prowadził prof. Alojzy Kowalkowski – „Indykacyjne znaczenie powstałych w obszarach polarnych reliktowych cech procesów lito- i pedogenezy w profilu glebowym dla interpretacji genezy i klasyfikacji gleb, na przykładzie głównego masywu Łysogór (Góry Świętokrzyskie)”. Druga część sesji terenowej przebiegała pod hasłem „Geneza, wiek oraz problem peryglacjalnej i współczesnej dynamiki pokryw wietrzniowych masywu Łysej Góry w Górach Świętokrzyskich”. Tę część sesji prowadził zespół pracowników Instytutu Geografii AŚ: prof. AŚ Bartłomiej Jaśkowski, dr Bolesław J. Kowalski oraz dr Robert Sołtysik.

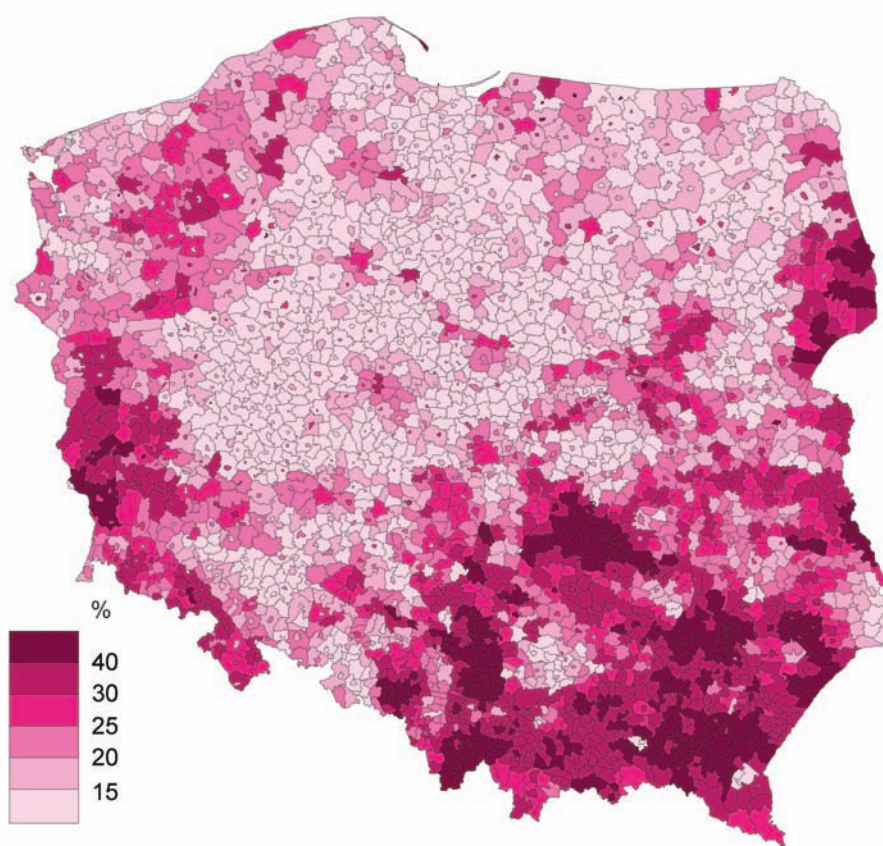
XXXI Sympozjum Polarne było dobrze zorganizowane i sprawnie przeprowadzone, szkoda tylko, że przy tak słabej frekwencji. Owocem Sympozjum jest specjalnie przygotowany zeszyt.¹

Artur Zieliński
Akademia Świętokrzyska, Kielce

¹ *Funkcjonowanie obszarów polarnych oraz jego współczesne i reliktowe cechy w krajobrazach*, red. M. Józwiak i P. Kozłowski, Zakład Ochrony i Kształtowania Środowiska Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej, Stacja Monitoringu Akademii Świętokrzyskiej, Oficyna Wydawnicza „Text”, Kraków 2005, 223 s.

ERRATA
do numeru 4/2005

Właściwa wersja ryciny 10 w artykule R. Kulikowskiego (s. 543)



Ryc. 10. Udział indywidualnych gospodarstw rolnych o dochodach z rent i emerytur przekraczających 50% dochodów ogółem w 2002 r.
Percentage of individually-owned farms on which income from disability and retirement pensions exceeded 50% of total income in 2002