

INSTYTUT GEOGRAFII  
i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
im. Stanisława Leszczyckiego  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

INDEKS 370894  
ISSN-0033-2143

# PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK  
TOM 73, ZESZYT 3, 2001




WYDAWNICTWO NAUKOWE PWN  
WARSZAWA 2001



INSTYTUT GEOGRAFII  
i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
im. Stanisława Leszczyckiego  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

# PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK  
TOM 73, ZESZYT 3, 2001

  
WYDAWNICTWO NAUKOWE PWN  
WARSZAWA 2001

<http://rcin.org.pl>

RADA REDAKCYJNA

ANTON BEZAK, TERESA CZYŻ, F.E. IAN HAMILTON, KAZIMIERZ KŁYSIK,  
ANDRZEJ KOSTRZEWSKI, TEOFIL LIJEWSKI, JACEK PASŁAWSKI,  
JANUSZ PASZYŃSKI, TADEUSZ STRYJAKIEWICZ, WOJCIECH WIDACKI

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor: ZBIGNIEW TAYLOR  
członkowie: MAREK DEGÓRSKI,  
ROMAN KULIKOWSKI,  
JAN SZUPRYCZYŃSKI  
sekretarz: LUDMILA KWIATKOWSKA

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

WYDAWNICTWO NAUKOWE PWN SA

Ark. wyd. 17,0. Ark. druk. 12,5

Podpisano do druku we wrześniu 2001 r.

Oddano do składania w czerwcu 2001 r.

Druk ukończono we wrześniu 2001 r.

<http://rcin.org.pl>  
Skład i łamanie: Firma Usługowa „GOKA”

Druk: Drukarnia Braci Grodzickich, Piaseczno, ul. Geodetów 47a

## SPIS TREŚCI

### ARTYKUŁY

M a r u s z c z a k H. – Rozwój rzeźby wschodniej części wyżyn metakarpackich w okresie posarmackim .....	253
Relief development in the eastern part of the Meta-Carpathian Uplands during the post-Sarmatian period .....	278
B a n a s z u k H. – Zasięg zlodowacenia Wisły w Polsce północno-wschodniej na podstawie badań geomorfologicznych i termoluminescencyjnych .....	281
Range of the Vistula glaciation in north-eastern Poland on the basis of geomorphological research and thermoluminescentic analyses .....	304
G r a b i ń s k a B. – Geograficzne aspekty wymierania i introdukcji płazów i gadów w Europie .....	307
Geographical aspects of Amphibian and Reptile extinction and introduction in Europe .....	330
G u t r y - K o r y c k a M., G ą s o w s k a G. – Związek wezbrań dolinnych wód podziemnych z wezbrzeniami Wisły .....	331
The link between peak levels of valley groundwaters and peak high water in the Vistula River .....	350
K o r d o w s k i J. – Litologia osadów pozakorytowych równiny zalewowej dolnej Wisły między Górskiem i Chelmem .....	351
Lithology and genesis of the lower Vistula River overbank floodplain deposits between Górsk and Chelmo .....	368
Ś l e s z y ń s k i P. – Percepcja atrakcyjności wizualnej krajobrazu okolic Pińczowa .....	371
Perception of visual attractiveness on the Pińczów vicinity .....	387

### SPRAWOZDANIA

W r ó b e l J., M r u g a ł a Sz. – Charakterystyka klimatu Ukrainy .....	389
Characterisation of the climate of Ukraine .....	413

### RECENZJE

Wilson A.G. – Complex spatial systems: the modelling foundations of urban and regional analysis (R. Domański) .....	415
Miller D., de Roo G. (red.) – Integrating city planning and environmental improvement: Practicable strategies for sustainable urban development (R. Domański) .....	418
Domański R. (red.) – The changing map of Europe: the trajectory Berlin–Poznań–Warsaw. A tribute to Antoni Kukliński (B. Domański) .....	420
95 lat Calendario Atlante de Agostini (W. Kaprowski) .....	423
Berger L. – Płazy i gady Polski. Klucz do oznaczania (B. Grabińska) .....	425
von Dohle W., Bornkamm R., Weigmann G. (red.) – Das Untere Odertal Auswirkungen der periodischen Überschwemmungen auf Biozönosen und Arten (J. Suchożebrski) .....	427
Jankowski A.T., Havrlant M. – Anthropogene Reliefveränderungen in Oberschlesien. Anthropogenic Modifications to the Relief of Upper Silesia (Z. Podgórski) .....	429
Nowe czasopismo Geoinformatica Polonica (J.R. Ołędzki) .....	431

### KRONIKA

Jubileusz Profesora Marcina Rościszewskiego (J. Szupryczyński) .....	435
Konferencja Komisji Organizacji Przestrzeni Przemysłowej MUG „Wiedza–Przemysł–Środowisko” – Dongguan (Chiny), 8–11 VIII 2000 r. (T. Stryjakiewicz) .....	439
Symposium Komisji „Ludność i Środowisko” MUG – Seul, 15–16 VIII 2000 r. (A. Potrykowska) .....	442



## Od redaktora

Przekazujemy Czytelnikom pierwszy zeszyt Przeglądu Geograficznego w nieco zmienionej formie, zbliżonej do innych periodyków geograficznych. Faktyczne zmiany są jednak większe i obejmują m.in. powołanie organu konsultacyjno-doradczego Komitetu Redakcyjnego w postaci Rady Redakcyjnej, w skład której wchodzi wybitni przedstawiciele naszej dyscypliny. Drugą istotną zmianą jest wprowadzenie anonimowego sposobu recenzowania nadsyłanych prac. Każdy artykuł i notatka będą recenzowane przez co najmniej dwóch recenzentów. Z wymogiem anonimowego recenzowania wiąże się odmienny sposób przygotowania manuskryptów. Szczegółowa *Informacja dla Autorów* znajduje się na końcu zeszytu. Przestrzeganie podanych w niej zaleceń formalnych usprawni prace redakcyjne i przyczyni się do szybszej publikacji nadsyłanych materiałów. Zamiarem Komitetu Redakcyjnego jest publikowanie czasopisma w regularnych odstępach kwartalnych.

Przegląd Geograficzny pozostaje ogólnopolskim kwartalnikiem, w którym będziemy zamieszczać oryginalne prace teoretyczne, metodologiczne i empiryczne z zakresu szeroko pojmowanej problematyki geograficznej i przestrzennego zagospodarowania kraju. Nie zamierzamy natomiast publikować typowych przyczynków, opartych na wąskim materiale empirycznym, a dotyczących najczęściej niewielkiego obszaru. Wyjątkiem będą *case studies*, mogące służyć jako podstawa do wyprowadzenia znaczących uogólnień. Będziemy również publikować (w języku angielskim) wartościowe artykuły Autorów-obcokrajowców.

Zakładamy, że nadsyłane materiały nie są i nie będą publikowane gdzie indziej. Dopuszczamy publikowanie podobnej treści materiałów w językach obcych, zwłaszcza jeśli ukazały się za granicą. Zapraszamy Autorów do współpracy z Przeglądem Geograficznym przez nadsyłanie wartościowych artykułów i notatek, materiałów dyskusyjnych, recenzji (w tym oprogramowania geograficznego) oraz sprawozdań.

Zbigniew Taylor





## Rozwój rzeźby wschodniej części wyżyn metakarpackich w okresie posarmackim

*Relief development in the eastern part of the Meta-Carpathian Uplands  
during the post-Sarmatian period*

HENRYK MARUSZCZAK

Instytut Nauk o Ziemi UMCS, 20-033 Lublin, ul. Akademicka 19

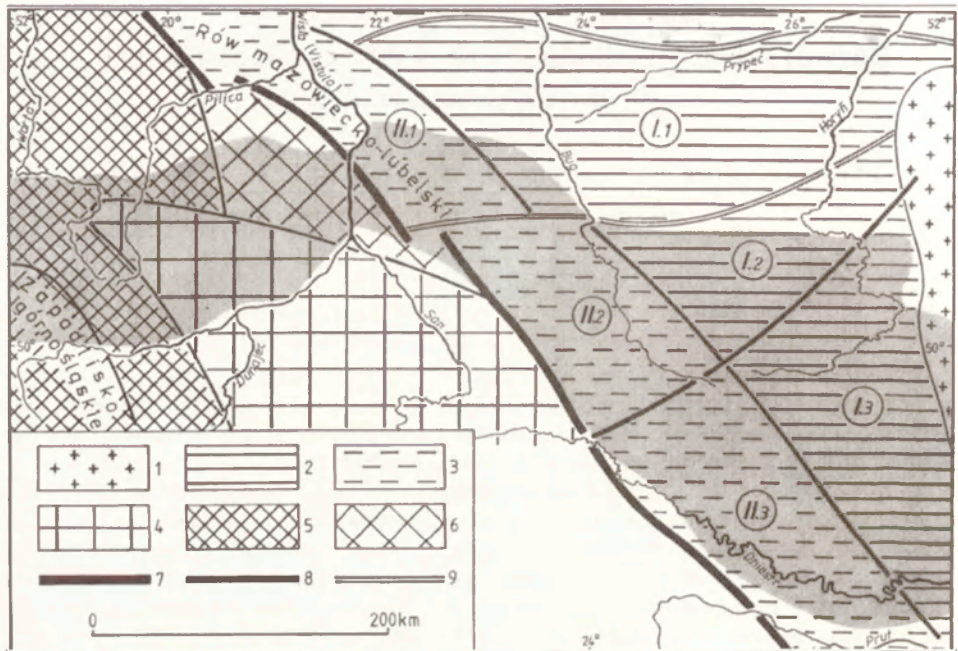
**Zarys treści.** Wyżyny metakarpackie oddzielają kotliny przedkarpackie (zapadlisko perikarpackie) od nizin środkowoeuropejskich. Ich część położoną na wschód od doliny Wisły środkowej stanowią: Wyżyna Lubelska, Wyżyna Wołyńska, Rostocze, Wyżyna Podolska, Kotlina Bużańsko-Styrska. Po krótkim przeglądzie stanu badań przedstawiono następujące, główne problemy geomorfologiczne tego obszaru: strukturalne uwarunkowania rzeźby, wpływ litologicznego zróżnicowania skał górnokredowych stanowiących główny fundament rzeźby, znaczenie badań dużych dolin epigenetycznych dla analiz paleogeomorfologicznych. Przedstawiono także tendencje i etapy rozwoju rzeźby po regresji morza sarmackiego: w górnym miocenie (12,0–5,3 Ma), w pliocenie (5,3–2,5 Ma), w eoplejstocenie (2,5–1,8 Ma), w dolnym plejstocenie (1,8–0,8 Ma) i w środkowym oraz górnym plejstocenie (0,8–0,01 Ma).

**Słowa kluczowe:** uwarunkowania tektoniczne, uwarunkowania litologiczno-strukturalne, denudacja chemiczna (≈ krasowa), zrównania pedyplanacyjne, doliny erozyjne, Polska SE, Ukraina NW.

### Wprowadzenie

Pojęcie „wał metakarpacki” wprowadził do literatury J. Nowak (1927). Z orograficznego punktu widzenia obejmuje ono obszary wyżynne z wyraźną granicą południową, czyli od strony zapadliska przedkarpackiego i niezbyt wyraźną północną, tzn. od strony depresji środkowopolskiej. Wał obejmuje różne jednostki strukturalne, przeważnie rozciągające się ukośnie w stosunku do jego osi. W części zachodniej są to głównie struktury orogenezy kaledońskiej, waryscyjskiej i laramijskiej, a we wschodniej paleozoiczne struktury blokowe SW strefy brzeżnej platformy prekambryjskiej (ryc. 1). Z tektonicznego punktu widzenia granicę między nimi wyznacza linia Teisseyre’a–Tornquista; pomimo iż ma ona rangę kontynentalną, na omawianym odcinku nie odzwierciedla się w rzeźbie. Z geomorfologicznego punktu widzenia obie części wału rozdziela przełomowa dolina Wisły środkowej; na W od przełomu mamy „stare góry i wyżyny”, a na E – „wyżyny typu płytowego czy platformowego”.

W pierwszej połowie XX w. wschodnią część wału metakarpackiego zaliczano do wyżyn lub płyt czarnomorskich (Lencewicz, 1922; Klimaszewski, 1946). Takie określenia akcentowały charakter rzeźby oraz pontyjskie (= czarnomorskie) koneksje, znacznie zresztą przekraczające zasięg geologiczny wału metakarpackiego.



Ryc. 1. Główne jednostki strukturalne paleozoicznego fundamentu wału metakarpackiego; zestawione na podstawie opracowań Pożaryskiego dla części zachodniej oraz Hofsteina, Znamienskiej i Czebanenki dla części wschodniej (*vide* Maruszczak i Sirenko, 1992). Zasięg wyżyn metakarpackich zacieniony

1 – tarcza krystaliczna; 2 – platforma prekambryjska (z megablokami: I.1 – lukowско-poleskim; I.2 – wołyńskim; I.3 – podolskim); 3 – obniżona strefa skłonu platformy prekambryjskiej (z megablokami: II.1 – mazowiecko-lubelskim; II.2 – lwowskim; II.3 – naddniestrzańskim); 4, 5, 6 – platforma paleozoiczna (4 – wczesnokaledoński masyw małopolski, 5 – obszar faldowań warwyscyjskich, 6 – wczesnokaledoński blok lysogórski); 7 – granica platformy prekambryjskiej; 8 – granice megabloków fundamentu prekambryjskiego; 9 – wczesnowarwyscyjskie strefy uskoko-wo-zrzutowe i przesuwcze

Main structural units of the Palaeozoic basement of the Meta-Carpathian arch; completed on the basis of studies by Pożaryski for the western part of the area, and by Hofstein, Znamienska and Chebanenko – for the eastern part (*vide* Maruszczak and Sirenko, 1992). The extent of the Meta-Carpathian Uplands is marked as a grey plane

1 – crystalline shield; 2 – Precambrian platform (with megablocks: I.1 – Łukowian-Polesian; I.2 – Volhynian; I.3 – Podolian); 3 – lowered zone of the Precambrian platform slope (with megablocks: II.1 – Mazovian-Lublinian; II.2 – Lvovian; II.3 – Peri-Dniesterian); 4, 5, 6 – Palaeozoic platform (4 – early Caledonian Malopolanian Massif, 5 – area of Variscan foldings, 6 – early Caledonian block of Lysogóry); 7 – boundary of the Precambrian platform; 8 – boundaries of the megablocks of the Precambrian basement; 9 – early Variscan zones of dip-slip and strike-slip faults

Po drugiej wojnie światowej trudno było to podkreślać ze względów geopolitycznych. Zaczęto więc łączyć „czarnomorską” Wyżynę Lubelską i Roztocze z Wyżynami Małopolskimi (Kondracki, 1965), chociaż nie było to uzasadnione z przyrodniczego punktu widzenia. Dlatego zaproponowałem „neutralne” pojęcie wyżyn metakarpackich: zachodnich (= małopolskich) i wschodnich (= polsko-ukraińskich) – Maruszczak i Sirenko (1992). Interesująca nas część wschodnia obejmuje: Wyżynę Lubelską, Wyżynę Wołyńską, Roztocze, Wyżynę Podolską i Kotlinę Bużańsko-Styrską (ryc. 2B). Obszar w takich granicach stanowi odrębną jednostkę morfostrukturalną. W zbiorowym opracowaniu geomorfologicznym pt. *Geomorphology of Europe* (Embleton, red., 1984) bezpodstawnie połączono ją z przedgórzem wschodniokarpackim i razem z wyżynami moldawskimi wyodrębniono jako Wyżynę Lubelsko-Moldawską (Aseev i inni, 1984).

W artykule przedstawione są główne problemy geomorfologiczne wymienionych wyżyn, z wyłączeniem tych które dotyczą tektonicznych krawędzi od strony zapadliska perikarpackiego.

### Rozwój poglądów na rzeźbę wschodniej części wyżyn metakarpackich

Przed stu laty najlepiej zbadanym regionem omawianego obszaru było Podole. W interesującym nas kontekście szczególne znaczenie miały wyniki badań W. Teisseyre'a (1894), który przypisywał tektoniczną genezę nie tylko krawędzi od strony Karpat (kilka lat później wyodrębnionej jako „linia Berdo – Narol”). Największą uwagę zwrócił on przy tym na północną krawędź Podola, którą zinterpretował jako fleksuralny grzbiet gologórsko-krzemieniecki. Przeciwno takiej interpretacji wypowiedział się J. Smoleński (1910), który podkreślał, że krawędź Podola powstała jako forma kuestowa na linii zasięgu morza sarmackiego, tzn. linii dzielącej wychodnie skał o różnej odporności (piaski i piaskowce sarmackie po stronie SE oraz wapień górnokredowe po stronie NW). Na wierzcholinie podolskiej J. Smoleński wyróżniał starą rzeźbę ze śladami drenażu skierowanego ku SE, tzn. w stronę brzegu regresującego morza sarmackiego. Młoda rzeźba w dolinach jarowych, skierowanych na południe do Dniestru, miała się rozwinąć w wyniku dźwignięcia obszaru – najsilniejszego na linii grzbietu gologórsko-krzemienieckiego – w okresie poprzedzającym nasunięcie lądolodu plejstocenijskiego.

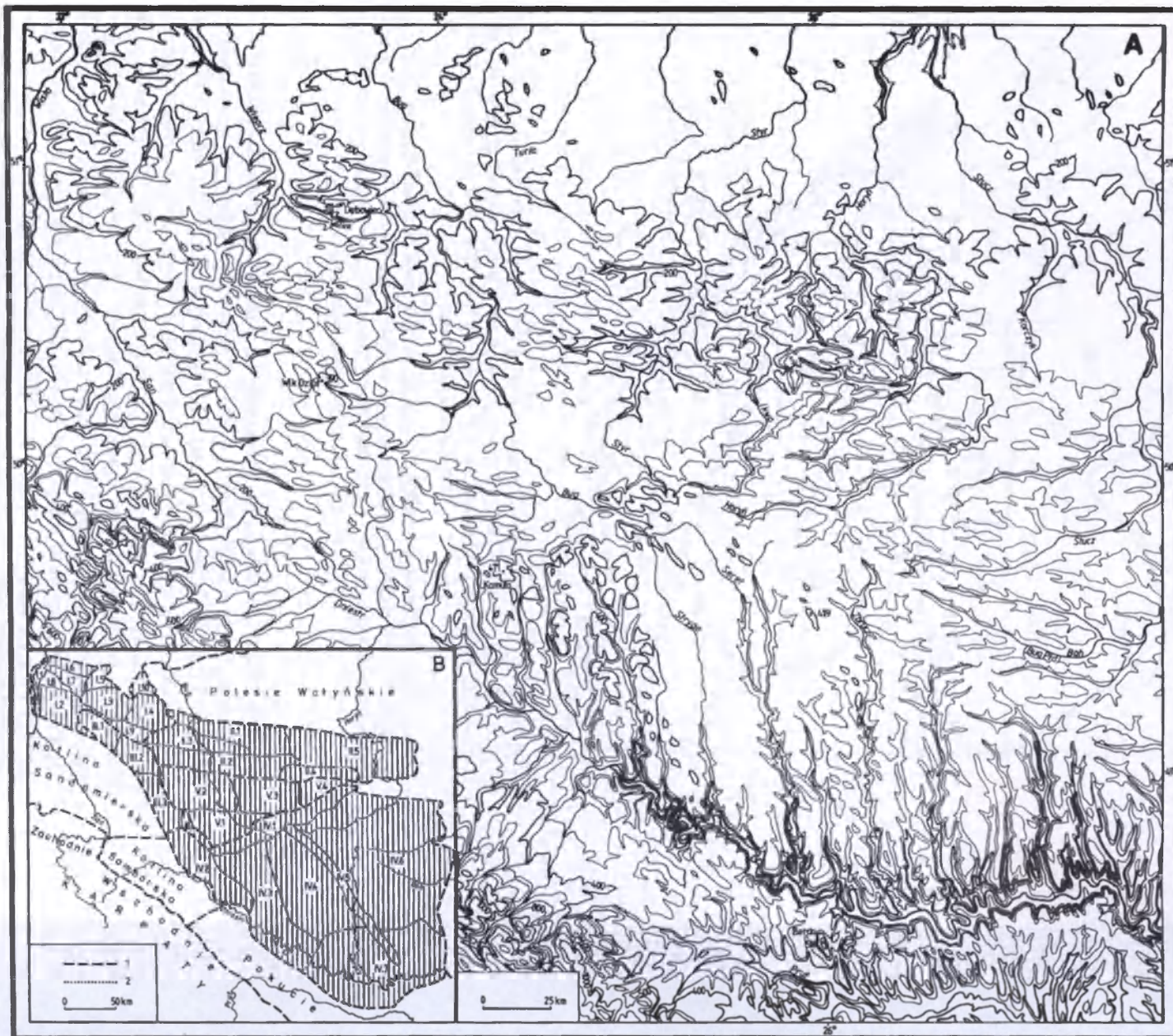
Podobne poglądy na rozwój rzeźby Wyżyny Podolskiej były przedstawiane w następnych dekadach XX w., zarówno w kontekście wyników badań północnej krawędzi Podola (Zierhoffer, 1927; Jahn, 1937, 1946), jak też teras i lessów w przełomowej dolinie Dniestru (Polanskij, 1929). W świetle tych prac rysowały się więc dwa główne, posarmackie cykle erozyjne, odpowiadające koncepcji W.M. Davisa (1899): 1) krajobrazu w stadium dojrzałości na wierzcholinie Podola oraz 2) krajobrazu w stadium zaawansowanej młodości w jarowych dolinach dopływów Dniestru. Odmłodzenie rzeźby wiązano z dźwignianiem się Podola, datowanym na początek plejstocenu lub na górny pliocen; wpływ zmieniających się warunków klimatycznych nie rysował się wyraźnie.

W okresie powojennym nie kontynuowano badań geomorfologicznych Podola; podjęto je natomiast na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu. W 1956 r. A. Jahn opublikował wielką monografię geomorfologiczną Wyżyny Lubelskiej, w której wyróżnił – zgodnie z koncepcjami żywo wówczas rozwijającej się geomorfologii klimatycznej – trzy schodowato układające się zrównania denudacyjne. Rozwijać się one miały nie według Davisowskiej koncepcji penepłenizacji, a w rezultacie pedypłanacji w warunkach klimatycznych sprzyjających denudacji. Podobny pogląd prezentował później H. Maruszczak (1972) w zbiorowym opracowaniu pt. *Geomorfologia Polski*; nieco inaczej datował jednak zrównania denudacyjne, a przede wszystkim eksponował wpływ litologiczno-strukturalnych warunków podłoża, zwracając uwagę na denudację krasową pominiętą w monograficznym studium Jahna.

Od lat siedemdziesiątych ponownie zaczęto zwracać uwagę na morfortwórczą rolę ruchów neotektonicznych. Badano je w związku z szybkim rozwojem szczegółowego kartowania geologicznego, w skalach lokalnych i regionalnych na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu (Harasimiuk 1980; Henkiel 1988, 1995; Buraczyński 1997), a w skalach wielkoobszarowych na Wołyniu i Podolu (Hofstein 1979; Palienko 1992). Można zwrócić uwagę, że w świetle badań wielkoobszarowych wydaje się w pełni uzasadnione wyróżnianie wschodniej części wyżyn metakarpacczych w granicach prezentowanych w niniejszym artykule (vide ryc. 3). Natomiast wyniki szczegółowych badań w polskiej części omawianego obszaru dawały podstawę do wyróżniania gęstej sieci posarmackich uskoków oraz niewielkich „bloków” tektonicznych. Według A. Henkla (1995) przewodnim dla rzeźby Wyżyny Lubelskiej miałyby być zrównanie eoceńskie, które zostało wydzwignięte w poszczególnych blokach na różną wysokość, co uwarunkowało schodowy układ zrównań wierzchowinowych tego regionu.

### **Tektoniczne uwarunkowania rzeźby**

Jak już podkreślono, młodoalpejski wał metakarpacczy obejmuje różne części dużych jednostek strukturalnych wglębnego podłoża. Określają one zasadnicze rysy regionalnego zróżnicowania omawianego obszaru. Na wschodzie są to megabloki platformy prekambryjskiej (wołyński i podolski) oraz obniżonej jej strefy SW czyli rowu brzeżnego (odcinki: mazowiecko-lubelski, lwowski, nadniestrzański) – vide rycina 1. Dzisiejsza struktura orograficzna jest w stosunku do nich inwersyjna – na miejscu rowu brzeżnego mamy grzbiet Rostocza oraz najwyżej wzniesioną, SW część Wyżyny Podolskiej (czyli Opole Wielki, vide ryc. 2B: jednostki regionalne III oraz IV.3). Na taką inwersję rzeźby oraz inne oznaki odzwierciedlania się struktur paleozoicznych w dzisiejszej powierzchni zwracano już uwagę (Maruszczak, 1972; Harasimiuk, 1980). Zagadnienie sygnalizuję więc tylko podkreślając, że w niniejszym rozdziale będą omawiane przede wszystkim drugorzędne cechy tektoniki skał górnokredowych oraz neogeńskich, stanowiących bezpośrednie podłoże rozwoju rzeźby dominującej części omawianego obszaru.



Ryc. 2. Mapa hipsometryczna (A) oraz regiony geomorfologiczne (B) wschodniej części walu metakarpackiego. Podział na regiony wg Maruszczaka (fide Maruszczak i Sirenko, 1992); 1 – makroregiony, 2 – regiony;

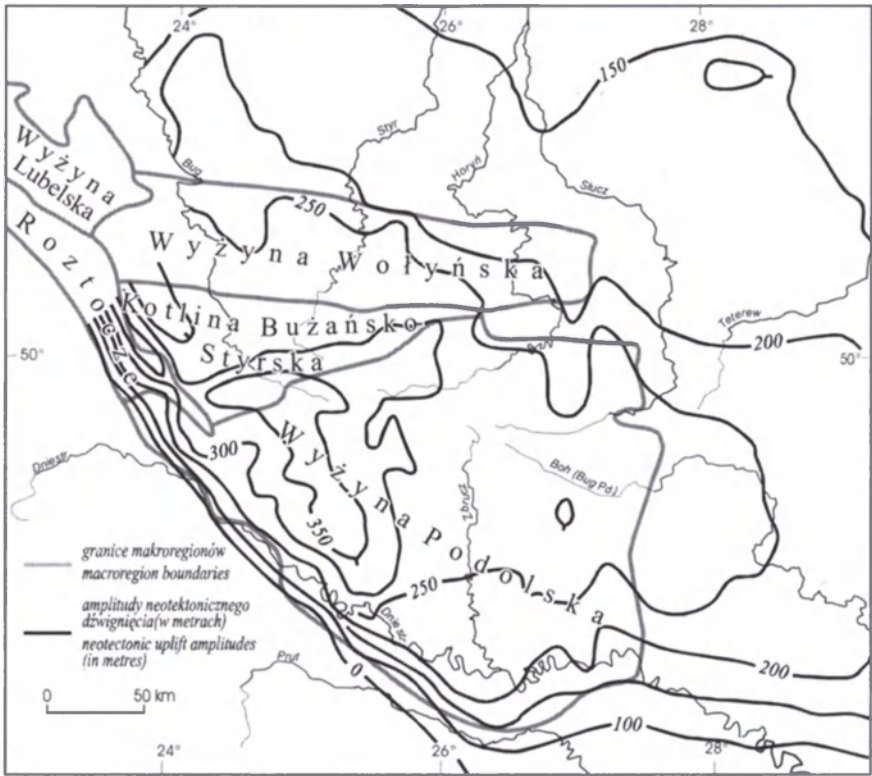
- I – Wyżyna Lubelska (I.1 – Dolina Przelomowa Wisły; I.2 – Wzniesienie Urzędowskie; I.3 – Wzniesienie Gielczewskie; I.4 – Wzniesienie Grabowieckie; I.5 – Płaskowyż Łuszczowski; I.6 – Płaskowyż Nałęczowski; I.7 – Płaskowyż Belżycki; I.8 – Kotlina Chodelska; I.9 – Kotlina Zamojska; I.10 – Pagóry Chełmskie); II – Wyżyna Wołyńska (II.1 – Grzęda Horodelsko-Torczyńska; II.2 – Grzęda Sokalska; II.3 – Padół Kryłowski-Porycki; II.4 – Pasma Pelczańsko-Mizockie; II.5 – Wzniesienie Olycko-Korzeckie); III – Roztocze (III.1 – Roztocze Gorajskie; III.2 – Roztocze Tomaszowskie; III.3 – Roztocze Rawskie; III.4 – Roztocze Dawidowskie); IV – Wyżyna Podolska (IV.1 – Grzbiet Gologórsko-Krzemieniecki; IV.2 – Opole Małe; IV.3 – Opole Wielkie; IV.4 – Tarnopolski Płaskowyż Wierzchowinowy; IV.5 – Miodobory; IV.6 – Płaskowyż Płoskirowski; IV.7 – Naddniestrzański Płaskowyż Jarowy); V – Kotlina Bużańsko-Styrska (V.1 – Pobuże Grzędowe; V.2 – Pobuże Zapadle; V.3 – Równina Brodzka; V.4 – Kotlina Górnej Ikwy)

Hypsometric map (A) and geomorphological regions (B) of the eastern part of the Meta-Carpathian arch. Geomorphologic division after Maruszczak (fide Maruszczak and Sirenko 1992); 1 – macroregions, 2 – regions;

- I – Lublin Upland (I.1 – Gap of the middle Vistula; I.2 – Urzędów Height; I.3 – Gielczew Height; I.4 – Grabowiec Height; I.5 – Łuszczów Plateau; I.6 – Nałęczów Plateau; I.7 – Belżyce Plateau; I.8 – Chodel Basin; I.9 – Zamość Basin; I.10 – Chelm Hills); II – Volhynia Upland (II.1 – Horodlo-Torczyn Plateau-ridge; II.2 – Sokal Plateau-ridge; II.3 – Kryłów-Poryck Trough; II.4 – Pelcza-Mizocz Range; II.5 – Olyka-Korzec Height); III – Roztocze (III.1 – Goraj Roztocze; III.2 – Tomaszów Roztocze; III.3 – Rawa Roztocze; III.4 – Dawidów Roztocze); IV – Podolia Upland (IV.1 – Gologóry-Krzemieniec Ridge; IV.2 – Little Opole; IV.3 – Great Opole; IV.4 – Tarnopol Flat Plateau; IV.5 – Miodobory Range; IV.6 – Płoskirów Plateau; IV.7 – Peri-Dniesterian Dissected Plateau); V – Bug-Styr Basin (V.1 – Pobuże Plateau-ridge; V.2 – Low Pobuże; V.3 – Brody Plain; V.4 – Upper Ikwa Basin)



Wzrosty profilu i przekroju korzeni i części liściowej



Ryc. 3. Izolinie posarmackich ruchów neotektonicznych na tle podziału na makroregiony geomorfologiczne wschodniej części wyżyn metakarpackich; amplitudy ruchów neotektonicznych wg *Karta nowszej tektoniki juga SSSR*, 1971 (fide Hofstein 1979, s. 48), a granice makroregionów geomorfologicznych jak na ryc. 2B

Isolines for the post-Sarmatian neotectonic movements in relation to the geomorphological macroregions of the eastern part of the Meta-Carpathian Uplands; amplitudes of neotectonic movements after *Karta nowieshey tektoniki juga SSSR*, 1971 (fide Hofstein 1979, s. 48), and boundaries of geomorphological macroregions as in Fig. 2B

**Struktury fałdowe w skałach górnokredowych.** Są to niewielkie struktury, z reguły o małych nachyleniach warstw skalnych (rzędu kilku stopni) na ich skrzydłach (Pożaryski, 1997). W wyniku przeglądu takich struktur M. Harasimiuk (1980) stwierdził, że nie odzwierciedlają się one bezpośrednio w orografii Wyżyny Lubelskiej; w miarę rozwoju geomorfologicznego następowała bowiem częściowa lub całkowita inwersja rzeźby. W sporządzonej przez tego autora mapie elementów strukturalnych rzeźby nie ma więc krawędzi morfologicznych bezpośrednio pre-dysponowanych tektoniką fałdową. Są na niej tylko: krawędzie o założeniach tektonicznych (zapewne w postaci uskoków?), krawędzie typu kuesty oraz krawędzie typu kuesty nawiązujące do dyslokacji (Harasimiuk, 1980, mapa 8 poza tek-

stem). Należy podkreślić, że według tego ujęcia krawędzie typu kuesty związane są z obszarami rzeźby inwersyjnej; kształtowane one były więc w wyniku rozwoju selektywnej denudacji. Znaczniejszym/najwyższym krawędziom kuestowym przypisane zostały założenia nawiązujące do dyslokacji (południowa krawędź Płaskowyżu Belżyckiego = północna krawędź Kotliny Chodelskiej oraz północna krawędź Roztocza Zachodniego).

A jak przedstawia się rola struktur fałdowych na podstawie nowszych wyników badań krawędzi Podola? Według I. Hofsteina (1979) należałoby obecnie powrócić do przedstawianej przez Teisseyre'a przed stu laty koncepcji fleksuralnej struktury grzbietu gologórsko-krzemienieckiego. Jednakże wydaje się to aktualne tylko w odniesieniu do SW odcinka tego grzbietu. Na tym gologórskim odcinku gradient izohips powierzchni osadów przedtrzciorzędowych sięga do 100 m (Hofstein 1979, s. 124); wysokość dzisiejszej krawędzi podolskiej jest jednak większa – do 150–200 m. Trudno byłoby więc wiązać ją wyłącznie z fleksuralnym ułożeniem warstw skal górnokredowych. Jakie inne czynniki mogły wchodzić w grę, nie jest jasne. Odcinka NE krawędzi podolskiej, tzn. krzemienieckiego, nie można bowiem powiązać z fleksurą. Powiązanie z wgłębny uskokiem – na linii oddzielającej paleozoiczny blok wołyński od podolskiego – jest problematyczne, gdyż od Gologór ciągnie się on raczej ku NNE, w stronę masywu Pełczy na Wyżynie Wołyńskiej, a nie w kierunku Krzemieńca (Hofstein, 1979, s. 140–141) – vide rys. 1.

### **Struktury dysjunktywne w skałach górnokredowych i trzciorzędowych.**

W rezultacie szczegółowego kartowania geologicznego od lat siedemdziesiątych wyróżnia się liczne uskoki „pewne”, a przede wszystkim „przypuszczalne”. Jako pewne najczęściej znaczone są te, z którymi związane są krawędzie morfologiczne o wysokościach rzędu kilkudziesięciu metrów. Na Wyżynie Lubelskiej takich krawędzi jest jednak niewiele (krawędź dzieląca Płaskowyż Belżycki od Kotliny Chodelskiej oraz Roztocze od Kotliny Zamojskiej). Można byłoby więc sądzić, że początki rozwoju wysokich krawędzi sięgały nawet do okresu przedsarmackiego. Wielkości przesunięć pionowych wzdłuż uskoków rozwijających się w starszym trzciorzędzie – tzn. przecinających skały górnokredowe i paleoceńskie – nie przekraczają jednak 30–40 m (Harasimiuk i inni, 1987; Albrycht i Michalczyk, 1992; Marszałek i inni, 1992). Chyba tylko w niewielkim rowie tektonicznym Solokii – gdzie zapewne występuje „zapadliskowy” segment paleogeńskiego zrównania – wielkość dyslokacji można oceniać na 40–50 m (Buraczyński, 1997, s. 86). Analogiczne wskaźniki przesunięć pionowych przy uskokach młodszych, przecinających warstwy skał mioceńskich, są zwykle w granicach do 10–20 m. Efekty takich posarmackich ruchów pionowych – poza strefą oddziaływania uskoków zewnętrznej granicy zapadliska perikarpackiego – są stosunkowo niewielkie nawet na Roztoczu. Plioceneńskie zrównania wierzchowinowe występują na podobnych wysokościach w obrębie sąsiadujących ze sobą licznych, małych bloków tektonicznych wyróżnianych tam przez różnych autorów (Harasimiuk, 1980; Buraczyński, 1997). Dzięki temu, że posarmackie/pliocenieńskie dyslokacje pionowe były niewielkie, na

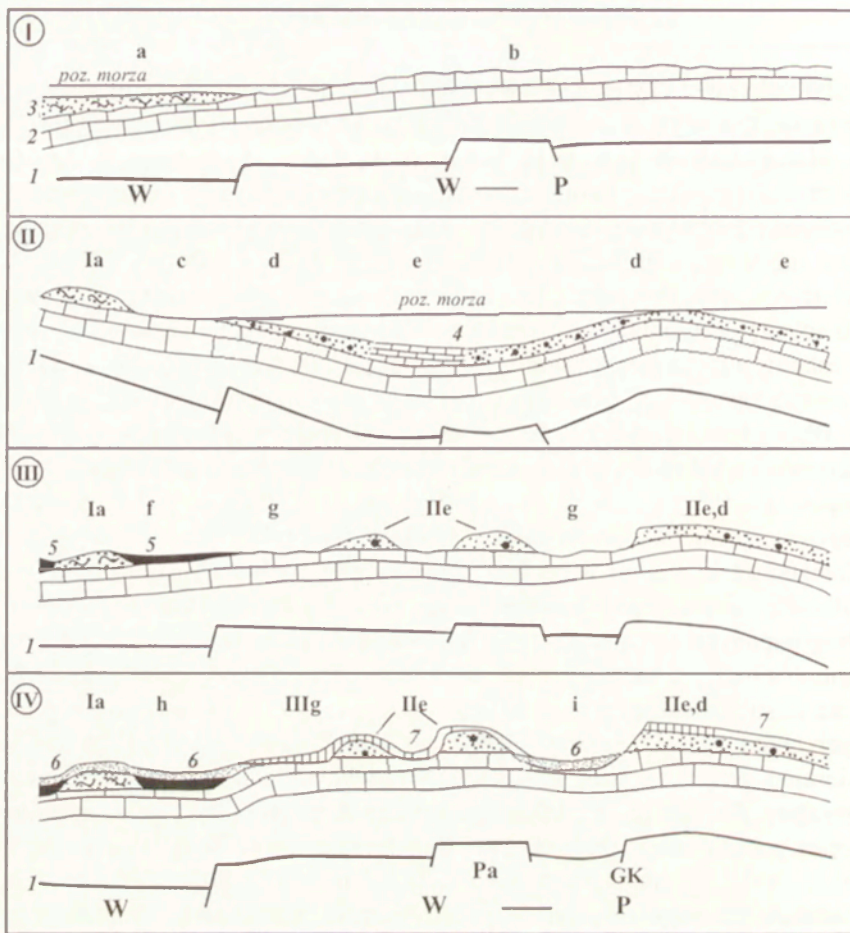


rozległym obszarze czytelne są dwa schodowato układające się zrównania wierzchowinowe, tzn. wyższe (dolnopłocieńskie) oraz niższe (górnopłocieńskie) (Jahn 1956; Maruszczak i Wilgat, 1956; Maruszczak, 1972).

W części wołyńsko-podolskiej obszaru neogeńskie struktury uskokowe odgrywały chyba podobną rolę. Ekspozuje się tam przede wszystkim wpływ wgłębných struktur fundamentu prekambryjskiego (vide ryc. 4). W niektórych regionach nie odzwierciedlają się one jednak jednoznacznie w rzeźbie dzisiejszej, na co zwrócono już uwagę przy omawianiu struktury gologórsko-krzemienieckiej. Także stara linia uskoku włodzimiersko-wołyńskiego raczej tylko na krótkim odcinku może być interpretowana jako określająca przebieg północnej krawędzi Wyżyny Wołyńskiej. Dlatego do wyjaśnienia genezy tej równoleżnikowej krawędzi o wysokości parudziesięciu metrów – ale o rozciągłości 250–300 km – niektórzy przyjmują występowanie fleksury lub bliżej nie określonego uskoku niezależnego od wymienionego włodzimiersko-wołyńskiego (Hofstein, 1979, s. 139).

Założenia tektoniczne w postaci uskoków przyjmował M. Harasimiuk (1980) nie tylko dla zachodniego sektora północnej krawędzi Wyżyny Wołyńskiej, ale także dla drugorzędnych morfostruktur „grzędowych”, tak charakterystycznych dla tego regionu. Na mapach geologicznych zachodniej części Grzędy Sokalskiej kreśli się obecnie liczne uskoki przypuszczalne, zresztą nie tylko na krawędziach poszczególnych grzęd niższych rzędów wielkości (Cieśliński i inni, 1996). Równoleżnikowy kierunek grzęd oraz drugorzędnych „grządek” jest charakterystyczny nie tylko dla Wyżyny Wołyńskiej, ale także dla Kotliny Bużańsko-Styrskiej, a szczególnie jej części południowej wyodrębnianej jako Pobuże Grzędowe (vide Maruszczak i Sirenko, 1992). Można się zastanawiać, czy koncepcja młodych uskoków tłumaczy zadziwiająco regularny układ struktur równoleżnikowych na tak rozległym obszarze między grzbieciem roztoczańskim na zachodzie i gologórsko-krzemienieckim na wschodzie? Należy podkreślić, że uskoków przecinających skały górnokredowe i miocenne nie rejestrowano podczas szczegółowych badań prowadzonych na krawędzi Podola; podkreślano to jako cechę różniącą tę strukturę od Roztocza w okolicach Lwowa (Tokarski, 1936; Jahn, 1937). Młodych uskoków nie kreśli się więc na – opublikowanych w latach osiemdziesiątych – schematach objaśniających rozwój rzeźby Wołynia i Podola (ryc. 4).

W niektórych opracowaniach przecenia się chyba rolę uskoków w skalach górnokredowych. Dlatego należy podkreślić, że przesunięcia pionowe wzdłuż tych uskoków przeważnie są niewielkie, a czasem są to tylko strefy rozluźnienia masywu skalnego (Krynicky, 1995). Większość z nich naśladuje występujące w fundamencie paleozoicznym uskoki rozciągające się równolegle (jak Roztocze) lub prostopadle (jak grzbiec gologórsko-krzemieniecki) do brzegu platformy wschodnioeuropejskiej. Istotny, ale chyba dość zagadkowy wyjątek stanowią struktury równoleżnikowe panujące na Wyżynie Wołyńskiej oraz w Kotlinie Bużańsko-Styrskiej. Jako sprzężony z wołyńskim można byłoby wymieniać południkowy kierunek epigenetycznych przelomów Wisły środkowej i Wieprza. Czy tym przelomom można jednak przypisać wyraźne założenia tektoniczne?



Ryc. 4. Główne etapy rozwoju rzeźby północnej części Wyżyny Wołyńsko-Podolskiej (wg Chervanceva, 1974); I – późny eocen; II – miocen; III – późny pliocen i eoplejstocen; IV – doba współczesna  
 1 – fundament krystaliczny i jego jednostki strukturalne (W – aulakogen wołyński, W-P – monoklina wołyńsko-podolska, Pa – blok Pelczy, GK – struktura gologórsko-krzemieniecka); 2 – osady morza górnokredowego; 3 – osady morza eoceńskiego; 4 – osady morza miocenińskiego; 5 – jeziorno-aluwialne osady górnopliocenińskie; 6 – glacialne i fluwio-glacialne osady plejstocenińskie; 7 – lessy plejstocenińskie; a – paleogeńska równina przybrzeżna; b – paleogeńska równina denudacyjna; c – miocenińska równina denudacyjna; d – miocenińska równina przybrzeżna; e – miocenińska równina akumulacji morskiej; f – plioceniśko-eoplejstoceniśka równina jeziorno-aluwialna; g – plioceniśko-eoplejstoceniśka równina denudacyjna; h – środkowoplejstoceniśka równina poligeniczna; i – środkowoplejstoceniśka równina denudacyjna

Main stages of relief development in the northern part of the Volhynia-Podolia Upland (after Chervancev, 1974); I – Late Eocene; II – Miocene; III – Late Pliocene and Eopleistocene; IV – present time; 1 – crystalline basement and its structural units (W – Volhynia aulacogen, W-P – Volhynia-Podolia monocline, Pa – Pelczy block, GK – Gologory-Krzemieniec structure); 2 – deposits of the Upper Cretaceous sea; 3 – deposits of the Eocene sea; 4 – deposits of the Miocene sea; 5 – Upper Pliocene lacustrine-alluvial deposits; 6 – Pleistocene glacial and fluvio-glacial deposits; 7 – Pleistocene loesses; a – Palaeogene coastal plain; b – Palaeogene denudation plain; c – Miocene denudation plain; d – Miocene coastal plain; e – Miocene marine accumulation plain; f – Pliocene-Eopleistocene lacustrine-alluvial plain; g – Pliocene-Eopleistocene denudation plain; h – Middle Pleistocene polygenic plain; i – Middle Pleistocene denudation plain

### Wpływ właściwości litologicznych skał podłoża na rozwój rzeźby

Wśród skał podłoża warunkujących rzeźbę omawianego obszaru, dominującą rolę odgrywają górnokredowe wapienie i wapienie krzemionkowe. Są one bardzo zróżnicowane – świadczy o tym już sam rejestr głównych ich odmian: wapienie typu kredy piszącej, wapienie margliste, margle, opoki, gezy. Pomimo fizjonomicznego podobieństwa często różnią się wyraźnie zawartością węglanów (od 30 do 95%) oraz odpornością na działanie mechaniczne (od 20 do 400 kg/cm<sup>2</sup>). Zróżnicowanie to wyraźnie odzwierciedla się w rzeźbie; zagadnienie to najszczegółowiej rozpatrywano i udokumentowano na przykładzie Wyżyny Lubelskiej (Jahn, 1956; Pożaryski, 1956; Maruszczak, 1966, 1972; Harasimiuk, 1980). Wyróżniono tu trzy zasadnicze, morfograficzne typy rzeźby predysponowane odpornością skał górnokredowych: 1) wzniesienia – zbudowane głównie ze skał najodporniejszych, czyli opok; 2) płaskowyże – zbudowane z margli i opok marglistych; 3) kotliny i rozległe obniżenia – zbudowane głównie z wapieni typu kredy piszącej i wapieni marglistych. Można podkreślić, że takie zróżnicowanie jest dobrze czytelne także w drugorzędnych cechach rzeźby, takich jak gęstość sieci dolinnej i charakter stoków (Maruszczak, 1972, s. 348–349).

Na większą uwagę zasługuje chyba jednak nie tylko odporność skał górnokredowych na działanie mechaniczne, ale także stopień ich podatności na działanie chemiczne. W tym względzie nie ma jednak prostej zależności od zawartości węglanów. W przypadku bowiem skał wapienno-krzemionkowych (opoki, gezy opokowe), po całkowitym wylugowaniu przeważającego składnika jakim mogą być węglany, bloki skalne zachowują swą postać dzięki temu, że cała „reszta” jest scementowana biogeniczną krzemionką (opalem). Pozostałe odmiany są bardzo podatne na denudację chemiczną; w wyniku jej rozwoju pozostają zwykle niezbyt obfite residua, głównie ilaste, gliniaste lub piaszczysto-gliniaste.

Ślady rozwoju denudacji chemicznej w przeszłości geologicznej omawianego obszaru są wyraźne i chyba łatwiejsze do rozszyfrowania niż w przypadku denudacji mechanicznej. Znane są one przede wszystkim w postaci opok odwapnionych (tzw. lekka opoka). Pokłady takich opok o miąższości do 20 m opisał W. Pożaryski (1951); stwierdził one je pod pokrywą osadów oligoceńskich i na tej podstawie okres silnego wietrzenia chemicznego datował na eocen. O tym, że takie wietrzenie rozwijało się także w późniejszych okresach świadczy dość częste występowanie warstw odwapnionych opok i gez poniżej genetycznych poziomów gleb współczesnych.

Inny bardzo istotny relikty denudacji chemicznej reprezentują – pochodzące ze skał górnokredowych – krzemienie i żwiry krzemienne. Występują one dość powszechnie w lubelskiej części omawianego obszaru, jako istotny składnik osadów wyróżnianych jako preglacjalne (Jahn i Turnau-Morawska, 1952; Różycki, 1972, s. 83–103). W zachodniej części dorzecza Bugu, w okolicach Chełma oraz Uhurska (Wał Uhurski), w osadach czwartorzędowych występują liczne krzemienie, wymieniane przez archeologów jako istotne źródło surowca użytkowanego w neolicie

(Lech, 1983, s. 115). Ich podstawowym źródłem były chyba przede wszystkim miejscowe osady preglacjalne. W stanowiskach tutejszych osadów preglacjalnych notowałem, obok żwirów krzemienych, konkretne krzemienne z białą „korą wapienną”. Wynika z tego, że w osadach preglacjalnych występują tu krzemienie z różnych stadiów ich „wietrzeniowej separacji” ze skał górnokredowych. Były one później przemieszczane z najbliższego sąsiedztwa (konkrecje z korą wapienną) i z dużej odległości (żwiry krzemienne); są więc wskaźnikiem intensywnego wietrzenia chemicznego i denudacji rozwijającej się na rozległych obszarach.

Do krzemieni pochodzących ze skał górnokredowych zalicza się także te występujące w osadach mioceńskich strefy północnej krawędzi Podola (Sujkowski, 1937). Pochodną intensywnej denudacji skał mioceńskich i górnokredowych w strefie tej krawędzi, a także krawędzi Rostocza, są żwiry krzemienne powszechnie występujące w Kotlinie Bużańsko-Styrskiej (Malicki i Jahn, 1937). Wynika z tego, że intensywna denudacja rozwijała się w tych obszarach nie tylko w paleogene, ale także w neogene oraz czwartorzędzie.

Najbardziej ewidentnym świadectwem dużej roli denudacji chemicznej są formy rzeźby krasu kredy piszącej (Maruszczak, 1966). W zachodniej części omawianego obszaru występują one powszechnie przede wszystkim w znaczniejszych obniżeniach związanych z wychodniami miękkich odmian skał górnokredowych; przykłady takich obniżen to Kotlina Chodelska, Kotlina Zamojska i Kotlina Hrubieszowska. W zespole form tego krasu mamy cały łańcuch rozwojowy – od elementarnych wertebrów, przez złożone, takie jak uwały i doliny krasowe, do kotlin krasowych reprezentujących odpowiedniki *polji* krasu dynarskiego. Największe z tych form rozwijały się w wyniku denudacji nie tylko chemicznej, ale także mechanicznej, predysponowanej znikomą odpornością kredy piszącej na zgniatanie. Świadectwem współdziałania krasowienia i denudacji mechanicznej są rozległe zrównania podstokowe (pedymenty) okalające dna kotlin krasowych (Maruszczak, 1966, s. 344–346).

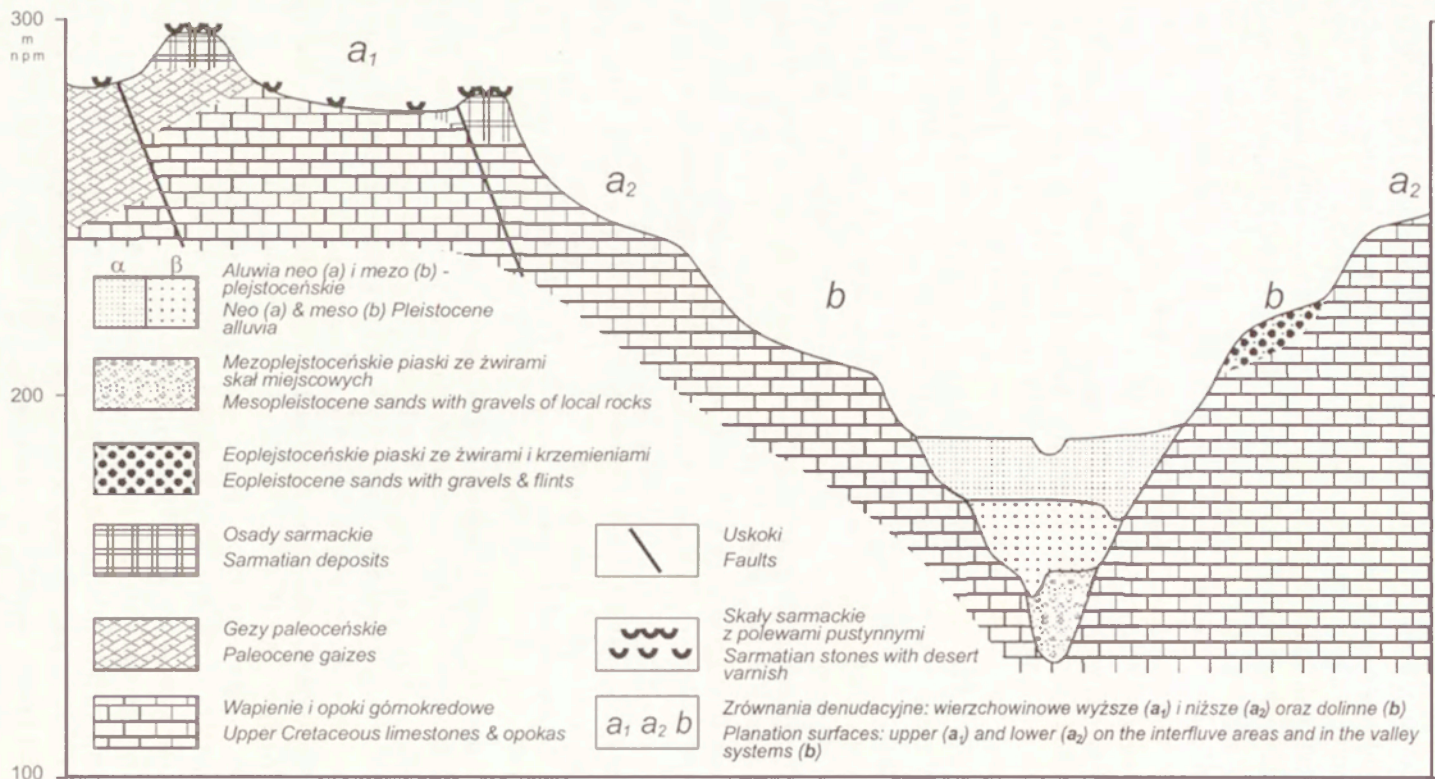
Najnowsze badania form krasu kredy piszącej wykazały, że w ich rozwoju – oprócz już wyeksponowanych podstawowych cech litologicznych skał górnokredowych – istotną rolę odgrywają także spękania tektoniczne, udokumentowane ostatnio m.in. dzięki szczegółowemu kartowaniu geologicznemu (Dobrowolski, 1998). Predyspozycja tektoniczna najistotniejsza jest w przypadku kotlin krasowych na obszarze Pagórów Chełmskich. W rozwoju form elementarnych (wertebów) dużą rolę odgrywają liczne spękania skutecznie przyspieszające pochłanianie wód atmosferycznych, a także predysponujące ukierunkowanie i rozmieszczenie czy gęstość wertebrów (Dobrowolski i inni, 2000).

Niezależnie od tego, jak oceniamy predyspozycje tektoniczne rozwoju krasu kredy piszącej, można podjąć próbę ilościowej oceny natężenia denudacji chemicznej (krasowej). Dają do tego podstawę wyniki pomiarów rzecznoeg odpływu roztworów metodami hydrometrycznymi. Dane uzyskane w ostatnich dziesięcioleciach dla dorzecza Wieprza i Bugu (Maruszczak i Wilgat, 1992; Maruszczak i inni, 1992; Świeca, 1998) pozwalają określić wielkość odpływu roztworów (= denudacji chemicznej) z terenów rolniczych, w przybliżeniu reprezentujących aktualne „warun-

ki naturalne". Wynika z nich, że w małych zlewniach zbudowanych z odpornych skał górnokredowych, czyli opok, dane skrajne wynoszą około  $30 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ , a w zbudowanych głównie z kredy piszącej nawet do  $70 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ . Jako wielkości uśrednione można przyjąć dla obszarów pierwszego typu  $35 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ , a dla drugiego  $55 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ . Jeśli wskaźniki te przetransportujemy na bardziej instruktywną grubość warszy zdenudowanej (przy założeniu, że  $1 \text{ m}^3$  skały = 2,5 t), to otrzymamy odpowiednio 14 i 22 mm·ka (ka = tysiąc lat).

Należy podkreślić, że tak obliczone wskaźniki natężenia denudacji chemicznej w obszarach zbudowanych ze skał górnokredowych są reprezentatywne dla terenów rolniczych, które obecnie są intensywnie użytkowane. Na podstawie różnych danych przyjmuje się, że w warunkach pierwotnych, poprzedzających rozwój historycznego rolnictwa, na naszych ziemiach wskaźniki odpływu roztworów (= denudacji chemicznej) były dwukrotnie niższe (Maruszczak, 1987). Przy takiej redukcji w przedstawionych przypadkach mielibyśmy wskaźniki 7 oraz 11 mm ka<sup>-1</sup>, czyli 7 i 11 m·Ma<sup>-1</sup>. Przy założeniu, że takie tempo „naturalnej” denudacji chemicznej było właściwe dla całego okresu posarmackiego (ca 12 mln lat) obliczymy, że łączna grubość warstwy usuniętej w omawianym okresie z obszarów zbudowanych z opok wynosiłaby 84 m, a w zbudowanych z kredy piszącej – 132 m! Takie uniarianistyczne założenie stałości tempa denudacji chemicznej jest mało prawdopodobne, gdyż w późnym miocenie i pliocenie na przemian występowały okresy wilgotne i suche (półpustynne i pustynne). Dlatego należy tylko zwrócić uwagę na rząd wielkości podanych wskaźników, tzn. dziesiątki metrów, a nie kilka metrów. Dla porównania można zwrócić uwagę, że są to wielkości w pełni mieszczące się w przedziale skrajnych wskaźników denudacji chemicznej skał górnokredowych Basenu Paryskiego w okresie kenozoicznym, które obliczono na podstawie innych kryteriów geologicznych na 20–200 m (Laignel i inni, 1999).

Z przedstawionych danych wynika, że denudacja chemiczna była ważnym czynnikiem rzeźbotwórczym; efekty tego procesu w obszarach zbudowanych z kredy piszącej były około 60% większe niż w zbudowanych głównie z opok. W rezultacie w omawianym okresie między tymi dwoma typami obszarów/regionów mogły powstać rewielacje, a więc i krawędzie kuestowe o wysokości rzędu parudziesięciu metrów, tzn. w pełni porównywalnej z wielkością ruchów pionowych wzdłuż linii uskoków takiego samego wieku. Taki wniosek jest w pełni zgodny z podkreślanymi już prawidłowościami rozmieszczenia zjawisk krasu kredy piszącej na międzyrzeczu Wisły i Bugu. Podobne prawidłowości obserwujemy także na Wołyniu i Podolu. Największe na tym obszarze obniżenie jakim jest Kotlina Bużańsko-Styrska, powstało niewątpliwie przy znacznym udziale denudacji chemicznej. Wskazuje na to występowanie form krasowych na wychodniach skał górnokredowych w północnej, najniższej położonej części tej Kotliny. Związłe i konkretne informacje dotyczące tych form, słabo zresztą zbadanych w tym regionie, J. Czyżewski i A. Zierlofffer (1936, s. 93) zakończyli uwagą »... na obszarze krzemienieckiego odcinka kawędzi Podola ... nie należy zapoznawać roli zjawisk krasowych, które prawdopodobnie początkowały odmłodzenie krajobrazu ...«.



Ryc. 5. Schematyczny przekrój ilustrujący główne elementy budowy geologicznej i rzeźby Wyżyny Lubelskiej; opracował H. Maruszczak w 2000 r.

Schematic cross-section illustrating the main elements of geologic structure and relief of the Lublin Upland; drawn up by H. Maruszczak in 2000.

### Znaczenie dużych dolin epigenetycznych dla analiz paleogeomorfologicznych

Wał metakarpacki przecinają w poprzek przełomowe, epigenetyczne doliny Wisły środkowej i Wieprza. Znacznie bardziej okazały i dłuższy jest przełom Dniestru przez strefę południowego skłonu Wyżyny Podolskiej (vide ryc. 2). Wyniki badań tych trzech dolin dają podstawę do wyciągania istotnych wniosków dotyczących rozwoju rzeźby wyżyn metakarpackich w omawianym okresie.

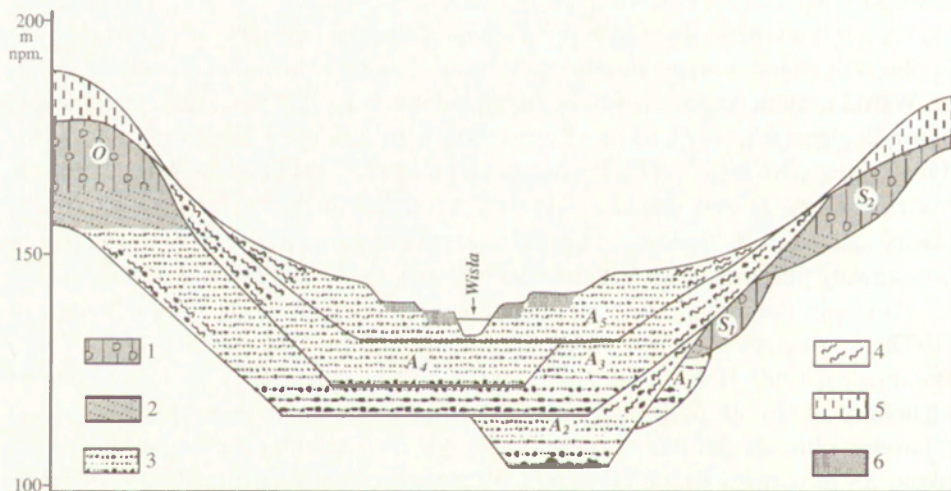
**Epigenetyczna dolina Wisły środkowej.** Dzisiejszy przełom Wisły przez wyżyny metakarpackie powstał po regresji morza miocenijskiego. Pierwszy etap jego rozwoju datowano już na początku XX w. na preglacjał lub pliocen. Wyniki najnowszych, szczegółowych badań osadów rzecznych występujących w przełomie pogląd ten potwierdzają (Pożaryski i inni, 1994, s. 43). Rzeka, która pozostawiła te osady, miała swoje dno, czyli późniejszą terasę, na wysokości względnej 20–25 m.

Akumulacja aluwiiów preglacjalnych trwała dość długo. Rzeki przecinające wówczas wał metakarpacki sypały wielkie stożki–deltę na obrzeżach jeziorzyska środkowopolskiego. Na podstawie analizy osadów budujących te stożki S.Z. Różycki (1972, s. 97) wyróżnił dwie serie preglacjalne i obie datował na górny pliocen. Żwirry obu serii charakteryzuje dominacja kwarcu, skał krzemionkowych oraz krzemieni. Wśród drobniejszych żwirów występuje domieszka skał pochodzących z regionów odleglejszych, w tym także z Karpat; brak jednak składników pochodzenia skandynawskiego (Różycki, 1972; Pożaryski i inni, 1994). Taki skład żwirów preglacjalnych świadczy, że były one akumulowane po etapie silnego wietrzenia i degradacji (żwirry „zubożałe”), w okresie poprzedzającym preglacjał, tzn. zapewne wtedy gdy powstawały plioceńskie zrównania wierzchowinowe wyżyn metakarpackich.

Po etapie akumulacji preglacjalnej, tzn. górnopliocenijskiej według Różyckiego (1972), czy raczej eoplejstocenijskiej wg najnowszych opracowań (Mojski, 1985; Baraniecka, 1990; Harasimiuk i inni, 1991) – Wisła wcięła się w podłoże skalne na głębokość około 60 m. Tak właśnie w dolnym plejstocenie powstała dość wąska („jarowa”) bruzda dolinna, której dno erozyjne występuje obecnie na głębokości około 35 m poniżej dzisiejszej rzeki. Rozwoju tej kopalnej bruzdy nie możemy obecnie odtworzyć, gdyż była ona wielokrotnie zasypywana i odgrzebywana (poszerzana!) w środkowym plejstocenie, w wyniku transgresji i recesji co najmniej czterech różnowiekowych lądolodów. Dno erozyjne bruzdy w przełomie Wisły pośrednio datowano – na podstawie analizy licznych profili geologicznych – na interglacjał małopolski (ca 730–660 ka BP), poprzedzający zlodowacenie sanian I (Pożaryski i inni, 1994, s. 44). Kolejne etapy odgrzebywania i zasypywania tej „bruzdy” dolinnej przedstawia ryc. 6. Przy interpretacji podanych dla niej danych faktycznych należy zwrócić uwagę, że najniższa/najstarsza seria aluwiiów plejstocenijskich wyróżnia się zdecydowaną dominacją żwirów skał miejscowych; domieszka materiału skandynawskiego jest znikoma (Pożaryski i inni, 1994, s. 41).

**Epigenetyczna dolina Wieprza.** Dolina ta przecina grzbiet Rostocza i Wyżynę Lubelską. Badania osadów preglacjalnych w dorzeczu Wieprza, wykazały że

obok dominujących żwirów kwarcowych i krzemieniowych występuje domieszka pochodzących z Karpat (Jahn i Turnau-Morawska, 1952). Był to dowód na to, że Wieprz był wówczas zasilany przez wody pochodzące z Karpat, a mianowicie z górnej części dzisiejszego dorzecza Sanu (Mojski i Rühle, 1965). Osady preglacjalne ze „zubożałymi” żwirami występują w dorzeczu Wieprza na wysokościach do kilkudziesięciu metrów nad dzisiejszymi dnami dopływów rzeki głównej. W samej dolinie Wieprza na takich wysokościach nie stwierdzono żwirów preglacjalnych. Aluwia tego wieku zostały tu zapewne zdegradowane podczas kilkakrotnych transgresji łądolodów środkowoplejstocenijskich. Dlatego trudno jest ustalić, czy występowały one w poziomie spłaszczeń zboczowych doliny Wieprza (= teras erozyjnych) wyróżnianych w roztoczańskim odcinku na wysokościach 30 i 60 m (Maruszczak i Wilgat, 1956, s. 28; Buraczyński, 1997). Wyższa z tych teras erozyjnych występuje 20–30 m poniżej powierzchni młodszego, czyli górnopioleńskiego zrównania wierzchowinowego. Wynika z tego, że preglacjalna dolina Wieprza nie była okazała. Głęboka dolina erozyjna powstała dopiero w dolnym plejstocenie.



Ryc. 6. Schematyczny przekrój głównych serii plejstocenijskich osadów glacialnych i aluwialnych w przełomie Wisły przez wyżynę metakarpackie (= południowopolskie); opracował Maruszczak w 2000 r. na podstawie danych opublikowanych przez Pożaryskiego, Maruszczaka i Lindnera (1994) 1 – gliny zwałowe; 2 – osady fluwioglacjalne; 3 – osady rzeczne; 4 – utwory zboczowe; 5 – lessy; 6 – mady holocenijskie; S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, O – osady glacialne zlodowaceń sanian 1, sanian 2, odranian; A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>, A<sub>4</sub>, A<sub>5</sub> – aluwia plejstocenijskie od najstarszych do najmłodszych

Schematic cross-section of the main series of the Pleistocene glacial and alluvial deposits in the Vistula gap through the Meta-Carpathian (= South Polish) Uplands; devised out by Maruszczak in 2000 on the basis of data published by Pożaryski, Maruszczak and Lindner (1994) 1 – tills; 2 – fluvioglacial deposits; 3 – fluvial deposits; 4 – slope deposits; 5 – loesses; 6 – Holocene alluvial loams; S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, O – glacial deposits of the San 1 (= Elsterian 1), San 2 (= Elsterian 2) and Odranian (= Saalian 1) glacials; A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>, A<sub>4</sub>, A<sub>5</sub> – Pleistocene alluvia, from oldest to youngest



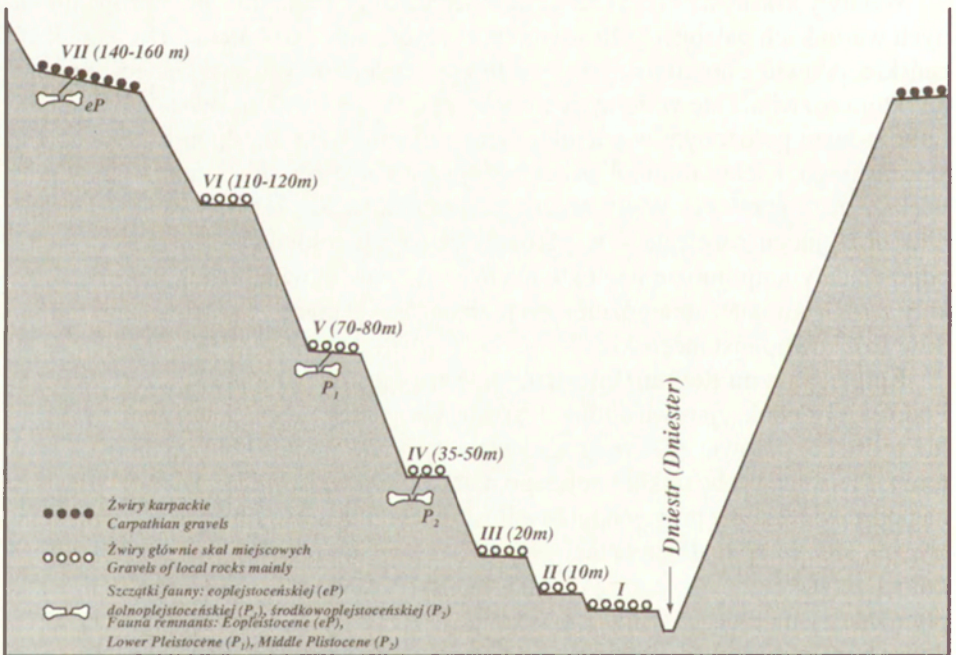
Dno erozyjne plejstoczeńskiej doliny Wieprza, wyrzeźbione w skałach górnokredowych, znajduje się na głębokości około 50 m poniżej dzisiejszego, zarówno w odcinku roztoczańskim (w Zwierzyńcu) jak i lubelskim (w okolicy Krasnegostawu). Najstarsze osady występujące na dnie tej głębokiej bruzdy J.E. Mojski (1985) interpretował jako preglacjalne; wyróżnił je przy tym jako warstwy „krasnystawskie”, młodsze od „kozienickich”, występujących w dolinie Wisły. Warstwy krasnystawskie w dolinie Wieprza mają jednak zupełnie inny skład petrograficzny; we frakcji żwirowej dominują miejscowe skały kredowe (93–99%), a do akcesorycznych należą kwarcy i kwarcyty oraz w bardzo małych ilościach trzeciorzędowe krzemienie i wapienie (Mojski, 1985, s. 47). Zaliczanie warstw krasnystawskich do preglacjalu kwestionowano już na podstawie różnych faktów; sugerowano przy tym paralelizowanie ich z interglacjalnym kromerskim (Harasimiuk i Henkiel, 1980) lub podlaskim (Baraniecka, 1990). Obecnie zwracam jeszcze uwagę, że warstwy krasnystawskie z doliny Wieprza są bardzo podobne – pod względem składu petrograficznego oraz pozycji geomorfologicznej – do najstarszych aluwów plejstoczeńskich z przełomu Wisły, zaliczonych do interglacjalu małopolskiego (Pożaryski i inni, 1994).

Warstwy krasnystawskie w dolinie Wieprza były akumulowane w zupełnie innych warunkach paleogeograficznych niż preglacjalne kozienickie, tzn. eoplejstoczeńskie. Aluwia z dominującymi żwirami skał miejscowych są świadectwem erozji, która rozwijała się w dolnym plejstocenie. W jej wyniku powstała bruzda dolina z dnem położonym w odcinku roztoczańskim 80–100 m poniżej dna eoplejstoczeńskiego. Efekty dolnoplejstoczeńskiej erozji w przełomie Wieprza były więc większe niż w przełomie Wisły. Można zastanawiać się, czy różnice wielkości wskaźnika erozyjnego rozcięcia – w porównywanych przełomach epigenetycznych – odpowiadały amplitudzie neotektonicznych ruchów dźwigających, czy też wynikały z różnego natężenia późniejszych zmian związanych z transgresjami lądolodów środkowoplejstoczeńskich?

**Epigenetyczna dolina Dniestru.** Dniestr przecina południową część Wyżyny Podolskiej głęboką, jarową doliną. Jego klasyczne meandry wcięte zwracały uwagę już w drugiej połowie XIX w. i sugerowały wówczas młody, holocenijski wiek przełomu. Pierwszą próbę dokładniejszego datowania przedstawił E. Romer w 1906 r., na podstawie analizy prostych faktów ilustrujących stosunki orograficzne/hipsometryczne oraz profil podłużny rzeki. Napisał wówczas: »... jar Dniestru ... jest typową doliną antycedencyjną, starszą od tektonicznych ruchów, które ogarnęły podolską płytę od czasu dolnego dyluwium« (Romer, 1906, s. 382). Wcinanie się meandrów dnistrzańskich miało być przy tym zapoczątkowane przez wzmoczony napływ wód od lądolodu, który dotarł do Karpat i północnej krawędzi Podola, tzn. w okresie zlodowacenia określanego obecnie jako sanian 2. Podobne datowanie tego zdarzenia przyjmował J. Polanski (1929) na podstawie badań teras Dniestru oraz przykrywających je lessów. Na podstawie ogólnej analizy stosunków geomorfologicznych Podola w 1950 r. K. Gerenčuk sugerował, że jar Dniestru zaczął się rozwijać już w pliocenie. Takie datowanie udokumentował dopiero I.D. Hofstein, który zwrócił

uwagę na występowanie w osadach najwyższej, tzn. VII terasy Dniestru szczątków fauny datowanej na koniec pliocenu (Hofstein, 1960, s. 30, 1979, s. 96).

Analiza profilu podłużnego teras w przełomie Dniestru przez Wyżynę Podolską daje podstawę do wyciągania bardzo istotnych wniosków. Teras tych wyróżnia się siedem (ryc. 7): VII – na wysokości średniej 140–160 m; VI – od 110 do 120 m; V – od 70 do 80 m; IV – od 35 do 50 m; III – 20 m; II – 10 m; I – od 4 do 7 m (= dzisiejsze dno rzeźbione w skałach podłoża). Wysokość VII terasy, datowanej na schyłek pliocenu, stanowi miarę dźwignięcia południowej części Wyżyny Podolskiej w okresie postpliocenijskim (Hofstein, 1979). Wielkość dźwignięcia była jednak wyraźnie zróżnicowana w profilu podłużnym przełomu dnieszczańkiego. Największa (aż 220 m) była w odcinku czernelickim, przypadającym na morfostrukturalny blok Wielkiego Opola (ryc. 2B – IV.3); izobazy posarmackich ruchów neotektonicznych – według autorów ukraińskich – przekraczają tu 350 m (vide ryc. 3). Profile podłużne świadczą, że wyraźnie zdeformowane są terasy VII i VI. Można więc sądzić, że największe i najbardziej zróżnicowane było tempo dźwignięcia w najstarszym plejstocenie (= eoplejstocenie). Od utworzenia V terasy natężenie ruchów raczej słabło i było chyba mało zróżnicowane w przestrzeni. Dokład-



Ryc. 7. Schematyczny przekrój cokołów skalnych teras Dniestru w epigenetycznym przełomie (jarze) między Niżniowem i Zaleszczykami; na podstawie danych J. Polańskiego (1929) i I.D. Hofsteina (1960, 1979) zestawiał H. Maruszczak w 2000 r.

Schematic cross-section of rock socles of the Dniester river terraces in the epigenetic gap between Niżniów and Zaleszczyki; completed by H. Maruszczak in 2000 on the basis of data published by J. Polański (1929) and I.D. Hofstein (1960, 1979)

niejsze określenie tempa zdarzeń w plejstocenie nie jest obecnie możliwe, ponieważ terasy V–III nie są jednoznacznie datowane.

Skład petrograficzny żwirów terasowych Dniestru świadczy o wyraźnej odrębności paleogeograficznych warunków rozwoju VII terasy. Dla jej aluwiów charakterystyczna jest dominacja żwirów allogenicznych, w tym głównie piaskowcowych, kwarcytowych, kwarcowych oraz krzemiennych. Chociaż uważano, że pochodzenie tych żwirów jest zagadkowe, to ich obszar źródłowy wiązano z Karpatami; pisało więc o „żwirach karpaccich” (Polanski, 1929; Sawicki, 1932; Hofstein, 1960). Wśród żwirów młodszych teras przeważają skały miejscowe, a szczególnie dewońskie. Świadczy to, że właściwy jar Dniestru zaczął rozwijać się dopiero od etapu rozcinania VII terasy (Hofstein, 1960, s. 23). Wcześniej, tzn. u schyłku pliocenu (w eoplejstocenie), pra-Dniestr miał swobodnie meandrować na równinie aluwialnej, rozciągającej się nawet na wiele kilometrów na północ od dzisiejszej rzeki.

Należy zwrócić uwagę, że egzotyczne i „zubożale” z punktu widzenia składu petrograficznego żwirów VII terasy Dniestru mają wiele cech wspólnych z osadami preglacjalnymi wyróżnianymi w dorzeczu Wisły. Można więc okres rozwoju tej terasy datować na eoplejstocen według najnowszych ujęć stratygraficznych. Do tej jednostki zalicza się bowiem osady datowane dawniej na górny pliocen, co podkreślono przy omawianiu epigenetycznej doliny Wisły. Jeśli przyjmiemy taką korelację aluwiów VII terasy Dniestru z osadami preglacjalnymi w dorzeczu Wisły, to stwierdzimy, że amplituda plejstocenijskich ruchów neotektonicznych w południowej części Wyżyny Podolskiej była wyraźnie większa niż na Rostoczu i Wyżynie Lubelskiej. Tak duże efekty neotektonicznych ruchów w przełomie Dniestru wynikały chyba z tego, że nie występowały tam zakłócenia związane z nasunięciami łańdolodów plejstocenijskich.

### Główne etapy rozwoju rzeźby w okresie posarmackim

Epikontynentalne morze sarmackie we wschodniej części wału metakarpacciego wkraczało na obszar z dobrze rozwiniętymi, denudacyjnymi zrównaniami paleogeńskimi (ryc. 4). W niektórych regionach przetrwały one do dzisiaj w postaci ekshumowanej lub kopalnej. Według A. Henkla (1995), który wiele uwagi poświęcił rekonstruowaniu tych zrównań, są one dobrze czytelne w dzisiejszym obrazie rzeźby Wyżyny Lubelskiej.

Morze sarmackie pozostawiło głównie piaszczyste i piaskowcowe warstwy o miąższości do kilkudziesięciu metrów, które nie zmieniły zasadniczych cech morfostukturalnych naszego obszaru. W wyniku jego dźwignienia *en block* w młodszych, posarmackich fazach orogenezy alpejskiej oraz w zmieniających się warunkach klimatycznych, rozwinęła się dzisiejsza rzeźba erozyjno-denudacyjna, wyraźnie nawiązująca zresztą do starych założeń strukturalnych (tektonicznych).

Recesja morza sarmackiego – związana z dźwignieniem się wału metakarpacciego w fazie moldawskiej orogenezy alpejskiej – następowała ku SE, w stronę póź-

niejszego basenu pontyjskiego, a więc dzisiejszego Morza Czarnego. Skierowane w tę stronę doliny drenażu rzecznego od dawna dostrzegano w rzeźbie Wyżyny Podolskiej (Smoleński, 1910; Hofstein, 1979); do dzisiaj ten kierunek zachował się tylko w podolskim odcinku jarowej doliny Dniestru. Na Wyżynie Lubelskiej natomiast, skąd morze sarmackie regresowało najwcześniej, dość szybko rozwinął się drenaż skierowany ku północy, w stronę lądowego basenu środkowopolskiego. Na takie datowanie tego zdarzenia zdaje się wskazywać ukształtowanie zrównań denudacyjnych Wyżyny Lubelskiej datowanych na pliocen, oraz orientacja przecinających je antecendentnych dolin Wisły środkowej i Wieprza.

### *Górny miocen (górnym sarmat–panon–pont; od ca 12,0 do 5,3 Ma)*

Według paleobotaników w górnym miocenie panował klimat typu podzwrotnikowego oraz przejściowy do umiarkowanego (Stuchlik, 1980). Według J. Głazka i D. Szynkiewicza (1987), powołujących się na wyniki badań faunistycznych, miał to być głównie klimat gorący i suchy, trwający przez około 5 mln lat od panonu po dak. Wydawało się to być zgodne z wcześniejszymi stwierdzeniami, przypisującymi znaczną rolę procesom lityfikacji (sylikacji) ławic piasków sarmackich (Sujkowski, 1937, s. 118; Jahn, 1946, s. 123–126). Takie określenia warunków klimatycznych mio-pliocenu jest chyba jednak rozbieżne z sugestią, że w wyniku dźwignia się wału metakarpackiego rozwijała się wówczas denudacja oraz erozja („preglacjalna sieć rzeczna”), której „widowym dziś znakiem jest jar Dniestru” (Głazek i Szynkiewicz, 1987, s. 123). Sugerowana przez tych autorów paleogeograficzna interpretacja jaru dnieszczańskie – rozpatrywana zresztą już w okresie międzywojennym (Sawicki, 1932) – jest rozbieżna także z przedstawionymi w poprzednim rozdziale wynikami badań teras w epigenetycznym przełomie Dniestru.

Klimat pustynny panował na naszym obszarze niewątpliwie u schyłku mioce – podczas wyróżnianego w stratygrafii obszarów medyterańskich piętra messyńskiego („kryzys messyński” datowany ostatnio od 6,0 do 5,3 Ma, występujący na rozległych obszarach perymedyterańskich trzech kontynentów Starego Świata – vide Gautier i inni, 1994; Krijgsman i inni, 1999). Prawdopodobnie dopiero wówczas na wschodnich osadach sarmackich rozwinęły się krzemionkowo-żelaziste „pancerze pustynne” z powierzchniowymi „polewami pustynnymi”, które badała M. Turnau-Morawska (1950). W tak suchym klimacie nie mogła rozwinąć się dnieszczańska erozja jarowa, pomimo że jej baza – czyli poziom morza pontyjskiego – była 1600 m poniżej dzisiejszej.

Messyńskie pancerce pustynne zapewne bardzo istotnie przyczyniły się do wzrostu morfotwórczego znaczenia wcześniejszych procesów sylikacji piasków, rozwijających się syndymentacyjnie w końcowych etapach sarmackiej transgresji (Turnau-Morawska, 1950). Należy jednak podkreślić, że ówczesna sylikacja nie była niewątpliwym wskaźnikiem klimatu pustynnego. Mogła bowiem ona rozwijać się lokalnie, w środowisku silnie alkalicznym płytkich wód morskich, sprzyjających „uruchomieniu” krzemionki. W takich właśnie warunkach sylikowane były

w piętrze badeńskim szczątki drzew bujnego lasu podzwrotnikowego porastającego wyspy lądowe na obszarze dzisiejszego Rostocza (Aren, 1956, 1992). Być może w podobnych warunkach sylikowane były lawice piasków sarmackich; cementującym składnikiem był bowiem – jak w przypadku badeńskich szczątków drzew – w przeważającej części kwarc (Turnau-Morawska, 1950, s. 174). Wniosek taki jest zgodny z wynikami badań paleobotanicznych, według których roślinność sarmacka była podobna do badeńskiej (Stuchlik, 1980, s. 446). Natomiast w cementacyjnych naskorupieniach pustynnych, które rozwinęły się dopiero później w warunkach lądowych, występuje chalcedon, opal lub kwarc (Turnau-Morawska, 1950, s. 179); w szczególności opal traktowany jest jako wskaźnik klimatu suchego (Kwiatkowski, 1996).

Lokalna sylikacja w zatokach morza badeńskiego i sarmackiego, a także później rozwijające się na rozległych obszarach pancerze pustyni messyńskiej miały wielkie znaczenie dla rozwoju krajobrazu najstarszych wzgórz ostańcowych Wyżyny Lubelskiej, Rostocza i strefy krawędziowej Podola. Pierwszy etap ich rozwoju można więc chyba datować na piętro messyńskie (schyłek miocenu). W klimacie pustynnym rozwijały się wówczas nie tylko krajobrazy typu hamady (pancerze hipergeniczne z ciemnobrunatnymi polewami pustynnymi), ale także piaszczyste typu ergów – na wychodniach niescementowanych warstw osadów sarmackich. W rezultacie denudacji w warunkach suchego klimatu akcentowane były starsze cechy morfostrukturalne obszaru, a także zróżnicowanie litologiczne warstw sarmackich oraz ich podłoża. Podczas długotrwałego kryzysu messyńskiego (czas trwania ca 0,7 Ma) pokrywa niescementowanych piasków sarmackich uległa więc zapewne znacznej degradacji (redukcji). Omawiane wyżyny miały więc wówczas cechy kwalifikujące do wyróżnianej przez J. Budela (1977) „suchej strefy tropikalnej kształtowania zrównań”.

Trudno byłoby obecnie ustalić, jakie inne formy denudacji rozwijały się w okresie poprzedzającym kryzys messyński. Na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczku wzgórza ostarcowe z ochronnymi „czapami” osadów sarmackich zdają się sterceć tylko nad powierzchnią wierzchowinowych zrównań wieku plioceńskiego (ryc. 5). Być może tylko na Wyżynie Podolskiej najwyższe z trzech zrównań wierzchowinowych – wyróżnionych przez A. Jahna (1937) na odcinku strukturalnego bloku Wielkiego Opoła – należałoby datować na górny miocen. Czy było to zrównanie, w obrębie którego rzeki podolskie sływały ku SE bezpośrednio do brzegu morza pontyjskiego, a nie tak jak obecnie na południe do Dniestru? Do udzielenia odpowiedzi na takie pytanie niezbędne byłyby specjalne badania zrównań wierzchowinowych na Wyżynie Podolskiej.

#### *Pliocen (dak-roman; od 5,3 do 2,5 Ma)*

Wyniki badań paleobotanicznych świadczą, że w pliocenie nastąpiło ochłodzenie klimatu; określane on jest przez paleobotaników jako umiarkowany, z oscylacjami początkowo względnie chłodnymi, a później względnie ciepłymi i dość su-

chymi (Stuchlik, 1980). Przy takim stanie znajomości stosunków paleoklimatycznych trudno jest dokładniej określić tendencje rozwojowe procesów egzogenicznych. Dlatego można zwrócić uwagę na neotektoniczne dźwiganie obszaru w fazie attyckiej (dolny pliocen) oraz rodańskiej (górnym pliocen). Ruchy te niewątpliwie sprzyjały rozcinaniu zrównań denudacyjnych. W takich warunkach rozwinęły się dwa schodowato układające się zrównania wierzchwinowe Wyżyny Lubelskiej i Roztocza: wyższe – w dolnym pliocenie po attyckiej fazie orogenicznej oraz niższe – w górnym pliocenie po fazie rodańskiej. Wyższe zrównanie wierzchwinowe na Roztoczu środkowym występuje na wysokości 320–350 m, a niższe 300–330 m. W środkowej części Wyżyny Lubelskiej występują one na wysokościach mniejszych o 30–40 m (*vide* ryc. 5). Zrównanie wyższe paralelizowałem przed trzydziestu laty z poziomem śródgórskim w Karpatach także datowanym na pliocen dolny, a niższe z poziomem pogórskim datowanym na górny pliocen (Maruszczak, 1972, s. 376). Do przedstawionych wówczas argumentów wskazujących na taki ich wiek można dodać jeszcze te, które wynikają z analizy rozmieszczenia i charakteru residuum messyńskich pancerzy pustynnych. Najlepiej zachowane i występujące *in situ* znajdujemy je na kulminacjach najstarszych wzgórz ostańcowych zbudowanych z osadów sarmackich. Na wyższym zrównaniu wierzchwinowym są to już tylko bloki i okruchy skrzemionkowanych piaskowców sarmackich z polewami pustynnymi, rozproszone na wychodniach skał paleoceńskich i górnokredowych (ryc. 5). Na niższym zrównaniu wierzchwinowym takie residua występują rzadziej i w postaci mniejszych okruchów. Wynika z tego, że już w dolnym pliocenie – w końcowych etapach kształtowania wyższego poziomu wierzchwinowego – formy rzeźby i krajobrazy pustyni messyńskiej były silnie zdegradowane (zdenudowane).

Schodowaty układ wzgórz ostańcowych i obu poziomów zrównań wierzchwinowych wskazuje na typ rzeźby właściwy dla okresu trzeciorzędowego. Progi pomiędzy stopniami tego układu, o wysokościach rzędu parudziesięciu metrów, zdają się świadczyć, że plioceńskie rozcięcia/doliny rzeczne były słabo rozwinięte i niezbyt głębokie. Według J. Budela (1977) byłby to krajobraz właściwy dla subtropikalnej strefy formowania rzeźby „mieszanej” (obok zrównań denudacyjnych występują słabo rozwinięte doliny).

Niewielka różnica wysokości między zrównaniami wierzchwinowymi wskazuje, że natężenie neotektonicznych ruchów pionowych w fazie attyckiej i rodańskiej było raczej słabe. Deniwelacja między wyżynami metakarpackimi (Wyżyną Lubelską i Roztoczem) a obszarem zapadliska perikarpackiego (Kotlina Sandomierską) była więc niewielka. Dzięki temu wody rzeczne z północnego skłonu Karpat mogły płynąć na północ przez wał metakarpacki. W takich warunkach zarysował się już w pliocenie układ późniejszych przełomów antecedentnych Wisły środkowej i Wieprza.

Przy obecnym stanie badań trudno byłoby przedstawić podobną rekonstrukcję zdarzeń dla Wyżyny Podolskiej. Można jedynie przypuszczać, że odpowiednikiem dwu plioceńskich zrównań wierzchwinowych Wyżyny Lubelskiej są dwa niższe poziomy wierzchwinowy podolskiej wyróżnione przez A. Jahna (1937).

*Eoplejstocen (od ca 2,5 do 1,8 Ma)*

Jako eoplejstocen wyodrębniony jest tutaj okres, który dawniej był interpretowany jako górny pliocen (Różycki, 1972). Podstawę do takiej zmiany granicy pliocen/plejstocen (P/P) dają wyniki izotopowo-tlenowych analiz osadów głębokomorskich. Wskazują one, że charakterystyczne dla okresu zlodowaceń plejstoceńskich oziębienie klimatu następowało stopniowo w interwale 2,9–2,4 Ma (Raymo, 1994; Raymo i inni, 1998; Brouwers i inni, 2000). Jako umowną granicę P/P zaczęto więc ostatnio podawać 2,5 Ma, a nie 1,8 Ma jak w schematach starszych, zgodnych z uchwałami międzynarodowych kongresów geologicznych. Taka stratygraficzna granica (2,5 Ma) odpowiada granicy paleomagnetycznych epok Matuyama i Gauss; została ona zaproponowana w schemacie stratygraficznym czwartorzędu, zaleconym do urzędowego stosowania w opracowaniach Państwowego Instytutu Geologicznego (Baraniecka, 1990). Granicę w takiej wersji przyjmują także paleobotanicy (Stuchlik, 1994). W starszych opracowaniach polskich eoplejstocen najczęściej wyodrębniano jako „preglacjał” (Różycki, 1972, s. 83–103). Podobnie ujmowana jest ta granica w opracowaniach zachodnioeuropejskich i to nie tylko według badań paleobotanicznych, np. na podstawie najnowszych geologicznych i geochemicznych analiz fluwialno-deltowych osadów dolnego Renu określa się ją na 2,3 Ma (Huisman i inni, 2000), a na podstawie badań w Normandii na 2,6 Ma (Clet-Pellerin i inni, 1999).

Temperatura globalna w eoplejstocenie była wyraźnie niższa niż w trzeciorzędzie, a przy tym odznaczała się znacznie większą zmiennością, stanowiącą podstawę do wyodrębniania stadiów izotopowo-tlenowych, a więc także globalnych rytmów klimatycznych (podstawa „klimatostratygrafii czwartorzędu”).

Skutkiem ochłodzenia klimatu i neotektonicznych ruchów fazy wołoskiej, datowanej na eoplejstocen, była zmiana typu rzeźbienia. Wyraźnie wzrosła rola erozji i akumulacji rzecznej, o czym świadczy znaczne rozprzestrzenienie piaszczysto-żwirowych aluwii tego wieku (preglacjalne osady ze żwirami najbardziej odpornych skał na Wyżynie Lubelskiej oraz tzw. żwiry karpackie na Wyżynie Podolskiej). Procesy denudacji nadal jednak rozwijały się na znaczną skalę. Świadczy o tym najniższe zrównanie występujące 20–30 m powyżej dzisiejszych den rzecznych. W odróżnieniu od zrównań wierzcholinowych związane ono jest już z systemem dobrze rozwiniętych dolin. To najniższe, „dolinne” zrównanie Wyżyny Lubelskiej można więc paralelizować z „poziomem przydolinny” wyróżnionym w Karpatach (Starkel, 1965). Dawniej zwracano uwagę, że ten poziom karpacki datowany był różnie – na górny pliocen lub eoplejstocen (Gilewska, 1991). Była to jednak tylko różnica pozorna, wynikająca ze stosowania schematów stratygraficznych z dwiema wersjami granicy P/P. Odpowiednikiem najniższego (dolinnego) zrównania Wyżyny Lubelskiej jest VII terasa Dniestru na Wyżynie Podolskiej, wznosząca się 140–160 m ponad poziom dzisiejszej rzeki. Można się zastanawiać, czy tej terasie dniesztrańskiej odpowiada najwyższe z trzech zrównań w strefie północnej krawędzi Podola, które Jahn (1937, s. 585) wyróżnił na wysokości względ-

nej 75–85 m; dostrzegał on w tym poziomie oznaki drenażu nie tylko ku północy, do dorzecza Bugu, ale także na południe do Dniestru.

W eoplejstocenie zarysowała się już wyraźnie sieć dolin rzecznych, włącznie z przelomowymi odcinkami Wisły i Wieprza, a zapewne także i Dniestru. Należy podkreślić, że w przypadku tej ostatniej rzeki mieliśmy do czynienia właściwie z rozległą równią aluwialną, na której swobodnie meandrował pra-Dniestr transportujący żwiry „karpackie”. Zaznaczała się już jednostka morfostrukturalna grzbietu gologórskiego jako wododziałowego między dorzeczami pra-Wisły i pra-Dniestru. Pra-Bug miał zapewne już swoje źródłiska w strefie krawędzi Podola; transportował on żwiry preglacjalne na północ i sypał swoją deltę przy ujściu do basenu środkowopolskiego w okolicy Horoszek na południowym Podlasiu (*vide* Różycki, 1972, s. 88–89).

### *Plejstocen dolny (1,8–0,8 Ma)*

Klimat wyraźnie już chłodniejszy i wilgotniejszy, cechował się typową dla czwartorzędu zmiennością; szczególnie charakterystyczne były rytmy trwające ca 41 ka (Raymo i inni, 1998). W takich warunkach rozwijała się rzeźba typowa dla strefy umiarkowanej, którą J. Büdel (1977) wyróżnił jako „ektropikalną strefę rzeźbienia dolin”. Na omawianym obszarze rzeźbione były w tym interwale głębokie bruzdy dolinne. Głębokość „bruzd”, liczona w stosunku do poziomu aluwiiów preglacjalnych w przelomie Wisły wynosiła około 60 m, a w dolinie Wieprza 80–100 m. Dla przelomu Dniestru taki wskaźnik można oszacować na około 80 m, przy założeniu, że dolną granicę ówczesnego wcięcia wyznacza V terasa o wysokości względnej 70–80 m (*vide* ryc. 7).

Tak można przedstawić ogólny efekt rozwoju rzeźby erozyjnej w dolnym plejstocenie. Nie mamy podstaw do wyodrębniania etapów kształtowania głębokich bruzd dolinnych w zachodniej części omawianego obszaru, gdyż były one później pogrzebane i w znacznym stopniu przekształcone (*vide* ryc. 6). Dla części SE można byłoby bardzo umownie wyróżnić dwa, dolnoplejstocenijskie, a więc najstarsze etapy kształtowania jarowej doliny Dniestru: 1) rozcinanie rozległej równiny aluwialnej ze żwirami karpackimi VII terasy oraz 2) rozcinanie „jarowej” już terasy VI. Ogólna głębokość ówczesnego rozcięcia w przelomie Dniestru wynosiła około 80 m. Daje to podstawę do wnioskowania, że efekty dolnoplejstocenijskiego rzeźbienia były duże. Należałoby więc łączyć je nie tylko z czynnikami egzogenicznymi, ale także z trwającym wówczas neotektonicznym dźwiganiem wału metakarpackiego. Zapewne dzięki temu południowa krawędź wału, dzieląca go od zapadliśka perikarpackiego, zarysowała się już wyraźniej.

### *Plejstocen środkowy i górny (0,8–0,01 Ma)*

Klimat zmieniał się wówczas wielokrotnie od umiarkowanego przez peryglacjalny do glacialnego. Następowo to w rytmach/cyklach interglacjalno-glacial-



nych, trwających około 100 ka, które bardzo wyraźnie zarysowują się na krzywej izotopowo-tlenowej od 0,7 Ma (Raymo i inni, 1998). W Europie północnej rozwinęły się lądolody, które swoim zasięgiem obejmowały NW część omawianego obszaru, tzn. Wyżynę Lubelską, zachodnią część Wyżyny Wołyńskiej i Rostocza.

W części NW w początkowych etapach, paralelizowanych z interglacjałem podlaskim i małopolskim, na erozyjnych dnach przełomu Wisły środkowej i Wieprza akumulowane były aluwia ze żwirami skal miejscowych (bez skal skandynewskich). Aluwia takie na dnie doliny Wieprza prawdopodobnie nadal jeszcze były akumulowane przy jakimś udziale wód karpaccich, spływających z górnej części dorzecza Sanu. Świadczy o tym występowanie „warstw krasnystawskich” na Rostoczku i w Kotlinie Sandomierskiej (Buraczyński, 1997, s. 149). Dopiero w czasie zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich nasunięcia lądolodów spowodowały radykalne zmiany warunków rozwoju rzeźby. Efekty powtarzającego się zasypywania dolin barykadowanych przez lądolód były tak duże, że ich dna dzisiejsze znajdują się znacznie wyżej niż w dolnym plejstocenie (ryc. 5). Charakter oraz amplitudę zdarzeń z kolejnych cykli glacialnych najlepiej można zilustrować na przykładzie północnego odcinka epigenetycznego przełomu Wisły środkowej (ryc. 6).

W części SE omawianych wyżyn, szczególnie na Wyżynie Podolskiej, zlodowacenia plejstoceńskie nie spowodowały istotnych zmian ogólnej tendencji rozwoju rzeźby właściwej dla obszarów umiarkowanych. W przełomie Dniestru dolina jarowa została więc pogłębiona o około 70 m (ryc. 7); tempo i zasadnicze przyczyny pogłębienia były chyba generalnie podobne jak w okresie poprzednim. Można więc sądzić, że natężenie neotektonicznego dźwignia było takie jak w dolnym plejstocenie. Sprzyjało to akcentowaniu głównych cech morfostrukturalnych Wyżyny Podolskiej. Natomiast na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczku na ruchy neotektoniczne rzutowały skutki wielokrotnego glacialnego obciążania i odciążania; w rezultacie formy strukturalne i tektoniczne raczej traciły na swojej wyrazistości.

Za życzliwą pomoc w przygotowaniu artykułu do druku serdecznie dziękuję: dr Elżbiecie Kardaszewskiej, dr Marii Wilgat, dr. Radosławowi Dobrowolskiemu i mgr. Pawłowi Zielińskiemu.

## Piśmiennictwo

- Albrycht A., Michalczyk Z., 1992, *Warunki występowania wód podziemnych w północnej części Wyżyny Giełczewskiej (Wyżyna Lubelska)*, Kwartalnik Geologiczny, 36, 1, 151–164.
- Areń B., 1956, *Trzeciorzęd [w:] Regionalna geologia Polski, t. 2, Region lubelski*, Kraków, 70–90.
- 1992, *Taxodioxyton sequoianum Goth.*, Przegląd Geologiczny, 40, 12, s. 743–743.
- Aseev A.A., Bashenina N.V., Rubina E.A., 1984, *Russian platform, [w:] Geomorphology of Europe*, red. C. Embleton, Weinheim, Basel, s. 78–91.
- Baraniecka M.D., 1990, *Propozycja nowelizacji stratygrafii czwartorzędu dla „Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000” w świetle głównych wyników badań stratygraficznych ostatnich 20 lat*, Kwartalnik Geologiczny, 34, 1, s. 149–166.

- Brouwers E.M., Cronin T.M., Horne D.J., Lord A.R., 2000, *Recent shallow marine ostracods from high latitudes: implications for Late Pliocene and Quaternary palaeoclimatology*, *Boreas*, 29, s. 127–143.
- Büdel J., 1977, *Klima-Geomorphologie*, Berlin.
- Buraczyński J., 1997, *Roztocze: budowa – rzeźba – krajobraz*, Zakład Geografii Regionalnej UMCS, Lublin.
- Cieśliński S., Kubica B., Rzechowski J., 1996, *Tomaszów Lub. i Dołhobyczów. Mapa geologiczna Polski 1:200 000*, wyd. B. Warszawa.
- Clet-Pellerin M., Lautridou J.P., Morzade-Kerfourn M.T., Farjanel G., Huault M.F., 1999, *Stratigraphy and palynology of the late Pliocene and early Pleistocene: sequences in marine and lagunal sediments in Normandy (France)*, [w:] *The Pliocene: time and change*, American Assoc. Stratigr. Palynolog. Foundation, s. 131–143.
- Chervanev I.G., 1974, *Principal stages of relief formation in Northern Volyno-Podolia (in Russian). Materials of the Quaternary period of the Ukraine*, Naukova Dumka, Kiev, s. 386–396.
- Czyżewski J., Zierhoffer A., 1936, *Kilka spostrzeżeń z wycieczki we wschodnią część północnej krawędzi Podola i Wołynia Grzędowego*, *Kosmos*, 61 A, s. 83–101.
- Davis W.M., 1899, *The geographical cycle*, *Geographical Journal*, 14, s. 481–504.
- Dobrowolski R., 1998, *Strukturalne uwarunkowania rozwoju współczesnej rzeźby krasowej na międzyrzeczu środkowego Wieprza i Bugu*, Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Dobrowolski R., Bogucki A., Zaleski I., 2000, *Morfometryczne kryteria związku powierzchniowych form krasowych z tektoniką na przykładzie podniesienia Lubomla (Ukraina NW)*, *Przegląd Geologiczny*, 48, 7, s. 634–638.
- Embleton E., red., 1984, *Geomorphology of Europe*, Weinheim–Basel.
- Gautier F., Clauzon G., Suc J.P., Cravatte J., Violanti D., 1994, *Age et durée de la crise de salinité messinienne*, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 318, II, 8, s. 1103–1109.
- Gerenčuk K.I., 1950, *Geomorfologija Podolii*, Učenyje zapiski Černovickogo Universiteta, serija geol.-geogr. 8, 2, 89–111.
- Gilewska S., 1991, *Rozwój środowiska Polski w trzeciorzędzie*, [w:] *Geografia Polski, środowisko przyrodnicze*, red. L. Starkel, PWN, Warszawa, 37–67.
- Głazek J., Szykiewicz A., 1987, *Stratygrafia młodotrzeciorzędowych i staroczwartorzędowych osadów krasowych oraz ich znaczenie paleogeograficzne*, [w:] *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*, Ossolineum, Wrocław, 113–130.
- Harasimiuk M., 1980, *Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*. Rozprawa habilitacyjna UMCS, Lublin.
- Harasimiuk M., Henkiel A., 1980, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łączna*, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Król T., 1987, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. 787 – Piaski*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Harasimiuk M., Rzechowski J., Skompski S., 1991, *The malacofauna of the Eopleistocene profile near Teremiec (eastern part of Lublin Upland)*, *Geological Quarterly*, 35, 1, s. 57–70.
- Henkiel A., 1988, *Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału metakarpackiego*, *Annales UMCS, B*, 39 (1984), Lublin, s. 15–38.
- 1995, *Nowa koncepcja morfogenezy Wyżyny Lubelskiej – geologia i geomorfologia Równiny Bełzyckiej*, *Annales UMCS, B*, 48 (1993), Lublin, s. 133–152.
- Hofstein I.D., 1960, *O terrasacl Dnestra i nowejšich dviženijach v Pridnestrovie*, *Biuletin Komisji po Izučeniju Četvertičnogo Perioda*, 25, s. 20–34.
- 1979, *Neotektonika zapadnoj Volyno-Podolii*, Naukova Dumka, Kiev.
- Huisman D.J., Klaver G.T., Veltkamp A., Van Os B.J.H., 2000, *Geochemical compositional changes at the Pliocene-Pleistocene transition in fluviodeltaic deposits in the Tegelen-Reuver area (south-eastern Netherlands)*, *Geologische Rundschau (International Journal of Earth Sciences)*, 89, 1, s. 154–169.

- Jahn A., 1937, *Zdjęcie morfologiczne północnej krawędzi Podola i jej przedpola między potokami Kocurowskim i Pohoryleckim*, Kosmos, 62 A, s. 549–596.
- 1946, *Morfogeneza i wiek północnej krawędzi Podola w dorzeczu Ikwy*, Annales UMCS, B, 1, Lublin, 103–130.
- 1956, *Wyżyna Lubelska: rzeźba i czwartorzęd*, Prace Geograficzne IG PAN, 7, Warszawa.
- Jahn A., Turnau-Morawska M., 1952, *Preglacja i najstarsze utwory plejstoceny Wyżyny Lubelskiej*, Biuletyn PIG 65, Warszawa, s. 269–311.
- Klimaszewski M., 1946, *Podział morfologiczny południowej Polski*, Czasopismo Geograficzne, 17, s. 133–182.
- Kondracki J., 1965, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa.
- 1989, *Oficjalne zatwierdzenie nazw fizycznogeograficznych regionów Polski*, Przegląd Geograficzny 60, 3, s. 409–413.
- Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I., Sierro F.J., Willson D.S., 1999, *Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis*, Nature, 400, 6745, s. 652–655.
- Krynicky T., 1995, *Faults in the Cretaceous and its base as displayed on seismic sections through the Lublin area (east Poland)*, Geological Quarterly, 39, 3, s. 373–388.
- Kwiatkowski S., 1996, *Diogeneza niedetrytycznych osadów krzemionkowych*, Przegląd Geologiczny, 44, 6, s. 612–618.
- Laignel B., Quesnel F., Meyer R., Bourdillon C., 1999, *Reconstruction of the Upper Cretaceous chalks removed by dissolution during the Cenozoic in the western Paris Basin*, Geologische Rundschau (International Journal of Earth Sciences) 88, 3, s. 467–474.
- Lech J., 1983, *Górnictwo surowców krzemianych w kulturze społeczności wczesnorolniczych na terytorium Polski*, [w:] *Człowiek i środowisko w pradziejach*, red. J.K. Kozłowski, S.K. Kozłowski, PWN, Warszawa, s. 114–125.
- Lenczewicz S., 1922, *Kurs geografii Polski*, Warszawa.
- Malicki A., Jahn A., 1937, *Pochodzenie żwirów występujących w obrębie północnej krawędzi Podola i południowego Nadbuża*, Kosmos, 62 A, s. 597–611.
- Marszałek S., Albrycht A., Bula S., 1992, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. 786 – Bychawa*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Maruszczak H., 1966, *Zjawiska krasowe w skalach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu*, Przegląd Geograficzny, 38, 3, s. 339–370.
- 1972, *Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie*, [w:] *Geomorfologia Polski, t. 1*, red. M. Klimaszewski, PWN, Warszawa, s. 340–384.
- 1987, *Uwagi do nowego podziału Polski na jednostki geomorfologiczne*, Przegląd Geograficzny, 59, 1–2, s. 139–146.
- Maruszczak H., Rodzik J., Świeca A., 1992, *Denudacja mechaniczna i chemiczna we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich*, Prace Geograficzne IGIPZ PAN, 155, s. 105–131.
- Maruszczak H., Sirenko I., 1992, *Problemy regionalizacji geomorfologicznej wschodniej części walu metakarpackiego*, Annales UMCS, B, 44/45 (1989/1990), Lublin, s. 37–65.
- Maruszczak H., Wilgat M., 1956, *Rzeźba strefy krawędziowej Rostocza Środkowego*, Annales UMCS, B, 10, Lublin.
- 1992, *Zróźnicowanie regionalne geosystemów dorzecza Bugu w świetle badań odpływu roztworów*, Annales UMCS, B, 44/45 (1989/1990), Lublin, s. 131–144.
- Mojski J.E., 1985, *Quaternary. Geology of Poland*, 1. 3b, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Mojski J.E., Ruhle E., 1965, *Atlas geologiczny Polski: zagadnienia stratygraficzno-facjalne*, 12, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Nowak J., 1927, *Zarys tektoniki Polski*, Kraków.
- Palenko V.P., 1992, *Novejša geodinamika i jejo otryażenie w relefe Ukrainy*, Naukova Dumka, Kiev.
- Polanskij J., 1929, *Terasi, loessi i morfologija Halickogo Podilja nad Dnestrom*, Lviv.
- Pożaryski W., 1951, *Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich*, Biuletyn PIG 75.

- 1956, *Kreda*, [w:] *Regionalna geologia Polski*, 2, Region Lubelski, Kraków, s. 14–62.
- 1997, *Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża*, *Przegląd Geologiczny*, 45, 12, 1, s. 265–1270.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L., 1994, *Chronostratygrafia osadów plejstocenijskich i rozwój doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przelomu przez wyżyny południowopolskie*, Prace PIG, 147, Warszawa.
- Raymo M.E., 1994, *The initiation of Northern Hemisphere glaciation*, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, s. 353–383.
- Raymo M.E., Ganley K., Carter S., Oppo D.W., McManus J., 1998, *Millennial-scale climate instability during the early Pleistocene epoch*, *Nature*, 392, 6677, s. 699–702.
- Romer E., 1906, *Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru*, *Kosmos*, 31, s. 363–386.
- Różycki S.Z., 1972, *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, PWN, Warszawa.
- Sawicki Lk., 1932, *Sur la stratigraphie du loess en Pologne*, *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 8, 2, s. 133–171.
- Smoleński J., 1910, *Über die Genese des nord-podolischen Steilrandes und die morphologische Bedeutung der jüngeren Krustenbewegungen in Podolien*, *Bulletin International de l'Academie des Sciences de Cracovie*, A, 65–76.
- Starkel L., 1965, *Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich*, *Prace Geograficzne*, IG PAN 50.
- Stuchlik L., 1980, *Chronostratygrafia neogenu Polski południowej (północna część Paratetydy centralnej) na podstawie badań paleobotanicznych*, *Przegląd Geologiczny*, 28, 8, s. 443–448.
- 1994, *Some late Pliocene and early Pleistocene pollen profiles from Poland*, *NATO ASI Series I*, 27, s. 271–282.
- Sujkowski Z., 1937, *Zarys budowy geologicznej okolic Krzemieńca*, *Ochrona Przyrody*, 17, s. 113–119.
- Świeca A., 1998, *Wpływ czynników antropogenicznych na rzeczny odpływ roztworów i zawiesin na międzyrzeczu Wisły i Bugu*, *Rozprawy Habilitacyjne Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS 61*, Lublin.
- Teisseyre W., 1894, *Ogólne stosunki kształtowe i genetyczne wyżyny wschodnio-galicyskiej*, *Sprawozdanie Komisji Fizjograficznej AU*, 29, Kraków, s. 168–187.
- Tokarski A., 1936, *Szkic paleogeograficzny okolic Gologór*, *Kosmos*, 61A, s. 1–20.
- Turnau-Morawska M., 1950, *Spostrzeżenia dotyczące sedimentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej*, *Annales UMCS*, B, 4, Lublin, s. 135–194.
- Zichroffer A., 1927, *Północna krawędź Podola w świetle rzeźby powierzchni kredowej*, *Prace Geograficzne wydawane przez E. Romera*, 9, Lwów-Warszawa, s. 61–95.

#### RELIEF DEVELOPMENT IN THE EASTERN PART OF THE META-CARPATHIAN UPLANDS DURING THE POST-SARMATIAN PERIOD

The Meta-Carpathian arch is a tectonic unit separating the Peri-Carpathian foredeep from the Central European Lowlands (Fig. 1). It is the upland belt extending from the Silesian-Cracow Upland in the west to the Podolia Upland in the east. This paper discusses the part of it situated east of the Vistula river valley (Fig. 2). After the Sarmatian sea receded this area underwent neotectonic uplift to about 200–350 m (Fig. 3). The greatest amplitudes of these movements occurred in the border zone between the Meta-Carpathian Uplands and the Peri-Carpathian foredeep; vertical slips of the post-Sarmatian fault reached hundreds of metres there, while within the uplands such slips did not exceed 30 m. These faults conditioned the development of many scarps separating geomorphological regions of lower rank (Fig. 2B). Slightly lower and less marked denudation scarps exist in the areas

of relief inversion developed on the fold structures of second rank occurring in the Upper Cretaceous rocks. These rocks are the main basement to the relief of the discussed area.

Lithology of the Upper Cretaceous rocks was also of a great importance for relief development. They are represented by very varied rock kinds: from soft chalk to resistant opokas. These differences are well manifested in indices of chemical denudation. According to modern measurements, i.e. in conditions of intensive land use, the chemical denudation in the catchments built mainly of chalk is of about 55 t/km<sup>2</sup>/a, while that in the catchments built mainly of opokas is of about 35 t/km<sup>2</sup>/a. If we assume that, denudation indices were only half as great in natural conditions we can calculate them at 11 m/Ma and 7 m/Ma, respectively (on the assumption that 1 m<sup>3</sup> of rock = 2.5 t). Therefore, denudation scarps could be formed on the boundaries between outcrops of chalk and of opokas, and the heights of these scarps would be similar to those conditioned by faults. The Bug-Styr Basin (Fig. 2b-V), situated between the Volhynia Upland, Podolia Upland and Roztocze Ridge, represents a special example of strong chemical denudation; the Miocene deposits in the Bug-Styr Basin are more severely eroded than in the neighbouring upland macroregions (*vide* Fig. 4). Intensive denudation is also reflected by the common occurrence of weathered flint gravels in the Bug-Styr Basin. Siliceous concretions occurring in the Upper Cretaceous rocks were an original source of these flint gravels.

Investigations of river gap valleys running across the uplands are of a great importance for paleogeomorphological analyses. Two extreme examples are presented here: in the NW part of the discussed area – the middle Vistula river gap which was within the limits of ice sheets of different ages during the Pleistocene (Fig. 6), and in the SE part – the Dniester river gap which was out of the direct influence of the Pleistocene ice sheets (Fig. 7).

The main stages of the post-Sarmatian relief development appear as follows. Weakly examined traces of valley drainage development are the only features originating from the Upper Miocene (12.0–5.3 Ma). This drainage was directed to the SE, i.e. to the recessing Pontian sea; traces of this drainage are visible in the hypsometric pattern of modern relief in the eastern part of the Podolia Upland (Fig. 2A). Cementation duricrusts with desert varnish were formed in desert conditions towards the close of the Miocene, during the Messinian salinity crisis (6.0–5.3 Ma); they are best preserved on the remnants of the oldest relief (Fig. 5). Pediplanation processes developed in a warm temperate or similar to subtropical climate during the Pliocene (5.3–2.5 Ma). Two high planation surfaces were formed that way; the higher one (from the Lower Pliocene) was cut in the Attic phase, and the lower one (from the Upper Pliocene) – in the Rodanian phase of the alpine orogenesis.

Fluvial erosion became more important in the Eopleistocene (2.5–1.8 Ma); and a drainage pattern similar to the modern one had appeared by then. Fluvial gravels from that period, i.e. „preglacial” gravels occur in the middle Vistula river valley at 15–25 m above the modern valley bottom, and in the Dniester river gap – at 140–160 m. Flints and quartzes are predominant among these gravels, but Carpathian rocks also occur. The intensity of fluvial erosion increased in the mainly temperate climatic conditions of the Lower Pleistocene (1.8–0.8 Ma) and the modern drainage pattern was distinctly marked by then. The middle Vistula river eroded its bed 35 m below the modern one, and the Dniester river flowed on the level of the 5th terrace, about 70–80 m above the modern river bed. Climate during the Middle and Upper Pleistocene (0.8–0.0 Ma) changed many times according to the glacial-interglacial rhythms. The middle Vistula river valley was repeatedly buried and reexcavated (Fig. 6). The Dniester river rhythmically, i.e. with breaks, deepened its gap

valley; it eroded four successive, lower and lower terraces (Fig. 7). The example of the Dniester river, which flowed out of the expanse of the Pleistocene ice sheets, seems to indicate that the intensity of neotectonic uplift in the SE part of the discussed area during the last 0.9 Ma was similar to that in the Lower Pleistocene. On the other hand, in the NW part, in the middle Vistula river valley, the results of neotectonic uplift were overlapped by the effects of repeated glacioisostatic movements.

## O zasięgu zlodowacenia Wisły w Polsce północno-wschodniej na podstawie badań geomorfologicznych i termoluminescencyjnych

*On the range of the Vistula glaciation in north-eastern Poland  
on the basis of geomorphological research and thermoluminescentic analyses*

HENRYK BANASZUK

Katedra Ochrony Gleby i Powierzchni Ziemi, Politechnika Białostocka  
15-351 Białystok, ul. Wiejska 45E  
e-mail: zuczek@cksr.ac.bialystok.pl

**Zarys treści.** Autor przedstawia nowy pogląd na zasięg zlodowacenia Wisły w Polsce północno-wschodniej, opierając się na wynikach własnych badań terenowych i analiz termoluminescencyjnych. Według autora zlodowacenie to objęło obniżenie Kotliny Biebrzańskiej i tereny położone dalej na południe.

**Słowa kluczowe:** zasięg, Wisła, Nizina Północnopodlaska, geomorfologia, termoluminescencja

### Wstęp

Granica zlodowacenia Wisły nie została jeszcze w Polsce północno-wschodniej definitywnie rozstrzygnięta. Granica ta jest wyraźna na pograniczu Wysoczyzny Kolneńskiej i Pojezierzy, gdzie podkreśla ją kontrast krajobrazowy (Bogacki, 1985; Galon, 1972; Kondracki i Pietkiewicz, 1967; Kondracki, 1972; Roszko, 1968; Wołk-Musiał, 1980), nie jest natomiast bliżej znana na wschód od Grajewa. Wcześniej granicę tę prowadzono od Grajewa do okolic Tajna i w poprzek sandru suwalsko-augustowskiego (ryc. 1), następnie zaś wysunięto sugestię, że łądolód vistuliański mógł nasunąć się na północną część Kotliny Biebrzy i dotrzeć do „wysp” morenowych Sztabina, Jastrzębnej i Lipska (Żurek, 1975), a ostatnio granicę zlodowacenia na pograniczu sandru suwalsko-augustowskiego i Kotliny nakreślił A. Ber (2000). Według A. Bera granica ta przebiega po północnej stronie wyspy Lipska, gdzie w maksymalnym zasięgu lodowiec uformował morenę spiętrzoną Rubcowa, a dalej na zachodzie przecina w poprzek wyspę Jastrzębnej i biegnie wzdłuż wyspy Sztabina. Granicę zlodowacenia wyznacza na tym obszarze według A. Bera zasięg stadiału Świecia.

Generalna teza autora niniejszej pracy brzmi następująco: zlodowacenie Wisły objęło w północno-wschodniej Polsce znacznie większy obszar niż się przy-

muje. Łądolód vistuliański dotarł do północnych krańców Wysoczyzny Kolneńskiej na zachodzie i do wysp morenowych Sztabina, Jastrzębnej i Lipska na wschodzie, ale w centralnej części terenu wypełnił obniżenie Kotliny Biebrzańskiej i nasyłał się na obszar Wysoczyzny Wysokomazowieckiej i Wysoczyzny Białostockiej.

Tezę tę formułuje autor pracy na podstawie wyników wieloletnich badań i obserwacji terenowych (Banaszuk, 1975, 1980, 1995, 1996, 2000) oraz wyników badań termoluminescencyjnych. Sama bowiem analiza geomorfologiczna terenu, jako metoda badawcza, nie rozstrzyga zagadnienia. Najwięcej analiz TL opracowano w laboratorium warszawskim Marka Prószyńskiego i Wandy Stańskiej-Prószyńskiej, a inne w laboratoriach Politechniki Śląskiej w Gliwicach i Uniwersytetu Gdańskiego. Analizy wykonane w Gliwicach i Gdańsku uzupełniają badania Państwa Prószyńskich i dają możliwość porównania wskaźników wieku TL pochodzących z różnych laboratoriów, co jest istotne zwłaszcza wobec dyskusji co do wiarygodności i celowości stosowania metody termoluminescencyjnej w badaniach czwartorzędu (Maruszczak, 1985; Pazdur i Bluszcz, 1987; Bluszcz, 2000).

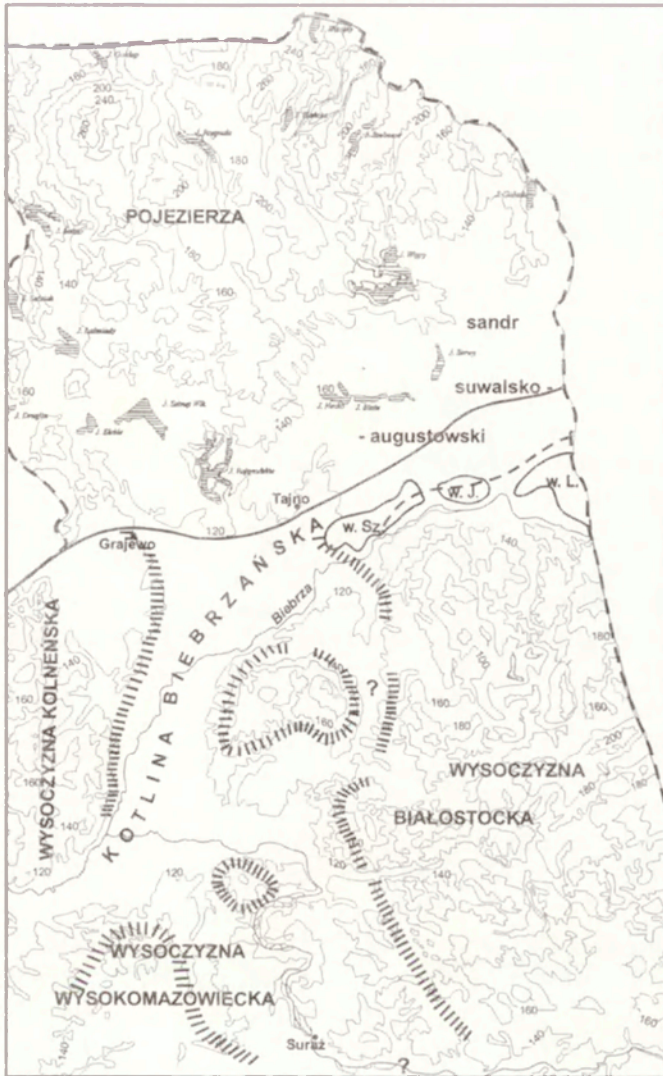
### **Przesłanki geomorfologiczne świadczące o pobycie łądolodu zlodowacenia Wisły na Nizinie Północnopodlaskiej**

Argumentów na rzecz przedstawionej powyżej tezy dostarcza analiza ogólnej konfiguracji terenu, a szczególnie analiza budowy i rzeźby największych obniżeń terenowych na Nizinie Północnopodlaskiej, jakimi są Kotlina Biebrzańska i dolina Narwi poniżej Suraza.

#### *Ogólna konfiguracja terenu*

Rzeźba północno-wschodniej Polski jest pod względem hipsometrycznym mocno zróżnicowana. Najbardziej wyniesione są północne partie Pojezierzy, gdzie Garb Szeski wznosi się w kulminacji do 309 m n.p.m., Garb Wizajn do 292 m i Garb Krzemieniuchy do 288,2 m. Pomiędzy garbami znajdują się obniżenia dolinne Rospudy i Czarnej Hańczy oraz zagłębienie Szeszupy, ale wysokości rzadko schodzą poniżej 180 m n.p.m. (ryc. 1). Na południe od garbów pojeziernych teren stopniowo się obniża. Jest on żywo urzeźbiony, wzgórzowy lub (w przewadze) pagórkowaty, lecz w sąsiedztwie Kotliny Biebrzańskiej wysokości osiągają zaledwie 125–130 m n.p.m. Wysoko w północnej części układu się również powierzchnia sandru suwalsko-augustowskiego. Zalega ona powyżej 170 m n.p.m. w okolicach Suwałk, skąd obniża się w kierunku południowo-wschodnim, osiągając 120–125 m w sąsiedztwie wysp morenowych Sztabina, Jastrzębnej i Lipska. Zarówno morena pojezierna jak i sandr pochylają się więc stopniowo ku Kotlinie Biebrzańskiej, przechodząc (w sensie hipsometrycznym) łągodnie w Kotlinę.





— 1 - - - 2 · ||||| 3

Ryc. 1. Ukształtowanie pionowe terenu Polski północno-wschodniej i zasięg zlodowacenia Wisły  
 1 – według: J.E. Mojskiego i E. Ruhlego (1965), J. Kondrackiego i S. Pietkiewicza (1967),  
 R. Galona i L. Roszkówny (1967) i innych; 2 – według A. Bera (2000), 3 – domniemany zasięg  
 zlodowacenia Wisły na Nizinie Północnopodlaskiej według autora pracy  
 w.Sz. – wyspa Sztabina, w.J. – wyspa Jastrzębnej, w.L. – wyspa Lipska

Vertical configuration of the northeastern Poland and the range of the Wisła glaciation  
 1 – according to: J.E. Mojski and E. Rühle (1965), J. Kondracki and S. Pietkiewicz (1967), R. Galon  
 and L. Roszkówna (1967) and others, 2 – according to A. Ber (2000), 3 – presumed range of the  
 Wisła glaciation on the Północnopodlaska Lowland according to the author of the paper  
 w.Sz. – morainic island of Sztabin, w.J. – morainic island of Jastrzębna, w.L. – morainic island  
 of Lipsk

Kotlina Biebrzańska jest największym w Polsce północno-wschodniej obniżeniem terenowym. Jej powierzchnia wynosi ponad 2 tys. km<sup>2</sup> i jest generalnie płaska. Wykształciły się w niej rozległe równiny torfowe i liczne poziomy piaszczyste

Na południe od Pojezierzy Kotlinę otaczają wysoczyzny „staroglacjalne”. Wysoczyzna Kolneńska i Wysoczyzna Białostocka górują nad Kotliną, przy czym w miarę oddalania się od Kotliny wysokości szybko wzrastają do około 80–90 m ponad jej dno. Łagodnie ukształtowana jest natomiast Wysoczyzna Wysokomazowiecka, zamykająca obniżenie Kotliny od południa. Najwyżej, bo do ponad 160 m npm., wznosi się teren w okolicach Rutek i Tykocina i jest najżywiej urzeźbiony. Większość obszaru Wysoczyzny jest przeważnie płaska i wznosi się, co należy podkreślić, do podobnej wysokości jak Pojezierza po północnej stronie Kotliny. W największym obniżeniu terenu wykształciła się dolina Narwi.

Ukształtowanie pionowe Pojezierzy i Niziny Północnopodlaskiej sprzyjało nasunięciu się lądolodu zlodowacenia Wisły na Nizinę. Najbardziej sprzyjała temu obecność obniżenia Kotliny Biebrzańskiej. Jeżeli transgredujący lodowiec miał na przedpolu tak wielkie obniżenie terenowe trudno przyjmować, że zatrzymał się tuż przed nim (na linii Grajewo–Rajgród–Tajno), tym bardziej, że w północnej części Wysoczyzny Kolneńskiej w odległości zaledwie 12–15 km na zachód od Grajewa, moreny czołowe fazy leszczyńskiej wznoszą się według E. Wołk-Musiała (1980) do 200 m npm.

### *Kotlina Biebrzańska*

Poglądy na genezę Kotliny Biebrzańskiej nie są zgodne. Niektórzy autorzy opowiadali się za erozyjnym pochodzeniem formy (Bałuk, 1973; Galon i Roszko, 1967; Kondracki i Pietkiewicz, 1967), inni z kolei sugerowali jej pochodzenie wytopiskowe (Mojski, 1972; Zaborski, 1927). Autorzy ci nie prowadzili jednak szczegółowych badań geomorfologicznych w Kotlinie, a poglądy na jej genezę wyrazili rozpatrując pochodzenie rzeźby większych obszarów. Szczegółowiej zajmowali się natomiast genezą rzeźby Kotliny S. Żurek (1975, 1983, 1991), H. Banaszuk (1975, 1980, 1996, 1998, 2000) i A. Musiał (1983, 1992).

Według S. Żurka obniżenie Kotliny Biebrzańskiej ma genezę erozyjną. Powstało ono podczas zlodowacenia Wisły, jako pradolina odprowadzająca wody roztopowe z Pojezierzy i z obszaru Białorusi. Z kolei A. Musiał obniżenie Kotliny uznał za wielkie wytopisko powstałe w końcowej fazie zaniku lądolodu środkowopolskiego. Wcześniej od A. Musiała za genezę wytopiskową obniżenia Kotliny opowiedział się autor niniejszej pracy (Banaszuk, 1975, 1980). W Kotlinie Biebrzańskiej występuje wiele form rzeźby, które ogólnie można nazwać polodowcowymi (ryc. 2). Należą do nich wyspy morenowe, wiele jest form szczelinowych i kemów, zwłaszcza w Kotlinie Wizny i w północno-zachodniej części Kotliny Biebrzy Dolnej. Okazałe formy szczelinowe występują także w północno-zachodniej części Kotliny Biebrzy Środkowej (okolice wsi Koty Rybno). W Kotlinie Wizny wykształcił się taras kemowy i równina sandrowo-kemowa, a w Kotlinie Tykocina rozległa

równina ablacyjna. Kotlinę tę wyznaczają od północy i południowego zachodu skarpy podparcia lodowego. W południowo-wschodniej części Kotliny Biebrzy Dolnej występują równiny zastoiskowe, które mogły powstać tylko w końcowej fazie zaniku lodowca pomiędzy bryłą martwego lodu wypełniającego dno Kotliny a zboczem wysoczyzny.

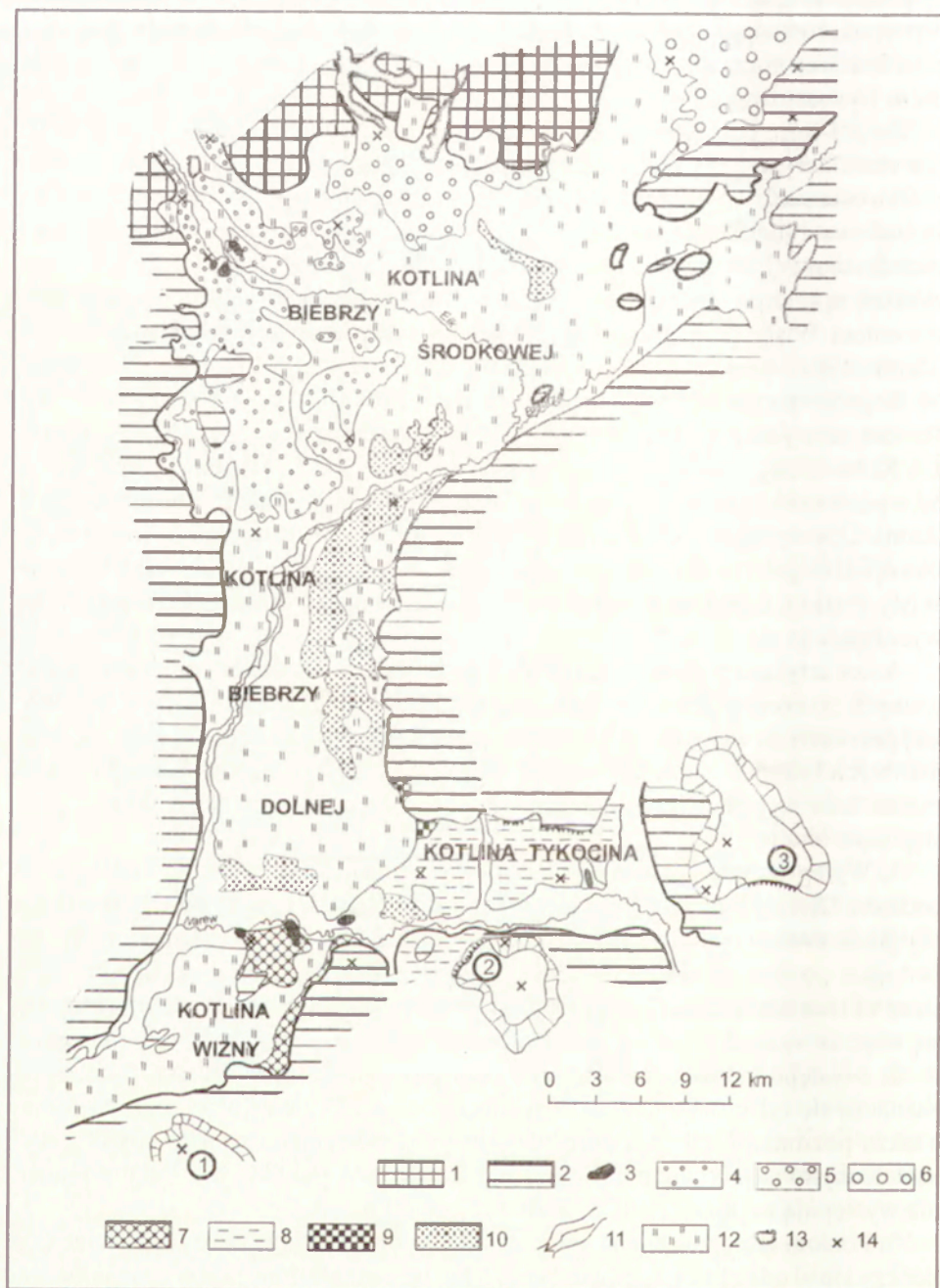
Zespół form polodowcowych w Kotlinie Biebrzańskiej, a wśród nich kemów, jest charakterystyczny dla obniżzeń wytopiskowych i świadczy o typowo arealnym zaniku ostatniego lądolodu skandynawskiego na jej obszarze. Świadczy o tym także budowa i morfologia poziomów mineralnych występujących w Kotlinie Biebrzy Środkowej, na przedłużeniu sandru dolinowego Elku. Geneza i wiek tych poziomów są interpretowane różnie. Uważa się je albo za sandry związane ze zlodowaceniem Wisły (Bogacki, 1976), za sandry i pozostałości tarasu pradolinowego (Żurek, 1981), albo też za środkowopolską moreną denną (Musiał, 1992). Według M. Bogackiego na sandrze, który nazywa grajewskim, występują trzy poziomy. Poziom najwyższy III zachował się tylko fragmentarycznie u podnóży Wysoczyzny Kolneńskiej, poziom II tworzy zwartą powierzchnię w zachodniej części Kotliny, a poziom najniższy I występuje w Kotlinie w postaci wysp otoczonych torfowiskami. Utwory budujące poziomy wyższe są według M. Bogackiego wieku środkowopolskiego. Zostały one erozyjnie ścięte w fazie leszczyńskiej zlodowacenia Wisły. Poziom najniższy powstał w młodszych fazach zlodowacenia na przedpolu wycofującego się lodowca.

Autor artykułu podziela pogląd M. Bogackiego co do sandrowej genezy omawianych poziomów. Jednakże analiza geomorfologiczna Kotliny Biebrzy Środkowej prowadzi do wniosku, że sandry nie powstawały na przedpolu lądolodu, ale na martwych lodach i pomiędzy bryłami martwych lodów, a więc w końcowej fazie zaniku lodu wypełniającego obniżenie Kotliny. Do wniosku takiego skłaniają następujące okoliczności:

1. Występowanie poziomów sandrowych wyraźnie nawiązuje do konfiguracji podłoża. Utwory budujące poziomy wyższe (II i III) zalegają na mocno zniszczonej glinie zwałowej, której powierzchnia obniża się ku środkowi Kotliny. Utwory budujące poziom najniższy (I) spoczywają na glinie i innych utworach, których strop układa się wyraźnie niżej (ryc. 3). Wyższe poziomy sandrowe uformowały się więc na wyniosłościach w dnie Kotliny, a poziom najniższy w części obniżonej,

2. Występowanie poziomów wyższych jest ograniczone (ryc. 4). Poziom III zaznacza się tylko w Grajewie. W północnej części Grajewa płyty tego poziomu, a także poziomu II zalegają pomiędzy dużymi obniżeniami wytopiskowymi wykształconymi na morenie pojeziernej, a mniejsze lecz głębokie (do 7–8 m) obniżenia występują na poziomie II w środkowej części miasta,

3. Poziom II ciągnie się na południe od Grajewa, ale jego zwarta powierzchnia kończy się w odległości zaledwie około 5 km od centrum miasta. Dalej na południe przylega on tylko wąską listwą do Wysoczyzny Kolneńskiej, a następnie staje się poziomem towarzyszącym obniżeniom wytopiskowym (Łojki, Modzele, Siennickie, Dybła) występującym już na Wysoczyźnie Kolneńskiej. Dlatego Wysoczyzna,



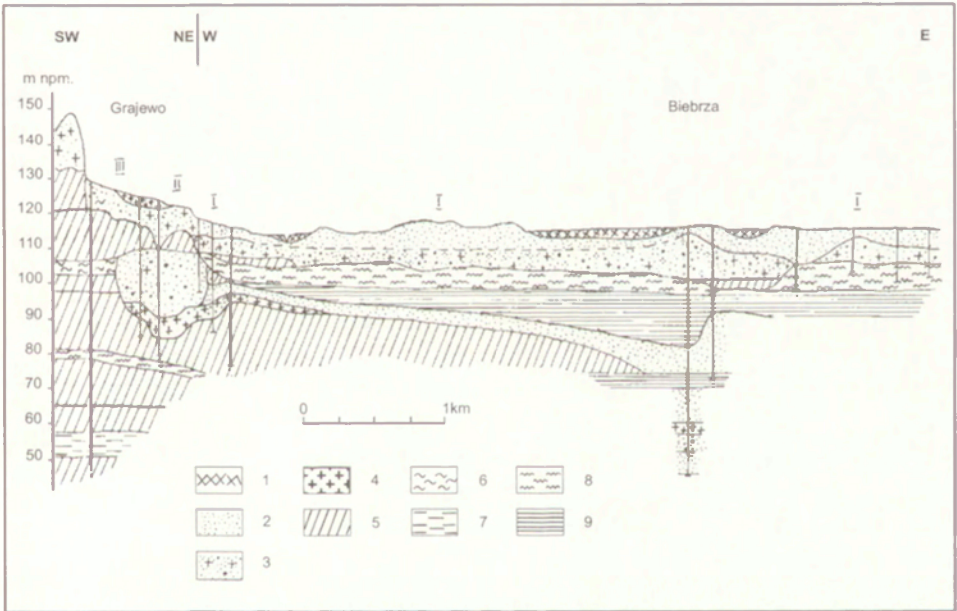
Ryc. 2. Szkic geomorfologiczny środkowej i dolnej części Kotliny Biebrzańskiej  
 1 – wysoczyzny morenowe pojezierne, 2 – wysoczyzny morenowe „staroglacjalne” i wyspy morenowe w Kotlinie Biebrzańskiej, 3 – formy szczelinowe i kemy, 4 – sandry na przedłużeniu sandru dolinowego Elku, 5 – sandr Jezior Rajgrodzkich, 6 – sandr suwalsko-augustowski, 7 – taras kemowy i równina sandrowo-kemowa w Kotlinie Wizny, 8 – równina ablacyjna w Kotlinie Tykocińskiej, 9 – równiny zastoiskowe, 10 – poziomy akumulacyjne uformowane przez rzeki roztokowe, 11 – doliny zalewowe Narwi i Biebrzy, 12 – torfowiska, 13 – jeziora, 14 – miejsca pobrania próbek do analiz TL

① wyniesienie Rutek, ② wyniesienie Tykocina, ③ wyniesienie Krynic

Geomorphological sketch of the middle and lower parts of the Biebrza Basin

1 – young glacial morainic uplands, 2 – “oldglacial” morainic uplands and morainic islands in the Biebrza Basin, 3 – crack forms and kames, 4 – out-wash plains on the extension of the Elk valley, 5 – the Rajgrodzkie Lakes out-wash plain, 6 – the Suwałki-Augustów out-wash plain, 7 – kame terrace and the out-wash – kames plain in the Wizna Basin, 8 – ablational plain in the Tykocin Basin, 9 – ice-dam lacustrine plains, 10 – accumulative levels formed by the braided rivers, 11 – flooded valleys of the Narew and Biebrza Rivers, 12 – peatlands, 13 – lakes, 14 – places where material for TL dating was sampled

① the Rutki elevation, ② the Tykocin elevation, ③ the Krynice elevation



Ryc. 3. Budowa geologiczna północno-zachodniej części Kotliny Biebrzy Środkowej

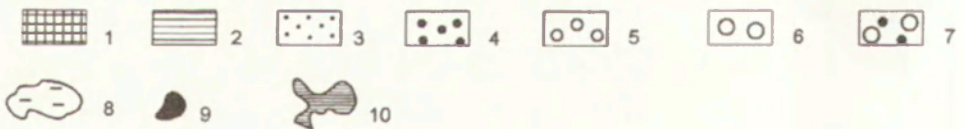
1- torfy, 2 – piaski drobnoziarniste, 3 – piaski ze żwirami i (lub) z otoczkami, 4 – żwiry, 5 – gliny zwalowe, 6 – pyły, 7 – ily, 8 – mulki zastoiskowe, 9 – ily warwowe zastoiskowe; I – III – poziomy sandrowe

Geological structure of north-western part of the Middle Biebrza Basin

1 – peats, 2 – fine-grained sands, 3 – sands with gravels and (or) pebbles, 4 – gravels, 5 – tills, 6 – dusts, 7 – clays, 8 – glaciolacustrine silts, 9 – glaciolacustrine clays; I – III – out-wash levels

rozcłonkowana przez obniżenia wytopiskowe i wody roztopowe, dzieli się na wyspy morenowe, a w obniżeniach pomiędzy wyspami i wokół wytopisk występuje jednolity pod względem hipsometrycznym poziom piaszczysty.

4. Na wszystkich poziomach sandrowych występują formy szczelinowe. Formy największe na poziomie II (Koty Rybno, Danówek) powstały prawdopodobnie



Ryc. 4. Poziomy sandru grajewskiego

- 1 – morena pagórkowata pojezierna, 2 – wysoczyzny „staroglacjalne” i wyspy morenowe,  
3 – najniższy (I) poziom sandru grajewskiego, 4 – poziom wyższy (II), 5 – poziom najwyższy (III),  
6 – sandr Jezior Rajgrodzkich, 7 – sandr suwalsko-augustowski, 8 – obniżenia wytopiskowe,  
9 – formy szczelinowe i kemy, 10 – jeziora

Level of the Grajewo out-wash plain

- 1 – lakeland hummocky moraine, 2 – “oldglacial” morainic uplands and morainic islands, 3 – the lowest (I) level of the Grajewo out-wash plain, 4 – higher level (II), 5 – the highest level (III), 6 – the Rajgrodzkie Lakes out-wash plain, 7 – The Suwalki-Augustów out-wash plain, 8 – melt-out low-rings, 9 – crack forms and kemes, 10 – lakes

w tunelach inglacjalnych. Są one bowiem zbudowane z grubszego materiału niż sandr, mają przykrycie morenowe z licznymi głazami, a niżej otulają je piaski sandrowe. Formy mniejsze (Grajewo – poziom II, Szymany – poziom I) zbudowane są z podobnego materiału jak sandr. Musiały więc się tworzyć jako formy supraglacjalne.

5. Wyspowy charakter poziomu I nie jest następstwem erozyjnej działalności wód roztopowych. Przejścia od wysp do zatorfionych obniżień są łagodne, tylko lokalnie pociął erozyjnie wyspy Elk (Łęg).

6. Warstwowane piaski i żwiry sandrowe przykryte są płaszczem utworów bezstrukturalnych, często z dużymi głazami. Głazy o średnicy do 1 m występują na II poziomie sandrowym na południe od Grajewa, a najliczniej jeszcze dalej na południe, na I poziomie w okolicach Sojczyzna Borowego i Sojczyzna Grądowego. Najwięcej jest ich na obrzeżach wysp sandrowych, od strony zatorfionych obniżień.

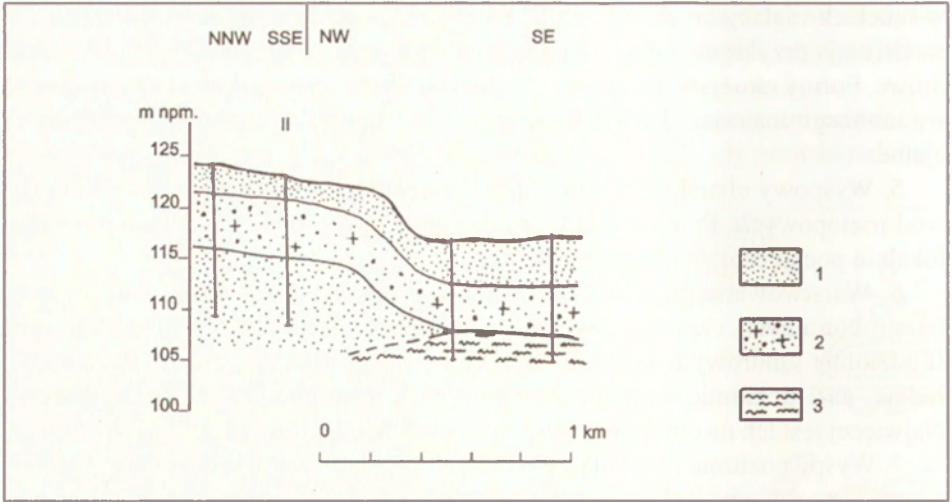
7. Wyspy poziomu I cechują się dużą zmiennością uziarnienia osadów. Ogólnie więcej jest grubych piasków i żwirów w dolnej części serii utworów, a mniej w górnej (ryc. 3). Nie ma natomiast prawidłowości w przestrzennym ułożeniu materiału. Gdyby sandr powstał na przedpolu lodowca, najwięcej materiału gruboziarnistego byłoby w serii górnej w pobliżu moreny pojeziernej. Tymczasem na różnych wyspach obserwuje się w wykopach albo przemieszane piaski różnoziarniste i żwiry, albo też same piaski drobne warstwowane. Sugeruje to, że dolna seria utworów pochodzi z wytapiających się lodów (i być może w spągu z rozmycia starszej moreny), a górna była transportowana po martwych lodach z Pojezierzy.

8. Warstwy utworów piaszczysto-żwirowych budujących wyspy zachowują ciągłość na zboczach wysp i w dnach zatorfionych obniżień, wykazując przy tym charakterystyczne ugięcia na granicach wysp i obniżień (ryc. 5). Można to wyjaśnić tylko wytapianiem się lodu zalegającego w miejscach dzisiejszych obniżień.

9. Zakończenie sandru grajewskiego na pograniczu z Kotliną Biebrzy Dolnej jest wielce charakterystyczne. Na kontakcie z torfowiskiem w tej Kotlinie granica sandru jest bardzo nierówna, poszarpana, a na torfowisku występują liczne pagórki (ryc. 4). Wznoszą się one 3–4 m ponad torfowisko i zbudowane są podobnie jak sandr. Są to więc formy szczelinowe.

10. W północno-zachodniej części Kotliny Biebrzy Dolnej występują również kemy. Jeden z nich usytuowany jest w pobliżu wsi Klimaszewnica. Osiąga on ponad 5 m wysokości i w górnej części zbudowany jest z drobnoziarnistych piasków warstwowanych z laminami pyłu. Inny kem znajduje się około 2,5 km dalej na południe. Jest to grąd śródtorfowy noszący nazwę Dębowe. Budują go piaski różnoziarniste z głazikami przykryte na niższych zboczach piaskami gliniastymi z głazami. Jeszcze inny kem (grąd bez nazwy) występuje w środkowo-zachodniej części Kotliny, około 1,5 km na NE od miejscowości Łoje Awissa. Jest on zbudowany z piasków różnoziarnistych i drobnych żwirów, przykrytych w północnej części formy gliną ablacyjną z głazami o średnicy do 1 m.

11. W Kotlinie Biebrzy Środkowej pod torfami występują dwa poziomy rzeźby. Poziom niższy ciągnie się wzdłuż Biebrzy, Elku, Jegrzni i Netty, jest płaski i wy-



Ryc. 5. Budowa II (wyższego) poziomu sandrowego i obniżenia wytopiskowego pod Grajewem–Koszarówką

1 – piaski drobnoziarniste, 2 – piaski różnoziarniste ze żwirzem, 3 – mulki zastoiskowe  
 Opis wierceń pochodzi ze *Sprawozdania z prac badawczych dla określenia warunków występowania serii piaszczysto-żwirowej w woj. łomżyńskim*, Przedsiębiorstwo Geologiczne Warszawa 1983 (maszynopis).

Structure of the II (higher) out-wash level and melt-out lowering near Grajewo–Koszarówka

1 – fine-grained sands, 2 – variously grained sands with gravel, 3 – glaciolacustrine silts  
 Drillings come from the *Report from the studies on the determination of the conditions of the sandy-gravel series occurrence in the Łomża Province* (in Polish), Przedsiębiorstwo Geologiczne Warszawa 1983 (typescript).

rażnie młodszy. Rzeźba poziomu wyższego jest urozmaicona lecz zróżnicowana genetycznie. W północno-zachodniej części Kotliny znajdują się na nim obniżenia i zagłębienia bezodpływowe o głębokości do 3–4 m. W wielu z nich odłożyły się torfy mechowiskowe, a na nich gytie. Świadczy to o wytopiskowej genezie tych form, ale formy te nie powstały po wytopieniu się lodów sandrowych lecz brył martwego lodu. Dobitnie świadczy o tym obecność jezior Toczyłowo i Brajmura w obrębie poziomu na pograniczu Kotliny i szlaku sandrowego Ełku. Wyższy poziom podtorfowy przedłuża się bowiem, podobnie jak sandry, w górę tego szlaku. Na przeważającej części Kotliny poziom wyższy budują przewiane w stropie utwory drobnoziarniste, wykształciły się na nim okazałe wydmy. Analiza terenu wskazuje, że jego pierwotna powierzchnia została przemodelowana przez wody płynące głównie wzdłuż obniżenia Netty i działalność wiatru. W tym czasie szlak sandrowy Ełku przestał już być główną drogą dopływu wód i transportu materiału do Kotliny, co zapewne przyczyniło się do zachowania rzeźby polodowcowej w północno-zachodniej jej części (oprócz sąsiedztwa koryta Ełku).

12. Wszystkie poziomy na szlaku sandrowym Ełku powstały na martwych lodach. Świadczy o tym obecność na nich jezior. Gdyby zatem sandry w Kotlinie Bie-



brzy Środkowej powstawały na przedpolu lodowca wypełniającego obniżenie Elku, poziomy sandrowe musiałyby mieć charakter akumulacyjno-erozyjny, a tak nie jest.

Można zatem wnosić, że poziomy na sandrze grajewskim formowały się w miarę postępu deglacjacji. Poziom najwyższy (III) tworzył się przy zwartej jeszcze pokrywie lodowej wypełniającej Kotlinę Biebrzy Środkowej, pomiędzy nią a krawędzią Wysoczyzny Kolneńskiej, gdzie prawdopodobnie odbywała się najbardziej ożywiona działalność wód roztopowych i na wyżej wyniesionym dnie Kotliny szybciej następowała degradacja lodu. Poziom II powstawał przy mniejszej grubości lodu, który na pograniczu Kotliny z pochylającą się ku niej Wysoczyzną rozpadał się już na pojedyncze bloki zajmujące osobne obniżenia terenowe. Dlatego w południowo-zachodniej części terenu ma on postać półek otaczających obniżenia wytopiskowe i przesmyków izolujących wyspy wysoczyznowe. Poziom najniższy (wyspawy) formował się w obniżeniach na powierzchni cienkiego już lodu i na podłożu mineralnym pomiędzy jego płatami. Dlatego wyspy sandrowe mają w planie układ wachlarza rozszerzającego się w Kotlinie od obniżenia Elku w kierunku południowo-wschodnim. W czasie ich kształtowania w zachodniej części Kotliny Biebrzy Środkowej i w Kotlinie Biebrzy Dolnej zalegały jeszcze zwarte płyty martwego lodu. O tym, że był to lód lodowcowy najlepiej świadczy obecność w Kotlinie Biebrzy Dolnej form szczelinowych na przedłużeniu sandru grajewskiego, a zwłaszcza kemów przykrytych gliną ablacyjną z głazami oraz równin zastoiskowych w południowo-wschodniej jej części.

Należy dodać, że nie wszystkie wyspy mineralne w Kotlinie Biebrzy Środkowej i Dolnej można uznać za wyspy sandrowe. Dotyczy to poziomów z miejscowościami Wólka Piaseczna (Biebrza Środkowa) i Osowiec Twierdza (Biebrza Dolna), które są zbudowane z piasków drobnoziarnistych i silnie zwydmione. Odmienność budowy i morfologii sugeruje, że poziomy te są młodsze od sandrów (ryc. 2).

Ze względu na położenie Kotliny Biebrzańskiej, ustalenie wieku lodowca skandynawskiego, który jako ostatni zanikał na jej obszarze ma istotne znaczenie dla paleogeografii neoplejstocenu północno-wschodniej Polski. W pracach wcześniejszych autor artykułu wiązał genezę wytopiska Kotliny ze zlodowaceniem środkowopolskim (Banaszuk 1975, 1980), opierając się na wynikach badań geomorfologicznych przeprowadzonych głównie w południowej części Kotliny. Dzisiaj prezentuje pogląd, że obniżenie Kotliny zarysowało się w czasie zlodowaceń środkowopolskich jako wgłębienie w powierzchni wysoczyzn, lecz obserwowaną obecnie jej rzeźbę glacialną ukształtował lądolód zlodowacenia Wisły.

#### *Nizina Północnopodlaska na południe od Kotliny Biebrzańskiej*

Ogólna konfiguracja terenu, a zwłaszcza morfologia doliny Narwi poniżej Suraża oraz wyniesień morenowych okolic Tykocina i Krynic przemawiają za tym, że lodowiec vistuliański mógł przekroczyć obniżenie Kotliny Biebrzańskiej i nasunąć się na tereny otaczające dolinę Narwi. Dolina Narwi poniżej Suraża (ryc. 1) wy-

kształciła się w stosunkowo szerokim obniżeniu terenowym. Ma ona założenia wytopiskowe o czym świadczą następujące okoliczności (Banaszuk 1996):

- dolina *sensu lato* składa się z odcinków mocno rozszerzonych, basenowych i odcinków zwężonych, działalność rzeczna jest widoczna tylko na części basenów;
- baseny mają zatoki, które wcinają się w obręb wysoczyzn, a dna zatok są łagodnie wklęsłe. Przed zabagnieniem doliny funkcjonowały w nich jeziorzyska, o czym świadczy występowanie gytii pod torfami. Granice basenów wyznaczają miejscami strome i wysokie skarpy terenowe, których genezę, wobec braku w basenach śladów działalności rzecznej należy wiązać z podparciem lodowym;
- odcinki zwężone nie są przelomami rzecznyymi. Ich zbocza są podobne do zboczy basenów, a na ich powierzchniach występują formy polodowcowe;
- na zboczach doliny występują nisze wytopiskowe i niewielkie kemy. Kemy i moreny martwego lodu występują także w dnie doliny i są to formy okazałe.

Dolina Narwi poniżej Suraza jest niewątpliwie w sensie genetycznym przedłużeniem wytopiska Kotliny Biebrzańskiej. Powstała ona w wyniku wytopienia się wielkiej bryły martwego lodu, łączącej się z martwymi lodami wypełniającymi obniżenie Kotliny. Nasuwa się zatem wniosek, że cały ten system obniżeń dolinnych powstał w tym samym czasie.

Wyniesienie morenowe Tykocina wznosi się do ponad 165 m npm. (ryc. 2). Wierzchowina wyniesienia jest spłaszczona, żywo urzeźbione są natomiast zbocza. Występują na nich dolinki o bogatej morfologii dna i stoków oraz pagórki i wały kemowe ustawione dośrodkowo ku głównemu korpusowi makroformy. Zwrócił na to uwagę A. Musiał (1992), lecz uznał wyniesienie za przetainę związaną z procesami zaniku lądolodu środkowopolskiego. Jednakże charakterystyczna budowa i morfologia wyniesienia sugeruje, że makroforma ta jest poligenetyczna – że kemy są formami młodszymi i zostały jakby nasadzone na jej zbocza w czasie zaniku młodszego lądolodu (Banaszuk, 1996).

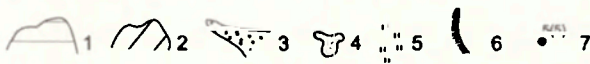
Wyniesienie Krynic rozciąga się południkowo w widłach Supraśli i Narwi. Wznosi się ono w kulminacji do 204 m npm., jest więc wyższe od wyniesienia Tykocina, a także nieco większe, ale można doszukiwać się na nim podobnego zróżnicowania wiekowego utworów i form terenu.

Powyższe wykazywałyoby na możliwość nasunięcia się lądolodu vistuliańskiego na południe od Kotliny Biebrzańskiej, jednakże wnioskowanie o tym tylko na podstawie cech terenu pozostaje w sferze domniemań i sugestii.

### **Datowania termoluminescencyjne i powiązanie ich wyników z analizą geomorfologiczną terenu**

#### *Miejsca pobrania próbek do analiz TL*

Próbki do badań termoluminescencyjnych pobierano z Pojezierzy i sandru suwalsko-augustowskiego, z Kotliny Biebrzańskiej i terenów położonych na po-



Ryc. 6. Miejsca pobrania próbek do analiz TL

1 – obszary uważane za staroglacjalne, 2 – Pojezierza, 3 – sandry, 4 – poziomy piaszczyste okolice Wólki Piasecznej i Osowca, 5 – torfy w Kotlinie Biebrzańskiej, 6 – wyniesienia morenowe Rutek (1), Tykocina (2) i Krynic (3), 7 – miejsca pobrania próbek do analiz TL i liczba analiz, na przykład <sup>31(2)</sup> 1 – Pelele, 2 – Góra Krzemianucha, 3 – Zacisz, 4 – Jez. Mikołajskie, 5 – Kurczątki, 6 – Krupin, 7 – Kolnica, 8 – Gibasówka, 9 – Cisów, 10 – Jastrzębna Stacja, 11 – Promiski, 12 – Rogożynek, 13 – Bartniki, 14 – Rubcowo, 15 – Sokole, 16 – Kamień, 17 – Tama, 18 – Grajewo, 19 – Grajewo-Elźbiecin, 20 – Pieńczykowo, 21 – Białogrądy, 22 – grąd Stróże, 23 – Krosny, 24 – Morusy, 25 – Wólka Piaseczna, 26 – Osowiec, 27 – Góra Strękowa, 28 – Pażowska Biel, 29 – Jabłonki Dobki, 30 – Łaś Toczyłowo, 31 – Stypułki Świąchy, 32 – Kol. Hryniewiczze, 33 – Suraż (Popisana Góra), 34 – Suraż (Szubińska Góra), 35 – Haćki, 36 – Tykocin – wysoczyżna (morena), 37 – Tykocin – kem, 38 – Kozińce, 39 – Pogorzalki, 40 – Czerwony Bór, 41 – Rutki, 42–48 – obiekty w Puszczy Knyszyńskiej, 49 – Suchynicze

Places where material for TL dating was sampled

1 – areas considered as oldglacial ones, 2 – Lake Districts, 3 – out-wash plains, 4 – sandy levels near Wólka Piaseczna and Osowiec, 5 – peats in the Biebrza Basin, 6 – morainic elevations of Rutki (1), Tykocin (2) and Krynic (3), 7 – places where material for TL dating was sampled and number of samples, for example <sup>31(2)</sup>

łudnie od Kotliny (ryc. 6). W pracy przytoczono tylko wyniki badań osadów wiążące się z jej tematem.

#### Pojezierza i sandr suwalsko-augustowski

Z Pojezierzy najczęściej próbek pobrano z wzniesienia morenowego usytuowanego w okolicy wsi Pelele, na Pojezierzu Wschodniosuwalskim (Banaszuk i inni, 1994). Głównym budulcem wzniesienia jest glina zwałowa, szarobrunatna. W środkowej części wzniesienia powierzchnia tej gliny obniża się tworząc nieckę, natomiast na jego kulminacji i zboczach glinę tę przykrywa glina brunatna. Dno niecki wypełniają utworówy ablacyjne. Jest to glina szara o strukturze fluidalnej, na której zalega utwor zwirowo-piaszczysty z soczewkami tej gliny i z glazikami. Na osadach ablacyjnych występują mulki, które są przykryte przez płytkie torfy, a te z kolei przez deluwia gliny brunatnej.

W Pelelach opracowano 6 analiz termoluminescencyjnych. Próbkę z glin zwałowych pobrano z głębokości 1,0 (glina brunatna jest cienka) i 4,0 m, nie był to więc materiał z »...powierzchniowych glin zwałowych, prawdopodobnie silnie zwiertzałych...« jak wyrokuje A. Ber (2000). Wyniki badań TL są następujące: wiek gliny zwałowej szarobrunatnej określono na 110,7 ka BP (Wa-32/91), gliny zwałowej brunatnej na 61,1 ka BP (Wa 33/91), a gliny szarej ablacyjnej – na 61,9 ka BP (Wa-34/91). Znacznie młodsze są mulki. Wiek TL mulków z dolnej części warstwy oceniono bowiem na 31,4 ka BP (Wa-35/91), a z górnej na 23,5±2 ka BP (Wa-94/86). Przykrycie torfów przez deluwia glebowe nastąpiło około 4,3 tys. lat temu.

Ze środkowych i północnych części Pojezierzy wzięto również piasek z formy ozopodobnej w Zaciszu (Kraina Wielkich Jezior Mazurskich) i przykrywającą ją glinę, glinę morenową wyścielającą dno Jeziora Mikołajskiego (także Kraina ...) i piasek z kulminacji Góry Krzemianuchy (Pojezierze Wschodniosuwalskie). Datowania są następujące: dla piasków i glin w Zaciszu – 111,5 ka BP (Wa-24/91) i 110,5 ka BP (Wa-23/91), Jez. Mikołajskie – 110,0±1,7 ka BP (Wa-19/85), Góra Krzemianucha – 112,5 ka BP (Wa-36/92). Datowania wskazują więc na podobny wiek wszystkich utworów. Pobrano również próbki ze skrajnie południowej części Pojezierzy. Są to gliny zwałowe budujące morenę pagórkowatą w Kurczątkach, Krupinie i Kolnicy oraz piasek z wyższego poziomu sandru dolinowego Elku występującego na wschód od Prostek. Datowania kolejno dały wiek TL 110,8±5 ka BP (Wa-37/90), 110,7±5 ka (Wa-38/90) i 110,6 ka (Wa-43/91) oraz 111,0±5 ka BP (Wa-40/90).

Na sandrze suwalsko-augustowskim stanowisko położone najdalej na północ znajduje się w okolicy miejscowości Gibasówka. Analiza TL określiła wiek piasku na 61,5 ka BP (Wa-45/91). Drugie stanowisko usytuowane jest w południowej części sandru w pobliżu stacji kolejowej Jastrzębna. Pobrano dwie próbki piasku w tym samym miejscu w 1991 r. i w 1999 r. W laboratorium warszawskim (próbka z 1991 r.) uzyskano wiek TL 40,2–43,3 ka BP (Wa-72/91), a w Gliwicach 42,2±15,1 ka (Gd TL-614). Trzecie stanowisko znajduje się w południowo-za-

chodniej części sandru, w miejscowości Promiski. Jest to kem zbudowany z piasków drobnoziarnistych i mulkowatych. W Warszawie oceniono wiek TL piasku na 18,1 ka BP (Wa-102/88), a w Gliwicach – na 12,5±2,9 ka BP (Gd TL-610). Należy dodać, że dla południowej części sandru charakterystyczny jest krajobraz martwego lodu. Występują tu obniżenia wytopiskowe i pagórki, których budowa (materiały mulkowo-piaszczyste) pozwala uznać za formy powstałe w obecności martwych lodów.

### Kotlina Biebrzańska

W Kotlinie Biebrzańskiej do badań TL pobrano materiał z 13 stanowisk. W Kotlinie Biebrzy Górnej był to piasek: z kemu usytuowanego na wyspie morenowej Rogożynka, z kemu na wyspie Lipska w pobliżu wsi Bartniki, z formy Rubcowa-Sokoli występującej właściwie już w skrajnie południowej części sandru suwalsko-augustowskiego i z wzgórz usytuowanych na wyspie Sztabina koło wsi Kamień i Cisów. W Kotlinie Biebrzy Środkowej piaski: z sandru Jezior Rajgrodzkich (miejscowość Tama) oraz z III poziomu sandru grajewskiego w Grajewie, II poziomu w Grajewie-Koszarówce i I poziomu w Pieńczykowie i Białogładach. Opracowano po jednej analizie TL z każdego stanowiska. Poza tym pobrano piasek z poziomu piaszczystego okolic Wólki Piasecznej. W Kotlinie Biebrzy Dolnej materiał do analiz TL (piasek drobny) pochodził z poziomu piaszczystego z okolicy miejscowości Osowiec-Twierdza i z grądu (formy szczelinowej) Stróże usytuowanego na przedłużeniu sandru grajewskiego na torfowisku w okolicy wsi Klimaszewnica. Z grądu pobrano 3 próbki materiału. Poza tym jeszcze w latach siedemdziesiątych opracowano analizę TL piasków budujących formę Góry Strękowej. W Kotlinie Tykocina materiał pobrano z poziomu akumulacyjnego w okolicach wsi Krosny (piasek różnoziarnisty z glazikami o cechach utworu ablacyjnego).

Wiek piasków z wyspy Rogożynka oceniono na 214±28,3 ka BP (Gd TL-616), z wyspy Lipska w Bartnikach na 64,0 ± 9,6 (UG-3181), a z wyspy Sztabina w Kamieniu na 229,6 ka (Wa-66/91) i w Cisowie 17,0±2,6 ka BP (UG-3182). Badania TL piasków z formy Rubcowa pobranych w Rubcowie wykazały wiek 132,4 ±21,2 ka (Gd TL-612), a w Sokołach 125,8 ±18,9 ka BP (UG-3186). Piaski z sandru rajgrodzkiego (Tama) uzyskały datę 43,0±4 ka BP (Wa-36/90), natomiast piaski w Grajewie 62,8±9,7 ka BP (Gd TL-618), w Grajewie-Elźbiecinie 86,3±14,7 ka BP (Gd TL-608), w Pieńczykowie 110,1 ka BP (Wa-101/88) i w Białogładach 109,0 ka (Wa-104/87). Podobne są datowania piasków budujących grąd Stróże – 109,4 ka BP (Wa-101/87), 109,4 ka (Wa-102/87) i 78,7±16,9 ka (Gd TL-606) oraz piasków ablacyjnych w Kotlinie Tykocińskiej – 97,1 ka (Wa-51/93). Wyraźnie młodsze są natomiast piaski z poziomów piaszczystych okolic Wólki Piasecznej – 19,7 ± 3,0 (UG-3187) i Osowca Twierdzy – 21,1±1 ka (Wa-1974). Wiek piasków budujących formę Góry Strękowej określono na 140,5 ka BP (Wa-1974) przy średnim błędzie 25,5%.

### Wysoczyzny położone na południe od Kotliny Biebrzańskiej

Na obszarze położonym na południe od Kotliny Biebrzańskiej najwięcej próbek gruntu do analiz TL pobrano z centralnej części Wysoczyzny Wysokomazowieckiej (Banaszuk 1996). Przeanalizowano pięć próbek z górnej gliny morenowej i dwie z podścielających ją mulków. Dla glin uzyskano następujący wiek TL: Pażochowska Biel (próby z otoczenia torfowiska) – 110,8 ka BP (Wa-60/91), i 110,8 ka (Wa-64/91), Jabłonki Dobki – 110,1 ka BP (Wa-59/91), Łaś Toczyłowo – 111,6 ka (Wa-57/91), Stypułki Świąchy – 111,0 ka BP (Wa-25/90), a dla mulków – Pażochowska Biel 110,9 ka BP (Wa-61/91) i 111,0 ka BP (Wa-62/91). Gлина i mulki, mają niedużą miąższość i zalegają na glinie starszej. Wiek tej gliny oceniono w miejscowości Stypułki Świąchy i w sąsiedztwie Bieli Pażochowskiej, na 181,8 (Wa-63/91) i 181,5 ka BP (Wa-14/92). Kolejne próby pobrano z utworów budujących kem w Kol. Hryniewiczze i kemy lub moreny martwego lodu w Surażu (Popisana Góra i Szubińska Góra). Wiek utworów jest następujący: Kol. Hryniewiczze – 112,8 ka BP (Wa-11/92), Popisana Góra – 113,0 ka BP (Wa-103/87), Szubińska Góra – 110,6 ka BP (Wa-34/93). Trzy dalsze próby gruntu pochodzą z Haciek, miejscowości położonej na północ od Bielska Podlaskiego. Materiałem był utwór pyłowy zwykły budujący kem (przy szosie Białystok–Bielsk Podlaski) i pyły zastoiskowe z obniżenia wytopiskowego usytuowanego tuż przy wsi. Datowania są następujące: kem – 110,8 ka BP (Wa-45/92), pył warwowy z głębokości 2,7 m – 102,9–105,7 ka BP (Wa-71/91), pył z głębokości 1,1 m – 97,7 ka BP (Wa-70/91).

Oceniono również wiek TL materiału z wyniesień Tykocina i Krynicy. Badania pyłu piaszczystego z wierzchowiny garbu Tykocina, z wysokości około 163 m n.p.m., wykazały wiek 182,8 ka BP (Wa-44/93), a mulków z kemu usytuowanego na jego zboczu północnym (przy szosie Jeżewo–Tykocin), z wysokości około 130 m n.p.m., wiek 109,6 ka BP (Wa-42/92). Z kolei badania TL piasków z kemu w Kozińcach, położonego na zachodnim zboczu wyniesienia Krynicy na wysokości 150 m n.p.m. określiły ich wiek na 182,3 (Wa-29/89), a piasków z kemu w Pogorzalkach położonego u jego podnóża – na 112,7 ka BP (Wa-33/93).

### Omówienie wyników

Według badań TL genezę rzeźby glacialnej przeważającej części Pojezierza Suwalskiego i Pojezierza Elckiego należałoby wiązać z lądolodem, którego deglacjacja kończyła się około 110–112 tys. lat temu. Analiza TL piasków z Góry Krzemianuchy pozwala wnioskować, że lądolód ten wkroczył nawet na najwyższe garby pojezierne. Badania TL w Pełelach oraz datowania piasków sandrowych w Gibasówce (61,5 tys. lat) sugerują, że ostatni lądolód skandynawski pokrył obszar Pojezierzy Wschodniosuwalskich w vistulianie II. W Pełelach złożył on górną glinę morenową i osady ablacyjne w dnie niecki na wzniesieniu morenowym, a wody roztopowe tego lądolodu osadziły stropowe warstwy utworów na sandrze suwalsko-augustowskim w okolicach jeziora Wigry. Obecność najmłodszego lądolodu

zlodowacenia Wisły (vistulian III) zaznaczyła się w Pelelach tylko pośrednio, poprzez akumulację mulków.

Analizy TL piasków z sandru suwalsko-augustowskiego wskazują na poligenetyczny charakter sandru, zgodnie z poglądami A. Bera (1972) i M. Bogackiego (1976), ale jednocześnie informują, że nie wszystkie utwory w stropie serii sandrowej pochodzą z vistulianu III.

Datowania TL utworów występujących na wyspach morenowych Lipska, Jastrzębnej i Sztabina, włączonych przez J. Kondrackiego (1972) do Kotliny Biebrzańskiej, potwierdzają opinię, że rzeźba glacialna wysp genetycznie związana jest ze zlodowaceniami środkowopolskimi. Zdaniem autora artykułu pogląd ten generalnie należy utrzymać lecz sprecyzowanie zasięgu zlodowacenia Wisły na wyspach i w ich sąsiedztwie wymaga szczegółowych badań specjalistycznych. Ponieważ ostatnio zasięg ten przedstawił A. Ber (2000), należy odnieść się do jego poglądu.

Według A. Bera lodowiec vistuliański nie dotarł do wyspy Lipska. Zasięg zlodowacenia Wisły wyznacza morena spiętrzona Rubcowa, usytuowana na północ od wyspy. Budzi to wątpliwości. Na pewno rzeźbę przeważającą części wyspy Lipska modelował lodowiec warciański – potwierdza to analiza TL piasków kemoowych z Rogożynka. Jednak wyraźnie inną rzeźbą cechuje się północna część wyspy: występują tam liczne formy typowe dla krajobrazu martwego lodu, a granicę ich zespołowego występowania wyznacza krawędź podparcia lodowego przebiegająca półkuliście, lukiem otwierającym się ku Pojezierzom. Sugeruje to, że granicę zlodowacenia Wisły należałoby przesunąć dalej ku południowi niż znaczy ją A. Ber (2000), obejmując nią północną część wyspy. Tym bardziej, że forma Rubcowa–Sokoli jest wprawdzie wydłużona równoleżnikowo, co pasuje do koncepcji „spiętrzenia”, ale jest formą akumulacji szczelinowej, o czym świadczy jej budowa możliwa do przesłedzenia w dużych żwirowniach występujących na jej powierzchni i jako taka nie może być wyznacznikiem maksymalnego zasięgu lądolodu.

Do rozstrzygnięcia kwestii powinny przyczynić się analizy TL, ponieważ nieco na północ od krawędzi położony jest kem w Bartnikach, a dalej ku północy forma Rubcowa–Sokoli, lecz datowania nie są w pełni zbieżne. Analiza piasków w Bartnikach nakazuje łączyć ich wiek z vistulianem II, a analizy utworów z Rubcowa (budujących niższą część formy) i Sokoli (budujących część wyższą, żywiej urzeźbioną) wskazują na ich wiek starszy. Datowania utworów z Rubcowa i Sokoli są przy tym wyjątkowo zgodne. Jest to zastanawiające, bowiem forma Rubcowa teoretycznie powinna być podobnego wieku jak forma w Bartnikach. Sprawa wymaga więc wyjaśnienia, jednakże na obecnym etapie rozpoznania, biorąc pod uwagę stosunkowo szeroki zakres błędów oznaczeń w Rubcowie i Sokolach, z dużym prawdopodobieństwem można wiązać genezę rzeźby północnej części wyspy Lipska ze zlodowaceniem Wisły.

Nie ma podstaw ku temu, aby wiązać rzeźbę północnej części wyspy Jastrzębnej ze zlodowaceniem Wisły, a południowej ze zlodowaceniem Warty, jak czyni to A. Ber. Nie ma na wyspie form wyznaczających strefę brzeżną lądolodu, jej po-

wierzchnia jest wyrównana lub lekko falista. Do utworów powierzchniowych należą głównie piaski i piaski gliniaste naglinowe, w paru miejscach występują piaski eoliczne i niewielkie wydemki. Ze zlodowaceniem Wisły niewątpliwie związane są piaski wodnolodowcowe w obniżeniach na wyspie, którymi płynęły wody roztopowe i wyraźnie była ona niszczone przez te wody od strony południowo-zachodniej.

Bardziej skomplikowana jest budowa i rzeźba wyspy Sztabina. Jest ona porozcinana przez wody roztopowe, a w obniżeniach można doszukiwać się dwóch poziomów sandrowych. Płaty wysoczyznowe zbudowane są z piasków i piasków naglinowych. Gliny zwałowe tworzą większą powierzchnię w okolicach Krasnegoboru i Mogielnic–Jaziewa, po przeciwległych stronach wyspy. Na tle moreny dennej występują w okolicach miejscowości Kamień–Kol. Jasionowo okazałe wzgórze piaszczysto-żwirowe, a inne wzgórze znajdują się w północno-wschodniej części wyspy.

Autorzy mapy geologicznej ark. Sztabin (Kacprzak i Lisicki, 2000), genezę wszystkich utworów i form glacialnych na wyspie łączą z ostatnim zlodowaceniem, podobnie jak na wyspie Jastrzębskiej i Wysoczyźnie Białostockiej objętej ramkami arkusza, uznając przy tym wszystkie piaski na wysoczyznach, w tym i płytkie piaski naglinowe za sandrowe. Z kolei A. Ber prowadzi granicę zlodowacenia Wisły wzdłuż wyspy, uznając wzgórze okolic Kamienia za moreny spiętrzone wyznaczające maksymalny zasięg zlodowacenia.

Stanowiska autorów mapy i A. Bera są sprzeczne i mało liczą się z realiami terenowymi. Tym bardziej, że analiza TL materiału pobranego ze żwirowni w Kamieniu określiła jego wiek na 229,6 ka BP. Bardziej logicznie byłoby, wnikliwiej analizując geomorfologię terenu, wiązać maksymalny zasięg zlodowacenia z morenami Cisowa–Dłużańskiego Lasu, występującymi bardziej na północo-wschód od moren okolic Kamienia. Opinię taką potwierdza datowanie TL materiału budującego morenę w Cisowie (17,0±2,6 ka BP).

Konkretne wyznaczenie granicy zlodowacenia Wisły na obszarze obejmującym wyspy Lipska, Jastrzębnej i Sztabina wymaga przeprowadzenia specjalistycznych badań terenowych i większej liczby datowań wieku bezwzględnych osadów.

Należy dodać, że rysując linię zlodowacenia Wisły A. Ber (2000) powołuje się na wyniki badań TL, w tym glin zwałowych, pomimo że wyraża wątpliwości co do przydatności glin do badań termoluminescencyjnych. Przytaczane przez niego datowania nie dotyczą jednak utworów występujących w domniemanym maksymalnym zasięgu łądolodu stadiału Świecia, a jak wynika z przedstawionego dalej materiału maksymalny zasięg zlodowacenia Wisły na omawianym terenie najprawdopodobniej jest równowiekowy.

Analizy TL utworów ze środkowej i południowej części Kotliny Biebrzańskiej potwierdzają tezę autora o obecności łądolodu zlodowacenia Wisły na tym obszarze. Datowania piasków w laboratorium warszawskim, pobranych z sandru Ełku (Prostki) i najniższego poziomu sandru grajewskiego (Pieńczykowo, Białogrądy)



oraz z grądu Stróże pod Klimaszewnicą są identyczne jak datowania glin zwałowych na Pojezierzach (Kurczątki, Krupin, Kolnica), wskazując na równowiekowość utworów. Należy przyjąć, że wskazują również na to, mając na uwadze stosunkowo szeroki margines błędu, datowania TL piasków sandrowych w Grajewie i Grajewie-Elżbiecinie, oraz piasku z grądu Stróże, opracowane w Gliwicach. Podobny jest wiek TL piasków budujących równinę akumulacyjną w Kotlinie Tykocina.

W świetle badań geomorfologicznych i termoluminescencyjnych cała środkowa i południowa część Kotliny Biebrzańskiej znajdowała się więc w zasięgu zlodowacenia Wisły i w tym czasie powstały w niej poziomy sandrowe, lecz datowania TL wskazują, że nie był to najmłodszy łądolód vistuliański. Wskazują one także, że poziomy piaszczyste Wólki Piasecznej i Osowca Twierdzy są młodsze od sandrów i prawdopodobnie zostały utworzone przez rzeki roztokowe pod koniec plejstocenu.

Datowania utworów na wysoczyznach położonych na południe od Kotliny Biebrzańskiej potwierdzają sugestię, że łądolód zlodowacenia Wisły przekroczył obniżenie Kotliny oraz sugestię o poligenetycznym charakterze wyniesień morenowych Tykocina i Krynic. Wskaźniki wieku utworów pobranych z wierzchowin wyniesień odpowiadają bowiem okresowi zlodowacenia Warty, natomiast utwory i formy polodowcowe występujące na ich niższych zboczach wydатовano tak, jak na Pojezierzach i w Kotlinie. Podobnego wieku jak w niższych partiach wyniesień są, według datowań TL, formy i utwory polodowcowe na obszarze otaczającym dolinę Narwi poniżej Suraza. Dużo starsze (warciańskie) są natomiast gliny morenowe zalegające pod glinami górnymi i mułkami. Daty TL są bardzo podobne do tych, jakie uzyskano dla utworów na wierzchowinach wyniesień Tykocina i Krynic.

### Podsumowanie i wnioski

W pracy przytoczono wyniki 67 analiz TL, z których 63 dotyczą osadów polodowcowych. Wszystkie datowania świadczą za główną tezę autora, z tym, że bezpośrednio na rzecz tezy przemawia 46 datowań osadów pobranych z 28 stanowisk (tab. 1). Z liczby tej 37 wskaźników wieku opracowano w laboratorium warszawskim, 6 w Gliwicach i 3 w Gdańsku. Prawie wszystkie one wskazują na zbliżony wiek osadów polodowcowych na Pojezierzach i na Nizinie Północnopodlaskiej. Pozostałe datowania (4) dotyczą młodszych utworów w Wólce Piasecznej, Osowcu i Pełelach, ale także wiążą się z zagadnieniami poruszonymi w pracy.

Najbardziej zbliżone, wręcz zbieżne wskaźniki wieku uzyskano w laboratorium warszawskim. Dotyczy to wszystkich utworów wyszczególnionych w tabeli.

Gliny morenowe wierzchnie (górne) pobrano z Pojezierzy i Wysoczyzny Wysokomazowieckiej. Łącznie przeanalizowano w laboratorium warszawskim 12 próbek. Wskaźniki wieku TL są zbieżne i mieszczą się w przedziale od 111,6 ka (Łaś Toczyłowo) do 110,6 ka BP (Kolnica). Mułki międzymorenowe (spod gliny wierzchniej) i glinę dolną (spod mułków) pobrano z Wysoczyzny Wysokomazo-

Utwory i liczba datowań TL

Teren	Gliny zwałowe	Mułki międzymo- renowe	Piaski i pyły kemów i form szczelinowych	Piaski sandrowe	Utwory zastoiskowe i ablacyjne
Pojezierza	5		5	1	2
Kotlina Biebrzy			10	5	1
Wysoczyzny Wysokomazowiecka i Białostocka	7	2	6		2
Razem	12	2	21	6	5

wiekiej. Wiek mułków jest zbliżony do wieku glin wierzchnich (111,0 i 110,9 ka BP), natomiast wiek gliny dolnej oceniono na 181,8 i 181,5 ka BP. Analizy TL wskazują więc na zbliżony wiek górnych glin morenowych na Pojezierzach i Wysoczyźnie Wysokomazowieckiej, natomiast dużo starsza jest glina dolna.

Bardzo podobne wskaźniki wieku TL jak dla glin górnych uzyskano w Warszawie dla piasków i pyłów budujących kemy i formy szczelinowe. Mieszczą się one w przedziale wieku TL od 109,4 do 113,0 ka BP, a dotyczy to wszystkich form, z których pobrano próbki, od Pojezierzy do Suraza i Haciek. Identyczne są daty TL piasków z sandru dolinowego Etłu i sandru grajewskiego i podobne dla utworów zastoiskowych w Haćkach (105,7–102,9 ka i 97,7 ka BP) oraz piasków ablacyjnych w Kotlinie Tykocińskiej (97,1 ka BP).

Badania TL wykonane w laboratorium warszawskim konsekwentnie wskazują więc na zbliżony wiek rzeźby glacialnej Pojezierzy i obniżonych obszarów Niziny Północnopodlaskiej. Należy podkreślić, że generalnie korespondują ze sobą wyniki badań wykonanych we wszystkich trzech laboratoriach. Najbardziej zbliżone są datowania piasków z moreny okolic wsi Kamień (wyspa Sztabińska), których wiek oceniono w Warszawie na 229,6 ka i piasków z kemu na wyspie Rogożynka, których wiek określono w Gliwicach na  $214 \pm 28,3$  ka BP. Daty TL jednoznacznie wskazują – zgodnie z poglądem autora – na warciański wiek materiału. Zbieżne są także datowania piasków budujących formę szczelinową Rubcowa–Sokoli. W Gliwicach wiek piasków oceniono na  $132,4 \pm 21,2$  ka (Rubcowo), a w Gdańsku na  $125,8 + 18,9$  ka BP (Sokole). Ze względu na stosunkowo szerokie marginesy błędów, wyniki mogą świadczyć za vistuliańskim lub też warciańskim wiekiem osadów, jednakże wiek TL piasków pobranych z kemu w Bartnikach, oceniony w Gdańsku na  $64,0 \pm 9,6$  ka BP i cechy terenu skłaniają do wiązania wszystkich badanych osadów ze zlodowaceniem Wisły. Zbliżone daty TL uzyskano także w trzech laboratoriach dla piasków budujących kem w Promiskach i pobliską morenę w Cisowie. Na

podobny wiek form wskazują również wyniki badań piasków budujących sandry w Kotlinie Biebrzy Środkowej i budujących grąd Stróże w laboratorium warszawskim i w Gliwicach. W Warszawie uzyskano daty TL 110,1 i 109,0 ka (sandry) oraz 109,4 i 109,4 ka BP (grąd), a w Gliwicach  $86,3 \pm 14,7$  oraz  $62,8 \pm 9,7$  (sandry) i  $78,7 \pm 16,9$  ka BP (grąd). Wskaźniki wieku opracowane w Gliwicach są niższe, ale nawet bez uwzględnienia marginesu błędu mieszczą się one w przedziale czasowym odpowiadającym stadiałowi kaszubskiemu według J.E. Mojskiego (1993) lub się do niego zbliżają, a przy uwzględnieniu górnego zakresu błędu datowania są zbliżone do tych, jakie uzyskano w laboratorium warszawskim.

Podobieństwo datowań wieku osadów polodowcowych z Pojezierzy i z obniżonej części Niziny Północnopodlaskiej w trzech laboratoriach umacnia wiarygodność tezy autora, a z drugiej strony nie dostarcza podstaw do kwestionowania przydatności metody termoluminescencyjnej w badaniach czwartorzędu ani też dyskwalifikowania glin zwałowych jako materiału badawczego. Należy przy tym zaznaczyć, że próbki do badań pobierano poniżej strefy ewentualnych przekształceń mrozowych. Próbki z form wypukłych i zastoisk reprezentują utwory o nienaruszonej strukturze, warstwowane, zwykle występujące na większej głębokości. Z „bezpiecznej” głębokości pobierano także próbki z glin morenowych. Wyklucza to wątpliwości co do ewentualnych nieprawidłowości w interpretacji wyników badań TL.

Od omówionych powyżej wyraźnie odbiegają datowania piasków budujących kem w Promiskach i moreny występującej w północno-wschodniej części wyspy Sztabina, w Cisowie. Datowania w Warszawie (18,1 ka), w Gliwicach ( $12,5 \pm 2,9$  ka BP) i Gdańsku ( $17,0 \pm 2,6$  ka) także są podobne, lecz określają młody wiek utworów. Wskazywałoby to na niesynchroniczność maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia. Starszy łądolód zlodowacenia Wisły dotarł do wyspy Lipska i Wysoczyzny Wysokomazowieckiej, a prawdopodobnie młodszy potok lodowy doszedł do wyspy Sztabina.

Za obecnością łądolodu zlodowacenia Wisły na niżej położonych terenach Niziny Północnopodlaskiej pośrednio świadczą badania TL utworów pobranych z obszarów wyżej wyniesionych, wykonane w laboratorium warszawskim. Badania te jednoznacznie wskazują na warciański wiek rzeźby glacialnej tych obszarów, zgodnie z wynikami badań geologicznych i geomorfologicznych. Najwięcej datowań pochodzi z terenu Puszczy Knyszyńskiej położonej na północo-wschód od Białegostoku (Banaszuk 1995; Czerwiński 1988). Próbki gruntu pobrano z podstawowych serii utworów budujących oz świętojański i pięć kemów oraz wypełniających dwa obniżenia wytopiskowe. O warciańskim wieku rzeźby glacialnej Puszczy świadczy bezpośrednio 12 datowań utworów budujących kemy i oz. W dziewięciu oznaczeniach wiek utworów mieści się bowiem w przedziale czasowym 180,7–184,2 ka BP, w jednym uzyskano wiek 173,2 ka i w dwóch 162 i 163 ka BP. Inne (24) datowania TL określają etapy przekształcania materiału bezstrukturalnego okrywającego kemy i oz oraz wiek utworów wypełniających dna wytopisk, pośrednio

budujących południową część masywu Czerwonego Boru określono na 181,0 ka BP (Wa-43/92), piasków z okazałego wzgórza okolic Rutek na 229,2 ka (Wa-43/93), a piasków z wzgórza w Suchyniczach (Wzgórza Sokólskie) – na 228,6 ka BP (Wa-74/91).

O maksymalnym zasięgu zlodowacenia Wisły na Nizinie Północnopodlaskiej trudno dzisiaj mówić. Rzeźba wysoczyzn objętych zlodowaceniem jest podobna do rzeźby wysoczyzn „starogłacialnych”, co prawdopodobnie jest następstwem małej miąższości lodowca vistuliańskiego i przebiegu deglacjacji. O niedużej grubości lodowca świadczy brak utworów z nim związanych na wyższych zboczach i wierzchołkach wyniesień Tykocina i Krynicy. Deglacjacja, za czym przemawia obecność kemów, form akumulacji szczelinowej i moren martwego lodu, przebiegała arealnie, co przy małej miąższości lodu przyczyniło się prawdopodobnie tylko do powielenia starszej rzeźby warciańskiej. Z drugiej zaś strony za mało jest jeszcze analiz TL, które mogłyby pomóc przy uszczegółowianiu granicy zlodowacenia.

Wnioski z badań są następujące.

1. Zlodowacenie Wisły objęło w północno-wschodniej Polsce znaczną część Niziny Północnopodlaskiej, w tym prawie całą Kotlinę Biebrzańską, wschodnią część Wysoczyzny Wysokomazowieckiej i zachodnią Wysoczyzny Białostockiej.

2. Transgresji lodowca vistuliańskiego na Nizinę sprzyjało ogólne ukształtowanie terenu, a przede wszystkim obecność obniżeń Biebrzy i Narwi. Stąd też argumentów świadczących o pobycie lądolodu vistuliańskiego na Nizinie dostarcza analiza rzeźby tych obniżeń.

3. Obniżenie Kotliny Biebrzańskiej zarysowało się podczas zlodowacenia Warty. Jest ono ogromnym wytopiskiem z formami typowymi dla deglacjacji arealnej i sandrami. Związek genetyczny sandru grajewskiego z sandrem dolinowym Elku dowodzi, że powstał on podczas zlodowacenia Wisły, lecz budowa i morfologia sandru wskazują, że tworzył on się w obecności martwych lodów, które mógł pozostawić tylko lądolód vistuliański.

4. Dolina Narwi poniżej Suraża ma także genezę wytopiskową. Ponieważ w sensie genetycznym dolina ta stanowi przedłużenie wytopiska Kotliny Biebrzańskiej, należy przyjąć, że kształtowała się ona w podobny sposób i w tym samym czasie. Za obecnością lodowca vistuliańskiego w sąsiedztwie doliny przemawia również poligenetyczny charakter rzeźby wyniesień Tykocina i Krynicy.

5. Tezę o obecności lądolodu zlodowacenia Wisły na Nizinie Północnopodlaskiej potwierdzają badania TL. Wskazują one na zbliżony czas powstawania rzeźby polodowcowej na Pojezierzach i w strefie obniżeń na obszarze Niziny. Według datowań TL rzeźbę tę kształtował lądolód starovistuliański. Można liczyć się z niedoskonałością metody i brać pod uwagę młodszy wiek nasunięcia, lecz trudno negować ogólną wartość ustaleń.

6. Datowania TL pochodzące z trzech laboratoriów są porównywalne. Tym bardziej poświadczą to zasadność tezy autora, a także przydatność metody termoluminescencyjnej w badaniach czwartorzęd.

7. Rzeźba glacialna zdecydowanie przeważająca, a zarazem wyżej położonej części Niziny Północnopodlaskiej, jest wieku warciańskiego. Świadczą o tym badania różnych autorów oraz datowania TL opracowane w laboratorium warszawskim. Ta zgodność pośrednio przemawia na rzecz tezy autora.

8. Ustalenie maksymalnego zasięgu zlodowacenia Wisły na Nizinie Północnopodlaskiej i rozstrzygnięcie sygnalizowanej jego niesynchroniczności wymaga dalszych badań. Analizy TL generalnie poświadczają tezę pracy, ale nie rozstrzygają w pełni wieku rzeźby poszczególnych obszarów.

### Piśmiennictwo

- Banaszuk H., 1975, *Stosunki glebowe w południowej części Kotliny Biebrzańskiej na tle jej geomorfologii*, maszynopis pracy doktorskiej w Instytucie Nauk Fizycznogeograficznych UW w Warszawie.
- 1980, *Geomorfologia południowej części Kotliny Biebrzańskiej*, Prace i Studia Geograficzne, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW 2.
- 1995, *Geneza i rozwój rzeźby Puszczy Knyszyńskiej w świetle analizy geomorfologicznej i badań termoluminescencyjnych*, [w:] *Puszcza Knyszyńska, monografia przyrodnicza*, Supraśl.
- 1996, *Paleogeografia. Naturalne i antropogeniczne przekształcenia Doliny Górnej Narwi*, Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- 1998, *Zasięgi i przebieg zlodowaceń Wisły i Warty w północno-wschodniej Polsce w świetle nowych danych*, [w:] *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce*, Wyd. UMCS, Lublin.
- 2000, *Budowa geologiczna, Rzeźba terenu*, [w:] *Plan Ochrony Biebrzańskiego Parku Narodowego, Operat Ochrony Przyrody Nieożywionej i Gleb*.
- Banaszuk H., Stańska-Prószczyńska W., Prószczyński M., 1994, *O paleogeografii zlodowacenia Wisły w północno-wschodniej Polsce i odpływie wód roztopowych pradoliną Biebrzy w świetle badań termoluminescencyjnych*. Przegląd Geograficzny, 66, 1–2.
- Ber A., 1972, *Pojezierze Suwalskie*, [w:] *Geomorfologia Polski, t. 2*, PWN, Warszawa.
- 2000, *Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich*, Prace PIG, CLXX.
- Bluszcz A., 2000, *Datowania termoluminescencyjne osadów czwartorzędowych – teoria, ograniczenia, problemy interpretacyjne*, Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Matematyka–Fizyka, 86.
- Bogacki M., 1976, *Współczesne sandry na przedpolu Skeidararjökull (Islandia) i plejstocenyjskie sandry w Polsce północno-wschodniej*, Wyd. UW, Warszawa.
- 1985, *Budowa geologiczna i ukształtowanie powierzchni*, [w:] *Województwo suwalskie, Studia i materiały*, t. 1, OBN, Białystok, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Bałuk A., 1973, *Mapa geologiczna Polski 1:200 000 arkusz Łomża wraz z objaśnieniami*, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Czerwiński A., 1988, *Zmiany antropogeniczne wybranych ekosystemów Puszczy Knyszyńskiej*, Wyd. Politechniki Białostockiej, Białystok.
- Galon R., 1972, *Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego*, [w:] *Geomorfologia Polski, t. 2*, PWN, Warszawa.
- Galon R., Roszkówna L., 1967, *Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa.
- Kondracki J., 1972, *Polska północno-wschodnia*, PWN, Warszawa.
- Kondracki J., Pietkiewicz S., 1967, *Czwartorzęd północno-wschodniej Polski*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa.

- Kacprzak L., Lisicki S., 2000, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sztabin*, PIG, Warszawa, maszynopis.
- Lindner L., 1992, *Stratygrafia (klimatostratygrafia) plejstocenu*, [w:] *Czwartorzęd*, Wyd. PAE, Warszawa.
- Maruszczak H., 1985, *W sprawie stosowania wyników datowania termoluminescencyjnego przy ustalaniu stratygrafii utworów czwartorzędowych*, *Przegląd Geologiczny*, 11.
- Mojski J.E., 1972, *Nizina Podlaska*, [w:] *Geomorfologia Polski, t. 2*, PWN, Warszawa.
- 1993, *Europa w plejstocenie*, Wyd. PAE, Warszawa.
- Musiał A., 1983, *Rozwój rzeźby glacialnej Wysoczyzny Kolneńskiej*, PWN, Warszawa.
- 1992, *Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia*, Wyd. UW, Warszawa.
- Pazdur M.F., Bluszcz A., 1987, *Wykorzystanie chronometrii termoluminescencyjnej w chronostratygrafii czwartorzędu*, *Przegląd Geologiczny*, 12.
- Wolk-Musiał E., 1980, *Granica zlodowacenia bałtyckiego na obszarze Wysoczyzny Kolneńskiej w świetle badań form rzeźby*, *Prace i Studia Geograficzne, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW* 2.
- Zaborski B., 1927, *Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich*, *Przegląd Geograficzny*, 7.
- Żurek S., 1975, *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 110.
- 1983, *Charakterystyka geomorfologiczna basenu środkowego Biebrzy*, *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, 255.
- 1991, *Geomorfologia Pradoliny Biebrzy*, *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, 372.

ON THE RANGE OF THE VISTULA GLACIATION IN NORTH-EASTERN POLAND  
ON THE BASIS OF GEOMORPHOLOGICAL RESEARCH  
AND THERMOLUMINESCENTIC ANALYSES

The maximum range of the Vistula glaciation is still not ultimately determined in the north-eastern part of Poland. However, according to the author Vistulian ice-sheet moved on to the lowest areas of the Północnopolaska Lowland. This concept is supported by the geomorphological evidence and by the results of the thermoluminescentic (TL) analyses. The movement of the Vistulian ice-sheet on the Północnopolaska Lowland was favoured by the configuration of the area, especially by the existence of the extensive depression of the Biebrza Basin and Narew Valley (below Suraz) on its forefield. The depression of the Biebrza Basin is a vast outwash form with many landforms typical of areal deglaciation and outwash plains built on the dead-ice. The location of outwash plains on the extension of the Elk valley outwash plain and in the outlet of the Rajgrodzkie Lakes troughs suggest strongly that they were created during the Vistula glaciation. The method of outwash plain formation suggests that the dead-ice on which they were built was left by the Vistulian ice-sheet. In a genetic sense the Narew valley below Suraz is extension of the Biebrza Basin. That is why it should be assumed that the relief of its surroundings have been modelled by the Vistulian ice-sheet.

According to the TL dating the postglacial formation and forms in the Lakelands, the Biebrza Basin and the Narew Valley surroundings were created at a similar time. 63 TL age analyses of postglacial deposits were performed, most in the laboratory in Warsaw, though some also in laboratories in Gliwice and Gdańsk. The comparable results confirm the reliability of the author's thesis and at the same time offer no basis upon to question the usability of the TL analysis in Quaternary research.

The glacial relief of the more elevated areas of the Północnopodlaska Lowland was formed during the Warta glacial. This concept is supported by the results of various authors and by the TL analyses performed in Warsaw, which indirectly confirm the author's thesis about the existence of the Vistula ice-sheet in the lowest areas of the Północnopodlaska Lowland.





## **Geograficzne aspekty wymierania i introdukcji płazów i gadów w Europie**

*Geographical aspects of amphibian and reptile  
extinction and introduction in Europe*

BOŻENNA GRABIŃSKA

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, 00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55  
e-mail: b.grab@twarda.pan.pl

**Zarys treści.** Analizowano przekształcenia europejskich zasięgów płazów i gadów w ostatnich dziesięcioleciach. Omówiono zmiany jakościowe herpetofauny w wyniku dwóch przeciwstawnych procesów: zanikania i pojawiania się stanowisk poszczególnych gatunków. Miało na to wpływ wymieranie populacji lokalnych oraz introdukcja gatunków. Wymieniono także współczesne zagrożenia procesów kolonizacji i wzrostu populacji.

**Słowa kluczowe:** zasięgi geograficzne, stanowiska występowania, introdukcja, wymieranie, zagrożenia herpetofauny

### **Zmiany rozmieszczenia fauny płazów i gadów w Europie jako wynik introdukcji i wymierania**

Dwa przeciwstawne zjawiska: wymierania populacji czy gatunku oraz jego introdukcja, zubożają lub wzbogacają różnorodność biologiczną danego obszaru. Introdukcję i wymieranie zdefiniowano już wielokrotnie. A.S. Kostrowicki (1999) proponuje rozdzielenie czterech pojęć: 1) introdukcji, 2) restytucji (reintrodukcji), 3) zawleczenia i 4) ekspansji. Oznaczają one odpowiednio:

1) introdukcja jest to działanie celowe polegające na wprowadzeniu gatunków obcych tam, gdzie ich wcześniej nie było, a ściślej biorąc, nie występowały one w danym miejscu w czasach historycznych, odkąd istnieją przekazy, bo mogły występować np. w trzeciorzędzie czy interglacjalach;

2) restytucja (reintrodukcja) – działanie celowe, polegające na wprowadzaniu gatunków tam, gdzie do niedawna żyły, lecz zostały z różnych przyczyn wytępione;

3) zawleczenie – przypadkowe, nieświadome, przeniesienie gatunków z obszaru macierzystego na nowe miejsca, gdzie się zaaklimatyzowały. Zawleczenie mogło być naturalne, bez udziału człowieka lub antropogeniczne, np. na statkach, ze zbożem, wzdłuż linii kolejowych itp.;

4) ekspansja – naturalny proces zdobywania terenu (rozszerzenie areалу) uprzednio przez dany gatunek niezamieszkałego. Może mieć ona charakter spontaniczny, związany z zachowaniem się gatunku lub środowiskowy, związany ze zmianą warunków fizycznogeograficznych w sąsiedztwie (ten ostatni typ nazywa się często „indukcją” (Yannitsaros i Economidou, 1974).

Słowo introdukcja według innych autorów oznacza wprowadzenie obcego gatunku (rośliny lub zwierzęcia) do wolnej przyrody (Olaczek, 1999). Introdukcję możemy traktować jako celowe wprowadzanie określonych organizmów (jako nowe elementy biocenozy), na obce dla nich obszary geograficzne.

Autorzy rosyjscy (np. Vynaev i Tretjakov, 1979), proponują utrzymanie terminu introdukcja gatunku, oraz przyjęcie terminu indukcja na określenie samorzutnego rozprzestrzcaniania się gatunków, które zachodzi w rezultacie gospodarczej działalności człowieka. Zabieg introdukcji gatunków, uważany za niebezpieczny, często prowadzi do ograniczenia lub wyniszczenia rodzimych roślin lub zwierząt, zajmujących podobną niszę ekologiczną. W skrajnych przypadkach może się to skończyć inwazją ekologiczną nazywaną również ekspansją ekologiczną. Wymienione terminy oznaczają zasiedlenie przez osobniki danego gatunku nowych terenów, nie zajętych dotychczas przez żadną populację tego gatunku (Hejny i Jehlik, 1972). Jeżeli populacja znajduje na nowym terenie dogodnie warunki bytowania, to rozwija się masowo. Inwazja ekologiczna może, ale nie musi prowadzić do rozszerzenia areалу zajmowanego przez dany gatunek (Sudnik-Wójcikowska i Koźniewska, 1988).

Wyginięcie populacji lokalnych, zgodne z definicją przyjętą przez światową Unię Ochrony Przyrody (IUCN), można rozpatrywać również jako wymieranie gatunku, którego obecne istnienie w stanie dzikim nie zostało potwierdzone. Trzeba zaznaczyć, że użyty w pracy termin „wymieranie” nie oznacza zakończenia linii rozwojowej organizmów, całkowitego wymarcia podgatunków czy gatunków, a także wyższych kategorii taksonomicznych. Przyjęto, że jest to „wymarcie lokalne”, gdy znika jedna lub więcej populacji gatunku, ale inne przeżywają gdzie indziej (Diamond, 1984 a i b). Poza zanikaniem populacji lokalnych obserwujemy również powiększanie arealów niektórych gatunków zwierząt. Zależy to głównie od czynników wewnątrzpopulacyjnych i synekologicznych (Allen i Prescott-Allen, 1978).

Wiele gatunków fauny zostało zagrożonych w swym istnieniu pod wpływem różnych form świadomych lub nieświadomych oddziaływań człowieka (Krzyściak-Kosińska, 2000).

W ostatnim wieku tempo wymierania stało się bez porównania szybsze, niż mogłoby to wynikać z czynników naturalnych (Belovsky i inni, 1999). Niektóre gatunki zwierząt (zwłaszcza kręgowców) uprzednio pospolite stały się rzadkie.

Zagrożone gatunki powinny być rzecz jasna, przede wszystkim chronione. Pierwszym krokiem w kierunku ochrony jest wciągnięcie ich na tzw. Czerwoną Listę – regionalną, ogólnokrajową lub też obejmującą kilka-kilkanaście krajów, np. należących do Unii Europejskiej (Głowaciński, 1990, 1992).

W pracy skoncentrowano się na dwóch gromadach kręgowców: płazach i gadach. Dla zoogeografii zarówno płazy jak gady są szczególnie interesującymi obiektami.

tami badań, mimo że wiadomości o tych zwierzętach są jeszcze niewystarczające i niepełne (Juszczak 1987; Berger i inni, 1969).

Plazy (*Amphibia*), nie są zbyt liczną grupą. Opisano dotychczas około 4350 gatunków, zaliczanych do blisko 420 rodzajów (Diesener i Reichholf, 1997).

Gady są liczniejsze, gdyż wg szacunkowej, światowej listy UNEPU-u z 1991 r. należy do nich 6300 gatunków i (Program Środowiskowy Narodów Zjednoczonych UNEP). Szacuje się także, że współcześnie żyje na świecie 6659 gatunków gadów, które należą do 986 rodzajów (Grabińska, 1998).

Celem tej pracy jest analiza zmian herpetofauny Europy w okresie ostatnich 50 lat, sprowadzająca się do opisanie dwóch przeciwstawnych procesów – zanikania i pojawiania się gatunków płazów i gadów oraz określenie skali tych zjawisk, ich związku z cechami ekologicznymi i rozmieszczeniem analizowanych gatunków.

Oprócz tego celem pracy było nie tylko wykazanie gatunków lokalnie wymierających i introdukowanych, ale także charakterystyka ich naturalnych siedlisk oraz próba interpretacji zmian ich zasięgu.

W opracowaniu zawarto charakterystykę herpetofauny występującej w Europie. Fauna ta w ostatnich latach uległa zmianom polegającym na zaniku populacji lokalnych i związanych z tym fluktuacjom zasięgów, bądź introdukcjom gatunków w inne miejsca. Zmiany te prawdopodobnie w większości przypadków są spowodowane zanikiem naturalnych siedlisk tych zwierząt i ich zamianą na wtórne, ze zmienionymi zbiorowiskami roślinnymi. Trzeba brać pod uwagę, że wymieranie gatunku w danym miejscu traktowane jest jako jego potencjalne zagrożenie. Niektóre z gatunków są tak nieliczne, że miejsca ich występowania można przedstawiać jako punkty na mapach. Są to przeważnie plazy i gady o specyficznych wymaganiach środowiskowych i ograniczonym występowaniu, których liczebność się zmniejsza.

### Podstawy metodyczne analizy herpetofauny Europy

W niniejszym opracowaniu posłużono się mapami rozmieszczenia gatunków płazów i gadów, zamieszczonymi w *Atlasie herpetologicznym* z roku 1997 (Gasc i inni, 1997). W atlasie tym umieszczono po raz pierwszy pełną dokumentację fotograficzną wszystkich gatunków obu gromad kręgowców występujących w Europie. Ta pełna dokumentacja stanu gatunków płazów i gadów może stanowić istotną pozycję w przygotowywaniu międzynarodowych programów oceny różnorodności genetycznej i projektów ochrony i konserwacji przyrody. Dane zawarte w atlasie są też bazą do analiz ekologicznych i biogeograficznych.

W atlasie wykorzystano wyniki badań herpetofauny przeprowadzonych w Europie w latach od 1960 do 1983. Brały w nich udział zespoły badawcze z 45 krajów. Wykorzystane w pracy mapy rozmieszczenia gatunków oraz informacje zawarte w atlasie, oparte są głównie na wynikach badań terenowych. Nie pominięto także współczesnej literatury przedmiotu, a dodatkowe źródło informacji stanowiły współczesne zbiory muzealne.

Geograficzną granicę kontynentu europejskiego przyjęto za Mertensem i Wermuthem (1960). Mapy zasięgu taksonu w Europie wykonano w wersji punktowej. W zasadzie punkt na mapie odpowiada jednemu stanowisku w terenie.

W atlasie uwzględniono wszystkie 62 gatunki płazów i 123 gatunki gadów występujące w Europie (Gasc i inni, 1997). Dla wielu gatunków, szerzej rozsielonych w świecie, uwzględniono tylko fragmenty zasięgów, w granicach współczesnej Europy.

W niniejszym artykule uwzględniono tylko te gatunki, które utraciły część stanowisk na terenie Europy lub na skutek celowej introdukcji lub zawleczenia areal ich występowania powiększył się. Szczególnie interesujące są zmiany przebiegu arealu tych gatunków, które utraciły swoje krańcowe stanowiska w Europie (leżące na krańcach zasięgu). Specjalną uwagę poświęcono zwierzętom o bardzo izolowanych, często reliktowych stanowiskach. Zagrożenie tych gatunków wynika głównie z niewielkiej liczby stanowisk, na których utrzymuje się niekiedy znikomo mała liczba osobników.

Do analiz zoogeograficznych wybrano te spośród 185 gatunków, dla których stwierdzono fakt introdukcji (19 gatunków) lub zaniku populacji (20 gatunków), względnie zaistniały oba te zjawiska razem (14 gatunków). Szczegółowymi analizami objęto więc 53 gatunki.

Autorskie przystosowanie materiału kartograficznego zawartego w atlasie do celów przedstawionych w pracy polegało na: (1) nałożeniu siatki kwadratów o boku 1 cm x 1 cm na mapy Europy z zaznaczonymi stanowiskami występowania gatunku (2) liczeniu zagęszczenia sygnatur – miejsc introdukcji, wymierania oraz aktualnego występowania gatunku) w każdym z kwadratów. W sumie przeanalizowano 221 kwadratów, które pokrywały obszar całego kontynentu.

Mapy zamieszczone w atlasie opracowane zostały w skali 1:31 mln, można zatem wyliczyć, że jeden kwadrat odpowiadał 96 100 km<sup>2</sup>.

Podstawowy materiał kartograficzny dla wszystkich zespołów badawczych stanowiła siatka kwadratów 50 x 50 km, nałożona na mapę Europy. Jeden kwadrat o boku 1 x 1 cm, stanowiący powierzchnię podstawową w analizach przedstawionych w pracy, odpowiadał około 38,44 (powierzchniom) jednostkom podstawowym atlasu.

Analizy kwadratów dotyczyły dwóch zagadnień: (1) bogactwa gatunkowego herpetofauny, (2) liczby stanowisk w każdym z nich. Szacunkowe oceny zróżnicowania zoogeograficznego płazów i gadów uwzględniały również zjawiska introdukcji i zanikania gatunków oraz zanikania ich stanowisk.

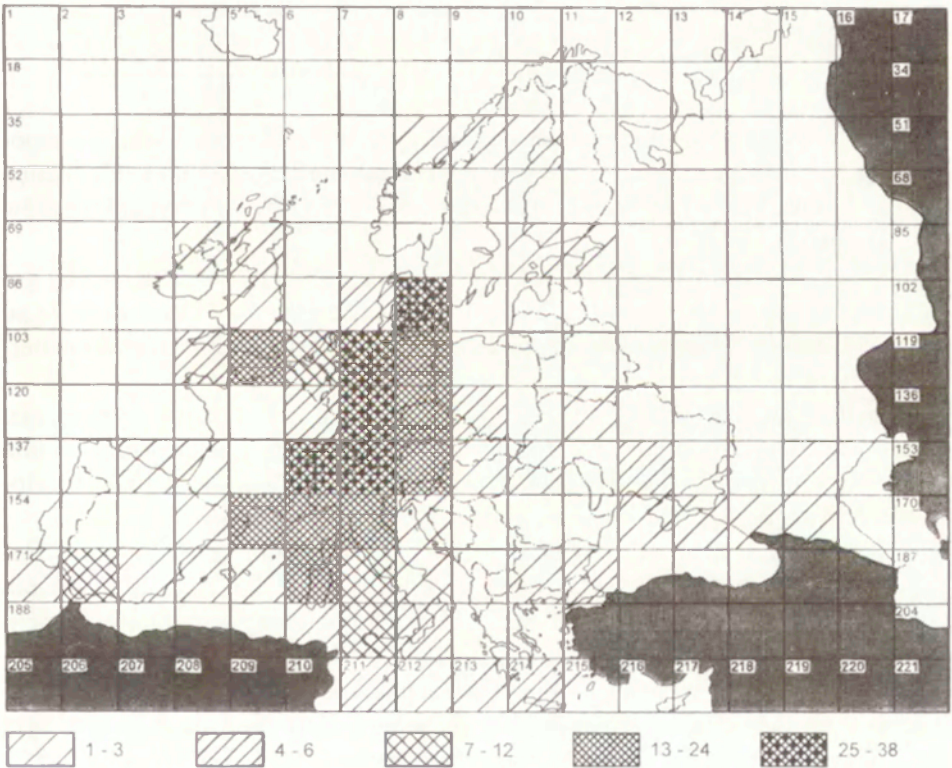
Do porównania zróżnicowania geograficznego zjawisk „zanikowych” i „wzrostowych” herpetofauny Europy oraz bogactwa gatunkowego, uwzględniono:

- listę i liczbę gatunków w każdym z kwadratów,
- liczbę stanowisk utraconych przez gatunek do nowo zasiedlonych miejsc introdukcji,
- liczbę gatunków ogółem (oddzielnie dla płazów i gadów) do liczby gatunków introdukowanych bądź wymarłych w każdym z kwadratów.

**Udział stanowisk z gatunkami „wymarłymi” i introdukowanymi i ich geograficzne usytuowanie**

Wyniki dotyczące relacji: rozmieszczenie, introdukcja i wymieranie, mierzone liczbą stanowisk populacji lokalnych, przedstawiono na rycinach 1–3. Zaznaczono na nich kwadraty, w których stwierdzono największe zmiany – utraty stanowisk, jak również korzystne zmiany liczby zamieszkiwanych siedlisk będących skutkiem udanej introdukcji. Wszystkie kwadraty, w których nastąpiły zmiany mierzone liczbą utraconych lub pozyskanych stanowisk przedstawia rycina 1. Największe zmiany w herpetofaunie na terenie Europy nastąpiły w północno-zachodniej i środkowej części kontynentu; skład gatunkowy fauny tam występującej podlegał w ostatnim pięćdziesięcioleciu największym zmianom liczebnym i jakościowym. Maksymalna liczba stanowisk w których je odnotowano wynosiła od 30–38.

W wyniku analizy stwierdzono 90 stanowisk introdukcji płazów. Zjawisko to miało jednak dość ograniczony zasięg, gdyż wystąpiło w dziewiętnastu kwadra-



Ryc. 1. Sumaryczna liczba stanowisk z gatunkami lokalnie wymarłymi lub introdukowanymi w Europie w ostatnich dziesięcioleciach

Total number of stands with locally extinct or introduced species during the last decades

tach (9%) (tab. 1; ryc. 2). Introdukcja gadów przyniosła większe efekty. Wykazano bowiem 214 nowych stanowisk w 35 kwadratach (16%).

Korzystne warunki siedliskowe i ekologiczne do zasiedlenia nowych terenów znalazło 15 spośród wszystkich europejskich gatunków płazów (24%) i 18 gatunków gadów (14,6%). To one były z sukcesem introdukowane.

Tabela 1

## Udział gatunków introdukowanych

	Gromada	
	płazy	gady
Liczba gatunków ogółem	62	123
Liczba gatunków introdukowanych	15	18
% gatunków introdukowanych	24	15
Liczba kwadratów ogółem	221	221
Liczba kwadratów ze stanowiskami introdukcji	19	35
% kwadratów ze stanowiskami introdukcji	9	16

Płazy w ostatnich dziesięcioleciach utraciły swoje dawne stanowiska występowania w 51 miejscach, a gady w 72. Zmiany te miały na szczęście niewielki zasięg i objęły 13 kwadratów (5,9%) w przypadku płazów i 25 (11%) w przypadku gadów (ryc. 3) (tab. 2).

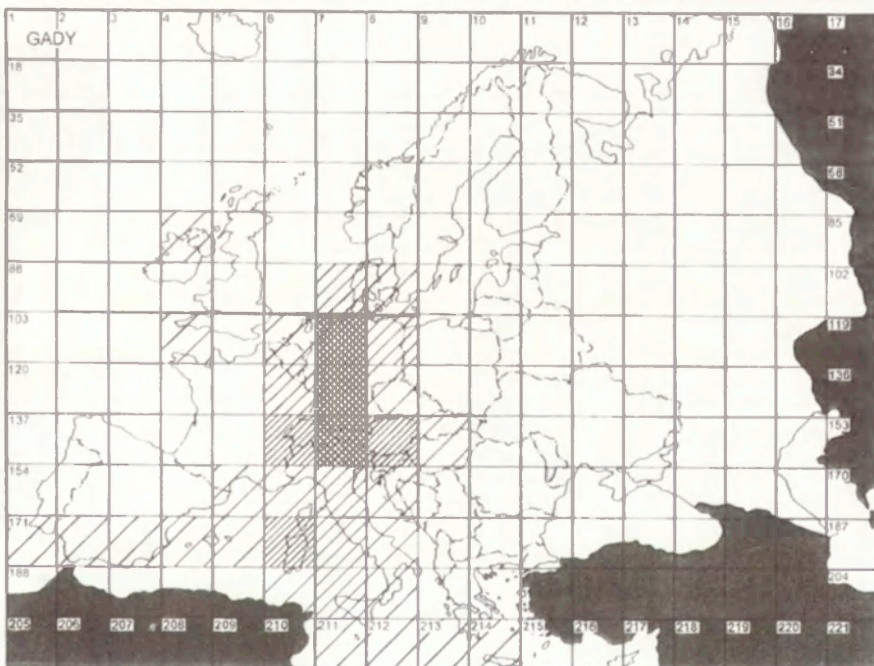
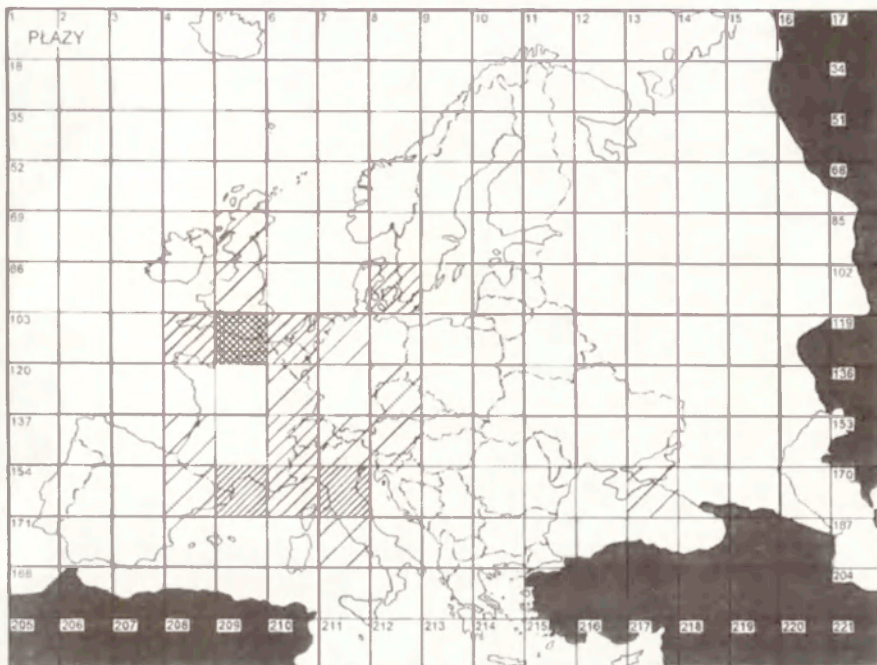
Utrata tych stanowisk dotyczyła 12 gatunków płazów (19% ogólnej liczby gatunków) i 22 gatunków gadów (17,9% ogólnej liczby gatunków). Oznacza to, że po roku 1970 znikło z obszaru Europy wiele zarejestrowanych miejsc bytowania herpetofauny.

Odrębną analizie poddano rozmieszczenie miejsc introdukcji i wymierania. Intensywność tych procesów była różna w różnych regionach, jak również różniła się dla płazów i gadów. Rozmieszczenie geograficzne tych stanowisk przedstawiono na rycinach 2 i 3.

Najwięcej miejsc introdukcji płazów zanotowano w północno-zachodniej Europie; pñ. Francji, pñd. Anglii, w Niemczech, Holandii, Belgii (ryc. 2). Wyróżnia się pod tym względem również wybrzeże Morza Śródziemnego, południe Francji, Hiszpanii i północnych Włosech.

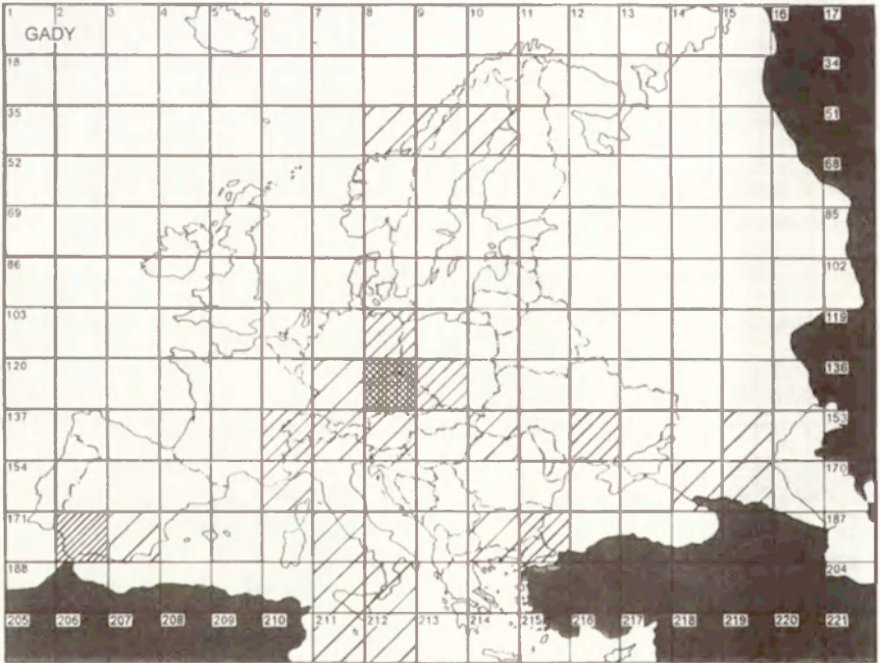
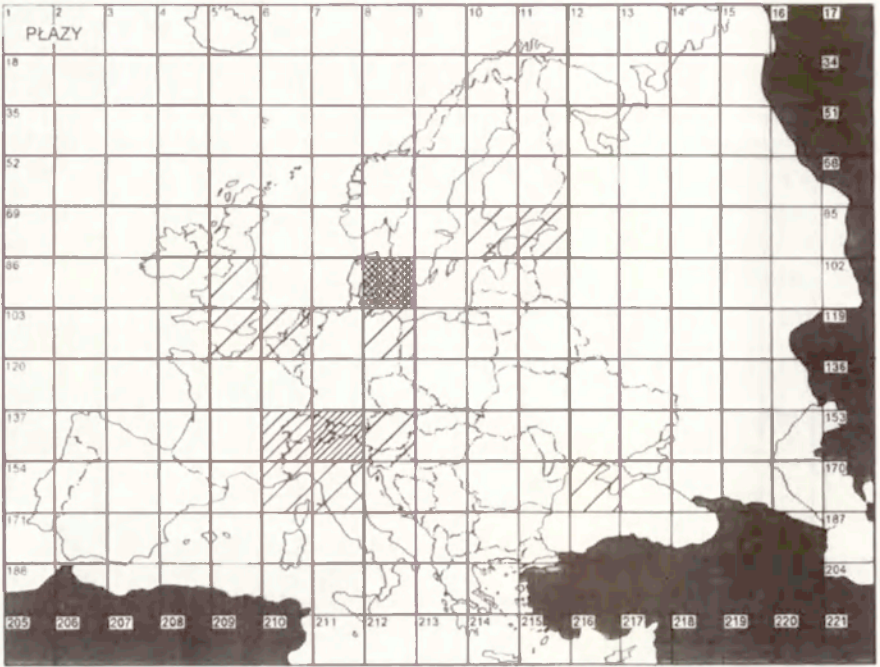
Najwięcej udokumentowanych, nowych stanowisk (miejsc introdukcji) gadów stwierdzono w środkowej i południowo-zachodniej Europie. Dominują pod tym względem północne i środkowe Niemcy, Szwajcaria, Austria, pñ. Włochy (od 23 do 30 nowych miejsc zasiedlenia), a także niektóre wyspy Morza Śródziemnego (ryc. 2).

Największy regres liczebny, biorąc pod uwagę ubywanie stanowisk występowania herpetofauny zaobserwowano w północnej i środkowej Europie (ryc. 3).



Ryc. 2. Liczba stanowisk gatunków introdukowanych płazów i gadów w ostatnich dziesięcioleciach w Europie

Number of localities with introduced species of amphibians and reptiles during the last decades in Europe



Ryc. 3. Liczba zanikłych stanowisk płazów i gadów w Europie

Number of extinct species of amphibians and reptiles in Europe



Tabela 2

## Udział gatunków lokalnie wymarłych

	Gromada	
	plazy	gady
Liczba gatunków ogółem	62	123
Liczba gatunków wymarłych	15	22
% gatunków wymarłych	19	18
Liczba kwadratów ogółem	221	221
Liczba kwadratów ze stanowiskami zanikłymi	19	25
% kwadratów ze stanowiskami zanikłymi	6	11

Zaznaczona na rycinie 3 duża część stanowisk, w których stwierdzono wymarcie populacji lokalnych zajmuje fragment sundzki ich północnego zasięgu. Eliminacja lokalnych populacji w Europie środkowej miała miejsce także w obszarze hercyńsko-czeskim, a na południowo-zachodnim, śródziemnomorskim krańcu ich występowania w obszarze betyckim.

Plazy najczęściej wymierały na północnej granicy swego występowania (w Jutlandii, częściowo południowej Anglii, Belgii), w obszarze hercyńsko-czeskim i południowo-wschodniej Francji (ryc. 3).

Zanik stanowisk występowania gadów obserwowano głównie w Europie środkowej i południowej. Więcej rozproszonych miejsc ekstynkcji w porównaniu z płazami stwierdzono w całym obszarze śródziemnomorskim (ryc. 3).

Z przeprowadzonych ocen wynika, że zmiany faunistyczne, polegające na wprowadzaniu gatunków do nowych miejsc zasiedlenia oraz utracie dawnych stanowisk, doprowadziły do zmian rozmieszczenia herpetofauny w Europie.

Obliczenia wykazały przewagę liczebną miejsc, w których odnotowano pozytywny efekt introdukcji zarówno płazów, jak i gadów, w porównaniu z liczbą miejsc ekstynkcji.

Zmiany te dotyczyły 304 stanowisk, gdzie introdukcja gatunku wzbogaciła miejscową faunę, oraz 123 gdzie populacje utraciły część swojego arealu.

Pozytywnym faktem opisywanych zmian jest to, że proces regresu zasięgu zwierząt lub wymierania populacji nie dotyczył gatunków endemicznych.

### Zmiany zasięgów herpetofauny Europy

Analiza zmian rozmieszczenia gatunków nie wykazała zależności między wielkością i położeniem geograficznym zasięgu, introdukcją, czy też zanikiem populacji lokalnych. Oba te zjawiska zachodziły niezależnie od wielkości arealu występowania zwierzęcia.

Wszystkie gatunki zmieniające zasięgi podzielono na trzy grupy: (1) te, których arealy wyłącznie się rozszerzają, (2) te, których arealy wyłącznie się kurczą oraz (3) te, których arealy w jednym miejscu się kurczą, a w drugim rozszerzają. Pierwsza grupa (19 gatunków) przystosowała się do zmian środowiskowych powszechnych na naszym kontynencie. Ich introdukcja powiodła się w wielu miejscach. Zmiany zasięgów wymienionych gatunków są następujące.

Pieczarnik włoski (*Hydromantes ambrosii*). Gatunek śródziemnomorski. Jego zasięg związany jest z określonym biotopem (jaskinie). Występuje na niewielkim fragmencie obszaru śródziemnomorskiego, w Alpach francuskich i włoskich. Introdukowano go w płn. Apeninach (1 stanowisko, k. 160<sup>1</sup>) i Pirenejach (1 stanowisko, k. 157).

Odmieniec jaskiniowy (*Proteus anguinus*). Gatunek śródziemnomorski. Występuje w Alpach dynarskich, wzdłuż Adriatyku. Introdukcja: 1 stanowisko w Alpach dynarskich, k. 143.

Traszka górska (*Triturus alpestris*). Zasięg środkowoeuropejski i zachodnioeuropejski. Introdukowana na północy zasięgu w Holandii (1 stanowisko, k. 108). Populacje górskie znalazły dogodne środowiska w Alpach włoskich (2 stanowiska introdukcji, k. 142, 160).

Ropuszka – pętówka babienica (*Alytes obstetricans*). Zasięg zachodnioeuropejski. 2 stanowiska introdukcji na północy zasięgu w Holandii (k. 108).

Ropuszka krągłojęzyczna (*Discoglossus pictus*). Zasięg śródziemnomorski. Introdukowana: w południowo-zachodniej Francji (5 stanowisk, k. 158), południowej Hiszpanii (5 stanowisk, k. 158), oraz w północnej Francji nad Sekwaną (1 stanowisko, k. 125).

Żaba bałkańska (*Rana balcanica*). Ograniczona jest w swym zasięgu do fragmentu obszaru śródziemnomorskiego. Introdukowana: do południowej Francji (2 stanowiska, k. 159), północnych Włoch (3 stanowiska, k. 159).

Do Europy introdukowano także gatunki zupełnie obce. Tak było z żabą ryczącą (*Rana catesbeiana*), którą przeniesiono do Włoch z Ameryki Północnej w roku 1932. Introdukcję kontynuowano do roku 1937. Po wojnie żaba ta była już obecna w wielu regionach Włoch (15 stanowisk introdukcji, k. 160, 142, 143, 144), a także w zachodniej Francji (2 stanowiska, k. 140) i środkowej Holandii (1 stanowisko, k. 108).

Żaba wodna (*Rana kl. esculenta*). Pospolita i charakterystyczna dla umiarkowanej Europy, dzięki introdukcji rozszerzyła swój północno-zachodni kraniec występowania w Europie na Wyspy Brytyjskie (19 stanowisk introdukcji, k. 73, 90, 106, 107, 108).

Rozszerzenie zasięgu dotyczyło też gadów. Introdukowano niektóre gatunki żółwi słodkowodnych (blotnych) (*Emydidae*) oraz żółwi lądowych (*Testudinidae*). Ich areal w Europie ogranicza się do fragmentów obszaru śródziemnomorskiego.

<sup>1</sup> k – numer kwadratu na mapach pochodnych

Żółw kaspijski (*Mauremys caspica*). Gatunek śródziemnomorski i transkaukaski z południowo-zachodnio-azjatycką krawędzią (refugium). Introdukowano go na Półwyspie Apenińskim, na wybrzeżach Włoch (2 stanowiska, k. 177).

Żółw śródziemnomorski (*Testudo graeca*). Szeroki zasięg w całym obszarze śródziemnomorskim, kończy się krawędzią afrykańską na południowym zachodzie Europy i południowo-zachodnioazjatycką w Gruzji, Armenii, Azerbejdżanie oraz na obszarze Kolchidzkim nad Morzem Czarnym. Introdukowany aż w 32 miejscach obszaru śródziemnomorskiego: na Półwyspie Apenińskim (12 stanowisk, k. 160, 161, 177, 178, 195), na Sycylii (12 stanowisk, k. 194, 195, 211, 212), Sardynii (5 stanowisk, k. 176, 193), Peloponezie (1 stanowisko, k. 213), na Malcie (1 stanowisko, k. 211) i na Krecie (1 stanowisko, k. 214). Populacje pierwotne, tam introdukowane, pochodziły z Afryki Północnej.

Żółw hiszpański (*Mauremys leprosa*), zasiedla Półwysep Iberyjski i Afrykę Północną od Libii do Maroka. Introdukowany we Włoszech, na dwóch stanowiskach (k. 160, k. 177).

Żółw grecki (*Testudo hermanni*) ma długą tradycję zmian swego występowania. Introdukowany został prawdopodobnie kilkaset lat temu na zachodnich wyspach Morza Śródziemnego (Baleary, Korsyka, Sardynia, Sycylia i kilku mniejszych wyspach). Jego areal jest stale rozszerzany przez celowe wsiedlenie lub na skutek zawlekania gatunku w różne miejsca, np. na Baleary (1 stanowisko, k. 174) i Maltę (1 stanowisko, k. 211).

Żółw obrzeżony (*Testudo marginata*). Zasięg jego obejmuje Grecję na południe od Olimpu oraz niektóre wyspy na Morzu Egejskim. Został prawdopodobnie wsiedlony lub zawleczony na Sycylię (8 stanowisk, k. 176, 193) i do wybrzeży Włoch (5 stanowisk, k. 160, 177). W rejonach, w których współwystępuje z żółwiem greckim, wycofuje się w wyższe partie górskie.

Gekon murowy (śródziemnomorski) (*Tarentola mauritanica*). Występuje w całym obszarze śródziemnomorskim i ma południowo-zachodnią granicę w Afryce od Maroka do Egiptu. Introdukowany na południu Francji (jedno stanowisko, k. 158).

Stwierdzono także zdobywanie nowych miejsc zasiedlenia w Europie przez kilka jaszczurek. Jaszczurka okularowa (*Lacerta perspicillata*) prawdopodobnie wywodzi się z Afryki Północnej. W Europie występuje tylko na Minorce w archipelagu Balearów, gdzie została introdukowana (2 stanowiska, k. 175). Europejskie populacje jaszczurki okularowej na Majorce i Minorce, przeniesione tam około 1928 r., traktowane były jako produkt handlowy między Minorką i Północną Afryką.

Murówka pityuzyjska (*Podarcis pityusensis*). Występuje w obszarze śródziemnomorskim na Balearach. Introdukowana w okolicach Barcelony (jedno stanowisko, k. 158).

Murówka zwyczajna (jaszczurka murowa) (*Podarcis muralis*). Występuje od zachodniej przez środkową i południową Europę do zachodniej Azji. Introdukowana w niektórych miejscach Austrii (2 stanowiska, k. 144) i Szwajcarii (3 stanowiska, k. 143).

Jaszczurka kaukasko-azjatycka (*Lacerta armeniaca*). Jej zasięg naturalny obejmuje Transkawkazję, Armenię, Azerbejdżan, Gruzję, Turcję, częściowo także i Kaukaz. Jej miejsce introdukcji w Europie, jest bardzo odległe od granicy naturalnego występowania. Ponad 20 lat temu była przeniesiona na Ukrainę (jedno stanowisko introdukcji, k. 130), aż 1600 km na północny zachód od „rodzimego” Kaukazu.

Żmija nosoroga (*Vipera ammodytes*). Gatunek śródziemnomorski. Jego areal europejski – to tylko część zachodnia zasięgu, obejmującego swoją wschodnią częścią Azję Mniejszą, Syrię, Zakaukazie. Introdukowana w Szwajcarii (2 stanowiska, k. 143). Przesunęła się tym samym północno-zachodnia, naturalna granica zasięgu występowania tego gatunku w Europie, przebiegająca w północno-zachodnich Włoszech i w północnej Austrii.

Druga grupa – to 20 gatunków, dla których zanik stanowisk nie łączył się z introdukcją w innym miejscu. Zmiany ich zasięgów są następujące:

Salamandra alpejska (*Salamandra lanzai*). Ma bardzo wąski zasięg; rozmieszczona dawniej w całym łuku Alp, obecnie występuje tylko w Alpach zachodnich, gdzie jej populacja zmniejszona została o jedno stanowisko (k. 159). Przyczyną tego jest prawdopodobnie masowa turystyka.

Nurzaniec błotny (*Pelodytes punctatus*). Zasięg: submedyterraneńsko-atlantycki, z południowo-wschodnią granicą w północno-zachodnich Włoszech, gdzie utracił jedno stanowisko występowania (k. 159).

Traszka grzebieniasta (*Triturus cristatus*). Występuje we wszystkich krajach kontynentalnej Europy, z wyjątkiem Portugalii i Hiszpanii. Jej azjatycki zasięg obejmuje: Kaukaz, Azję Mniejszą, Zachodnią Azję oraz Bliski Wschód. Europejskie populacje, które należy uznać za wymarłe lub odizolowane, występowały w północnej części Półwyspu Apenińskiego (utrata trzech stanowisk k. 142, 143), oraz w północno-adriatyckiej części Półwyspu Bałkańskiego (utrata jednego stanowiska k. 144), czyli wewnątrz pierwotnego arealu.

Grzebiuszka ziemna – huczek ziemny (*Pelobates fuscus*). Jej zasięg obejmuje centralną, wschodnią i południowo-wschodnią Europę, aż po Ural, jest obecna w stepach Kirgistanu aż po Morze Aralskie. Zanotowano wyginiecie populacji w Piemencie (zanikło 1 stanowisko, k. 160) oraz na Krymie (1 stanowisko ekstynkcji, k. 165).

Ropucha zielona (*Bufo viridis*). Szeroki jest zasięg występowania, od Balearów i północnej Afryki na południowym zachodzie do Azji Środkowej na wschodzie. Miejsca gdzie populacje „zanikły” znajdują się na północno-wschodniej granicy występowania gatunku – w południowej Szwecji (2 stanowiska, k. 93), a na południu, w północnych Włoszech (3 stanowiska ekstynkcji, k. 143, 159).

Do gadów, które utraciły niektóre stanowiska w ostatnim dziesięcioleciu, a nie zyskały nowych miejsc zasiedlenia i rozrodu należą:

Żółw morski – kareta (*Caretta caretta*). Zamieszkuje on otwarte wody mórz i oceanów w tropikalnych, subtropikalnych i umiarkowanych szerokościach geograficznych. Zanikły niektóre populacje lokalne na Malcie (1 stanowisko, k. 211)

i Korsyce (jedno stanowisko ekstynkcji, k. 159). Najważniejsze miejsca rozrodu karetyty znajdują się na plażach Prowansji i Korsyki, gdzie jednak staje się ona coraz rzadsza. Dalsze istnienie tego gatunku, podobnie zresztą jak i innych żółwi morskich, uzależnione jest w dużym stopniu od dostępności i ścisłej ochrony miejsc lęgowych. Nie jest wyjaśnione jeszcze w pełni w jakim stopniu na spadek liczebności żółwi morskich wpływa zanieczyszczenie wód, zwłaszcza produktami ropopochodnymi. Niewątpliwie jednak powodem zmniejszania się liczebności karetyty nie jest bezpośrednie prześladowanie jej przez człowieka, ponieważ ani jej pancerz, ani mięso (uważane za niezbyt smaczne) nie mają praktycznie żadnej wartości.

Agama (*Phrynocephalus helioscopus*). Jej niewielki fragment areалу w Europie, to tylko południowo-zachodni kres zasięgu. Dalej występuje ona od rzeki Ural do północno-zachodnich Chin i Północno-zachodniej Mongolii. Stanowisko, na którym populacja wymarła lub nie potwierdzono jej występowania znajduje się w Kaukazie, k. 168. Powodem wymierania i zagrożenia populacji są prawdopodobnie zmiany siedlisk wywołane intensywnym rozwojem rolnictwa (szczególnie między Wołgą i Uralem).

Padalec, żółtopuzik bałkański (*Pseudopus apodus*). Ma wschodnio-śródlądowy, europejski zasięg oraz część azjatycką areálu obejmującą Kaukaz, Transkaukazję, Azję Mniejszą, Azję Zachodnią, Bliski Wschód, Azję Środkową. Utracił stanowisko na południu Ukrainy nad Morzem Czarnym (Nizina Czarnomorska), k. 148, i w południowo-zachodniej Bułgarii (południe Rodopów) (jedno stanowisko, k. 180).

Azjatycki gekon (*Cyrtodactylus caspius*). Zasięg w Europie – to tylko nieliczne stanowiska w części wschodniej Kaukazu. Znacznie większy areał występowania obejmuje Bliski Wschód, środkową Azję, a nawet północno-zachodnie Chiny. Gatunek ten zniknął z części obszaru Nadkaspijskiego (Kalmucja) (zanikło 1 stanowisko, k. 151).

Azjatycki gekon (*Cyrtodactylus russowi*). Ma w Europie tylko nieliczne stanowiska w części wschodniej Kaukazu. Znacznie większy areał występowania obejmuje Bliski Wschód i środkową Azję. Utracił jedno stanowisko na Przedkaukaziu (k. 168).

Jaszczurka skalna (*Lacerta saxicola*). Jej zasięg europejski, to tylko niewielki fragment całości, obejmującej Kaukaz, azjatycką część Turcji, północny Iran i południowy Turkmenistan. Zanotowano ubytek części areálu populacji w okolicach Stawropola, w północnym Kaukazie (jedno stanowisko ekstynkcji, k. 168).

Jaszczurka żyworodna (żyworódka) (*Lacerta vivipara*). Szeroki euroazjatycki zasięg. Występuje od północnej Hiszpanii na zachodzie do Mongolii na wschodzie i od Szwecji na północy po Bułgarię na południu. Jej pojedyncze populacje wymarły w północno-zachodnich Włoszech (jedno stanowisko ekstynkcji, k. 159). Być może jest to efekt zaniku populacji na granicy występowania, ale także jako przyczynę podaje się utratę naturalnych siedlisk pod wpływem rozwoju intensywnej turystyki.

Scynk, ostajnica trójpalczasta (*Chalcides chalcides*). Występuje na Półwyspie Apenińskim, Sycylii, Elbie, Sardynii, a także Afryce Północnej (Algieria, Tunezja, Libia). Zawleczony z Afryki Północnej do Europy przez człowieka. Część populacji tego gada w Północnych Włoszech (Piemont) wyginęła (jedno stanowisko ekstynkcji, k. 159).

Położ wysmukły (*Coluber najadum*). Zasięg gatunku obejmuje w Europie Istrię, nadbrzeżne rejonby byłej Jugosławii, Grecję (z Wyspami Jońskimi i Egejskimi oraz południową Bułgarię, a w azjatyckiej części, Azję Mniejszą, Kaukaz i zachodnią Azję. Zniknęły odizolowane od reszty populacje na Przedkaukaziu w okolicach Pjatigorska (jedno stanowisko ekstynkcji, k. 167).

Gniewosz plamisty (*Coronella austriaca*). Ma bardzo rozległy europejski zasięg w północnej, środkowej i południowej Europie od Norwegii i Szwecji, Wysp Brytyjskich do wschodniej Hiszpanii i Portugalii. Obejmuje on także prawie całą Europę południową. Jego wschodnia część arealu wnika do Azji Mniejszej, Kaukazu, Azji zachodniej. Populacje narażone na wymarcie lub wymarłe w nieodległej przeszłości, znikły lub znikną wraz z kurczeniem się odpowiednich dla tego węża środowisk (Alpy Włoskie) (jedno stanowisko ekstynkcji, k. 142). Prawdopodobnie negatywną rolę w tym procesie odgrywa izolacja w górach, jak również intensywna turystyka.

Wąż Eskulapa (*Elaphe longissima*). Gatunek submedyterraneanisko-zachodnioazjatycki, o szerokim zasięgu, biegnącym od północno-wschodniej Hiszpanii przez Francję, Włochy z Sycylią, południową Szwajcarię, Austrię, południowe Niemcy, południowo-wschodnią Polskę, Czechy i Słowację, Węgry, kraje Bałkańskie, Azję Mniejszą, Kaukaz i północny Iran. Utracił 1 stanowisko w północnej Szwajcarii (k. 143) i w południowej Ukrainie nad Morzem Czarnym (Nizina Czarnomorska) (1 stanowisko, k. 167), co ma swoje przyczyny w procesach odlesienia, a także we wzmożonym ruchu samochodowym.

Zaskroniec zwyczajny (*Narix natrix*). Występuje w całej niemal Europie, Azji zachodniej i Północnej Afryce. Utracił skrajnie północne stanowiska w północnej Norwegii (1 stanowisko ekstynkcji, k. 42) i Szwecji (zanikły cztery stanowiska występowania, k. 43, 44). Przyczyną tego może być izolacja tych populacji. Choć w wielu rejonach zaskroniec występuje nadal licznie, to w niektórych stał się wyraźnie rzadszy.

Żmija żebrowana (*Vipera aspis*). Gatunek zachodnioeuropejski. Występuje w północno-wschodniej Hiszpanii, Francji (poza jej częścią północno-zachodnią), we Włoszech z Sycylią, na Elbie, w Szwajcarii i południowym Szwarcwaldzie.

Żmija żebrowana utraciła część populacji na terenie Szwajcarskiej Jury (1 stanowisko ekstynkcji, k. 142) i w południowej Bułgarii (1 stanowisko ekstynkcji, k. 181). Wyginięcie części populacji tych zwierząt, to prawdopodobnie efekt ich odizolowania od innych, a być może wymarły mieszańce żmii żebrowanej z podgatunkiem *Vipera berus bosniensis*.

Żmija zygzakowata (*Vipera berus*). Rozległy europejsko-azjatycki areal występowania, rozprzestrzeniający się od Północnej i Środkowej Europy (poza Irlandią) przez Środkową Azję aż po Sachalin. Utraciła część stanowisk na Półwyspie Bał-

kańskim w południowo-wschodniej Bułgarii, w południowej części europejskiego zasięgu (zanikły 3 stanowiska, k. 181). Przypuszcza się, że żyły tam formy górskie, hybrydy *Vipera berus bosniensis* i *Vipera berus berus*, potencjalnie mogące występować nawet powyżej 1000 m npm.

Żmija łąkowa (*Vipera ursinii*). Występuje od środkowej Europy po środkową Azję (Chiny), jak również na Kaukazie, w Azji Mniejszej i Północno-zachodnim Iranie. Zasięg tej żmii w Europie jest porozrywany i ma charakter dysjunktywny. Żyje w pld. Francji, środkowych Włoszech, Południowej Austrii. Dla wielu stanowisk Europy wschodniej oraz na Węgrzech, w krajach bylej Jugosławii, Bułgarii i Rumunii nie potwierdzono w ostatnich latach danych o występowaniu gatunku. Lokalne miejsca wymarcia populacji znajdują się w Południowej Austrii (utrata 3 stanowisk, k. 144) oraz w Południowej Ukrainie (znikły 2 stanowiska, k. 148). Podgatunki żmii łąkowej żyjące na Półwyspie Bałkańskim, *Vipera u.rakonensis*, *Vipera u. moldavica*, *Vipera renardi*, są najbardziej zagrożone, a odpowiedzialni za to nie są wrogowie naturalni, lecz człowiek (Gasc i inni, 1997). Przez rabunkowe odłowy do hodowli w terrariach i postępujące niszczenie właściwych dla niej środowisk (osuszanie łąk, nadmierny wypas itd.), zmniejsza się liczebność tego gatunku, występującego przecież już i tak na reliktowych, bardzo nielicznych stanowiskach. W wielu regionach żmija łąkowa stała się bardzo rzadka i objęto ją ochroną.

Są plazy i gady (14 gatunków), które utraciły część stanowisk europejskich w jednym regionie i poszerzyły swój areal występowania w innym, lub odwrotnie – udana introdukcja gatunku w jednym obszarze występowania łączy się z utratą części arealu w innym miejscu. Zmiany zasięgów w tej grupie zwierząt są następujące.

Traszka zwyczajna (*Triturus vulgaris*). Zasięg jej sięga do Syberii i Altaju na wschodzie, a północny Kaukaz stanowi granicę południowo-wschodnią. Fragmentacja populacji na południowo-wschodniej granicy zasięgu jest związana z ich hybrydyzacją. Być może mamy tu do czynienia ze specjacją allopatryczną. Podgatunki traszki zwyczajnej ewoluowały podczas okresu zlodowacenia i izolacji plejstoceńskiej. Podgatunki te często związane są z górami. Jedno nowe stanowisko (k. 166) gdzie gatunek (lub podgatunek), zaaklimatyzował się, stwierdzono na południowo-wschodnim Krymie. Zanik populacji miał miejsce na terenie Słowenii (1 stanowisko, k. 144). Bierze się także pod uwagę zagrożenie przez człowieka populacji w Hercegowinie.

Kumak nizinny (*Bombina bombina*). Zasięg obejmuje niziny wschodniej i centralnej Europy. Poza Europą występuje w północno-zachodniej Anatolii i daleko na wschód, aż do strefy lasostepu zachodniej Azji. Utracił 11 stanowisk na północno-zachodnim krańcu występowania, w Szwecji, Danii i Niemczech (k. 93, 110). Główne przyczyny wymarcia populacji to: regulacja rzek i innych zbiorników wodnych, zmiany roślinności litoralnej, zanieczyszczenie wód, introdukcja ryb. Ostoje preglacjalne na południowo-wschodniej granicy zasięgu stanowią małe, reliktowe populacje, często potencjalnie zagrożone przez naturalne procesy wymierania. Świadczy o tym jedno stanowisko na Krymie (k. 165), gdzie zanotowano zanikanie populacji. Reintrodukowano gatunek z Danii do Szwecji (2 stanowiska, k. 93).

Kumak górski (*Bombina variegata*). Zasięg: środkowa i południowa Europa, od Francji na zachodzie po Morze Czarne na wschodzie oraz południowe Włochy i Grecję na południu; brak go w południowo-zachodniej i północnej Europie. Utracił 2 stanowiska na Półwyspie Apenińskim (k. 143). Stanowiska kumaka tam zlokalizowane, należy uznać za ostoje preglacjalne lub efekt wyłonienia podgatunków. Są to populacje najbardziej narażone na wymieranie. Dochodzi do tego działalności ludzka, eliminująca małe zbiorniki wodne. Zyskał nowe stanowisko w Maświe Czeskim (k. 127).

Ropucha paskówka (*Bufo calamita*). Gatunek zachodnio-środkowoeuropejski, w wielu częściach środkowej Europy jest najrzadszym gatunkiem ropuchy. Wynika to z faktu, że wybiera ona jako miejsca rozrodu zalane żwirownie lub doły po wydobyciu piasku. „Rekultywacja” takich zbiorników niszczy miejsca rozrodu i zagraża przetrwaniu gatunku. Naturalnym i preferowanym środowiskiem życia ropuchy paskówki jest obszar przy morski, wydmy nadmorskie i wrzosowiska. Utraciła 9 stanowisk na północnych krańcach swego zasięgu, w obszarach przy morskich, Anglii, Walii, Danii, południowej Szwecji (k. 90, 93, 107, 108). Gatunek ten nie występuje na południe od Alp. Na tej południowej krawędzi zasięgu zniknęły 2 stanowiska (k. 142, 143). Jako prawdopodobną przyczynę podaje się destrukcję środowisk optymalnych dla gatunku, utratę wrzosowisk, wylesienie, melioracje i zakwaszenie zbiorników wodnych. Nowe stanowiska występowania, to dwa miejsca w południowej Anglii (k. 107), gdzie udało się reintrodukować populację.

Rzekotka drzewna (*Hyla arborea*). Gatunek europejsko-zachodnioazjatycki. Utracił 9 miejsc zasiedlenia: sześć z nich na północnej granicy występowania w Danii (Jutlandia) i Szwecji (k. 93). Jedno stanowisko, gdzie populacja wymarła zaznaczono w Niemczech w okolicach Berlina (k. 110). Stwierdzono również dwa miejsca ekstynkcji na granicy Alp szwajcarskich i włoskich (k. 143).

Jedno stanowisko, gdzie reintrodukowano populację rzekotki potwierdzono w północnej Jutlandii (k. 93). Przekształcenia antropogeniczne lasów łągowych oraz roślinności dolin rzecznych są jedną z głównych przyczyn zaniku populacji rzekotki.

Żaba dalmatyńska (żaba zwinka) (*Rana dalmatina*). Zasięg europejski: Francja, środkowe Niemcy, Dania, Szwecja (izolowane populacje), na południu w niemal całych Włoszech, na Sycylii, Wyspach Egejskich, aż do Morza Czarnego. Dalej na wschodzie, małe izolowane populacje występują w Azji Mniejszej. Mimo że zanotowano zanik tylko jednego stanowiska w południowo-zachodniej Szwajcarii (k. 142), żaba zwinka jest gatunkiem zagrożonym wyginięciem, szczególnie w Europie centralnej i północnej. Jako główne przyczyny zagrożenia wymienia się porozrywane zasięgi gatunku, na skutek czego w ostatniej dekadzie wiele małych i czebnych populacji wymarło. Zagrożenie dla gatunku potęguje kurczenie się odpowiednich dla niego środowisk, nadmierne nawożenie siedlisk oraz zamiany siedlisk lasów liściastych na iglaste. Realizowane projekty introdukcji gatunku dały pozytywne rezultaty we wschodniej Danii (wyspy Fionia i Zelandia) (1 stanowisko, k. 93).



Żaba śmieszka (*Rana ridibunda*). Zasięg: Europa środkowa i wschodnia, obszar pontyjsko-medyterraneński, kaspijski i kaukaski, aż do północnego Iranu. Utraciła dwa krańcowe stanowiska w południowej Finlandii nad wschodnim Bałtykiem (k. 78, 79). Introdukcja: 11 miejsc w południowej Anglii (k. 106, 107), 7 w Szwajcarii i jedno w Alpach francuskich (k. 142, 143). Wyjątkowo zagrożone są populacje na północy zasięgu, a z drugiej strony liczne miejsca introdukcji, między innymi także na północy zasięgu, wskazują na to, że możliwe jest tam odnowienie populacji.

Żółw błotny (*Emys orbicularis*). Zasięg śródziemnomorski, od Półwyspu Iberyjskiego przez całe południe Europy i środkową Azję, aż do jeziora Aralskiego. Żyje również w północnej Afryce północnej. Utracił najwięcej stanowisk, bo aż 16. Dotyczy to Europy Środkowej: Czech (13 stanowisk, k. 127, 128), Słowacji (1 stanowisko, k. 146), wschodnich Niemiec (1 stanowisko, k. 110) i południowo-zachodniej Polski (1 stanowisko, k. 146).

Gatunek ten zyskał najwięcej miejsc zasiedlenia (129) spośród całej herpetofauny Europy, również w Europie Środkowej i Północnej: Danii (7 stanowisk, k. 92, 93), Holandii (2 stanowiska, k. 108, 109), Niemcy (66 stanowisk, k. 109, 126, 127), Czechy (6 stanowisk, k. 127, 144), Słowacja (10 stanowisk k. 144), Szwajcaria (22 stanowiska, k. 142, 143), Austria (17 stanowisk, k. 143, 144), Polska (1 stanowisko, k. 110). W przypadku żółwia błotnego, w Europie Północnej możemy mówić o postglacjalnych pozostałościach gatunku. W większości stanowisk pierwotne populacje wyginęły.

Kameleon pospolity (*Chamaeleo chamaeleon*). Zasięg: Afryka, Madagaskar, południowo-zachodnia Azja i niektóre wyspy na Oceanie Indyjskim. Centrum rozmieszczenia gatunku znajduje się w Afryce, co może mieć związek z dzisiejszym obrazem jego rozmieszczenia. Utracił część (8 stanowisk, k. 172, 173) na południu Hiszpanii i Portugalii, a także na Sycylii (1 stanowisko, k. 212). Nowe stanowiska występowania kameleona są wynikiem introdukcji przeprowadzonej w ostatnim wieku. Pierwsza introdukcja miała miejsce w Portugalii w 1940 r., a następne między 1960 a 1980 r. i objęły: Portugalię (3 stanowiska, k. 171), Hiszpanię (2 stanowisko, k. 172), Peloponez (2 stanowiska – k. 213, 214), Kretę (2 stanowiska, k. 214). Nie jest wykluczone, że na niektóre dzisiejsze obszary występowania gatunek został zawleczony w czasach historycznych.

Jaszczurka zielona (*Lacerta viridis*), gatunek submedyterraneński, zagrożony w Europie wyginięciem. Zanotowano utratę części populacji występujących we wschodnich Niemczech (5 stanowisk ekstynkcji, k. 110, 127) i północnej Szwajcarii (2 stanowiska, k. 142, 143). Jako przyczynę wymarcia podaje się obfite opady w ciągu ostatnich lat, które mają szczególny wpływ na wylęg i przeżywalność młodych. Introdukcja: dwa stanowiska, jedno w północno-zachodniej Francji (okolice Normandii, k. 106), a drugie w zachodniej Irlandii (k. 72).

Jaszczurka ruinowa, murówka ruinowa (*Podarcis sicula*), gatunek śródziemnomorski. Utraciła 2 stanowiska w północno-zachodnich Włoszech (Piemont), (k. 159). Introdukcja: w Północnej Hiszpanii, w okolicach Santander (1 stanowisko, k. 139),

w południowej Hiszpanii (Almeria, Menorca) (1 stanowisko, k. 173) oraz w Południowej Francji (Prowansja, okolice Marsylii) (2 stanowiska, k. 158, 159). Również populacje, żyjące na Korsyce, Sardynii i innych śródziemnomorskich wyspach, pochodzą prawdopodobnie z introdukcji.

Scynk, (ostajnica nakrapiana) (*Chalcides ocellatus*). Gatunek śródziemnomorski, występuje przede wszystkim na śródziemnomorskich wyspach, oraz w kontynentalnej części Grecji, głównie na Peloponezie i w Attyce. Utracił część populacji na Sycylii (3 stanowiska, k. 194, 195). Nowe stanowisko występowania pojawiło się w południowo-zachodnich Włoszech w pobliżu Neapolu (k. 178).

Zaskroniec żmijowy, z. żmijowaty (*Natrix maura*). Występuje w Europie zachodniej – na Półwyspie Iberyjskim, we Francji, południowo-zachodniej Szwajcarii, północno-zachodnich Włoszech, na Sardynii, Balearach i w północnej Afryce.

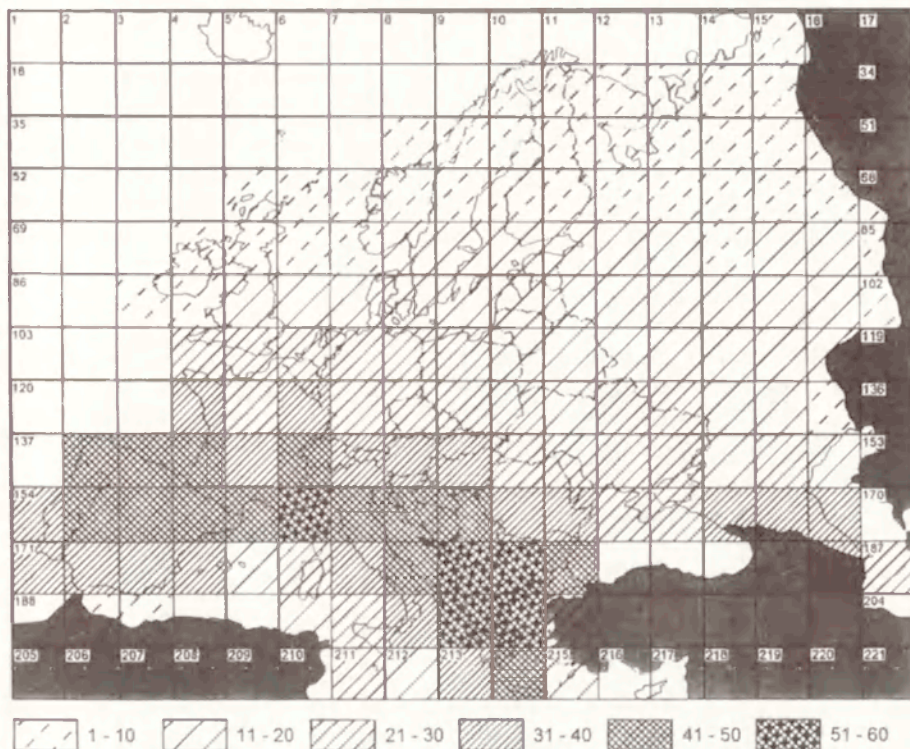
Utracił część populacji zamieszkującej północne Włochy (Alpy) (1 stanowisko, k. 142). Również bardzo zagrożone są populacje tego węża w Szwajcarii. Stało się tak na skutek ubytku dogodnych siedlisk w ostatnich dziesięcioleciach. Pojawiły się nowe stanowiska zaskrońca żmijowego na Korsyce (2 stanowiska, k. 176), potwierdzone w roku 1983. Populacje te prawdopodobnie pochodzą z Sardynii i nie wyklucza się ich antropogenicznego pochodzenia na zasadzie introdukcji.

Zaskroniec rybołów (*Natrix tessellata*). Zasięg: submerydionalno-azjatycki. Występuje od zachodniej części środkowej i południowej Europy, po zachodnią i środkową Azję (Turcja, Liban, Izrael), Bliski Wschód (Syria, Iran, Afganistan, Pakistan), Kazachstan, Kaukaz, środkowe Chiny, jest również gatunkiem zagrożonym. Wymarły jego izolowane populacje w różnych częściach Niemiec, w dolinie Renu i jego dopływach, a także we wschodniej części kraju (w sumie 4 stanowiska, k. 126, 127). Szczególnie narażone na wyginięcie są reliktowe populacje w Szwajcarii, gdzie zniknęło jedno stanowisko (k. 143). Zagrożenie to związane jest ze zmianą jakości siedlisk wywołaną zmianami gospodarki wodnej. Udało się jednak reintrodukować zaskrońca rybołowa na 4 stanowiska, również w Szwajcarii (k. 142, 143).

### Porównanie zróżnicowania geograficznego zjawisk „zaniku” i „wzrostu” herpetofauny Europy oraz bogactwa gatunkowego

Lista i liczba gatunków, sporządzone dla każdego z kwadratów, stanowiły istotne charakterystyki zróżnicowania herpetofauny. Sumaryczna liczba wszystkich gatunków płazów i gadów przedstawiona jest na rycinie 4. Można stwierdzić, że bogactwo gatunkowe fauny wzrasta z północy na południe. Dominują pod tym względem obszary śródziemnomorskie, jak również południowo-wschodnioeuropejski obszar Czarnomorski i Aralokaspijski, a także uwzględniony w opracowaniu północny Kaukaz.

Straty i zyski w liczbie stanowisk płazów i gadów uwzględniał także następny zastosowany wskaźnik. Wyliczono stosunek liczby stanowisk utraconych przez



Ryc. 4. Sumaryczna liczba gatunków płazów i gadów w kwadratach

Total number of amphibians and reptiles species in the grid of squares

gatunek do liczby nowo zasiedlonych miejsc introdukcji (tab. 3). Wartość wspomnianego wskaźnika jest wyjątkowo niekorzystna dla niektórych gatunków płazów i może wynosić od 4–9, dla: kumaka nizinnego (*Bombina bombina*), ropuchy paskówki (*Bufo calamita*) i rzekotki drzewnej (*Hyla arborea*). Spośród gadów, największe straty, mierzone stosunkiem liczby miejsc introdukcji i „wymierania” dotyczą takich gatunków jak: scyńk, ostajnica nakrapiana (*Chalcides ocellatus*) i jaszczurka zielona (*Lacerta viridis*), dla których ponad trzy razy więcej stanowisk ubyło w Europie niż przybyło.

Odwrotny, szczególnie pozytywny efekt introdukcji płazów i gadów, a tym samym korzystny bilans „strat” i „zysków” zanotowano dla: żaby śmieszki (*Rana ridibunda*) oraz żółwia błotnego (*Emys orbicularis*) (tab. 3).

Stosunek liczby gatunków płazów i gadów w każdym z kwadratów do liczby gatunków introdukowanych bądź wymarłych stanowił następny wskaźnik procesów introdukcji i wymierania. Wartości tego wskaźnika przedstawiają ryciny 5–8. Najwięcej płazów introdukowanych w stosunku do ogólnej liczby gatunków tej grupy zwierząt stwierdzono w północno-zachodniej i środkowej Europie (iloraz najmniejszy) (ryc. 5). Zaś zanikło najwięcej gatunków płazów w Europie środkowej (iloraz najmniejszy) (ryc. 6).

Tabela 3

Stanowiska zanikle oraz z introdukcją dla wybranych gatunków herpetofauny

Gromada	Gatunek	Liczba stanowisk zanikłych	Liczba stanowisk z introdukcją	Stosunek liczby stanowisk zanikłych do tych z introdukcją
plazy	Żaba śmieszka ( <i>Rana ridibunda</i> )	2	19	0,11
	Żaba dalmatyńska ( <i>Rana dalmatina</i> )	1	1	1
	Traszka zwyczajna ( <i>Triturus vulgaris</i> )	1	1	1
	Kumak górski ( <i>Bombina variegata</i> )	2	1	2
	Kumak nizinny ( <i>Bombina bombina</i> )	12	3	4
	Ropucha paskówka ( <i>Bufo calamita</i> )	11	2	5,5
	Rzekotka drzewna ( <i>Hyla arborea</i> )	9	1	9
gady	Żółw błotny ( <i>Emys orbicularis</i> )	16	129	0,12
	Jaszczurka ruinowa ( <i>Podarcis sicula</i> )	2	4	0,5
	Zaskroniec żmijowy ( <i>Natrix maura</i> )	1	2	0,5
	Kameleon pospolity ( <i>Chamaeleo chamaeleon</i> )	9	9	1
	Zaskroniec rybolów ( <i>Natrix tessellata</i> )	5	4	1,25
	Ostajnica nakrapiana ( <i>Chalcides ocellatus</i> )	3	1	3
	Jaszczurka zielona ( <i>Lacerta viridis</i> )	7	2	3,5

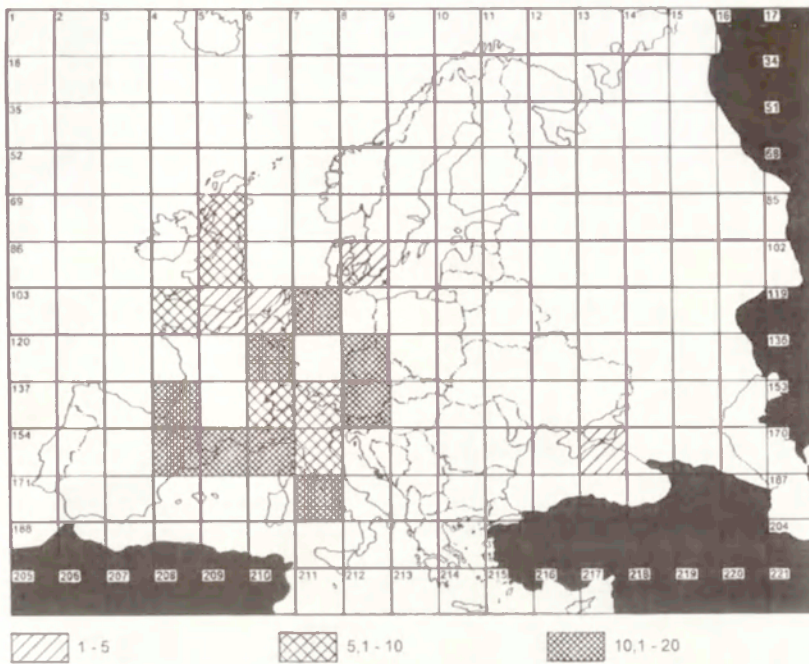
Stosunek liczby gatunków gadów do gatunków introdukowanych jest największy dla obszarów śródziemnomorskich, najmniejszy zaś w Europie północno-zachodniej i środkowej (ryc. 7). Najwięcej gatunków gadów straciło swe miejsca zasiedlania w Europie środkowej (iloraz najmniejszy) (ryc. 8).

Porównanie rycin 5–8, oraz ryciny 4 pozwala wnioskować, że najwięcej miejsc zarówno introdukcji jak i zanikania, dotyczy kwadratów z największym bogactwem gatunkowym.

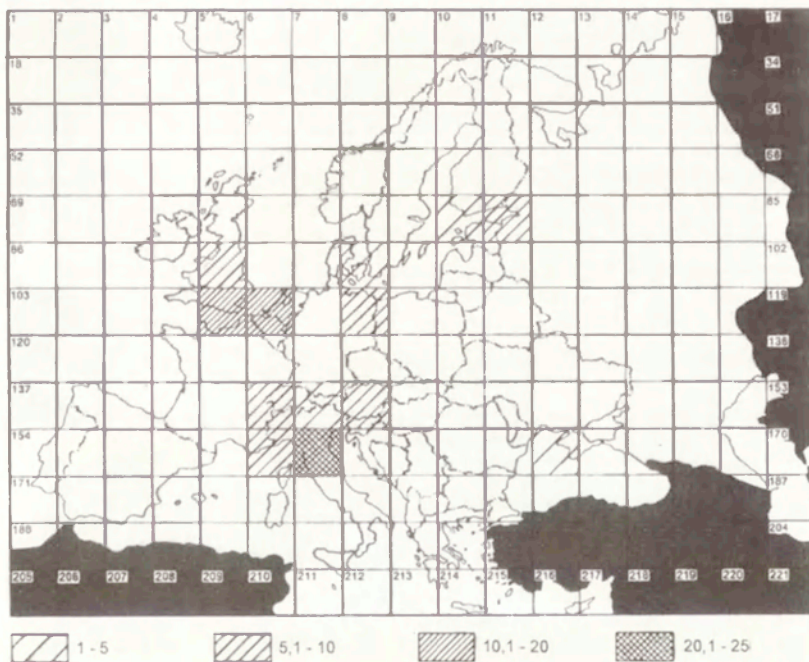
### Podsumowanie

Mimo różnego stopnia zbadania poszczególnych obszarów, na podstawie zmian liczby stanowisk próbowano ocenić zagrożenie gatunków płazów i gadów na europejskich stanowiskach. W analizowanym okresie ostatnich dziesięcioleci skład jakościowy oraz rozmieszczenie herpetofauny europejskiej podlegały ustawicznym zmianom. Stwierdzono, że oceniane zjawiska wymierania i introdukcji gatunków płazów i gadów były najintensywniejsze na północy europejskiego zasięgu, a wymieranie populacji – w regionie środkowoeuropejskim.

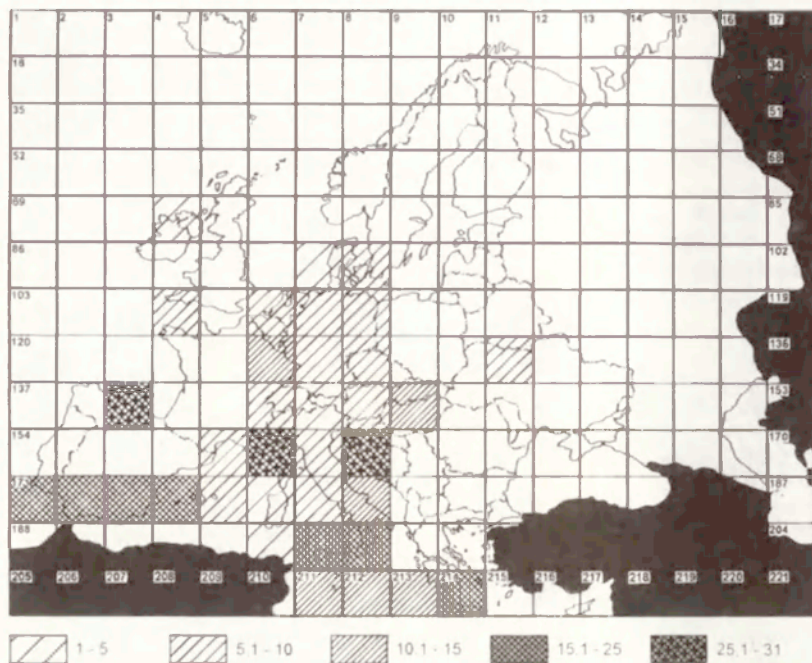
Zagrożenie badanych gatunków i stanowisk, jest wypadkową wielu czynników, łączących ze sobą różne formy działalności człowieka, naturalne procesy wymierania, ekologiczne zależności i oddziaływania między populacjami a wrogami naturalnymi, a także izolację małych, reliktowych populacji.



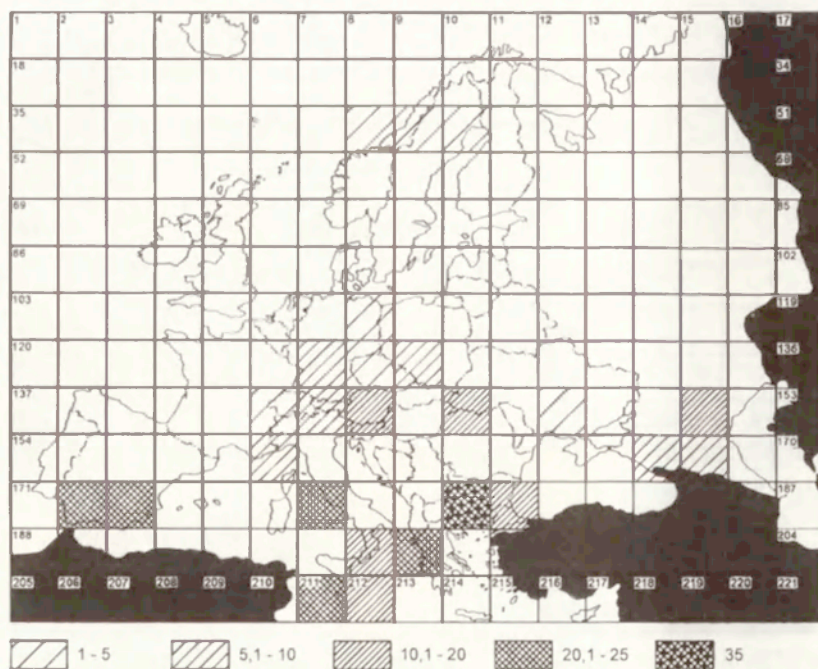
Ryc. 5. Stosunek liczby gatunków płazów w kwadracie do liczby gatunków introdukowanych  
 A quotient of amphibians species number to the number of introduced species  
 in the squares



Ryc. 6. Stosunek liczby gatunków płazów w kwadracie do liczby gatunków wymarłych  
 A quotient of amphibians species number of squares to the number of extinct species



Ryc. 7. Stosunek liczby gatunków gadów w kwadracie do liczby gatunków introdukowanych  
 A quotient of reptiles species number of squares to the number of introduced species



Ryc. 8. Stosunek liczby gatunków gadów w kwadracie do liczby gatunków wymarłych  
 A quotient of the reptiles species number of squares to the number of extinct species

Kumak nizinny (*Bombina bombina*), ropucha paskówka (*Bufo calamita*), rzekotka drzewna (*Hyla arborea*), jaszczurka zielona (*Lacerta viridis*), ostajnica nakrapiana (*Chalcides ocellatus*) – to gatunki, które utraciły najwięcej stanowisk występowania w stosunku do miejsc introdukcji, a zatem bilans strat i zysków był dla nich najmniej korzystny.

Mimo zagrożenia herpetofauny Europy, liczba stanowisk introdukcji płazów i gadów est większa niż ich ubytek. Weryfikacja dostępnych danych dla współczesnych europejskich płazów i gadów, wykazała pozytywny bilans strat i zysków, mierzonych liczbą miejsc introdukcji (304) i zaniku populacji (123). Wykazano 90 stanowisk introdukcji płazów i 214 introdukcji gadów. Zanotowano 51 miejsc wyginięcia populacji płazów i 72 – gadów. Korzystne warunki siedliskowe i ekologiczne do zasiedlenia nowych terenów znalazło 15 gatunków płazów i 18 gatunków gadów. Utrata stanowisk dotyczyła 12 gatunków płazów i 22 gatunków gadów.

### Piśmiennictwo

- Allen R., Prescott-Allen, Ch., 1978, *Threatened vertebrates*, IUCN Publ., Morges.
- Belovsky G. i inni, 1999, *Experimental studies of extinction dynamics*, Science, 286, s. 1175–1177.
- Berger L., Jaskowska J., Młynarski M., 1969, *Plazy i gady. Katalog fauny Polski*, Instytut Zoologii PAN – PWN, Warszawa.
- Diamond J.M., 1984a, *Historic extinctions: a Rosetta Stone for understanding prehistoric extinctions*, [w:] P.S. Martin, R.G. Klein (red.) *Quaternary Extinction: a prehistoric revolution*, Univ. Arizona Press, Tuscon.
- 1984b, „Normal” extinctions of isolated populations, [w:] *Extinctions*, red. M. Nitecki, Univ. Chicago Press, Chicago–London, s. 191–246.
- Diesener G., Reichholf J., 1997, *Plazy i gady*, GeoCenter, Warszawa.
- Gasc J.P., red., 1997, *Atlas of Amphibians and Reptiles in Europe*, Societas Europea Herpetologica, Paris.
- Głowaciński Z., 1990, *Długoterminowe zmiany w polskiej faunie kręgowców lądowych – procesy zanikowe i wzrostowe*, Polska Akademia Nauk, Zakład Ochrony Przyrody i Zasobów Naturalnych. Studia Naturae, Supplement, Kraków, s. 169–211.
- Głowaciński Z., red., 1992, *Polska Czerwona Księga Zwierząt*, PWRiL, Warszawa.
- Grabińska B., 1998, *Geografia gadów Europy na tle świata*, Zeszyty IGiPZ PAN, 57.
- Hejny S., Jehlik V., 1972, *Hemerohorous dispersal of adventitious plants from the viewpoint of frequency of different ways of introduction – a proposal of terminology*, Folia Geobotanica et Phytotaxonomica, 7, 1, s. 91–93.
- Juszczak W., 1987, *Plazy i gady krajowe*, T. I–III, PWN, Warszawa.
- Kostrovićki A.S. 1999, *Geografia biosfery. Biogeografia dynamiczna lądów*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Krzyżak-Kosińska R., 2000, *Co grozi płazom u progu nowego tysiąclecia?*, Wiadomości Ekologiczne 46. 2.
- Merten R., Wermuth H., 1960, *Die Amphibien und Reptilien Europas* (3. Liste, nach dem Stand vom 1. Januar 1960), Waldemar Kramer, Frankfurt am Main.
- Olaczeć R., 1999, *Ochrona przyrody i jej zasobów*, Wydawnictwa Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.
- Sudnik-Wójcikowska B., Koźniewska B., 1988, *Słownik z zakresu synantropizacji szaty roślinnej*, Wyd. UW, Warszawa.

- Vynaev G.V., Tretjakov D.I., 1979, *O klassyfikacii antropofitov i novych dla flory BSSR inducirovannyh vidov rastenij*, Botanika (issledovanija), 21, s. 62–74.
- Yannitsaros A., Economidou E., 1971, *Studies on the adventive of Greece. I – General remarks on some recently introduced taxa*, Candollea, 29, 1, s. 111–119.

BOŻENNA GRABIŃSKA

GEOGRAPHICAL ASPECTS OF AMPHIBIAN AND REPTILE EXTINCTION  
AND INTRODUCTION IN EUROPE

The paper attempts to characterize zoogeographical changes in the spatial distribution of herpetofauna sites, in relation to introduction and extinction.

Contemporary processes of change in the geographical distribution of European amphibians and reptiles were examined. Two opposing phenomena: the introduction and extinction of populations entailing degradation and endangerment, or the colonizing of new areas, have been recorded in the herpetofauna. "Losses" and "gains" in the number of species and in distributions in the time interval of the last 50 years provided the basis for analysis.

Present-day localities for these two vertebrates classes within the borders of Europe were divided into three categories: with introduced species, with extinct species and with the species occurring at present. Geographical ranges of the 19 introduced and 20 "extinct" species were considered. A list of these amphibians and reptiles species with their areas of occurrence is enclosed.

*English by the author*



## Związek wezbrań dolinnych wód podziemnych z wezbraniem Wisły

*The link between peak levels of valley groundwaters and peak high water  
in the Vistula River.*

MAŁGORZATA GUTRY-KORYCKA, GABRIELA GAŚOWSKA  
Zakład Hydrologii, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW  
00-927 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30  
e-mail: mgutry-korycka@wgsr.uw.edu.pl

**Zarys treści.** W artykule przedstawiono mechanizm krążenia wody w aluwialnych dolinach środkowego odcinka Wisły koło Warszawy pod wpływem zmiennych warunków alimentacji, zwłaszcza podczas wezbrań i nizin. Zwrócono uwagę na specyficzny układ hydrodynamiczny wód podziemnych w dolinie Wisły, jaki tworzą horyzonty wodonośne drenowane przez koryto rzeki. Stwierdzono, że wielkość i zasięg filtracji brzegowej zależą od czasu trwania wezbrania i jego wysokości.

**Słowa kluczowe:** odpływ podstawowy, wezbrania, filtracja, wody aluwialne, równowaga drenażowa

### Wstęp

Duże rzeki o rozbudowanych dolinach z wyraźnie zarysowanymi terasami sprzyjają złożonym mechanizmom krążenia wody w obwałowanej dolinie, wynikającym z bezpośredniego związku hydrodynamicznego pomiędzy korytem a wytworzonymi w dolinie warstwami wodonośnymi. Większość teras plejstocennych i holocennych Wisły środkowej ma charakter włożonych teras akumulacyjnych. Tempo i rozmiary rozcinania Wisły (terasy) są pochodną zmian klimatu w kolejnych cyklach glacialnych, interglacialnych i holocennych (Starkel, 1994; Zuchiewicz, 1998).

Dolina Wisły Środkowej na odcinku od Jeziorki i Świdra do Narwi i Bugu ma znaczną złożoność osadów pionowych i poziomych, wynikającą z rozcinania pokryw peryglacialnych i glaciofluwialnych we wczesnych fazach interglacialnych. Okresy akumulacji, przeplatające się z kolejnymi fazami erozji rzeki, zwłaszcza w plejstocenie i holocenie wycisnęły piętno na charakterze wód aluwialnych. Alimentacja tych wód, zarówno w dolinie jak i w korycie, nawiązuje do głębszych struktur hydrogeologicznych. One to decydują o swobodnym – bezpośrednim i naporowym – pośrednim przenikaniu wód porowych do aluwialnych.

Celem artykułu jest rozpoznanie mechanizmu krążenia wody w aluwialnych dolinach Wisły i jego powiązanie z czynnikami wymuszającymi. Wody porowe w warstwach odkrytych i izolowanych od powierzchni decydują o ich alimentacji. Rzeka traktowana jest jako arteria dostarczająca zmienną ilość spiętrzonej wody do gruntów badanego obszaru oraz jako kanał odprowadzający wody podziemne doliny. W okresach, gdy na powierzchni dna rzeki ciśnienie wody w rzece opada poniżej ciśnienia wód podziemnych sąsiedztwa, rzeka spełnia funkcję recipienta. Gdy ciśnienie w rzece dominuje, rzeka może nawadniać przyległy teren doliny.

### Struktura hydrogeologiczna doliny Wisły

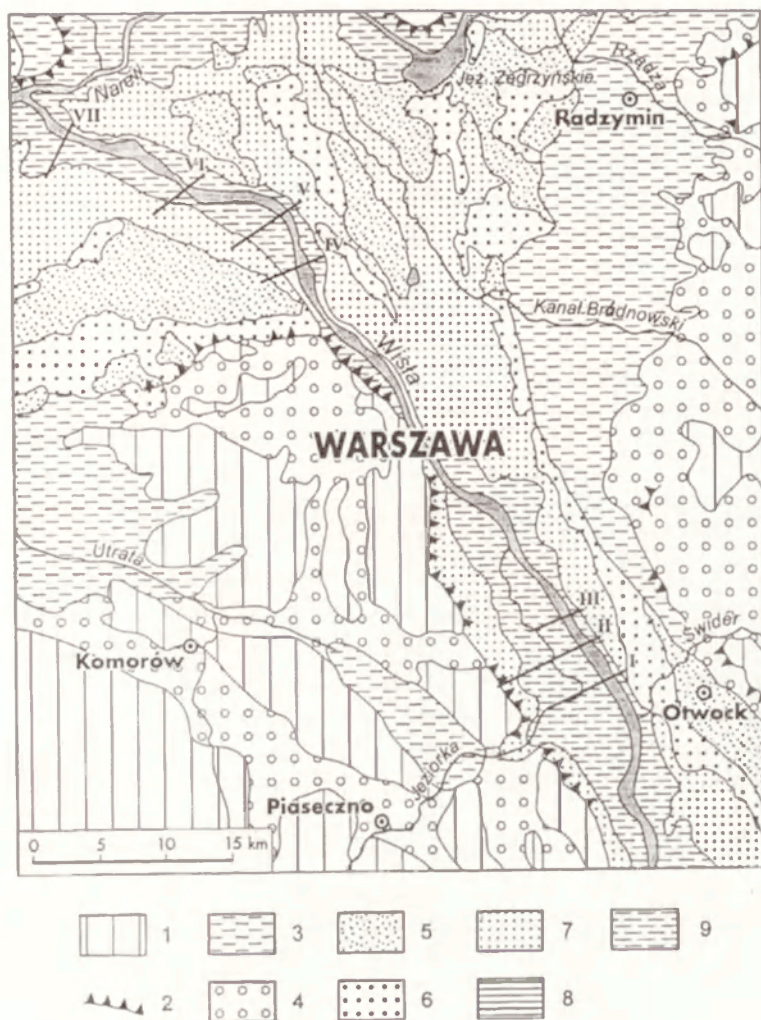
W obrębie doliny aluwialnej wyróżniane są wody denne – podkorytowe związane ze współczesnymi aluwiami wyścielającymi dolinę i terasy zalewowe i wody terasowe związane z osadami wyższych terasów akumulacyjnych. Pozostają one najczęściej w związku hydraulicznym z korytem rzeki i z terasami ze względu na bezpośrednią łączność podłoża.

Alimentacja wód aluwialnych w dolinie rzecznej odbywa się wielorako: (1) w wyniku infiltracji pionowej opadów atmosferycznych; (2) z infiltracji poziomej pochodzącej z dopływów bocznych (gdy dopływ wchodzi w dno głównej doliny i trafia na większą od swych własnych objętość aluwii); (3) lateralnie, jako dopływ boczny wód sączących się z sąsiednich warstw wodonośnych, z wyższych poziomów akumulacyjnych, powiązanych w sposób warstwowo-ciągły z dolnymi partiami utworów wodonośnych dna doliny oraz (4) ascenzyjnie, czyli przez wody podziemne wznoszące się (często z dużej głębokości) pod wpływem różnicy ciśnień hydrostatycznych, zazwyczaj przez strefy dyslokacyjne. Należy zatem przypuszczać, że najgłębiej leżące partie aluwii dolinnych Wisły powinny być alimentowane dopływem, zarówno lateralnym jak i ascenzyjnym pochodzącym z drenażu wód dalekiego krążenia podziemnego.

Dolina i koryto Wisły przecinają Nieckę Mazowiecką drenując warstwy wodonośne wykształcone w utworach czwartorzędowych, trzeciorzędowych, a nawet kredowych. T. Macioszczyk (1996) i J. Bażyński (1996 a, b) wyróżniają trzy piętra wodonośne: kredy górnej – paleocenu, oligocenu – miocenu i czwartorzędowe oraz dwa piętra izolujące: górnokredowe i górnomioceni – plioceni.

Piętro wodonośne górnej kredy wykształciło się w spękanych wapieniach, marglach, opokach, geżach oraz wapieniach piaszczystych, tworząc jeden horyzont wodonośny znajdujący się pod ciśnieniem piezometrycznym (od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów). Kulminacje powierzchni piezometrycznej zawierają się w przedziale 140–180 m n.p.m., prawdopodobnie nie mają one połączenia z korytem Wisły.

Piętro wodonośne trzeciorzędu składa się z dwóch poziomów: oligoceni i mioceni (Bażyński 1997). Poziom oligoceni budują piaski formacji glaukonitowej – drobne, przewarstwione mulami i ilami. Charakteryzuje je znac-



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny Kotliny Warszawskiej (wg Baranieckiej, 1982, 1987, Nowak, 1974 i Wiśniewskiego, 1990, za *Przewodnikiem do ćwiczeń terenowych z geomorfologii czwartorzędu*, 1996)

1 – wysoczyzny polodowcowe; 2 – ważniejsze stoki i krawędzie erozyjne;  
 3 – równiny akumulacji zastoiskowej; 4 – pokrywy akumulacyjne wysoczyzny; 5 – taras otwocki (wydmowy); 6 – taras falniczy; 7 – taras praski; 8 – wyższa część tarasu zalewowego; 9 – niższa część tarasu zalewowego; I–VII – przekroje hydrogeologiczne

Geomorphological structure of Warsaw Basin and Vistula River valley near Warsaw  
 (after Baraniecka, 1982, 1987; Nowak, 1974 and Wiśniewski, 1990)

1 – postglacial deposits, 2 – erosion back slope, 3 – accumulation upland, 4 – accumulation deposits,  
 5 – Otwock terrace (dunes), 6 – Falenica terrace, 7 – Praga terrace, 8 – accumulative terrace,  
 9 – alluvial terrace, I–VII – hydrogeological cross-sections

ny stopień przemycia (Macioszczyk, 1996). Ich miąższość wynosi od kilkunastu do 60 m, zalegają na głębokości 80–200 m, zaś utwory wodonośne stanowią zwykle 3/4 ich całkowitej miąższości. W obrębie terasu praskiego (prawy brzeg Wisły) ciśnienie artezyjskie wód oligoceńskich wynosiło na początku eksploatacji (do końca XIX wieku) kilkanaście metrów ponad poziom terenu (około 85 m npm.), co podkreśla B. Kazimierski (1997). Oligoceński poziom wodonośny stracił częściowo artezyjski charakter ze względu na eksploatację, zaś jego zwierciadło ustala się kilka metrów poniżej dna koryta Wisły. B. Kazimierski (1997) stwierdził ponadto powolną realimentację poziomu oligoceńskiego, jednak na prawym brzegu Wisły w obrębie terasów nadzalewowych, zwierciadło tych wód kształtuje się nadal poniżej powierzchni gruntu.

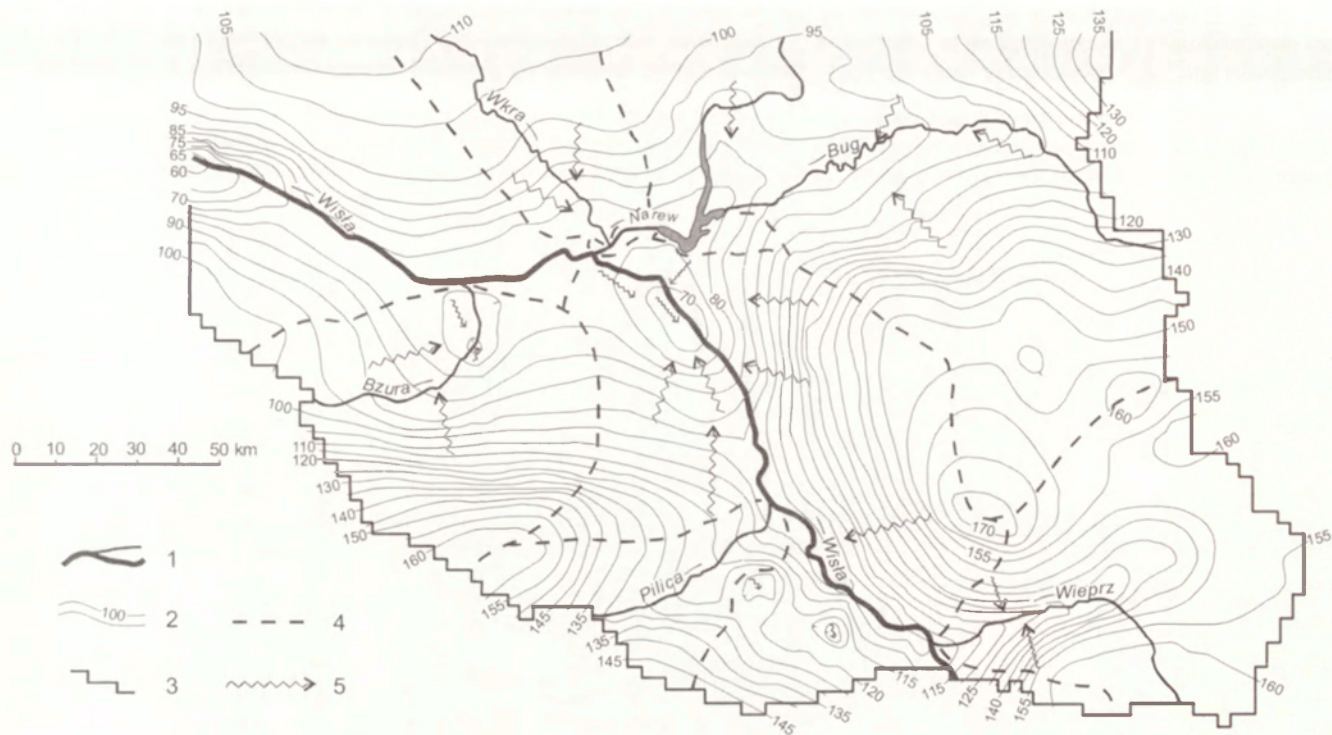
**Poziom mioceniński** wytworzył się na utworach oligocenu w przewarstwieniach piasków drobnych z ilami, mułkami i węglami brunatnymi miocenińskiej formacji burowęglowej, z wyjątkiem okien erozyjnych (Sarnacka, 1990; Macioszczyk, 1996; i Bażyński, 1996b). Ich miąższość zmienia się od 50 do 100 m, zaś warstwy słabo przepuszczalnych wkładek nie są ciągłe; dlatego między poziomami wodonośnymi występuje pośrednia lub bezpośrednia więź hydrauliczna. Najczęściej są traktowane łącznie (Macioszczyk, 1997). Rozkład przestrzenny izolinii tego poziomu trzeciorzędowego charakteryzującego się ciśnieniem piezometrycznym (100–150 m), przedstawia rycina 2.

**Czwartorzędowe poziomy wodonośne** wykształciły się w osadach zlodowacenia środkowopolskiego i południowopolskiego (Sarnacka, 1990); tworzą one jeden poziom o znacznej miąższości (40–80 m), jednakże o dużym zróżnicowaniu w dolinie i terasach. Najpłycej występuje zwierciadło wody w osadach piaszczysto-madowych terasów (zalewowych i nadzalewowych), głębiej (2–4 m) w płatach piasków wodnolodowcowych. Jeszcze głębiej (2–20 m) wytworzyło się zwierciadło w piaskach wydmyowych (terasa nadzalewowa).

W strefie przykrawędziowej wysoczyzny **czwartorzędowy poziom wodonośny** utrzymuje się niżej ze względu na bardzo silny, wymuszony drenaż, przejawiający się wysiękami, źródłami i wyciekami rozcinającymi skarpe a zasilającymi aluwia dolinne (Biernacki, 1990; Sarnacka, 1990). Wody te pozostają w kontakcie hydraulicznym z aluwiami Wisły, mają charakter zwierciadła swobodnego wskazującego na głęboki drenaż podziemny (ryc. 3).

### Mechanizm krążenia wody w dolinie Wisły

Jak wynika z przeprowadzonych badań, w okresach „nawadniania” koryto Wisły nie jest jedynym źródłem zaopatrującym dolinę w wodę. Niemal w każdym przypadku przybór większy niż przeciętny w dolinie występuje podczas długotrwałych i obfitych opadów lokalnych. To podniesienie infiltracyjne zwierciadła wód podziemnych oczywiście nakłada się na stan wody podziemnej w całej dolinie, a więc i w strefie gdzie dociera wpływ piętrenia z koryta rzeki.



Ryc. 2. Hydroizohipsy trzeciorzędowego poziomu wodonośnego Niecki Mazowieckiej w latach 1990–1992 (wg Macioszczyka, 1997, uzupełnione)  
 1 – rzeki; 2 – hydroizohipsy (w m nad poziom morza) wód artezjskich; 3 – granica zasięgu modelu hydrogeologicznego (wg T. Macioszczyka);  
 4 – prawdopodobne zasięgi zlewni podziemnych; 5 – kierunek odpływu wód podziemnych

Hydroisohipses of Tertiary Artesian aquifer of the Mazovian Basin in the years 1990–1992 (after Macioszczyk, 1997, with amendments);  
 1 – the rivers; 2 – the hydroisohipses (in meters above sea level) of artesian aquifer; 3 – the boundary of the Macioszczyk’s hydrogeological model;  
 4 – probably reach of underground watersheds of artesian aquifer; 5 – groundwater flow drainage direction



Ryc. 3. Hydroizohipsy czwartorzędowego poziomu wodonośnego Niecki Mazowieckiej w latach 1990–1992 (wg T. Macioszczyka, 1997, uzupełnione)  
 1 – rzeki; 2 – hydroizohipsy (w m nad poziom morza) wód freatycznych; 3 – granica zasięgu modelu hydrogeologicznego (wg T. Macioszczyka);  
 4 – prawdopodobne zasięgi zlewni podziemnych; 5 – kierunek odpływu wód podziemnych

Hydroisohipses of Quaternary Phreatic aquifer of the Mazovian Basin in the years 1990–1992 (after Macioszczyk, 1997, with amendments)  
 1 – rivers; 2 – the hydroiso[ses (in meters above sea level) of artesian aquifer; 3 – the boundary of the Macioszczyk's hydrogeological model;  
 4 – probably reach of underground watersheds of phreatic aquifer; 5 – groundwater flow drainage direction

Długotrwały przybór wód podziemnych w dolinie Wisły jest spowodowany napływem wód z wysoczyzny i z obszarów sąsiednich, a nie tylko infiltracją lokalną.

Wskutek zapelnienia wodą przestworów w utworach przepuszczalnych powstało w wielu obszarach terasu nadzalewowego nadciśnienie i efekt napiętego zwierciadła wód podziemnych. Udało się stwierdzić występowanie stref, w których wzrost ciśnienia piezometrycznego był spowodowany przez bezpośredni wpływ ciśnienia wody przekazywany z rzeki wzdłuż przepuszczalnych, nisko położonych warstw osadów rzecznych pomiędzy madą a nieprzepuszczalnym lub słabo przepuszczalnym podłożem doliny.

Drenaż wód podziemnych w strefie stanów niżówkowych i średnich odbywa się dzięki spadkowi hydraulicznemu, czyli nachyleniu zwierciadła wody ku bazie erozyjnej jaką stanowi koryto Wisły. Zależy on od zróżnicowania filtracji pionowej i poziomej warstw nadległych i wodonośnych.

Własności filtracyjne tych osadów, wypełniających dolinę Wisły, są na ogół dobre i bardzo dobre. W aluwiach dominują żwiry, żwiry piaszczyste, piaski gruboziarniste o współczynniku filtracji  $k > 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$ , rzadziej piaski średnioziarniste  $k > 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ . Na terasach zalewowych lokalnie zalegają słabo przepuszczalne piaski pylaste, gliniaste i mułki o słabszej filtracji  $k = 10^{-5} - 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ , tylko sporadycznie pojawiają się słabo przepuszczalne gliny, ily i muły o  $k \geq 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ .

Mechanizm krążenia wód w dolinie jest złożony i nie do końca rozpoznany. Autorki skłaniają się do przyjęcia hipotezy, że Wisła wykształciła „stałą równowagę” drenowania horyzontów wodonośnych, zaś podczas wezbrania podlega „okresowej równowadze” nawadniania wód podziemnych. Jaki jest przebieg w czasie i przestrzeni drenażu w dolinie, czy ciśnienie hydrauliczne fali wezbraniowej jest większe niż ciśnienie piezometryczne panujące pod korytem (gradient ciśnienia)? Nasuwa się także pytanie, czy wody wezbraniowe zawsze „wyciskają” (zahamują) dopływ wód podziemnych i artezyjskich w dolinie. Jeśli odpowiedź jest twierdząca, należy liczyć się ze znacznym podparciem wód spływających z poziomów wodonośnych decydującym o anomalii odpływu wód aluwialnych w dolinie.

### Drenaż wód podziemnych w dolinie

Drenaż wód aluwialnych występuje najsilniej w strefie przykorytowej, gdzie gradienty hydrauliczne są największe (ryc. 4). Zmienna wysokość teras i ich asymetria różnicują spadki poprzeczne zwierciadła wód aluwialnych i warunki filtracji. Prędkość filtracji lateralnej w odległości 2 km od koryta obliczona według parametrów (tab. 1) za pomocą równania Darcy waha się od  $0,3 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$  (przekroje III i VII) do  $5 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$  (przekrój I). W południowym odcinku doliny (Ciszycza) spadek podłużny koryta jest największy ( $0,37\text{‰}$ ), zaś nachylenie poprzeczne wód aluwialnych bardzo małe  $0,0014\text{‰}$ , co podkreśla wyraźnie drenujący charakter doliny. Z biegiem rzeki spadek zwierciadła wód aluwialnych stopniowo maleje, co także stwierdził wcześniej Z. Biernacki (1990). Gwałtowne, prawie 17-krotne obniżenie

tempa filtracji lateralnej występuje poniżej Wilanówki (lewy dopływ), gdzie koryto i dolina ulegają silnemu zwężeniu, a brzegi koryta Wisły są obetonowane.

W północnej części doliny, pomimo lokalnego zwiększenia spadku wód aluwialnych, filtracja jest mniej korzystna ( $< 1 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ ). Jak z badań T. Macioszczyka (1997) wynika, Wisła drenuje nie tylko czwartorzędowe piętro wodonośne, z którym jest w kontakcie hydraulicznym, lecz również piętra artezyjskie: trzeciorzędowe i górnokredowe pozostające pod ciśnieniem (ryc. 2 i 3).

Tabela 1

Prędkość filtracji poziomej wód aluwialnych w dolinie Wisły w przekrojach I–VII  
(wg pomiarów zwierciadła wód podziemnych w lipcu 1997 r.)

Kolejność przekroju	Lokalizacja przekroju (terasa zalewowa)	Różnica wysokości zwierciadła $\Delta H$ [m]	Spadek hydrauliczny $i = \Delta H/l$ *	Rodzaj utworów wodonośnych	Współczynnik filtracji $k$ [ $\text{ms}^{-1}$ ]	Prędkość filtracji** $V = i \cdot k$ [ $\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ ]
VII	Kazuń	1,6	0,0008	piaski gliniaste, piaski gruboziarniste	$10^{-4}$	0,3
VI	Łomna	1,0	0,0005	pospółka, piaski drobnoziarniste	$10^{-3}$	1,8
V	Kielpin	2,2	0,0011	piaski gruboziarniste	$10^{-3}$	4,0
IV	Dąbrowa Leśna	6,4	0,0032	piaski drobnoziarniste piaski gruboziarniste	$10^{-4}$	1,2
III	Zawady	1,6	0,0008	piaski drobnoziarniste piaski gruboziarniste	$10^{-4}$	0,3
II	Okrzeszyn	2,2	0,0011	mulki, piaski drobnoziarniste, piaski gruboziarniste	$10^{-5}$	4,0
I	Ciszycza	2,8	0,0014	piaski gruboziarniste	$10^{-3}$	5,0

\*  $l = 2 \text{ km}$ ; \*\* wg równania Darcy

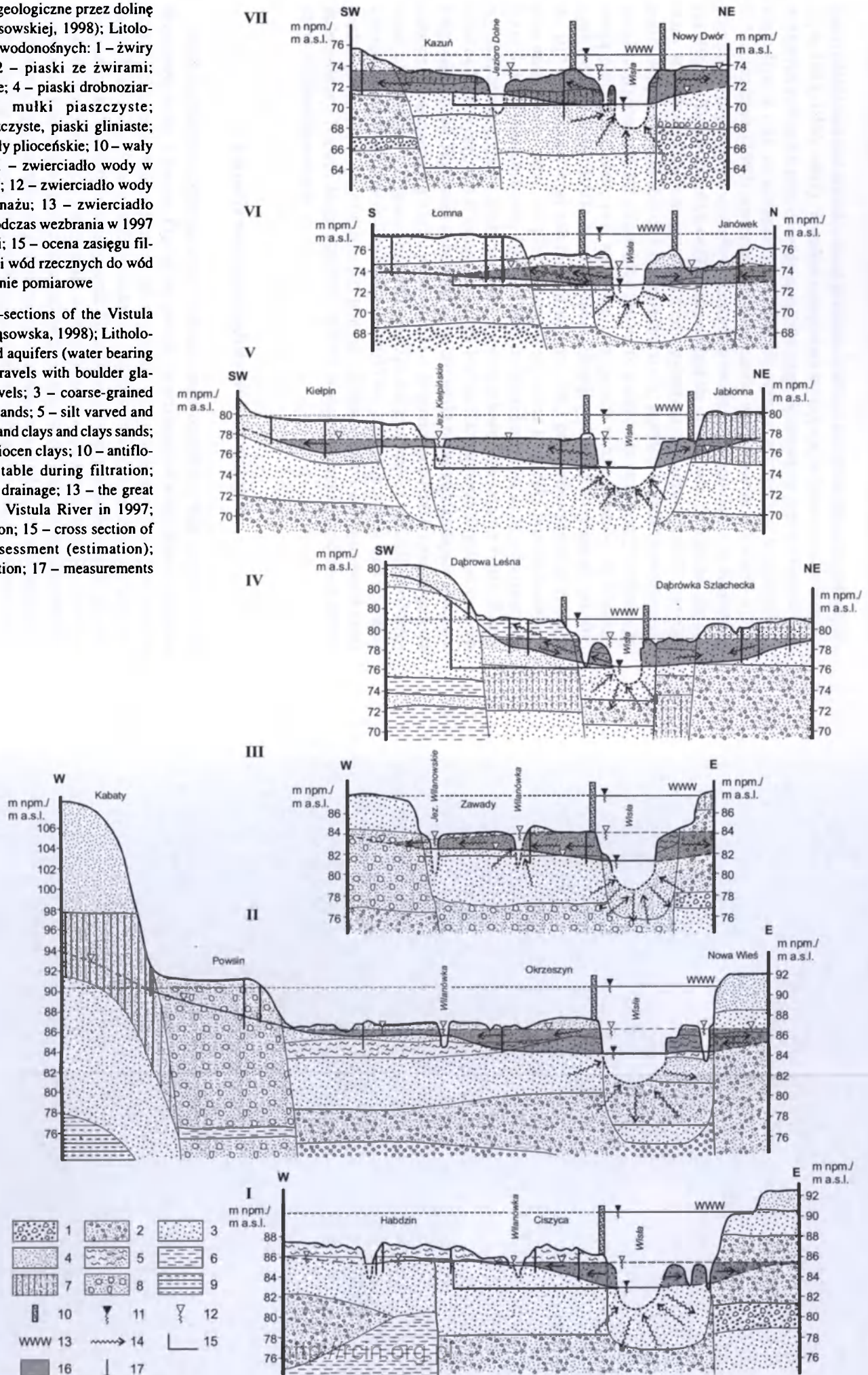
Generalny obraz hydroizohips trzeciorzędowego piętra wodonośnego jest zbliżony do układu zwierciadła poziomu czwartorzędowego. Zaznacza się wyraźnie drenujący charakter dolin rzek, potwierdzający łączność z wodami podziemnymi wysoczyzn i wodami dalekiego krążenia.

Istotne jest rozmieszczenie rzędnych zwierciadła wód czwartorzędowych i trzeciorzędowych. W strefie wysoczyzn zwierciadło wód czwartorzędowych leży ponad zwierciadłem poziomu trzeciorzędowego; odwrotnie jest w strefie dolin rzecznych. Taki układ hydrogeologiczny pozwala wnioskować, że w dolinach Wisły i jej większych dopływów (Pilica, Narew, Bzura) wody piętra trzeciorzędowego zasila ją poziom czwartorzędowy, zatem horyzonty te łączą się w nich i następuje uwalnianie (rozładowywanie) ciśnień piezometrycznych. Niezbędnym warunkiem ta-



Ryc. 4. Przekroje hydrogeologiczne przez dolinę Wisły I-VII (wg G. Gąsowskiej, 1998); Litologia warstw nadległych i wodonośnych: 1 – żwiry i żwiry z glaznikami; 2 – piaski ze żwirami; 3 – piaski gruboziarniste; 4 – piaski drobnoziarniste; 5 – mulki i mulki piaszczyste; 6 – ropy; 7 – gliny piaszczyste, piaski gliniaste; 8 – gliny zwałowe; 9 – ropy pliocénskie; 10 – wały przeciwpowodziowe; 11 – zwierciadło wody w korycie podczas filtracji; 12 – zwierciadło wody w korycie podczas drenażu; 13 – zwierciadło wysokiej wody Wisły podczas wezbrania w 1997 r.; 14 – kierunek filtracji; 15 – ocena zasięgu filtracji; 16 – strefa filtracji wód rzecznych do wód podziemnych; 17 – studnie pomiarowe

Hydrogeological cross-sections of the Vistula valley I-VII (after G. Gąsowska, 1998); Lithology of aeration layers and aquifers (water bearing bed): 1 – gravels and gravels with boulder glacial; 2 – sands and gravels; 3 – coarse-grained sands; 4 – fine grained sands; 5 – silt varved and sand silts; 6 – clays; 7 – sand clays and clays sands; 8 – boulder clays; 9 – pliocén clays; 10 – antiflood bench; 11 – water table during filtration; 12 – water table during drainage; 13 – the great high water table in the Vistula River in 1997; 14 – direction of filtration; 15 – cross section of filtration taken for assessment (estimation); 16 – zone of river filtration; 17 – measurements wells.



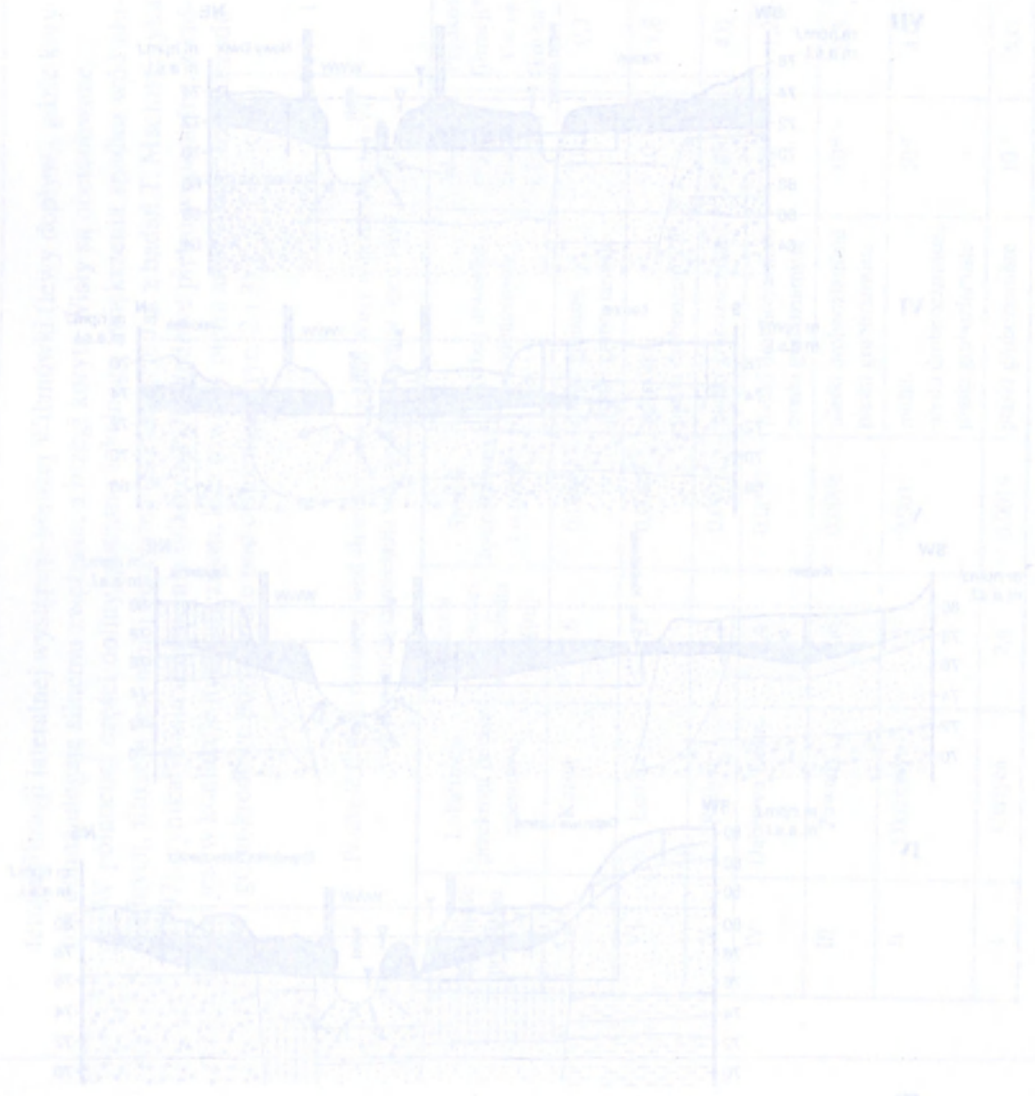


Fig. 4. Four cross-sectional diagrams (I, II, III, IV) showing geological profiles. The vertical axis represents elevation in meters (m) and the horizontal axis represents distance in kilometers (km). The profiles illustrate various geological features and layers, including sedimentary rocks, faults, and structural elements. The diagrams are labeled I, II, III, and IV, corresponding to different locations or sections of the study area.

kiego połączenia jest zróżnicowana przepuszczalność utworów pliocenu (Macioszczyk, 1988, 1996, 1997). Wyraźne odstępstwa występują w tych odcinkach dolin, w których w wyniku poboru wody nastąpiło zdepresjonowanie piętra trzeciorzędowego (ryc. 2 i 3), co ujawniło się w obrębie obszaru aglomeracji warszawskiej. T. Macioszczyk (1997) stwierdza, że zwierciadło wód czwartorzędowych występuje 20–30 m ponad zwierciadłem poziomu trzeciorzędowego. Także B. Kazimierski (1997) i T. Macioszczyk (1997) przychylają się do poglądu, że pliocen, zbudowany w 30% z frakcji ilastej, w 30% z ilów pylastych, zaś pozostałe 40% z pyłów, piasków pylastych, drobnych i średnioziarnistych, wpływa na zróżnicowanie tempa filtracji pionowej. Iły plioceńskie zatem, ze względu na strukturę gruzełkową, mogą przewodzić wodę pod wpływem istniejących różnic naporów hydraulicznych (Macioszczyk, 1997). Współczynnik filtracji tych utworów waha się od  $10^{-11}$  do  $10^{-8}$  ms<sup>-1</sup>. Nawet przy tak niskich wartościach i przy jednometrowej różnicy poziomów wody, natężenie przesączania wody przez kompleks plioceński osiąga 50 m<sup>3</sup>d<sup>-1</sup>km<sup>-2</sup> (Macioszczyk, 1997). Z map hydroizohips (ryc. 2, 3) jednoznacznie wynika, że zwierciadło wody poziomu trzeciorzędowego w dolinie Wisły, Bzury i Narwi leży wyżej, zaś w coraz płytszych horyzontach wodonośnych stopniowo ulega obniżeniu. Wymusza to przesączanie się wody przez rozdzielające warstwy słaboprzepuszczalne z głębi ku powierzchni – do poziomu wierzchówkowego i do rzeki jako podstawy drenażu regionalnego. Spadek zarówno zwierciadła wód trzeciorzędowych w obrębie doliny Wisły (0,00035‰), jak i zwierciadła wód czwartorzędowych (<0,0003‰) świadczy o tym że i dolina Wisły, i nawiązujące do niej doliny Bzury, Narwi i Bugu stanowią ogniwo drenażu hydrogeologicznych systemów wielowarstwowych.

### Filtracja wód rzecznych do wód aluwialnych

Podczas wezbrań rzeki kierunek drenażu zostaje odwrócony na korzyść filtracji brzegowej wody z koryta. Proces ten polega na przenikaniu wody przez brzegi na skutek spiętrzenia wód rzecznych lub obniżenia wód podziemnych poniżej stanów rzeki. Trwa na ogół dosyć krótko (kilka dni) podczas wezbrań opadowych lub zatorowych rzek. Warunkiem wystąpienia filtracji brzegowej jest podniesienie się stanu wody rzeki powyżej zwierciadła wód podziemnych, co prowadzi do odwrócenia spadku i początku przesączania się wody w aluwia dolinne. W wyniku filtracji następuje podpiętrzenie wód podziemnych i zahamowanie odpływu wód spływających w dolinę z wysoczyzny, powodując wtórne podtopienie doliny, tarasów i zawała.

Wpływ stanów wody Wisły na stan wód podziemnych w różnej odległości od koryta rzecznego pozwala jedynie w sposób przybliżony ocenić wielkość opóźnień powstających podczas wezbrań. Dokładne ich zbadanie wymaga bowiem dobrze udokumentowanych przekrojów hydrogeologicznych doliny ze stacjami piezometrycznymi, połączonymi z niwelacją rzeki i zwierciadła wód aluwialnych.

Ocena ilościowa infiltracji brzegowej trafiającej do aluwiów jest zatem trudna. Z. Pietrygowa (1971, 1972) wysuwa hipotezę, że mechanizm krążenia wody w dolinie zależy od budowy terasów, np. piaski rzeczne gdy są przykryte madą kontaktującą się ze zwierciadłem wód podziemnych, to wyższe ciśnienia spowodowane przybojem wody rzeki powodują zwiększenie ciśnienia piezometrycznego w aluwiach nadrzecznych z mniejszym opóźnieniem, niż w przypadku, gdy piaski nie są całkowicie wypełnione wodą. Autorka na tej podstawie wyprowadza wniosek, że wówczas nie zachodzi w ogóle infiltracja z rzeki do aluwiów, zaś podniesienie się zwierciadła wód spowodowane jest tylko nadciśnieniem przekazanym z rzeki. Wniosek ten nie do końca jest słuszny, ponieważ mada nie jest absolutnie nienasiąkliwa i szczelna, natomiast ciśnienie od rzeki do wód podziemnych w dolinie nie może być przekazywane bez opóźnień, czyli synchronicznie jak w zamkniętych rurach. W rzeczywistości jednak wyższe ciśnienia przenosi się ze wzrastającym opóźnieniem, zaś jego amplituda szybko maleje.

Prędkość przemieszczania się wyższego ciśnienia w dolinie górnej Wisły Z. Pietrygowa (1972) ocenia na  $130\text{--}140\text{ m d}^{-1}$ , co znacznie przekracza prędkość filtracji wody w piasku. Jednakże w przypadku wciskania się wody w madę, ruch wody odbywa się w kierunku pionowym na odcinkach decymetrowych i bynajmniej prędkość wówczas nie musi być tak duża. Woda wciskając się w madę pokonuje bowiem opór, co powoduje straty ciśnienia hydrodynamicznego w układzie wody podziemne – rzeka.

Pionowemu odsączeniu wody z piasku do mady odpowiada objętościowo równy napływ wody z koryta rzeki do piasków i poziomy prąd wody w samych piaskach. Przemieszczanie się poszczególnych cząsteczek wody w piaskach odbywa się na krótkich odcinkach i w ciągu doby rzadko kiedy osiąga odległość  $>130\text{ m}$ , ale pierwszy impuls – przekazywanie ciśnienia może rozchodzić się z taką właśnie prędkością.

W obrębie doliny górnej Wisły Z. Pietrygowa (1972) stwierdza, że w mechanizmie ruchu wody w dolinie rzek nizinnych pokrytych madą udział wód podziemnych ze zwierciadłem napiętym jest powszechny, natomiast filtracja pozioma w osadach madowych jest bardzo niewielka. W profilu aluwiów zwierciadło napięte wód podziemnych występuje jedynie w przypadku nadciśnienia hydrostatycznego (artezyjskiego), zaś najczęściej podczas wezbrania zachodzi przypadek zwykłego spadku dynamicznego, związanego z przepływem wody i oporami ruchu wody. Przypadek pojawienia się prawdziwego zwierciadła napiętego w obrębie mad należy zatem do rzadkich lub przejściowych, związanych z nagłym zwiększeniem się ciśnienia w warstwie podestania, za którym nie nadąży podsiąk kapilarny w madzie.

Kształt powierzchni piezometrycznej zwierciadła wód aluwialnych podczas wezbrania rzeki jest złożony i stanowi wypadkową budowy geologicznej, rzeźby tarasów i spadku podłużnego doliny i koryta oraz zależy od kształtu fali wezbraniowej.

Analizę przebiegu wezbrań w dolinie i wodach aluwialnych na badanym odcinku Wisły przeprowadzono w latach 1969–1983 według porównania rzędnych zwierciadła wody w profilach hydrologicznych z położeniem zwierciadła wód podziem-

nych (posterunki pomiarowe IMGW). Wybrane profile pomiarowe reprezentują dynamikę wód aluwialnych podczas wezbrania na wyższym i niższym terasie zalewowym w różnej odległości od koryta. Z analizy tej jednoznacznie wynika, że wezbraniom Wisły (2–4 m) odpowiada podniesienie się stanu wód aluwialnych średnio o 0,5–1,0 m. Czas trwania wezbrania wód aluwialnych i ich rytm w poszczególnych latach jest jednak różny. W strefie terasy nadzalewowej podniesienie zwierciadła wód podziemnych występuje niemal jednocześnie z falą wezbraniową Wisły (Łomianki Dolne, Kępa Tarchomińska, Kliczyn). Im odległość od koryta rzeki jest większa, tym wzrasta opóźnienie reakcji wód aluwialnych na przebieg fali wezbraniowej (Łomianki Dolne 2, Anusin, Ciszyca).

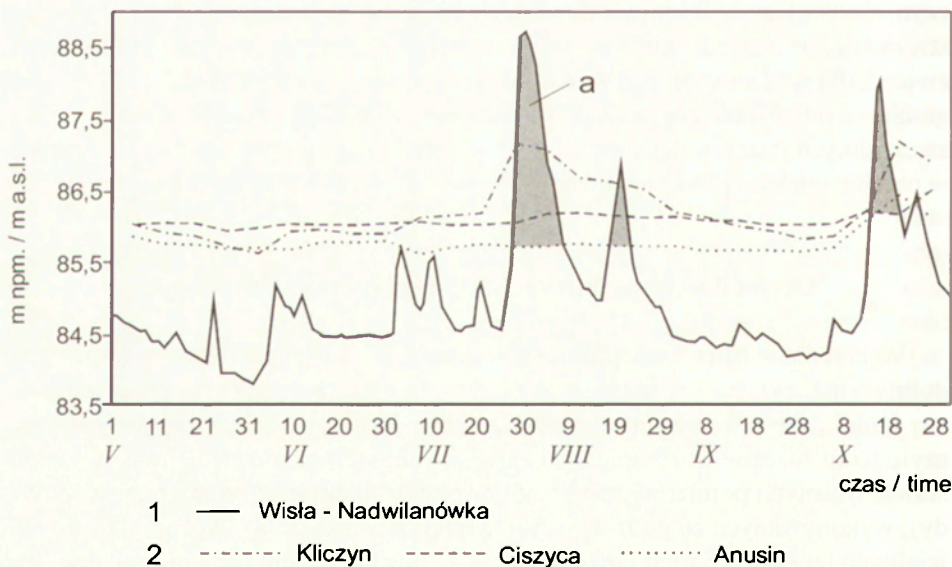
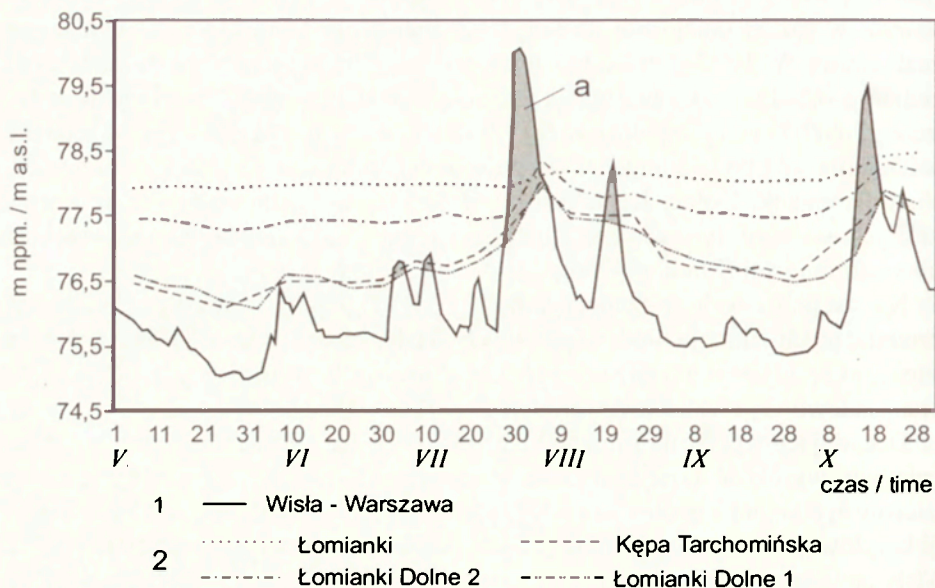
Nie ma podstaw do wysunięcia hipotezy o znaczących barierach litologicznych utrudniających filtrację wód korytowych Wisły. Zasięg oddziaływania wezbrań zależy także od spadku poprzecznego wód w aluwjach, wymuszonego hipsometrią terasy zalewowej i nadzalewowej.

Decydujący wpływ na filtrację brzegową mają czas trwania i fazy wezbrania, a nie jego wysokość, co ujawniło się w czerwcu 1981 r. (ryc. 5) w obrębie terasy zalewowej odległej o około 2 km od koryta (Anusin). Warunkiem wystąpienia filtracji korytowej do aluwii dolinowych jest położenie rzędnej stanu wody w korycie Wisły powyżej zwierciadła wód podziemnych, co ilustrują ryciny 4 i 5. Największa filtracja korytowa trwająca 50 dni wystąpiła w 1981 r., w innych latach 1980, 1982 i 1983 utrzymywała się od 14 do 35 dni i osiągnęła maksymalny zasięg 2 km (Kliczyn, Anusin), zaś 1,5 km w Łomiankach i Kępie Tarchomińskiej. Należy ponadto stwierdzić, że „nawadnianie” wód aluwialnych występowało przy różnym położeniu zwierciadła wód aluwialnych w okresie poprzedzającym wezbranie (ryc. 5). Rzędne graniczne odpowiadające początkowi filtracji w południowym odcinku doliny w poszczególnych latach wahały się od 83,2 m npm. do 86 m npm. ( $\approx 3,0$  m), natomiast w obrębie odcinka północnego zmieniały się od 74,7 do 77 m npm. ( $\approx 2,3$  m).

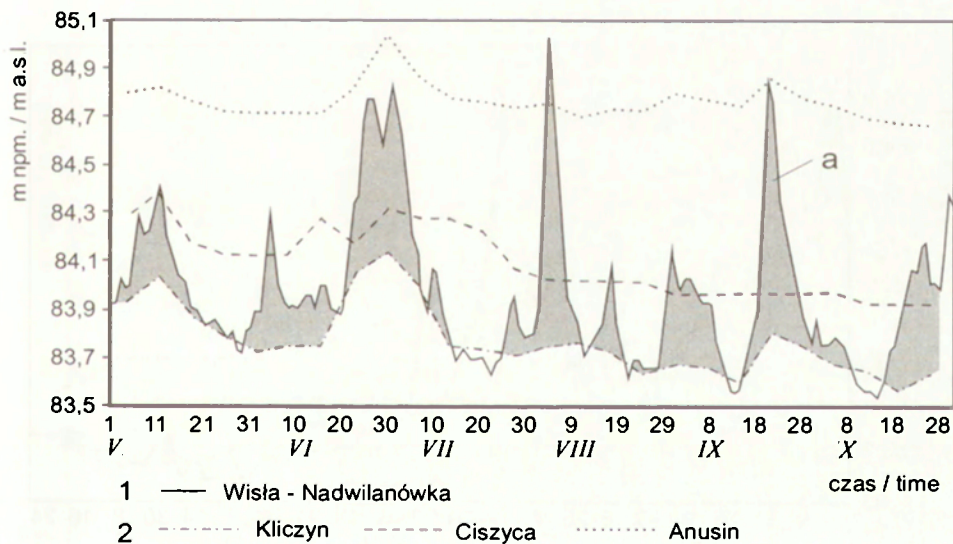
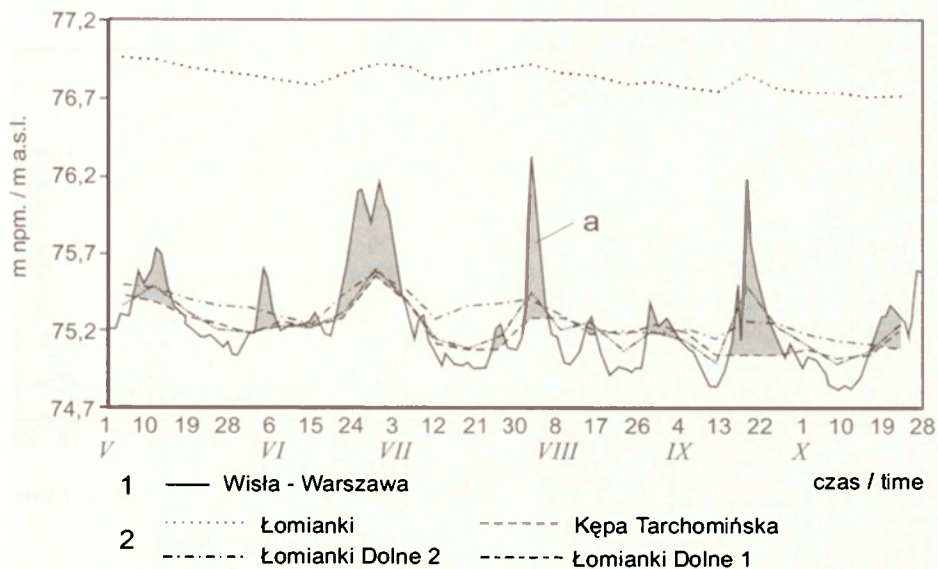
### Ocena ilościowa filtracji korytowej do wód aluwialnych

Wezbranie w lipcu i sierpniu 1997 r. przebiegało w analizowanym fragmencie doliny bardzo wyraźnie, zaznaczyła się wówczas pierwsza faza tworząca największą kulminację oraz trzy następne, wywołane intensywnymi opadami. Towarzystwo temu znaczne wezbranie wód aluwialnych, które udało się uchwycić na podstawie własnych pomiarów zwierciadła wody w studniach gospodarczych (Zawady), wykonywanych co godzinę – rycina 6 (Gąsowska, 1998). Wezbranie wód aluwialnych terasowych miało przebieg dwufazowy uwzględniający początkowy stan filtracji z koryta. Następnie stany wód aluwialnych zmieniały się wolniej niż stan rzeki (ze względu na opór stawiany przez podłoże), ale były wyższe od stanów wody Wisły w profilu Nadwilanówka. Od 22 lipca zwierciadło wody Wisły i wód aluwialnych zaczęło się ponownie podnosić niemal równocześnie (ryc. 6). Im bliżej skarpy wysoczyzny, tym reakcja wód aluwialnych na filtrację jest słabsza. Sta-

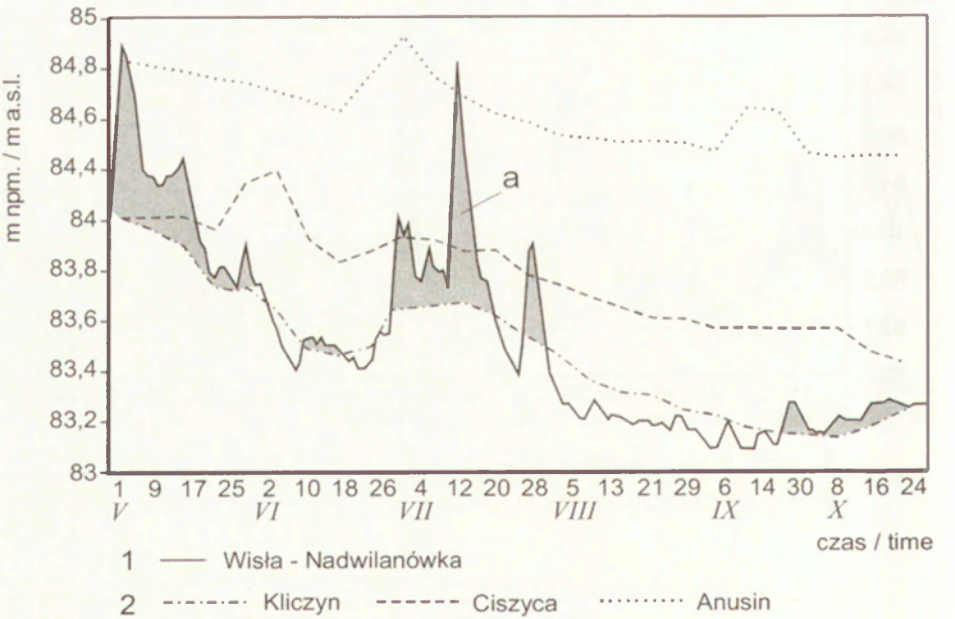
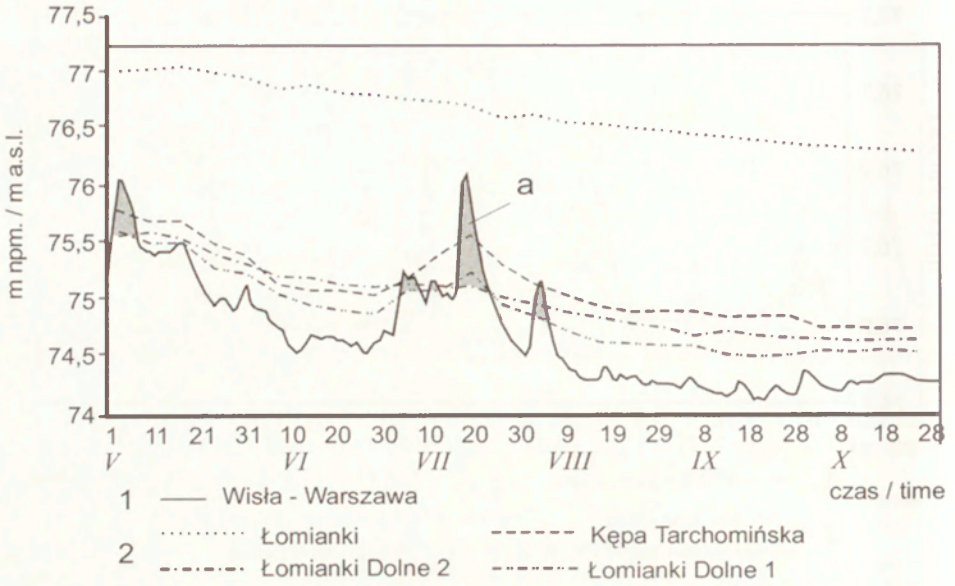
1 V - 31 X 1980



1 V - 31 X 1981

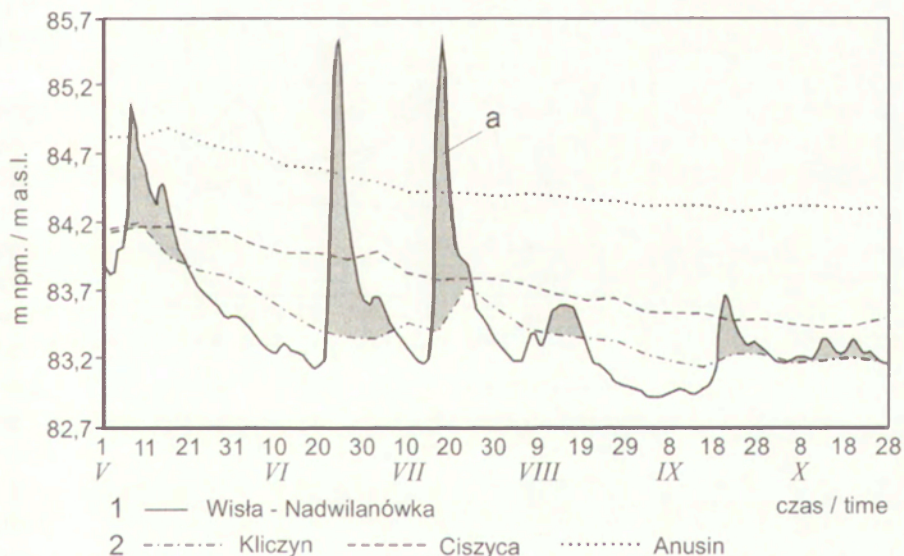
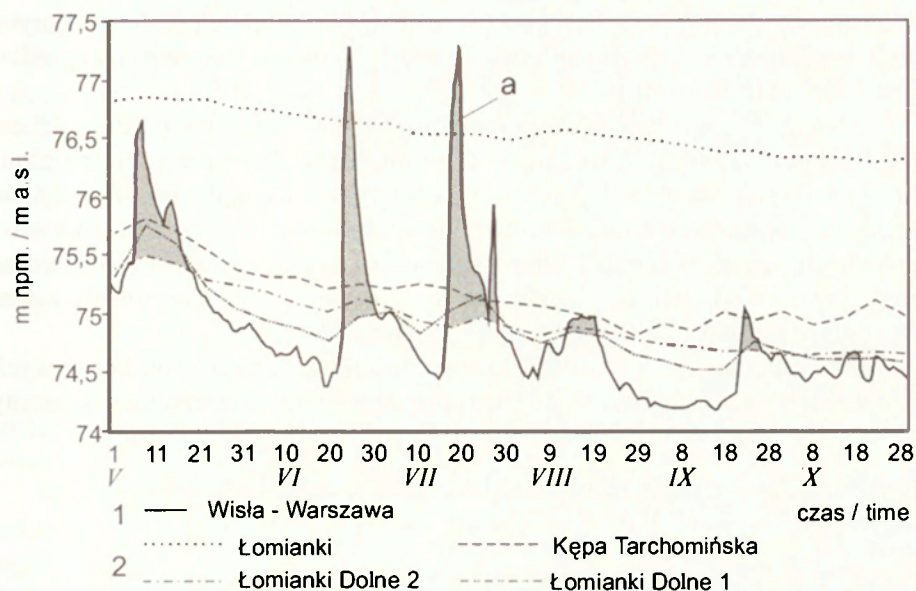


1 V - 31 X 1982





1 V - 31 X 1983



Rys. 5. Przebieg stanów wody Wisły oraz wód aluwialnych w dolinie podczas wybranych wezbrań w latach 1980–1983, w których nastąpiła filtracja korytowa

1 – stan wód Wisły; 2 – poziom zwierciadła wód aluwialnych w punktach pomiarowych;  
 a – okresowa filtracja korytowa

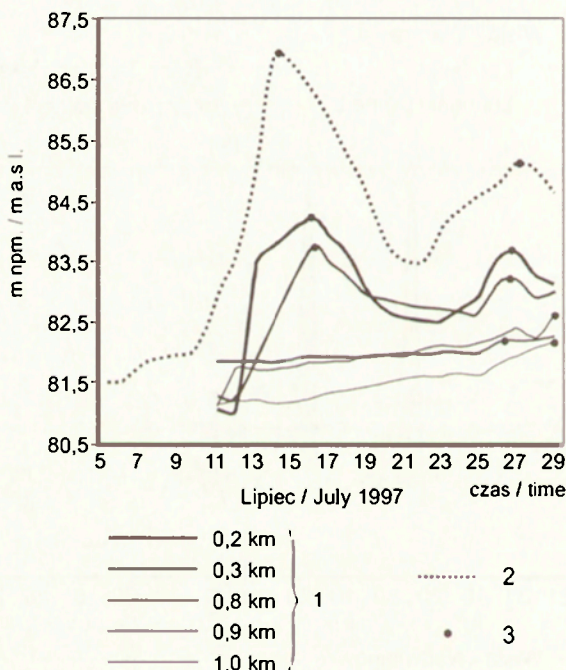
Water stages of the Vistula and alluvial water tables in the valley during selected floodings in the years 1980–1983 with river channel filtration

1 – water stage of the Vistula river bank; 2 – alluvial water table in the measurement wells;  
 a – period of periodical filtration frequency from the Vistula river bank into alluvial valley

ny wody w korycie Wisły podczas przejścia fali wezbraniowej wzrastają szybciej niż stany wód aluwialnych. Rytm ich zwierciadła zależy od odległości od koryta, a opóźnienie wyniosło 48 godzin (dwie doby) w obrębie terasy zalewowej, odległej o 1 km od lewego brzegu.

Wezbranie Wisły w Warszawie w kwietniu 1998 r. wynosiło 668 cm, tj. 18 cm powyżej stanu alarmowego (Mierkiewicz i Sasim, 1998). Było synchroniczne z kulminacją w profilu Nadwilanówka, zaś w Wyszogrodzie wystąpiło już 48-godzinne opóźnienie i spłaszczenie fali. Wezbranie to spowodowało znaczny przybór wód aluwialnych, sięgający ponad 1 km od koryta (Łomianki), zaś w Nowym Dworze (prawy brzeg) wody terasowe podniosły się o ponad 60 cm, zareagowały zatem z dwudobowym opóźnieniem.

Powstaje pytanie, czy można oszacować wielkość filtracji wód korytowych w aluwia dolinne. L. Skibniewski (1959) przedstawił uproszczoną metodę oceny



Rys. 6. Przebieg stanów wody Wisły w profilu Nadwilanówka i zwierciadła wód podziemnych w aluwiach dolinnych w Zawadach podczas wezbrania trwającego od 11 do 29 VII 1997 r.

(wg G. Gąsowskiej, 1998)

1 – odległość od koryta rzeki; 2 – stany wody Wisły; 3 – maksymalny stan wody rzeki i wód podziemnych

Water stages of the Vistula in the measurement wells at Nadwilanówka and groundwater tables in valley alluvia in the Zawady village during the flood of July 11–29, 1997 (after Gąsowska, 1998)

1 – distance of the river bank; 2 – water stage in the Vistula River; 3 – maximum of water table

filtracji korytowej, przyjmując następujący schemat: podczas wezbrania woda z rzeki przenika do obu brzegów doliny, zwilżając bryłę podłoża w kształcie zbliżonym do trójkąta, którego podstawę stanowi amplituda stanów wody rzeki w okresie przed i po wezbraniu, zaś wysokość ( $\Delta h$ ) określa odległość ( $l$ ) przenikania wody w głąb doliny. Zasięg filtracji oczywiście może być różny w obrębie obydwóch brzegów rzeki. Powierzchnia powstałego w ten sposób trójkąta wynosi zatem  $1/2\Delta h l$ .

Przybliżoną retencję chwilową [ $m^3$ ] na danej długości rzeki ( $L$ ), czyli objętość wody ( $V$ ) jaka przesącza się do aluwów podczas wezbrania można obliczyć z równania:

$$V = 1/2 \cdot W \cdot \Delta h \cdot l \cdot L$$

gdzie  $W$  odpowiada współczynnikowi całkowitej pojemności wodnej utworów aluwialnych (terasy).

Rozpatrzmy zatem przebieg wezbrania w lipcu 1997 r. na rozpatrywanym 80-kilometrowym odcinku doliny. Maksymalny stan wody wynosił wówczas 86,9 m n.p.m., zaś przed wezbraniem 81,5 m n.p.m., co odpowiada amplitudzie 4,8 m. Przyjęto, że współczynnik całkowitej pojemności wodnej piasków aluwialnych wynosi 0,2–0,48, pospółek 0,2–0,4, zaś żwirów 0,26–0,55 (Pazdro, 1983; Myślińska, 1992).

W rozpatrywanych przekrojach przeważają piaski drobnoziarniste o średnim współczynniku całkowitej pojemności wodnej równym 0,3 (tab. 1). Na przykładowym jednostkowym odcinku koryta rzeki (1 m), przy różnicy wysokości zwierciadła 4,8 m i zasięgu przesączania  $l = 1000$  m, objętość wody jaka uległa filtracji z koryta do doliny aluwialnej wynosiła 720  $m^3$ . Przyjmując za podstawę powyższe parametry obliczono przybliżoną wielkość filtracji z obydwóch brzegów na odcinku koryta o długości 80 km podczas wezbrania w 1997 r., którą oszacowano na  $\approx 116$  mln  $m^3$  wody (ryc. 4), co stanowi znaczący procent strat objętości fali wezbrania. Gdyby przyjęc te same parametry podczas największego wezbrania opadowego Wisły w czerwcu 1962 r., filtracja korytowa wynosiłaby  $>5\%$  odpływu. Najlepsze warunki filtracji brzegowej stanowią terasy zalewowe (płaskie, szerokie) o małym zróżnicowaniu hipsometrycznym, zbudowane z gruboziarnistych piasków i żwirów. Filtracji korytowej sprzyja spłaszczenie fali wezbraniowej i mały spadek podłużny zwierciadła wody w dolinie rzeki. Takie warunki występują na lewym brzegu, od Jeziorki do Wilanówki oraz od Łomianek do Kazunia. Poniżej Wilanówki dolina jest szczególnie podatna na podpiętrzenie wód aluwialnych. Prawy brzeg i terasa Wisły od Świdra do granic miasta Warszawy, zbudowane z aluwów piaszczystych ze żwirem, nie stanowią przeszkody dla filtracji wód korytowych, jednak znaczny spadek hydrauliczny wód aluwialnych wymuszony układem stromych stopni teras rzecznych znacznie ją ogranicza. Podobny charakter ma skarpa lewobrzeżna zbudowana ze słaboprzepuszczalnych ilów plioceńskich, która stanowi barierę dla filtracji korytowej. Prawy brzeg na odcinku Dąbrowa Leśna-Dą-

brówka Szlachecka, z wyraźnie zarysowanym układem teras wysłanych słaboprzepuszczalnymi piaskami gliniastymi i mułkami, nie sprzyja dalekiej filtracji korytowej. Lewobrzeżny, północny odcinek doliny od Kiełpina do Kazunia, odznacza się bardzo dobrymi warunkami filtracji wód rzecznych do aluwialnych. Wały przeciwpowodziowe stanowią bezpośrednią barierę dla wód wezbraniowych, jednak piętrzenie wody wysoko ponad poziom wód podziemnych zwiększa gradienty energii i wzmacnia filtrację korytową do aluwii.

### Podsumowanie i wnioski

Reasumując, należy stwierdzić, że ocena ilościowa filtracji brzegowej jest bardzo trudna, dlatego uzyskane wyniki są orientacyjne. Ten bardzo złożony układ wymiany wody odbywającej się pomiędzy korytem a kilkoma poziomami wodonośnymi wykształconymi w aluwiach ze zwierciadłem swobodnym i naporowym, wymuszony ciśnieniem hydrodynamicznym, jest charakterystyczny dla Wisły i większości dużych dolin rzek niżowych. O zasięgu terytorialnym filtracji brzegowej decyduje przede wszystkim czas trwania wezbrania (powodzi), zaś w drugiej kolejności wysokość fali wezbraniowej (Pietrygowa, 1971, 1972).

W przypadku analizowanego odcinka Wisły zasięg oddziaływania wezbrań zależy od wysokości spiętrzenia i od czasu jego trwania, czyli decyduje ich sumaryczne nakładanie się. Wpływ warunków topograficznych, np. niwelujące oddziaływania starorzeczy czy wypełnionych wodą rzek i kanałów przecinających dolinę jest problemem nadal otwartym. Przeprowadzone badania w dolinie Wisły reprezentują bowiem rzekę obwałowaną i dolinę sztucznie chronioną od powodzi.

Kontakt wód aluwialnych z korytem zapewnia rzece podczas stanów średnich i niżówek zasilanie gruntowe (lateralne i podkorytowe), zaś w okresie wezbrań i powodzi decyduje o filtracji – ucieczce wody z koryta, zwiększając okresowo retencję dolinową i znacznie ograniczając alimentację rzeki. Są to główne przyczyny, dla których doliny rzek muszą podlegać ochronie, zwłaszcza że wodociągi często ujmują obfite wody podziemne. Od nich zależy stan nasycenia wodą łąk okresowo zalewanych, torfowisk niskich, lasów łęgowych, wzbogacających różnorodność biologiczną gatunków flory i fauny wilgociolubnej i wodnej. Doliny i pradoliny rzek niżowych stanowią ponadto bardzo wrażliwy obszar (ekoton) o szczególnych właściwościach buforujących (absorbujących) dla zanieczyszczeń. Brak oczyszczalni ścieków komunalnych i przemysłowych oraz intensywne nawożenie rolnicze sprawia, że wody powinny być poddane szczególnej ochronie. Znaczenie ich jest tym większe, im intensywniej szcerpujemy horyzonty aluwialne w dolinach.

## Piśmiennictwo

- Bażyński J., 1996a, *Eksploatacja wód z utworów oligoceńskich w rejonie Warszawy*, Przegląd Geologiczny, 44, 4.
- 1996b, *Woda poziomu oligoceńskiego na tle zaopatrzenia Warszawy w wodę do picia*, Przegląd Geologiczny, 44, 4.
- 1997, *Eksploatacja wód poziomu oligoceńskiego w Warszawie na tle zmian depresji regionalnej*, [w:] *Oligoceński zbiornik wód podziemnych regionu mazowieckiego*, red. J. Dowgiallo, A. Macioszczyk. Ministerstwo Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa, Warszawa.
- Biernacki Z., 1990, *Wisła i jej dolina w środowisku przyrodniczym Warszawy*, [w:] *Środowisko przyrodnicze Warszawy*, PWN, Warszawa.
- Gąsowska G., 1998, *Związek wód aluwialnych doliny z wezbrania Wisły*, praca magisterska w Zakładzie Hydrologii UW w Warszawie.
- Kazimierski B., 1997, *Badania hydrogeologiczne i zagospodarowanie oligoceńskiego zbiornika wód podziemnych – stan obecny i plany na przyszłość*, [w:] *Oligoceński zbiornik wód podziemnych regionu mazowieckiego*, red. J. Dowgiallo, A. Macioszczyk, Ministerstwo Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa, Warszawa.
- Macioszczyk T., 1988, *System krążenia wód podziemnych niecki mazowieckiej jako podstawa optymalizacji gospodarowania regionalnymi zasobami wód podziemnych środkowej Polski*. Sympozjum „Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej”, Warszawa.
- 1996, *Badania modelowe niecki mazowieckiej*, Przegląd Geologiczny, 44, 4.
- 1997, *System krążenia wód podziemnych w oligoceńskim zbiorniku niecki mazowieckiej*, [w:] *Oligoceński zbiornik wód podziemnych regionu mazowieckiego*, red. J. Dowgiallo, A. Macioszczyk. Ministerstwo Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa, Warszawa.
- Mierkiewicz M., Sasim M., 1998, *Powódź opadowa w dorzeczu górnej Wisły w kwietniu 1998 r.*, Gospodarka Wodna 9.
- Miesięczny Biuletyn Wód Gruntowych*, 1997, IMGW, Ośrodek Technicznej Kontroli Zapór – Zespół Wód Gruntowych. Rocznik 3, 7–12.
- Myślińska E., 1992, *Laboratoryjne badanie gruntów*, PWN, Warszawa.
- Pazdro Z., 1983, *Hydrogeologia ogólna*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Pietrygowa Z., 1971, *Związek wezbrań dolinnych z wezbraniem rzeczny*, Materiały PIHM.
- 1972, *Związek wezbrań dolinnych wód gruntowych z lewymi powodziemi górnej Wisły, ze szczególnym uwzględnieniem wezbrania z roku 1960*, rozprawa doktorska w Instytucie Geografii UW w Warszawie.
- Przewodnik do ćwiczeń terenowych z geomorfologii czwartorzędu*, 1996, red. J. Dzierżek, Wyd. Wydziału Geologii UW, Warszawa.
- Sarnacka Z., 1976, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Piaseczno 1:50 000*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- 1990, *Uwarunkowania geologiczne*, [w:] *Środowisko przyrodnicze Warszawy*, PWN, Warszawa.
- Skibniewski L., 1959, *Podział odpływu Wisły na powierzchniowy i gruntowy w okresie 1950–1954*, Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Starkel L., 1994, *Reflection of the glacial-interglacial cycle in the evaluation of the Vistula river basin, Poland*. Terra Nova 6.
- Zuchewicz W., 1998, *Zróżnicowane tempo erozji rzecznej w Polskich Karpatach Zewnętrznych jako wskaźnik młodych ruchów tektonicznych*, Materiały z konferencji „Neotektonika Polski – terażniejszość i przeszłość” X, Kraków.

MAŁGORZATA GUTRY-KORYCKA, GABRIELA GĄSOWSKA

THE LINK BETWEEN PEAK LEVELS OF VALLEY GROUNDWATERS  
AND PEAK HIGH WATER IN THE VISTULA RIVER

The aim of this article has been to discern the mechanism by which water circulates within the alluvia of Poland's Vistula valley, and to examine the way this is linked with forcing factors. It is pore waters in exposed layers, or those isolated from the surface, that decide upon alimentation, while the river is treated as both an artery supplying a variable amount of held-back water to land in the study area, and a canal taking away the valley's underground waters. Equally, the river functions as a recipient water in periods during which the pressure exerted on the bottom by water in it falls below that exerted by groundwaters in the vicinity. It is only when the pressure in the river predominates that the latter may irrigate the adjacent land in the valley.

The quantitative assessment of filtration during periods of peak high water in the Vistula is very hard to achieve, to the extent that the results obtained here constitute only a first approximation. A very complex system of water exchange operating between the corridor and several (Quaternary, Cretaceous and Tertiary) aquifers formed in alluvia and deeper layers with a free water table or a pressurised one established by hydrodynamic pressure is a characteristic feature of the Vistula and the majority of the large valleys of lowland rivers.

The extent of the hydrodynamic influence exerted by the Vistula has been found to be determined primarily by the duration of periods of peak high water (flooding), and only to a more limited extent by the height of this peak.

In the case of the studied section of the valley of the middle Vistula, the range of impact of peak high waters can be said to be influenced by both the level to which water is dammed up and the time over which this persists. Still to be determined is the influence of topographical conditions, e.g. the levelling impact of ox-bow lakes or the water-filled rivers and channels cutting across the valley. After all, the research done in the Vistula valley is representative of both an embanked river and a valley artificially protected against flooding.

In periods of average or low flow, it is the contact between groundwaters and the corridor that ensures a (lateral and beneath-bed) groundwater supply to the river. In contrast, in periods of high water or flooding, filtration is determined by outflows of water from the corridor that periodically increase the retentiveness of the valley, while limiting its alimentation markedly. These are major reasons for the necessity of protecting river valleys. Valley floors and flood terraces filling with abundant alluvial waters are often encompassed by waterworks. Dependent on these, therefore, is the degree of saturation of the periodically-flooded meadows, fens and riparian forests that enrich biological diversity with moisture-loving and aquatic plant and animal species. In addition, the valleys of the larger lowland rivers form a very sensitive area (ecotone) which has a particular capacity to buffer (absorb) pollutants. On account of the considerable degree to which the Vistula is polluted – thanks to a frequent lack of plants for the treatment of sewage and industrial effluents as well as the intensive use of fertilisers in agriculture – the groundwaters that are in contact with the river corridor and valley should be subject to particular protection. Their significance becomes all the greater the more intensively we exploit the alluvial groundwaters in valleys that are more or less rich in water resources.

## Litologia osadów pozakorytowych równiny zalewowej dolnej Wisły między Górskiem i Chełmnem

*Lithology and genesis of the lower Vistula River overbank floodplain deposits  
between Górsk and Chełmno*

JAROSŁAW KORDOWSKI

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, 87-100 Toruń, ul. M. Kopernika 19  
e-mail: Jaroslaw.Kordowski@geopan.torun.pl

**Zarys treści.** Scharakteryzowano morfologię równiny zalewowej Wisły w zachodniej i środkowej części Kotliny Toruńskiej, Przelomie Fordońskim i Basenie Unisławskim. Dokonano szacunków składu litologicznego osadów pozakorytowych, a także próby ich podziału genetycznego. Sformułowano prawidłowości w wykształceniu osadów pozakorytowych w różnych fragmentach analizowanego odcinka doliny.

**Słowa kluczowe:** osady pozakorytowe, dolina dolnej Wisły, skład litologiczny, podział genetyczny

### Zarys problemu i historia badań

Równina zalewowa dolnej Wisły badana jest już od końca XIX w. W sposób systematyczny informacje o jej budowie geologicznej i rzeźbie zaczęto zbierać wraz z realizacją map geologicznych z serii „Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern” w skali 1:25 000 wydanym na początku XX w. Materiał w nich zawarty pozwolił P. Sonntagowi w 1919 r. stworzyć pierwszą syntezę poglądów na ewolucję i budowę doliny dolnej Wisły. W 1934 r. pogląd na ten temat przedstawił R. Galon. Istotny postęp badań nastąpił w trakcie realizacji arkuszy *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski* w skali 1:50 000; w ramach realizacji programu badawczego „Ewolucja doliny Wisły w ciągu ostatnich 15 000 lat” oraz w trakcie realizacji *Szczegółowej Mapy Geomorfologicznej Polski* w skali 1:50 000. Prace te ujmują różne aspekty, w tym również charakterystyki i genezy osadów pozakorytowych. Szczegółowe dane na temat składu mechanicznego tych osadów w różnych odcinkach doliny przedstawiono w: E. Myślińska i inni (1980, 1982).

Badania autora miały na celu ogólne rozpoznanie składu litologicznego serii pozakorytovej równiny zalewowej Wisły na odcinku między Górskiem i Chełmnem, między 748 i 805 kilometrem biegu rzeki. Teren ten obejmuje zachodnią i centralną część Kotliny Toruńskiej (km 748–765), Przelom Fordoński (km 765–783)

i Basen Unisławski (km 783–805). Kotlina Toruńska i Basen Unisławski to rozszerzenia doliny, Przełom Fordoński to zwężenie doliny. Fakty te mają wpływ na sposób wykształcenia osadów pozakorytowych.

Obszar ten objęty jest arkuszami *Szczegółowej Mapy Geomorfologicznej Polski* 1:50 000: Trzeciewiec (Olszewski, 1968), Bydgoszcz (Churski, 1968), Rzęczłowo (Pasierbski, 1967), Toruń (Tomczak, 1965), Unisław (Niewiarowski, 1968), Chełmno (Drozdowski, 1965) i *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski* 1:50 000 – arkusze: Chełmno (Butrymowicz, 1981), Grudziądz–Rudnik (Maksiak, 1983), Żółędowo (Kozłowska i Kozłowski, 1985b), Unisław (Kozłowska i Kozłowski, 1990), Bydgoszcz Wschód (Kozłowska i Kozłowski, 1992), Rzęczkowo (Wrotek, 1990). W programie „Ewolucja doliny Wisły w ciągu ostatnich 15 000 lat” opracowano rzeźbę Basenu Unisławskiego (Niewiarowski, 1987) i Kotliny Toruńskiej (Tomczak, 1982, 1987). Efekty wpływu regulacji rzeki i zabudowy hydrotechnicznej na procesy rzeczne były przedmiotem badań Z. Babińskiego (1984, 1985, 1990, 1992, 1997). Zagadnieniami rozwoju układu koryta dolnej Wisły w czasach historycznych i w ciągu całego holocenu zajmowali się E. Falkowski (1967, 1971) i L. Koc (1972). Litologia osadów powodziowych była przedmiotem badań E. Myślińskiej i innych (1980, 1982), J. Kordowskiego (1999) oraz J. Szmańdy (2000).

### Charakterystyka równiny zalewowej

Równina zalewowa w dolinie dolnej Wisły kształtowana była przez rzekę roztokową, która na wielu odcinkach miała skrępowany charakter, wynikający bądź z niedostatecznej szerokości dna doliny, bądź też z występowania w utworach równiny zalewowej osadów niealuwialnych takich jak pozostałości rozmytych osadów morenowych lub wychodnie odpornych skał przedczwartorzędowych (Babiński, 1984). Obecnie w wyniku regulacji rzeka uzyskuje charakter jednokorytowej rzeki prostej o nieznacznej tylko krętości (1,04).

R. Galon w 1934 r. wyróżnił na obszarze doliny dolnej Wisły dwa poziomy równiny zalewowej: wyższy (3–5 m) i niższy (2–3 m nad poziom rzeki). Poziom niższy jeszcze przed regulacją, przeprowadzoną w obszarze byłego zaboru pruskiego w końcu XIX w., stanowił obszar częściowo utrwalonych przez roślinność łach rzecznych rozdzielonych licznymi ramionami bocznymi. Po regulacji ramiona te zostały przegrodzone progami kamiennymi i w znacznej części uległy zasypaniu. Dlatego poziom ten, zdaniem Z. Babińskiego (1984), zasługuje na miano poziomu „antropogenicznego”. Klasyfikację poziomów zalewowych rozbudował W. Niewiarowski (1987) w Basenie Unisławskim, dzieląc wyższy stopień na poziomy B<sub>1</sub> i B<sub>2</sub>. Poziomy te w większości przypadków nie mają, wyraźnej granicy wysokościowej, różnią się natomiast litologią. Miąższość osadów pozakorytowych na poziomie B<sub>2</sub> wynosi około 2 m, natomiast na poziomie B<sub>1</sub> oscyluje wokół 0,5 metra. Nie wyróżniono wąskiego, ale bardzo wyraźnego poziomu niższego, „antropogenicznego” w rozumieniu Z. Babińskiego (1984). Badania autora wykazały,



że schemat stworzony przez W. Niewiarowskiego (1987) można rozciągnąć na cały obszar między Toruniem i Chełmnem. W celu zachowania konsekwencji terminologicznej autor dodał oznaczenie  $B_3$  dla poziomu „antropogenicznego”. W efekcie otrzymujemy następujący schemat poziomów zalewowych:

- a) poziom  $B_3$ , najmłodszy, wąski (maksymalnie ok. 300 m szerokości), leży bezpośrednio przy korycie Wisły, jest przekształcony antropogenicznie w wyniku regulacji rzeki prowadzonej w XIX i XX w.,
- b) poziom  $B_2$  – część poziomu wyższego o grubej pokrywie osadów pozakorytowych wynoszącej około 2 m,
- c) poziom  $B_1$  – część poziomu wyższego o nieznacznej pokrywie osadów pozakorytowych wynoszącej około 0,5 m. Osady pozakorytowe leżą tu już na jednym z prawdopodobnie późnoplejstoczeńskich poziomów terasowych.

Ze względu na brak wyraźnej granicy między poziomem  $B_2$  a  $B_1$  nasuwa się wniosek, że od pewnego momentu pokrywa osadów pozakorytowych na tych poziomach rozwijała się jednocześnie. Z datowań wykonanych przez W. Niewiarowskiego (1987) wynika, iż nastąpiło to około 2 000 lat temu. Cechą charakterystyczną  $B_1$  jest sporadyczne występowanie pod osadami powodziowymi cienkich warstw wapiennych martwic dolinnych i nagromadzeń limonitu związanych z migracją bogatych w jony Ca i Fe wód gruntowych spływających z wysoczyzn i wyższych poziomów terasowych.

Wydaje się, że osady pozakorytowe na poziomach  $B_2$  i  $B_3$  akumulowane były jednocześnie wraz kształtującymi się w migrującym korycie Wisły osadami korytowymi, dlatego pokrywę osadów pozakorytowych na tych poziomach można nazwać autochtoniczną. Inaczej jest z osadami powodziowymi na poziomie  $B_1$ , które złożone zostały na powierzchni terasy o prawdopodobnie późnoplejstoczeńskim wieku. Przyjęto, że procesy kształtowania się osadów korytowych i pozakorytowych na tym poziomie nie były synchroniczne, toteż serię osadów powodziowych uznano za allochtoniczną. Stosunek szerokości poziomów  $B_1$  i  $B_3$  do szerokości koryta (średnio około 500 m) w Kotlinie Toruńskiej wynosi 2,8; w Przełomie Fordońskim 2,0; w Basenie Unisławskim 4,4. Są to wartości małe, świadczące o skrzepowaniu rzeki i młodości geomorfologicznej (Falkowski, 1967, 1971; Makkaveev i Čalov, 1986).

Z badań A. Tomczak (1987) wiadomo, że poziom  $B_1$  (wyższy w opisie autorki) kształtowany był już w okresie atlantyckim. Poziom  $B_3$  pochodzi z okresu subatlantyckiego. Atlantycki wiek poziomu wyższego w dolinie dolnej Wisły potwierdzony został przez E. Drozdowskiego (1982) oraz E. Florek i innych (1987).

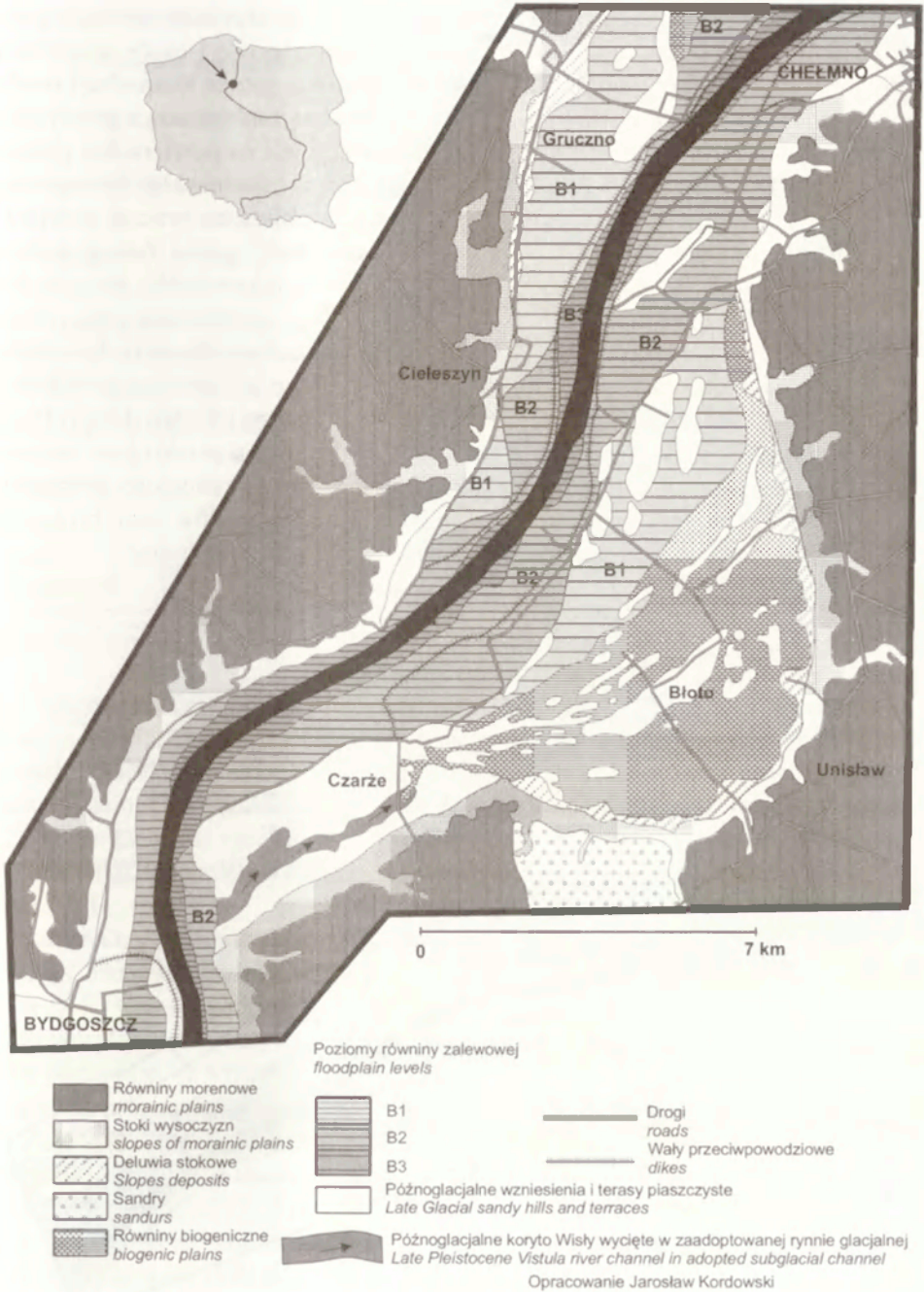
Miąższość wszystkich aluwiiów równiny zalewowej w analizowanym obszarze jest bardzo zmienna. W Kotlinie Toruńskiej A. Tomczak (1987) oceniła ją na średnio 10–12 m, maksymalnie 15–16 m, minimalnie 3–4 m, K. Wrotek (1990) podaje miąższość do 15 m. M. Kozłowska i I. Kozłowski (1990, 1992) podają maksymalne wartości do 15–16 m. W Basenie Unisławskim W. Niewiarowski (1987) podaje 8–20 m, a N. Butrymowicz (1981) 5–13 m. Największe nagromadzenie osadów rzecznych występuje w przegłębieniach związanych z działalnością lądolodu (Moj-

ski, 1980). Przeciętna miąższość wypełnienia aluwialnego zbliżona jest do 10 m, co odpowiada największym przegłębieniom w obrębie współczesnego koryta Wisły (Babiński, 1981). Dolną serię osadów równiny zalewowej budują piaski gruboziarniste i żwiry. E. Drozdowski (1982) interpretuje je jako osady rzeki roztokowej. Górną część aluwii zajmują drobne piaski, piaski mułkowate, mułki piaszczyste i ilaste oraz ily. Według interpretacji E. Falkowskiego (1967, 1971) i E. Drozdowskiego (1982) osady te są związane z działalnością rzeki meandrującej. Przejście od rzeki o roztokowym rozwinięciu koryta do rzeki meandrującej miało nastąpić w okresie atlantyckim, kiedy poziom wody w Bałtyku uległ stabilizacji. Ponowne przejście do systemu roztokowego miało zaznaczyć się kilkaset lat temu, w wyniku wylesienia dorzecza Wisły. W analizowanym przez autora obszarze meandrowanie Wisły można raczej wykluczyć, bowiem równina zalewowa jest tu za wąska by mogły wykształcić się swobodne meandry, a na powierzchni brak jest śladów łach przyrostowych zakoli meandrowych.

Strop aluwii tworzą utwory pozakorytowe. Datowania radiowęglowe z Kotliny Toruńskiej (Tomczak, 1987) w torfach podścielających utwory powodziowe wskazują, że depozycja mad rozpoczęła się tu co najmniej przed około 1900 lat BP. W. Niewiarowski (1987) w Basenie Unisławskim otrzymał nieco starsze daty, z których wynika, że depozycja mad na poziomie B<sub>1</sub> rozpoczęła się co najmniej 3000–4000 lat temu. Z badań Z. Biernackiego (1968, 1975) przeprowadzonych w rejonie Warszawy wynika, że wyraźna depozycja mad zaczęła się tam już 4500 lat temu. Miała ona dwufazowy charakter. Między 4500 i 1500 lat temu nastąpiła akumulacja mady bardziej ilastej (dolna seria mad), a w ciągu ostatnich 600 lat akumulacja mady bardziej piaszczystej (górną serią mad). Między 1500 i 600 lat temu nastąpiła przerwa w sedymentacji wyrażająca się powstaniem, dziś pogrzebanej, warstwy głebowej. Na spostrzeżeniach tych opiera się schemat E. Myślińskiej (i inni, 1980, 1982), która w dolinie dolnej Wisły również wyróżnia dwie serie mad. Mada starsza, bardziej ilasta, miała powstać w stadium rzeki meandrującej; mada młodsza, bardziej mułkowata, w środowisku rzeki roztokowej. W obszarze badań autor dotychczas nie natknął się na ślady gleby kopalnej. Sprawa ewentualnej przerwy w sedymentacji utworów powodziowych pozostaje otwarta.

### **Charakterystyka litologii i próba podziału genetycznego osadów pozakorytowych na podstawie kryterium litologicznego**

Wydzielony obszar przecięty został 68 przekrojami złożonymi z ponad 2600 sond ręcznych o przeciętnej głębokości około 2,5 m. Prawie każde sondowanie kończyło się, po przejściu osadów pozakorytowych, w utworach korytowych. W kilkunastu sondowaniach nie osiągnięto spągu aluwii pozakorytowych i ich przypuszczalną granicę wyznaczono na podstawie przebiegu warstw osadu. Odległość między sondowaniami wynosiła przeciętnie 60 m, a na każdy przekrój składało się przeciętnie 25–30 sondowań. Same przekroje z kolei wykonywane były co około

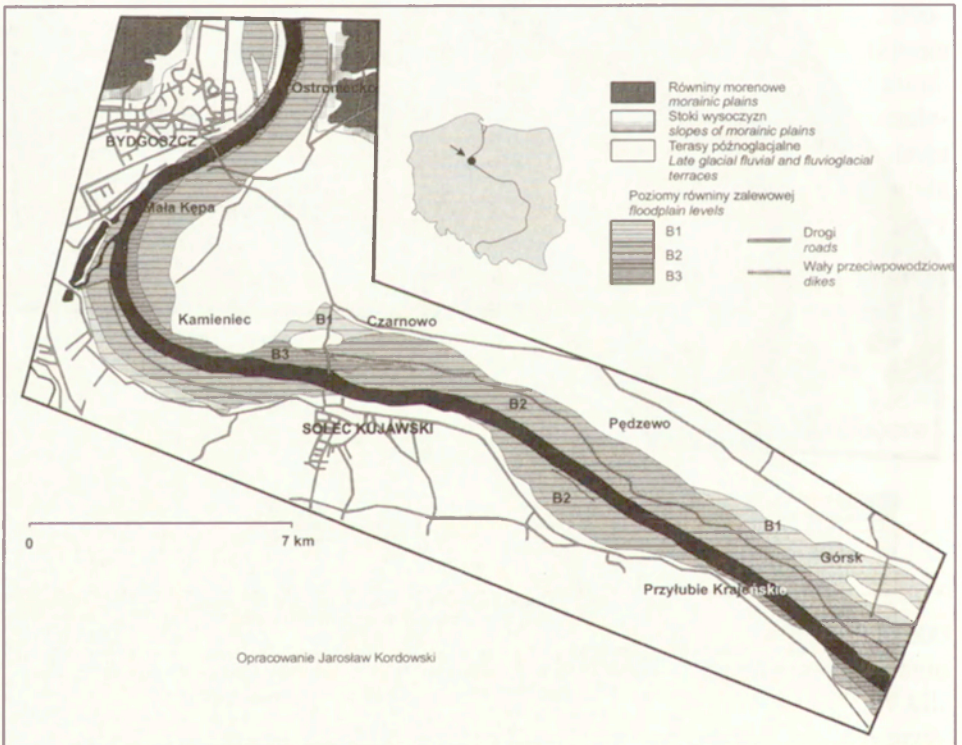


Ryc. 1. Przeglądowa mapa geomorfologiczna Basenu Unisławskiego

Geomorphological scheme of Unisław Basin

<http://rcin.org.pl>

1,5 km biegu rzeki. Za osady pozakorytowe uznano osady aluwialne powstałe poza aktywnym korytem rzecznym, to znaczy osady powodziowe i osady wypełnień porzuconych koryt i ramion bocznych. W wielu z nich proces akumulacji osadu zbliżony jest bardzo do warunków jeziornych. Analizą litologiczną i genetyczną objęto tylko poziomy B<sub>1</sub> i B<sub>2</sub>. Poziom B<sub>1</sub> zbudowany jest na powierzchni prawie wyłącznie z facji basenów popowodziowych. By określić średni skład litologiczny osadów pozakorytowych na wykreślonych profilach obliczono procent powierzchni, jaki w nich zajmują różne typy osadu (iły, mułki, torfy, gytie i różnego rodzaju piaski, patrz tab. 1–4). Ze względu na to, że profile odpowiadały różnym powierzchniom równiny zalewowej, każdemu z nich nadano odpowiednią wagę (czynnik korygujący). Wagi profili obliczono przez podzielenie powierzchni odpowiadającej danemu profilowi przez powierzchnię całego analizowanego odcinka równiny zalewowej (odpowiednio Kotliny Toruńskiej, Basenu Unisławskiego i Przełomu Fordońskiego). Powierzchnie odpowiadającą każdemu przekrojowi wyznaczono z pola powstałego w wyniku wykreślenia linii równej odległości pomiędzy sąsiednimi przekrojami i krawędziami innych teras lub stoków oraz brzegiem Wisły. Całość uzupełniono analizą litofacjalną 50 wkopów i odsłonieć.



Ryc. 2. Przeglądowa mapa geomorfologiczna środkowej i zachodniej części Kotliny Toruńskiej

Geomorphological scheme of middle and western part of Toruń Basin

Tabela 1

Wskaźniki morfometryczne różnych poziomów zalewowych równiny zalewowej  
dolnej Wisły między Górskiem i Chełmnem  
Morphometric indicators of floodplain levels in the lower Vistula River valley  
on the stretch Górsk–Chełmno

Obszar	Poziom	Wysokość (m npm.)	Przeciętna szerokość (km)			Stosunek $B_2+B_3$ do szerokości koryta Wisły
			poziom	$B_2+B_3$	całej równiny zalewowej	
Kotlina Toruńska	$B_1$	35,5–35	0,8			2,8
	$B_2$	35–32,5	1,3	1,4	1,7	
	$B_3$	34–33	0,1			
Przełom Fordoński	$B_1$	32	0,1			2,0
	$B_2$	32–29	0,9	1,0	1,3	
	$B_3$	30–29	0,1			
Basen Unisławski	$B_1$	32–28,5	1,0			4,4
	$B_2$	28,5–25	2,0	2,2	3,2	
	$B_3$	27–25	0,2			

Określenia typu litologicznego osadu dokonywano metodą makroskopową. Ze swej natury jest ona dość subiektywna, z czego autor zdaje sobie sprawę. Podane poniżej wartości liczbowe traktować należy jako wartości orientacyjne. Wykonanie dokładnych laboratoryjnych analiz uziarnienia osadów stwierdzonych w ponad 2600 sondach jest możliwa, jednak wymagałaby niewspółmiernie wiele wysiłku w stosunku do zamierzonego celu pracy. Analizy te są w toku, jednak w ograniczonej skali.

Z analizy profili litologicznych wynika, że średnia miąższość serii pozakorytowej na badanym odcinku wynosi 2,23 m (Kotlina Toruńska 2,37; Przełom Fordoński 2,15; Basen Unisławski 2,19 m). Wartość ta jest zbliżona do miąższości osadów pozakorytowych w innych odcinkach doliny dolnej Wisły. Od Włocławka po Żuławy podaje się, że średnia miąższość osadów pozakorytowych na równinie zalewowej waha się między 2 i 3 m (Mojski, 1970; Łyczewska, 1975; Butrymowicz, 1981; Kozłowski i Wrotek, 1981; Listkowska, 1981; Maksiak, 1983; Kozłowska i Kozłowski, 1985a, 1985b, 1990, 1992; Wrotek, 1986; Jeziorski, 1987; Niewiarowski, 1987; Tomczak, 1987; Wrotek, 1990; Kordowski, 1999). Od okolic Tczewa miąższość ta spada jednak do 1–2 m (Mojski, 1988), a na obszarze Żuław wynosi tylko 1–1,5 m (Mojski, 1990 a, b). Maksymalna miąższość osadów pozakorytowych w dolinie dolnej Wisły wynosi 12 m (okolice Gniewu – Wrotek, 1986 i Tczewa – Kozłowska i Kozłowski, 1985). W Basenie Grudziądzkim maksymalna miąższość mąd wynosi 7 m (Maksiak, 1983). W pozostałych odcinkach dolnej Wisły podawana jest wartość do 5–6 m.

Skład litologiczny osadów pozakorytowych  
Lithological composition of the Vistula

Lp. №	Przekrój km biegu rzeki P – brzeg prawy, L – brzeg lewy cross section, km of the Vistula River course, P – right bank, L – left bank	Waga przekroju $a_i$ weight of the cross section $a_i$	$a_i^* = \frac{a_i}{a_1}$	Średnia miąższość utworów pozakory- towych w m average thickness of the overbank deposits in m	Skład litologiczny lithological composition		
					ił clay	mułki iłasty i piaszczyste clayey and sandy silt	piasek drobny i średni iłasty fine and medium clayey sand
1	2	3	4	5	6	7	8
1	748,0P	0,0429	0,86	2,63	15,3	64,6	2,4
2	749,2P	0,0332	0,66	2,13	4,8	75,8	0,8
3	750,3P	0,0314	0,63	2,35	8,3	64,1	4,5
4	751,1P	0,0340	0,68	1,47	8,9	62,1	0,6
5	752,2P	0,0409	0,83	2,01	3,1	49,5	2,9
6	752,9P	0,0295	0,59	2,91	17,1	45,9	9,1
7	753,7L	0,0592	1,18	3,40	–	37,7	1,6
8	753,8P	0,0455	0,91	2,74	1,0	48,9	–
9	755,0P	0,0617	1,23	2,41	–	39,4	2,1
10	755,2L	0,0718	1,44	2,35	–	28,6	6,7
11	756,6L	0,0564	1,12	2,17	2,7	31,6	13,0
12	756,6P	0,0681	1,36	1,95	0,8	26,6	15,6
13	757,9L	0,0477	0,95	2,33	1,7	40,8	14,4
14	758,0P	0,0599	1,20	2,16	0,8	29,0	14,8
15	759,1P	0,0528	1,05	2,72	6,4	44,2	2,5
16	761,2P	0,0867	1,73	2,07	–	63,1	2,7
17	762,1P	0,0628	1,26	2,90	3,8	58,1	6,2
18	764,0P	0,0474	0,95	1,78	8,4	67,6	–
19	765,0P	0,0202	0,40	1,68	–	54,8	–
20	765,2L	0,0477	0,97	2,73	–	30,4	5,2

Średni skład litologiczny obliczany ze zliczeń na profilach litologicznych, obejmujący osady zarówno powodziowe jak i starorzeczy, dla równiny zalewowej Wisły między Górkami i Chełmem przedstawia się następująco: ił 4,7% (dla poszczególnych odcinków doliny odpowiednio 3,8; 1,6 i 6,4%), mułki 58,1% (46,2; 59,8; 63,8%), piaski drobne i średnie iłaste 4,4% (5,6; 4,6; 3,7%), piaski drobne i średnie mułkowate 20,7% (28,0; 18,1; 17,8%), piaski drobne i średnie przemyte 6,8% (8,0; 10,7; 4,6%), gytia 2,9% (4,3; 0,8; 3,0%), torf 1,4% (3,7; 0,8; 0,5%) i pozostałe osady 1,0% (0,4; 3,6; 0,2%). Składniki mineralne stanowią 95,7% (92,0; 98,4; 96,5%) objętości serii pozakorytowej, z czego na składniki splawialne (mułki i iły) przypada 62,8% (50,0; 61,4; 70,2%), a na niesplawialne (piaski i żwiry) 32,9% (42,0; 37,0; 26,3%), składniki organiczne stanowią 4,3% (8,0; 1,6; 3,5%).

Tabela 2

równiny zalewowej Wisły w Kotlinie Toruńskiej  
River overbank deposits in Toruń Basin

(% powierzchni przekroju) (% of the cross section area)								
piasek drobny i średni, mulkowaty <i>fine and medium muddy sand</i>	piasek drobny i średni, przemyty <i>fine and medium clear sand</i>	gytia <i>gyttia</i>	torf <i>peat</i>	pozostałe <i>others</i>	składniki mineralne <i>mineral components</i>	składniki organi- czne <i>organic components</i>	składniki spła- wialne <i>floatable components</i>	składniki niespła- wialne <i>unfloatable components</i>
9	10	11	12	13	14	15	16	17
12,1	2,9	2,7	-	-	97,3	2,7	79,9	17,4
10,2	6,0	2,4	-	-	97,6	2,4	80,6	17,0
12,2	7,8	3,1	-	-	96,9	3,1	72,4	24,5
16,8	9,3	-	-	2,3	100,0	-	71,0	29,0
29,3	11,5	3,7	-	-	96,3	3,7	52,6	43,7
10,5	6,6	8,6	-	2,2	91,4	8,6	63,0	28,4
39,5	16,5	-	-	4,7	100,0	-	37,7	62,3
26,8	8,4	13,2	3,5	-	83,3	16,7	49,9	33,4
31,0	3,4	8,9	15,2	-	75,9	24,1	39,4	36,5
35,4	9,3	-	20,0	-	80,0	20,0	28,6	51,4
38,7	1,3	-	12,6	-	87,4	12,6	34,3	53,1
40,0	1,6	13,0	-	-	87,0	13,0	29,8	60,4
32,0	2,2	-	8,8	-	91,2	8,8	42,5	48,7
44,1	6,9	4,4	-	-	95,6	4,4	29,8	65,8
40,2	3,6	3,1	-	-	96,9	3,1	50,6	46,3
13,2	16,9	4,1	-	-	95,9	4,1	63,1	32,8
19,1	10,9	1,8	-	-	98,2	1,8	61,9	36,3
15,8	8,2	-	-	1,1	100,0	-	76,0	24,0
18,7	23,0	-	3,5	-	96,5	3,5	54,8	41,7
54,6	7,5	-	-	2,3	100,0	-	30,4	69,6

W celu zbadania, czy dany typ osadu występuje na równinie zalewowej równomiernie, czy też koncentruje się lokalnie, posłużono się wskaźnikiem zmienności występowania osadu. Gdyby wartości dla każdego z profili miały jednakową wagę, czyli każdy profil odpowiadałby takiej samej powierzchni równiny zalewowej, można by po prostu zastosować jako wskaźnik zmienności odchylenie standardowe:

$$s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left( \frac{x_i}{\bar{x}} \right)^2}$$

Skład litologiczny osadów pozakorytowych  
Lithological composition of the Vistula River

Lp. №	Przekrój km biegu rzeki P – brzeg prawy, L – brzeg lewy <i>cross section, km of the Vistula River course, P – right bank, L – left bank</i>	Waga przekroju $a_i$ <i>weight of the cross section <math>a_i</math></i>	$a_i^* = \frac{a_i}{\bar{a}}$	Średnia miąższość utworów pozakory- towych w m <i>average thickness of the overbank deposits in m</i>	Skład litologiczny <i>lithological composition</i>		
					il <i>clay</i>	mułki ilaste i piaszczyste <i>clayey and sandy silt</i>	piasek drobny i średni ilasty <i>fine and medium clayey sand</i>
1	2	3	4	5	6	7	8
1	766,6L	0,0626	1,00	2,18	7,7	52,4	–
2	768,1L	0,0753	1,20	3,52	0,8	49,6	13,0
3	769,1L	0,0948	1,52	2,76	–	54,0	15,8
4	769,4P	0,0670	1,07	2,01	1,5	36,8	7,4
5	771,0P	0,0973	1,55	1,54	–	74,3	–
6	772,8P	0,0870	1,39	1,77	–	56,7	–
7	774,6P	0,0923	1,48	1,75	–	46,6	6,9
8	775,9P	0,0645	1,03	2,58	11,9	71,9	–
9	777,2P	0,0645	1,03	1,68	1,3	82,4	–
10	778,2P	0,0445	0,72	2,50	0,5	85,3	0,4
11	778,3L	0,0425	0,68	2,28	0,3	34,9	14,2
12	779,1P	0,0391	0,63	2,34	–	75,7	–
13	780,0L	0,0288	0,46	1,15	2,6	91,5	–
14	781,1L	0,0430	0,69	2,22	7,4	59,7	2,5
15	781,1P	0,0513	0,82	1,25	2,5	76,3	–
16	782,1L	0,0455	0,73	2,67	44,9	30,9	5,3

W poniższym przypadku jest to niemożliwe i autor zmuszony był do pewnego okaleczenia tej formuły matematycznej przez wprowadzenie poprawki

$a_i^* = \frac{a_i}{\bar{a}}$ . Mimo tego okaleczenia formuła  $s = \sqrt{\frac{1}{n} a_i^* \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i}{\bar{x}}\right)^2}$  lepiej oddaje zmien-

ność występowania osadu niż zwykle zastosowanie wariancji. Z wyliczeń wynika, że najrównomiej występują mułki budujące baseny popowodziowe (wartość wskaźnika dla całego badanego obszaru 1,03) i piaski mułkowate tworzące stożki krewasowe i wały przykorytowe (1,11). Nieco mniejszą równomierność wykazują piaski ilaste (występujące w starych korytach ramionach bocznych lub korytach wód powodziowych) i przemyte (wchodzące w skład stożków powodziowych i wałów przykorytowych) – odpowiednio 1,36 i 1,39. Najbardziej nierównomiernie rozmieszczone są ropy (2,51), torfy (2,28) i gytie (1,84), występujące prawie wyłącznie w starych korytach ramionach bocznych i korytach krewasowych.



Tabela 3

równiny zalewowej Wisły w Przełomie Fordońskim  
 overbank deposits in the valley narrowing near Fordon

(% powierzchni przekroju) (% of the cross section area)								
piasek drobny i średni, mulkowany <i>fine and medium muddy sand</i>	piasek drobny i średni, przemyty <i>fine and medium clear sand</i>	gytia <i>gyttia</i>	torf <i>peat</i>	pozostałe <i>others</i>	składniki mineralne <i>mineral components</i>	składniki organiczne <i>organic components</i>	składniki spławialne <i>floatable components</i>	składniki niespławialne <i>unfloatable components</i>
9	10	11	12	13	14	15	16	17
31,0	5,7	2,0	–	1,2	100,0	–	60,1	37,9
29,8	4,2	–	5,3	7,3	94,7	5,3	50,4	44,4
24,1	0,8	5,3	–	–	94,7	5,3	54,0	40,7
20,7	33,6	–	–	–	100,0	–	38,3	61,7
13,1	12,6	–	–	–	100,0	–	74,3	25,7
23,5	19,7	–	–	0,1	100,0	–	56,7	43,3
11,1	12,2	–	3,2	20,0	96,8	3,2	46,6	50,2
11,2	5,0	–	–	–	100,0	–	83,8	16,2
7,0	9,3	–	–	–	100,0	–	83,7	16,3
9,7	1,4	2,7	–	–	97,3	2,7	85,8	11,5
30,6	20,0	–	–	–	100,0	–	35,2	64,8
21,8	0,4	2,0	–	–	98,0	2,0	75,7	22,3
4,5	1,4	–	–	–	100,0	–	94,1	5,9
18,5	9,9	–	2,0	–	98,0	2,0	67,1	34,9
10,3	10,9	–	–	–	100,0	–	78,8	21,2
15,8	3,1	–	–	–	100,0	–	75,8	24,2

W trakcie badań terenowych ujawniały się wyraźne związki między typem litologicznym osadu a miejscem jego depozycji na równinie zalewowej. Dokładna analiza przekrojów litologicznych skłoniła autora do następującego podziału sadów pozakorytowych.

- Osady wypełnień koryt. Są to wypełnienia opuszczonych koryt rzecznych, ramion bocznych i koryt wód powodziowych. Do tej grupy zaliczyć można ility, piaski ilaste, torfy i gytie. Dla całego analizowanego obszaru osady te stanowią 13,4% objętości osadów pozakorytowych (w poszczególnych odcinkach doliny odpowiednio 17,4; 7,8 i 13,6%). Widać tu, że osady tego typu występują częściej w kotlinnych odcinkach równiny zalewowej niż w odcinku przełomowym. W tej grupie osadów wyraźnie rysuje się podział na:
  - organiczne, zawierające gytie i torfy,
  - mineralne, zawierające ility i piaski ilaste.
- Typowe osady powodziowe:

Skład litologiczny osadów pozakorytowych  
Lithological composition of the Vistula

Lp. №	Przekrój km biegu rzeki P – brzeg prawy, L – brzeg lewy cross section, km of the Vistula River course, P – right bank, L – left bank	Waga przekroju $a_i$ weight of the cross section $a_i$	$a_i^* = \frac{a_i}{a}$	Średnia miąższość utworów pozakory- towych w m average thickness of the overbank deposits in m	Skład litologiczny lithological composition		
					il clay	mułek ilasty i piaszczysty clayey and sandy silt	piasek drobny i średni ilasty fine and medium clayey sand
1	2	3	4	5	6	7	8
1	783,0P	0,0176	0,56	1,44	–	65,0	4,0
2	783,6L	0,0357	1,14	2,53	15,5	73,1	2,6
3	785,0L	0,0148	0,48	2,12	13,9	63,1	2,0
4	785,2P	0,0399	1,28	1,97	–	52,4	1,5
5	786,0L	0,0102	0,33	2,16	1,5	82,0	1,0
6	786,1P	0,0424	1,36	2,38	0,8	53,4	2,0
7	788,2P	0,0476	1,52	1,98	–	49,3	4,2
8	789,3P	0,0473	1,51	2,34	8,7	49,7	6,4
9	789,9L	0,0073	0,23	2,37	–	53,8	–
10	790,2P	0,0461	1,48	2,36	11,6	64,4	0,4
11	791,1L	0,0220	0,70	2,73	–	67,5	9,1
12	791,2P	0,0679	2,16	1,65	0,1	69,4	–
13	792,1L	0,0264	0,85	3,41	14,4	46,6	13,3
14	792,5P	0,0176	0,56	2,07	11,4	62,2	3,7
15	793,3P	0,0149	0,48	2,43	3,4	52,3	7,2
16	793,9L	0,0330	1,06	2,49	4,4	74,6	–
17	794,2P	0,0309	0,99	1,56	21,4	63,2	5,2
18	795,0L	0,0318	1,02	2,40	3,4	75,7	–
19	795,2P	0,0249	0,80	2,40	7,9	70,0	5,1
20	796,1P	0,0220	0,70	1,76	0,4	81,0	–
21	796,1L	0,0258	0,83	1,36	–	66,4	9,1
22	796,6P	0,0565	1,81	1,88	9,1	76,9	4,1
23	797,7L	0,0143	0,46	3,20	–	69,8	–
24	798,4P	0,0507	1,62	2,56	22,0	53,8	6,4
25	798,8L	0,0052	0,17	1,42	–	64,9	2,8
26	799,8L	0,0048	0,15	1,08	–	52,1	–
27	800,2P	0,0606	1,94	2,20	10,4	71,0	5,4
28	801,5L	0,0150	0,48	2,44	2,2	72,8	1,3
29	801,9P	0,0448	1,43	1,91	4,0	83,0	1,3
30	803,2P	0,0365	1,17	1,42	0,5	66,1	1,6
31	803,2L	0,0453	1,45	2,72	2,6	57,1	3,5
32	805,2P	0,0402	1,28	1,56	–	75,1	1,2

Tabela 4

równiny zalewowej Wisły w Basenie Unisławskim  
River overbank deposits in Unisław Basin

(% powierzchni przekroju) (% of the cross section area)								
piasek drobny i średni, mulkowaty <i>fine and medium muddy sand</i>	piasek drobny i średni, przemyty <i>fine and medium clear sand</i>	gyttia <i>gyttia</i>	torf <i>peat</i>	pozostałe <i>others</i>	składniki mineralne <i>mineral components</i>	składniki organi- czne <i>organic components</i>	składniki spła- wialne <i>floatable components</i>	składniki niespła- wialne <i>unfloatable components</i>
9	10	11	12	13	14	15	16	17
17,4	13,6	-	-	-	100,0	-	65,0	35,0
1,7	0,4	2,5	2,0	2,2	95,5	4,5	88,6	6,9
14,7	3,3	-	-	3,0	100,0	-	77,0	23,0
31,4	14,3	-	-	0,4	100,0	-	52,4	47,6
15,3	-	-	-	0,2	100,0	-	83,5	16,5
29,2	14,6	-	-	-	100,0	-	54,2	45,8
39,6	4,3	2,5	-	0,1	97,5	2,5	49,3	48,2
22,6	3,5	5,0	4,1	-	90,9	9,1	49,7	41,2
12,4	33,8	-	-	-	100,0	-	53,8	46,2
14,2	7,4	1,8	-	-	98,2	1,8	76,0	21,2
10,6	8,3	0,4	4,1	0,2	95,6	4,4	67,5	28,1
29,6	0,9	-	-	-	100,0	-	52,3	31,1
25,7	-	-	-	-	100,0	-	61,0	39,0
10,0	3,0	5,5	-	4,2	94,5	5,5	73,6	20,9
31,8	4,4	-	-	0,9	100,0	-	55,7	44,3
15,4	5,6	-	-	-	100,0	-	79,0	21,0
7,5	2,1	-	-	-	100,0	-	84,6	15,4
17,6	3,3	-	-	-	100,0	-	79,1	20,9
16,7	-	-	-	0,3	100,0	-	77,9	22,1
17,6	0,9	-	-	0,1	100,0	-	81,4	18,6
8,9	15,6	-	-	-	100,0	-	66,4	33,6
9,0	0,7	0,2	-	-	99,8	0,2	86,0	13,8
24,8	-	5,4	-	-	94,6	5,4	69,8	24,8
9,8	7,2	0,4	0,4	-	99,2	0,8	75,8	23,4
22,1	7,4	2,8	-	-	97,2	2,8	64,9	32,3
47,9	-	-	-	-	100,0	-	52,1	47,9
11,3	1,9	-	-	-	100,0	-	81,4	18,6
12,6	-	9,5	-	1,6	90,5	9,5	75,0	15,5
9,0	2,7	-	-	-	100,0	-	87,0	13,0
23,9	-	5,8	-	-	94,2	5,8	66,6	27,6
18,2	-	18,6	-	-	81,4	18,6	59,7	21,7
16,3	7,4	-	-	-	100,0	-	75,1	24,9

Statystyczne parametry różnicowania składu litologicznego osadów pozakorytowych  
 Statistical differentiation parameters of the lower Vistula River overbank

Parametr statystyczny <i>statistical parameter</i>	Obszar odniesienia <i>regarding area</i>	Średnia miąższość utworów pozakorytowych w m <i>average thickness of the overbank deposits in m</i>	Skład litologiczny <i>lithological composition</i>		
			il <i>clay</i>	mulek ilasty i piaszczysty <i>clayey and sandy silt</i>	piasek drobny i średni ilasty <i>fine and medium clayey sand</i>
1	2	3	4	5	6
średnia ważona <i>weighted average</i>	Kotlina Toruńska <i>Toruń Basin</i>	2,37	3,8	46,2	5,6
$\bar{x} = \sum_{i=1}^n (a_i x_i)$	Przełom Fordoński <i>valley narrowing near Fordon</i>	2,15	1,6	59,8	4,6
	Basen Unisławski <i>Unisław Basin</i>	2,19	6,4	63,8	3,7
	ogółem* <i>average</i>	2,23	4,7	58,1	4,4
	wskaznik zmienności występowania osadu <i>differentiation indicator of sediment occurrence</i>	Kotlina Toruńska <i>Toruń Basin</i>	1,02	1,49	1,05
$s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i \left(\frac{x_i}{\bar{x}}\right)^2}$	Przełom Fordoński <i>valley narrowing near Fordon</i>	1,04	6,50	1,04	1,60
	Basen Unisławski <i>Unisław Basin</i>	1,02	1,49	1,01	1,24
	ogółem* <i>average</i>	1,02	2,51	1,03	1,36

\* waga Kotliny Toruńskiej 0,2770, Przełomu Fordońskiego 0,2046, Basenu Unisławskiego 0,5184.

- Osady basenów popowodziowych zbudowane z mulków ilastych w partiach spągowych i mulków piaszczystych w partiach stropowych. Łącznie stanowią one 58,1% osadów pozakorytowych analizowanego odcinka. Ich udział rośnie systematycznie od Kotliny Toruńskiej 46,2%, przez Przełom Fordoński 59,8% do Basenu Unisławskiego 63,8%. Wydaje się więc, że jest to tendencja ogólna polegająca na zwiększaniu się udziału osadów basenów popowodziowych w dół doliny, w niewielkim tylko stopniu modyfikowana przez warunki lokalne.
- Piaszczyste osady powodziowe budujące wały przykorytowe, stożki krewasowe, mikrodelty i cienie piaszczyste. Zaliczyć tu należy różnego rodzaju piaski mulkowate i przemyte. Ogółem stanowią one 28,5% objętości osadów pozakorytowych. Ich udział systematycznie spada od Kotliny Toruńskiej 36,4%, przez Przełom Fordoński 32,4% do Basenu Unisławskiego 22,6%. Udział tego typu osadów zmniejsza się w dół doliny. Osady te w przeważają-

Tabela 5

równiny zalewowej Wisły na odcinku Górsk–Chelmno  
deposits composition on the stretch Górsk–Chelmno

(% powierzchni przekroju) (% of the cross-section area)								
piasek drobny i średni, mułkowany <i>fine and medium muddy sand</i>	piasek drobny i średni, przemyty <i>fine and medium clear sand</i>	gyttia <i>gyttia</i>	torf <i>peat</i>	pozostałe <i>others</i>	składniki mineralne <i>mineral components</i>	składniki organi- czne mineral <i>components</i>	składniki sple- wialne floatable <i>components</i>	składniki niesple- wialne unfloatable <i>components</i>
7	8	9	10	11	12	13	14	15
28,0	8,0	4,3	3,7	0,4	92,0	8,0	50,0	42,0
18,1	10,7	0,8	0,8	3,6	98,4	1,6	61,4	37,0
17,8	4,6	3,0	0,5	0,2	96,5	3,5	70,2	26,3
20,7	6,8	2,9	1,4	1,0	95,7	4,3	62,8	32,9
1,10	1,26	1,24	2,02	3,58	–	–	–	–
1,09	1,19	2,29	2,25	1,78	–	–	–	–
1,13	1,55	2,00	2,44	4,98	–	–	–	–
1,11	1,39	1,84	2,28	3,94	–	–	–	–

cej części to osady stożków krewasowych. Udział facji wałów przykorytowych, mikrodelty i cieni piaszczystych ma mniejsze znaczenie. Stożki i wstęgi krewasowe nad dolną Wisłą to formy potężne (np. stożek w miejscowości Pędzewo w Kotlinie Toruńskiej ma ponad 3 km długości i 500–600 m szerokości, w południowej części Basenu Unisławskiego występuje zespół stożków długości 7 km, a w Przełomie Fordońskim podobny zespół osiąga długość 5 km

Powyższy podział został skonstruowany tylko dla równiny zalewowej badanego odcinka doliny. Nie musi być on słuszny w innych obszarach doliny Wisły, która jest formą poligenetyczną i ma w swych różnych częściach różną historię geologiczną. Podobnie jak obliczenia składu litologicznego jest on subiektywny i będzie zapewne zweryfikowany przez innych badaczy. Na razie należy go traktować jak wstępną próbę ustalenia relacji ilościowych między różnymi elementami genetycznymi równiny zalewowej dolnej Wisły.

## Podsumowanie

Równina zalewowa Wisły na odcinku między Pędzewem a Chełmnem wykształcona jest w postaci trzech poziomów morfologicznych. Rozwinięta na nich pokrywa osadów pozakorytowych wykazuje pewne zróżnicowanie w różnych odcinkach doliny. Zaznacza się zwiększanie udziału facji basenów popowodziowych w dół doliny. Odwrotnie zachowuje się udział facji piaszczystych osadów powodziowych, czyli wałów przykorytowych, stożków krewasowych, mikrodelty i cieni piaszczystych. Osady wypełnienia koryt, nie związane bezpośrednio z przechodzącymi powodziami, mają mniejsze znaczenie w wąskim odcinku Przełomu Fordońskiego, większe zaś w obydwu odcinkach kotlinnych. Także utwory organiczne występują w większej ilości w obszarach kotlinnych niż w odcinku przełomowym. Miąższość serii utworów pozakorytowych jest podobna jak w całej dolinie dolnej Wisły i nie wykazuje lokalnej zmienności.

## Piśmiennictwo

- Babiński Z., 1981, *Wstępna charakterystyka morfologiczna dna koryta dolnej Wisły na odcinku Włocławek–Chełmno w świetle map i fotointerpretacji*, Gospodarka Wodna 4–5, s. 105–109.
- 1984, *The effects of human activity on changes in the lower Vistula channel*, Geographia Polonica, 50, s. 271–282.
- 1985, *Hydrogeomorfologiczne konsekwencje regulacji dolnej Wisły*, Przegląd Geograficzny, 57, 4, s. 471–486.
- 1990, *Charakterystyka równiny zalewowej dolnej Wisły*, Przegląd Geograficzny, 62, 1–2, s. 95–100.
- 1992, *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, Prace Geograficzne IG i PZ PAN, 157, Wrocław–Warszawa–Kraków.
- 1997, *Procesy erozyjno-akumulacyjne poniżej stopnia wodnego Włocławek, ich konsekwencje i wpływ na morfodynamikę planowanego zbiornika Nieszawa*, Top-Courier, Toruń.
- Biernacki Z., 1968, *Wiek oraz przebieg przyrostu miąższości mad na tarasie zalewowym Wisły w rejonie Warszawy w świetle stanowisk archeologicznych*, Przegląd Geologiczny, 1, s. 13–20.
- 1975, *Holocene and Late Pleistocene alluvial sediments of the Vistula River near Warsaw*, Biuletyn Geologiczny, 19, s. 199–217.
- Butrymowicz N., 1981, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Chełmno*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1981, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Chełmno*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Churski Z., 1968, *Mapa Geomorfologiczna Polski 1:50 000, arkusz Bydgoszcz*, IG PAN, Toruń.
- Drozdowski E., 1965, *Mapa Geomorfologiczna Polski 1:50 000, arkusz Chełmno*, IG PAN, Toruń.
- 1982, *The evolution of the lower Vistula river valley between the Chełmno Basin and the Grudziądz Basin*, [w:] L. Starkel (red.): *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Geographical Studies, Special Issue, part I, PAN, Ossolineum, Wrocław, s. 131–147.
- Falkowski E., 1967, *Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost–Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju*, Biuletyn Instytutu Geologii, 198, 4, Warszawa, s. 57–131.
- 1971, *Historia i prognoza rozwoju koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*, Biuletyn Geologiczny, 12, s. 5–122.
- Florek E., Florek W., Mycielska–Dowgiallo E., 1987, *Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Plock in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the*

- Vistula River valley during the last 15 000 years*, Geographical Studies, Special Issue, part II, PAN, Ossolineum, Wrocław, s. 189–205.
- Galon R., 1934, *Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla*, Badania Geograficzne Polski Północno-Zachodniej, 12–13.
- Jeziorski J., 1987, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Bobrowniki*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Koc L., 1972, *Zmiany koryta Wisły w XIX i XX wieku między Płockiem i Toruniem*, Przegląd Geograficzny, 44, 4, s. 703–719.
- Kordowski J., 1999, *Litologia osadów pozakorytowych Wisły w zachodniej części Kotliny Toruńskiej*, Przegląd Geologiczny, 3, 1999, s. 273–279.
- Kozłowska M., Kozłowski I., 1985a, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Kwidzyn*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1985b, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Żółędowo*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1985c, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Żółędowo*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1990a, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Unistaw*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1990b, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Unistaw*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1992a, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Bydgoszcz Wschód*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1992b, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Bydgoszcz Wschód*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Kozłowski I., Wrotek K., 1981, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Gardeja*, Wyd. Geol. Warszawa.
- Listkowska H., 1981, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Nowe*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Lyczewska J., 1975, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Ciechoćinek*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Makkaveev N.I., Čalov R.S., 1986, *Ruslovyje processy*, Izd. Moskovskogo Univers., Moskwa.
- Maksiak S., 1983a, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Grudziądz–Rudnik*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1983b, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Grudziądz–Rudnik*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Mojski J.E., 1970, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Włocławek*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1980, *Budowa geologiczna i tendencje rozwoju doliny Wisły*, Przegląd Geologiczny, 6, s. 332–333.
- 1988, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Tczew*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1990a, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Sobieszewo–Drewnica*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1990b, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Kąty–Nowy Dwór Gdański*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Myślińska E. 1980, *Inżyniersko-geologiczna charakterystyka mad doliny Wisły*, Przegląd Geologiczny, 6, s. 348–351.
- Myślińska E., Hoffman E., Kulesza-Wiewióra K., 1982, *Zróżnicowanie litologiczne mad w wybranych odcinkach doliny Wisły*, Przegląd Geologiczny, 9, s. 474–479.
- Niewiarowski W., 1968, *Mapa Geomorfologiczna Polski 1:50 000, arkusz Unistaw*, IG PAN, Toruń.
- 1987, *Evolution of the lower Vistula valley in the Unistaw Basin and 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*, Geographical Studies, Special Issue, part 4, PAN, Ossolineum, Wrocław, s. 234–252.
- Olszewski A., 1968, *Mapa Geomorfologiczna Polski 1:50 000, arkusz Trzeciewiec*, IG PAN, Toruń.

- Pasierbski M., 1967, *Mapa Geomorfologiczna Polski 1:50 000*, arkusz Rzęczkowo, IG PAN, Toruń.
- Sonntag P., 1919, *Geologie von Westpreußen*, Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Szmańda J., 2000, *Litodynamiczny zapis powodzi w aluwjach pozakorytowych Wisły*, [w:] P. Moewski, W. Wysota (red.) *Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej. Przewodnik wycieczek terenowych na V Zjazd Geomorfologów Polskich, 11–14 września 2000. Toruń*, IG UMK, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Toruń, s. 221–231.
- Tomczak A., 1965, *Mapa Geomorfologiczna Polski 1:50 000*, arkusz Toruń, IG PAN, Toruń.
- 1982, *The evolution of the Vistula river valley between Toruń and Solec Kujawski during the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.): *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years*, Geographical Studies, Special Issue, part I. PAN, Ossolineum, Wrocław, s. 103–129.
  - 1987, *Evolution of the Vistula valley in the Toruń Basin in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years*, Geographical Studies, Special Issue, part IV, PAN, Ossolineum, Wrocław, s. 207–231.
- Wrotek K., 1986, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Gniew, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1990, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000*, arkusz Rzęczkowo, Wyd. Geol., Warszawa.
  - 1990, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Rzęczkowo, Wyd. Geol., Warszawa.

JAROSŁAW KORDOWSKI

#### LITHOLOGY AND GENESIS OF THE LOWER VISTULA RIVER OVERBANK FLOODPLAIN DEPOSITS BETWEEN GÓRSK AND CHELMNO

The average composition of Vistula river overbank deposits on the floodplain area between Górsk and Chelmno (see maps 1 and 2) is following: clay 4.7% (for Toruń Basin, Fordon valley narrowing and Unisław Basin respectively 3.8; 1.6 and 6.4%), silt 58.1% (46.2; 59.8; 623.8%), fine and medium clayey sand 20.7% (28.0; 18.1; 17.8%) fine and medium clear sand 6.8% (8.0; 10.7; 4.6%), gyttia 2.9% (4.3; 0.8; 3.0%), peat 14% (3.7; 0.8; 3.0%) and others 1.0% (0.4; 3.6; 0.2%). Mineral components comprise 95.7% (92.0; 98.4; 96.5%) of the volume of the overbank deposits. Of that 62.8% (50.0; 61.4; 70.2%) is in the form of on floatable components (silt and clay) and 32.9% (42.0; 37.0; 25.3%) on unfloatable ones (sand, occasionally fine gravels). Organic components take up to 4.3% (8.0; 1.6; 3.5%). In terms of genesis these deposits may be divided into two general groups:

1. Channel fillings, comprising clay, clayey sand, peats and gytias. For the whole area analysed they constitute 13.4% of the volume of overbank deposits (for the Toruń Basin 17.4%, for the valley narrowing near Fordon 7.8%, for the Unisław Basin 13.6%). It seems deposits of this type occur more often in valley basins than in valley narrowings. The deposits may be divided into:
  - organic ones (gyttias and peats),
  - inorganic ones (clay and clayey sand).
2. Typical flood deposits.
  - sediments developed in floodplain basins, composed above all of various kinds of silt. Silt accounts for 58.1% of overbank deposits in the analysed area. Their share is greater from the Toruń Basin (46.2%), through the Fordon gap (59.8%) to the Unisław Basin (63.8%). This would also seem to be a general tendency linked with the increasing length of the river course, albeit in some way modified by local conditions.



- sandy floodplain deposits, which build natural levees, crevasse splays, microdeltas and sandy shadows. Silty and clear sands may be included here. Altogether they account for 28.5% of the volume of overbank deposits. Their share is steadily lower from the Toruń Basin (36.4%), through the Fordon gap (32.4%) to the Unisław Basin (22.6%). The greater part is made up of crevasse splays sediments. Natural levees, microdeltas and sandy shadows make up a smaller volume of this sediment group.



## Percepcja atrakcyjności wizualnej krajobrazu okolic Pińczowa

*Perception of visual attractiveness on the Pińczów vicinity*

PRZEMYSŁAW ŚLESZYŃSKI

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

**Zarys treści.** W artykule przedstawiono badanie percepcji krajobrazu, przeprowadzone za pomocą 22 fotografii różnych typów krajobrazu na grupie 116 przypadkowych turystów wypoczywających w okolicach Pińczowa latem 1995 r. Dane ankietowe pozwoliły na waloryzację atrakcyjności wizualnej krajobrazu badanych okolic, którą przedstawiono na mapie w skali 1:25 000. Ponadto przeprowadzono analizę zależności między oceną atrakcyjności wizualnej krajobrazu a cechami respondentów, która w warunkach polskich w zasadzie potwierdziła większość znanych z literatury światowej zachowań. W artykule zawarto również uwagi dotyczące problemów metodycznych oceny estetycznej i atrakcyjności wizualnej krajobrazu.

**Słowa kluczowe:** percepcja krajobrazu, atrakcyjność wizualna krajobrazu, estetyka krajobrazu, Niecka Nidziańska, badania ankietowe.

### Percepcja estetyczna i percepcja atrakcyjności wizualnej krajobrazu

Badania estetyki krajobrazu należy prowadzić przede wszystkim z dwóch praktycznych powodów. Po pierwsze, intensywne przekształcanie i rosnąca degradacja środowiska (krajobrazu) wskazują na konieczność jego ochrony, także ze względów estetycznych. W Polsce zwrócono uwagę na ten aspekt ochrony jeszcze przed II wojną światową. W Ustawie z dnia 10 marca 1934 r. o ochronie przyrody zapisano, że ochronie podlegają: ziemia, jej ukształtowanie i formacje, zwierzęta, wody, itp., zaś zachowanie ich leży w interesie publicznym ze względów naukowych, estetycznych, historycznych, pamiątkowych oraz ze względu na swoiste cechy krajobrazu. Ochrona polegała m.in. na zakazie wznoszenia budowli „o pewnej wysokości lub jakości” (Fularski, 1937).

Po drugie, niepodważalny i bezdyskusyjny pozostaje wpływ estetycznych wartości otoczenia (krajobrazu) na człowieka. Wyodrębnienie terenów w korzystny sposób oddziaływających na psychikę, ale i na warunki pracy, życia, słowem – na jego jakość, jest w pełni uzasadnione. Tak przeprowadzona waloryzacja powinna być istotną częścią planowania przestrzennego i powinna być uwzględniana w ocenach na potrzeby turystyki, budownictwa, ochrony środowiska.

Najogólniej ujmując, informacja o środowisku dociera do człowieka z jednej strony dzięki procesom percepcyjnym (spostrzegania), kształtowanym przez dostarczane bodźce środowiska, z drugiej strony zaś – przez motywacje i potrzeby (Gibson, 1966). Wśród tych ostatnich wyróżnić można pragnienie przeżyć estetycznych.

Percepcja krajobrazu jest procesem subiektywnym. A. Kowalczyk (1992) przytacza powszechną opinię co do wpływu na percepcję krajobrazu cech indywidualnych (biologicznych) człowieka (płeć, wiek, zdrowie), jego wykształcenia, charakteru wykonywanej pracy i uwarunkowań kulturowych, wcześniejszych doświadczeń, a nawet warunków materialnych. W cytowanych przez wspomnianego autora badaniach J. Sonnenfelda (1967), przeprowadzono analizę m.in. preferencji estetycznych. Okazało się że np. mężczyźni i ludzie młodzi częściej preferują krajobrazy górskie, zaś kobiety częściej opowiadają się za krajobrazami o dużym udziale szaty roślinnej. Do podobnych wniosków doszedł również A. Dearden (1979).

Przyroda jest źródłem wartości i przeżyć estetycznych. Wartość, również estetyczna, jest nadawana przedmiotom przez człowieka i źródłem jej jest ludzka psychika. Jedną z potrzeb człowieka jest potrzeba obcowania z przyrodą, a wynika to z wyznawanych przez niego wartości. W celu uproszczenia sposobu postępowania, a równocześnie uniknięcia konieczności określenia wartości estetycznych, przyjęto pojęcie atrakcyjności wizualnej stosowane m.in. przez K.H. Wojciechowskiego (1986), a zmodyfikowane przez P. Śleszyńskiego (1997), rozumiane jako funkcja realnie istniejącego krajobrazu ( $K$ ) i ujednoczonych norm (kryteriów) określających system wartości estetycznych ( $WE$ ):

$$AWK = f(K \times \{WE\})$$

### Badania percepcji krajobrazu

Począwszy od lat sześćdziesiątych XX wieku na badania percepcji krajobrazu zwróciło uwagę wielu badaczy (m.in. Sonnenfeld, 1967; Knopp, Ballman i Merriam, 1979; Brossard i Wieber, 1984; Mosley, 1989; Bourassa, 1991), także w Polsce (Wojciechowski, 1986; Kowalczyk, 1992; Wolski, 1992; Wyrzykowski, 1993; Bogdanowski, 1994; Pietrzak, 1998; por. też Richling, 1992). Wyniki badań dowodzą, że walory przyrodnicze środowiska spełniają istotną rolę w zaspokajaniu potrzeb człowieka.

W badaniach percepcji atrakcyjności wizualnej krajobrazu powszechnie stosowane są dwa podejścia badawcze: wywiad kwestionariuszowy oraz przedstawianie zdjęć fotograficznych (Kowalczyk, 1992). Niekiedy oba rodzaje postępowania się łączą. Drugie podejście sprowadza się do przedstawienia respondentom zdjęć fotograficznych różnych typów krajobrazu. Fotografie powinny spełniać kilka warunków (Syga, 1994; Śleszyński, 1997) – przede wszystkim być wykonane w czasie najbliższym okresowi badań, tej samej wielkości, w tych samych warunkach pogodowych (najlepiej tego samego dnia o określonej porze), bez efektów estetycznych (kolorowe filtry, specjalne kadrowanie, itp.).

Jednym z ostatnich przykładów badań percepcji krajobrazu z wykorzystaniem zdjęć fotograficznych są badania M. Pietrzaka (1998), który przygotował 9 zdjęć różnych typów krajobrazu, wyróżnionych na podstawie cech fizjonomicznych (m.in. krajobraz otwarty, leśny, mozaikowaty, jeziorny, itp.) i przedstawił je grupie 200 studentów w wieku 19–22 lat. Ankieta, opracowana na podstawie badań niemieckich (Asseburg, Hühn i Wöbse, 1983) zawierała m.in. pytania dotyczące niewizualnych cech krajobrazu (np. możliwości wykorzystania rekreacyjnego). Wyniki badań posłużyły do opracowania map piękna, różnorodności, naturalności, orientacji, bodźcowości oraz bezpieczeństwa.

### Założenia metodyczne

Prezentowane badania<sup>1</sup> percepcji atrakcyjności wizualnej krajobrazu składały się z kilku części. Na początku należało wydzielić na obszarze badań typy krajobrazów. Następnie przygotowano i przeprowadzono ankietę (kwestionariusz). Ostatnią część stanowiło opracowanie kameralne zebranego materiału.

### Obszar badań

Obszar wybrany do badań jest położony w obrębie Niecki Nidziańskiej i zajmuje powierzchnię 77 km<sup>2</sup> (prostokąt o wymiarach 7×11 km). Przyjęta skala opracowania wynosiła 1:25 000. Wybór terenu wynikał z bardzo dobrego rozpoznania przyrodniczego tego obszaru, w tym istnienia dobrych materiałów kartograficznych (rzeźba i roślinność). W obrębie obszaru zawierały się części mezoregionów: Dolina Nidy, Garb Pińczowski, Niecka Solecka, Niecka Połaniecka i Garb Wodzisławski (Kondracki, 1994).

Administracyjnie (2001 r.) obszar położony jest w obrębie Miasta i Gminy Pińczów, wchodzących w skład powiatu pińczowskiego (województwo świętokrzyskie).

Spśród materiałów kartograficznych wykorzystano mapy topograficzne w skali 1:25 000. Ponadto pomocne były: mapa roślinności rzeczywistej okolic Pińczowa (Kostrowicki i Solon, 1994), powstała na podstawie szczegółowego kartowania roślinności w latach 1985–1992 i mapa geomorfologiczna wykonana przez studentów Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW odbywających praktyki w 1995 r.

### Typologia krajobrazu okolic Pińczowa na potrzeby oceny percepcji

Na terenie badań, zgodnie z przedstawioną drogą postępowania, wydzielono 9 typów rzeźby i 10 typów pokrycia, zwracając uwagę m.in. na ich cechy fizjono-

<sup>1</sup> Badania stanowiły część uzupełniającą pracy magisterskiej autora pt. *Ocena atrakcyjności wizualnej krajobrazu okolic Pińczowa*, napisanej na Wydziale Geografii i Studiów Regionalnych UW w Zakładzie Geoekologii pod kierunkiem prof. dr. hab. A. Richlinga, gdzie przeprowadzono sformalizowaną ocenę atrakcyjności wizualnej na podstawie różnorodności krajobrazu i różnorodności widoków, a także opracowano mapę zasięgu widoku (por. Śleszyński, 1997, 1998 i 2000).

miczne. W dolinie Nidy wydzielono właściwe dno doliny, taras nadzalewowy oraz równiny starych tarasów glacialnych (występujących we fragmentach także na Garbie Pińczowskim). Ponadto wyróżniono pola piasków przewianych, osadnice glacialne, powierzchnie zrównań, stoki słabo nachylone i stoki silnie nachylone oraz suche dolinki i wcioty. Pod względem powierzchniowym dominuje dno doliny, stanowiące w sumie 13,9%, a pod względem ilości indywidualnych konturów suche dolinki i wcioty – 158 (ponad jedna czwarta liczby wszystkich jednostek).

Jednostki pokrycia (8 typów) wydzielono również przede wszystkim na podstawie zróżnicowania fizjonomicznego. Wilgotne łąki i pastwiska występują głównie w dolinie Nidy, a murawy i suche łąki na Garbie Pińczowskim. W grupie zarośli i zakrzaczeń nie wyróżniano poszczególnych klas fitosocjologicznych ze względu na zbyt duże ich zróżnicowanie (należałoby wydzielić kilkanaście typów). Również lasy sosnowe nie zostały podzielone, gdyż różnice pomiędzy nimi wyrażają się tylko w podszyciu, a fizjonomicznie bory niemal się nie różnicują. Nie podlegały ocenie wody (Nida, starorzeczka), wyrobiska oraz kompleks zabudowy i sadów (łącznie 8,5 km<sup>2</sup> – 11,0% całkowitej powierzchni terenu badań).

Po skrzyżowaniu mapy rzeźby z mapą pokrycia (za pomocą technik komputerowych GIS) powstała mapa 51 typów jednostek. Największe reprezentowane były przez wilgotne łąki w płaskim dnie doliny (maksymalnie około 4,7 km<sup>2</sup>) i na tarasach; najmniejsze osiągały 0,01 km<sup>2</sup>. Najwięcej było jednostek małych, nie przekraczających 5 ha, co niewątpliwie było wynikiem rozdrobnienia rolnictwa na tych terenach.

Na potrzeby badania opracowano ankietę składającą się z części kwestionariuszowej oraz planszy, na której zamieszczono zdjęcia różnych typów krajobrazów okolic Pińczowa. Pytania w ankiecie dotyczyły wieku, płci, wykształcenia, miejsca zamieszkania, formy wypoczynku respondenta, jego wcześniejszych kontaktów z terenem, czynników powodujących wybór terenu do wypoczynku oraz dotyczące oceny samych zdjęć.

W celu przygotowania części fotograficznej ankiety wykonano kilkadziesiąt zdjęć wyróżnionych wcześniej typów krajobrazów. Po analizie wybrano spośród nich fotografie 16 typów krajobrazów pogrupowanych na krajobrazy nieleśne (11 typów) i leśne (5 typów):

a) krajobrazy nieleśne: 1 – łąki i pastwiska w dnie doliny; 2 – łąki i pastwiska na powierzchniach zrównań; 3 – murawy i suche łąki na stokach silnie nachylonych; 4 – murawy i suche łąki na stokach słabo nachylonych; 5 – pola uprawne na powierzchniach zrównań; 6 – pola uprawne w dnie doliny; 7 – pola uprawne na stoku słabo nachylonym; 8 – pola uprawne w suchej dolinie; 9 – pola uprawne na stoku silnie nachylonym; 10 – murawy i suche łąki w suchych dolinkach na Garbie Pińczowskim; 11 – zarośla nad Nidą;

b) krajobrazy leśne – dla wszystkich typów rzeźby: 12 – zarośla i zakrzaczenia; 13 – lasy łąkowe; 14 – lasy sosnowe; 15 – młodniki sosnowe; 16 – lasy modrzewiowe.

Było to mniej, niż początkowo planowano, ale nie w każdym przypadku udało się na zdjęciu uchwycić specyfikę określonego typu krajobrazu. Natomiast niektóre spośród typów krajobrazów prezentowanych na zdjęciach można odnieść do kilku typów, wydzielonych do potrzeb oceny. Są to krajobrazy leśne (odnieść je można w zasadzie do różnych typów pod względem rzeźby), krajobraz przedstawiony na zdjęciu nr 1 (który charakteryzować może również łąki i pastwiska na tarasie nadzalewowym) oraz krajobraz na fotografii nr 6, na której zaprezentowano pola uprawne w dnie doliny (także pola uprawne na tarasie nadzalewowym). Ogółem typy krajobrazów przedstawione na zdjęciach reprezentują 76,7% powierzchni wszystkich typów geokompleksów (100% typów leśnych i 64,3% nieleśnych). Krajobrazy nieleśne – to krajobrazy otwarte, najczęściej ograniczone mniej lub wyraźniej widocznymi granicami (kontrast). W krajobrazach leśnych zasięg widoku jest ograniczony: od kilkudziesięciu metrów kwadratowych do kilku hektarów.

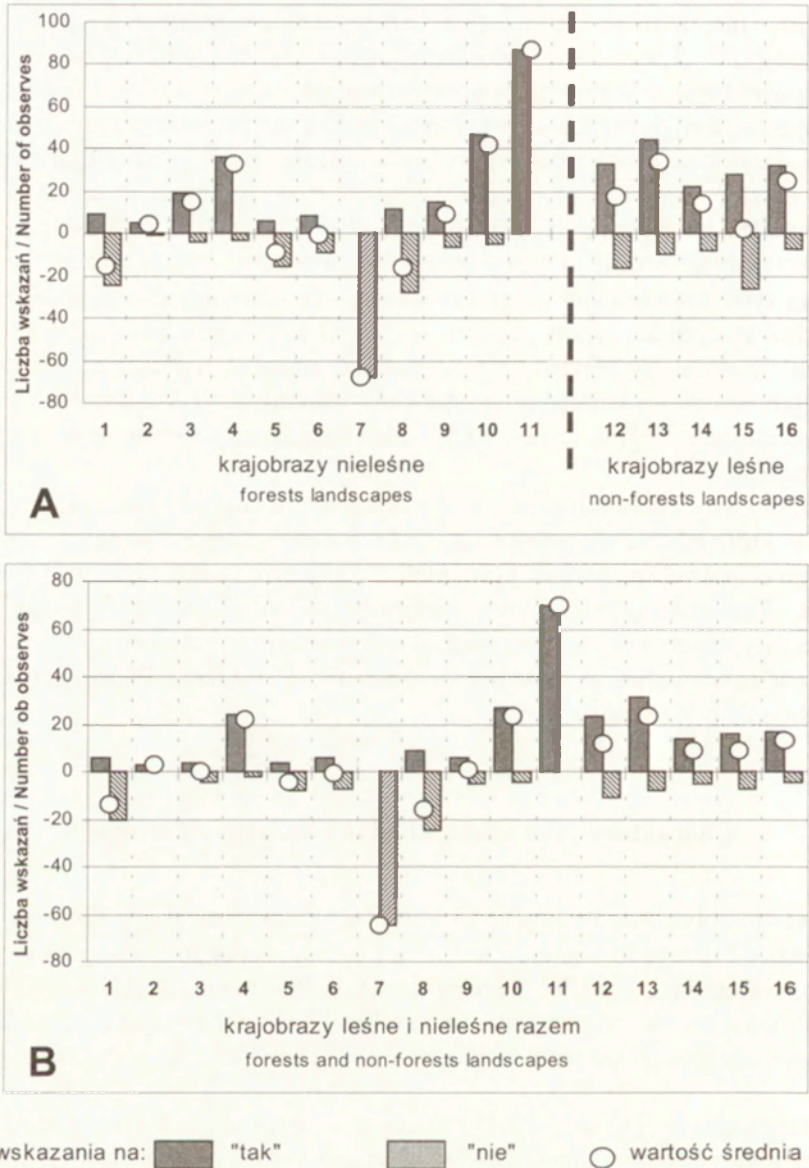
Pytania były dychotomiczne, na przykład „które zdjęcie podoba się P. najbardziej” i „które zdjęcie nie podoba się P.”. Określenie „zdjęcie” (zamiast krajobraz) miało na celu wyeliminowanie niewizualnych skojarzeń środowiska wśród respondentów. Ankietowany mógł wybrać maksymalnie 3 zdjęcia w każdej z grup: krajobrazów nieleśnych, leśnych oraz spośród wszystkich przedstawianych zdjęć. Szczegółowość ta pozwoliła na większe zróżnicowanie odpowiedzi. Ponadto proszono o uzasadnienie odpowiedzi.

### Charakterystyka miejsca badań i badanej zbiorowości

Ankiętę dotyczącą atrakcyjności wizualnej krajobrazu okolic Pińczowa przeprowadziło kilka osób. Autor korzystał z pomocy studentów Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW, przebywających w Pińczowie na praktykach studenckich. Pytania zadawano przypadkowo spotkanym, wypoczywającym osobom. Badania zostały przeprowadzone w dniach 3–14 lipca 1995 r. Ogółem uzyskano 116 ankiet.

Respondentów pytano w kilku miejscach: wypoczywających nad zalewem w Pińczowie (38 ankiet), nad zalewem w Wiślicy (14), wypoczywających nad Nidą (30), spacerujących w Pińczowie (21), w okolicach Buska-Zdroju (12) i wędrujących w okolicach Pińczowa (1).

Udało się zachować proporcje wśród płci respondentów: 49,1% stanowiły kobiety (57 ankiet), a 50,9% mężczyźni (59 ankiet). Najliczniej reprezentowany był przedział wiekowy 21–30 lat (33,6%). Ponieważ najliczniejszą grupę stanowili ludzie młodzi, odsetek uczących się był również najwyższy (37,9%). Respondenci pochodzili głównie z byłego województwa kieleckiego (39,7%, w tym Pińczowianie – 13,8%), krakowskiego (22,4%) i warszawskiego (17,2%).



Ryc. 1. Odpowiedzi na pytanie o ocenę atrakcyjności wizualnej krajobrazu  
 Wartości powyżej osi X – odpowiedź pozytywna (krajobraz podoba się); Wartości poniżej osi X – odpowiedź negatywna (krajobraz nie podoba się); O – wartość uśredniona  
 Numery odpowiadają typom krajobrazu: 1 – łąki i pastwiska w dnach dolin; 2 – łąki i pastwiska na powierzchniach zrównań; 3 – murawy i suche łąki na stokach silnie nachylonych; 4 – murawy i suche łąki na stokach słabo nachylonych; 5 – pola uprawne na powierzchniach zrównań; 6 – pola uprawne w dnach dolin; 7 – pola uprawne na stokach słabo nachylonych; 8 – pola uprawne w suchych dolinach; 9 – pola uprawne na stokach silnie nachylonych; 10 – murawy i suche łąki w suchych dolinkach na Garbie Pińczowskim; 11 – zarośla nad Nidą



## Analiza odpowiedzi

### *Preferencje respondentów w wyborze miejsca wypoczynku*

Ankietowanych cechowało duże zróżnicowanie co do czynników wpływających na ich pobyt w okolicach Pińczowa. Większość respondentów przyjezdnych wypoczywała ze znajomymi (36,9%) i na wczasach (30,5%). Samodzielnie z rodziną przyjechało 26,3%, a samotnie 4,2%.

Wybór okolic Pińczowa jako miejsca odpoczynku wynikał z różnych przyczyn. Najwięcej ankietowanych (19,8%) w wyborze miejsca kierowało się wpływem znajomych („znajomi wybrali”, „doradził znajomy”, „odwiedziny znajomych” itp.). Część osób wskazała na to, że okolice Pińczowa dają możliwości odpoczynku (18,1% – „co roku tu odpoczywam”) i rekreacji (17,2% – „można popływać”). Względy rodzinne były przyczyną przyjazdu 6,9%, zdrowotne także 6,9%. Przyczyny ekonomiczne („niskie ceny”) były powodem przyjazdu dla 8 osób. Wyraźnie na walory przyrodnicze, w tym estetyczne („ładny krajobraz”), wskazało tylko 3,4%. Wśród 11 odpowiedzi, które trudno było zakwalifikować do wymienionych grup, wskazywano m.in. na atrakcyjność zabytków architektury.

Większość ankietowanych poznała już wcześniej obecne miejsce wypoczynku. Blisko połowa ankietowanych (48,3%) była tu przynajmniej raz, a systematycznie, w weekendy (dotyczy to głównie ludności miejscowej) odwiedzało te miejsca 14,7% badanych. Po raz pierwszy w Pińczowie i okolicach znalazło się 32,8% respondentów.

### *Ocena atrakcyjności wizualnej krajobrazu okolic Pińczowa na podstawie zdjęć fotograficznych*

Jak wspomniano, pytania dotyczące oceny miały charakter dychotomiczny, wzajemnie wykluczający się (wybrany krajobraz przedstawiony na fotografii podoba się lub się nie podoba). Zestawienie odpowiedzi zamieszczono na rycinie 1.

Ocena ostateczna (wartość średnia) jest różnicą między liczbą odpowiedzi pozytywnych i negatywnych (każde wskazanie pozytywne +1 punkt, negatywne –1 punkt). Podział na grupy pozwolił na dokładniejszą analizę odpowiedzi w poszczególnych grupach, uwzględniając także uzasadnienia odpowiedzi.



An answer for asks on the visual attractiveness of landscapes

Value above X-axis – positive answer (landscape is appeal); value under X-axis – negative answer (landscape is not appeal); O – mean of value

Numbers rightly types of landscapes: 1 – meadows and pastures on bottom valleys; 2 – meadows and pastures on planation surfaces; 3 – xerothermic meadows on little slant slopes; 4 – xerothermics on hard slant slopes; 5 – agriculture fields on planation surfaces; 6 – agriculture fields on bottom valleys; 7 – agriculture fields on little slant slopes; 8 – agriculture fields on dry valleys; 9 – agriculture field on hard slant slope; 10 – xerothermics and dry meadows on dry valleys on the Pińczów Hummock.

Krajobraz, który zdecydowanie najbardziej podobał się w grupie krajobrazów nieleśnych, to krajobraz na zdjęciu nr 11, przedstawiający zarośla nad Nidą, który otrzymał 87 wskazań (35,7% wszystkich wskazań, żadnych negatywnych, u blisko 2/3 ankietowanych osób). Drugi w tej grupie (różnica między wskazaniem pozytywnym i negatywnym wynosiła 42 na korzyść tych pierwszych) był krajobraz na zdjęciu nr 10, z murawami i suchymi łąkami w dolinkach Garbu Pińczowskiego. Na trzecim miejscu znalazło się zdjęcie nr 4, gdzie sfotografowano murawy i suche łąki na słabo nachylonym stoku. Warto zaznaczyć, że krajobrazy nr 7 i 11 były ekstremalnie oceniane we wszystkich grupach wydzielonych ze względu na wiek, płeć, wykształcenie, itd.

Ogółem 116 respondentów udzieliło 1068 wskazań. Ankietowani częściej oceniali krajobraz pozytywnie: wskazań „podoba mi się” było łącznie 663, zaś „nie podoba się” 405.

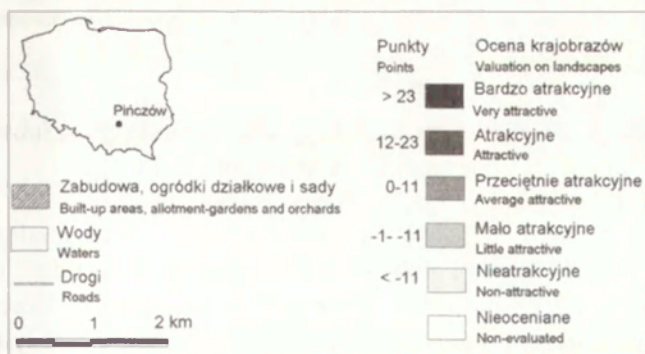
Nie podobało się zdecydowanie zdjęcie nr 7, przedstawiające uprawy na słabo nachylonym stoku (żadnych wskazań pozytywnych, 68 negatywnych). Jednakże w tym przypadku samo zdjęcie technicznie pozostawia wiele do życzenia. Uzasadnienia odpowiedzi wyboru tego zdjęcia są na tyle interesujące, że warto poświęcić im miejsce, dlatego zdecydowano, że krajobraz ten w dalszej części będzie omawiany tylko w celu wykazania wpływu monotoności rozumianego ogólnie krajobrazu na percepcję, nie brano go natomiast pod uwagę podczas opracowywania mapy percepcji krajobrazu okolic Pińczowa.

Znacznie większe zróżnicowanie charakteryzuje percepcję krajobrazów leśnych. Jedną z przyczyn tego faktu był większy wybór zdjęć: spośród pięciu respondenci typowali, jak w poprzedniej grupie, trzy fotografie. Najwyżej oceniany był krajobraz przedstawiony na zdjęciu nr 13, następnie 16, 12 i 14, zaś najgorzej nr 15. Opinie były, jak wspomniano, podzielone, o czym świadczy fakt, że zdjęcia w tej grupie otrzymały od 22 (lasy sosnowe) do 44 (lasy grądowe) wskazań pozytywnych i od 7 (lasy modrzewiowe) do 26 (młodniki sosnowe) negatywnych.

Trzeci sposób odpowiedzi polegał na wskazaniu zdjęć spośród wszystkich zamieszczonych na planszy. Wyniki analizy potwierdzają wyniki cząstkowe. Najwyższą średnią otrzymał krajobraz nr 11 (70 wskazań pozytywnych przy braku negatywnych), następnie nr 13 i 10, 4. Na dalszych miejscach znalazły się krajobrazy, według zmniejszającej się średniej wskazań: 16, 12, 14, 15, 2 i 9. Tyle samo osób wskazało pozytywnie i negatywnie na krajobraz nr 3, zaś negatywne wskazania przeważały w odniesieniu do krajobrazów nr 6, 5, 1, 8 oraz 7.

### Mapa percepcji krajobrazu okolic Pińczowa

Na podstawie oceny atrakcyjności wizualnej krajobrazu przez ankietowanych, została opracowana mapa percepcji atrakcyjności wizualnej krajobrazu okolic Pińczowa (ryc. 2). Ponieważ oceny z grup krajobrazów nieleśnych i leśnych mają różną wagę (jak wspomniano, w krajobrazach nieleśnych respondent wybierał maksymalną wagę)



Ryc. 2. Mapa percepcji atrakcyjności wizualnej krajobrazu okolic Pińczowa

Map of perception of visual attractiveness of landscape in Pińczów vicinity

<http://rcin.org.pl>

malnie trzy zdjęcia z jedenastu, zaś w krajobrazach leśnych trzy z pięciu), zdecydowano się na wykorzystanie oceny estetycznej krajobrazu pochodzącej ze wskazań spośród wszystkich zdjęć. Po pominięciu krajobrazu ze zdjęcia nr 7, pozostałe 15 typów połączono w klasy na podstawie oceny percepcji tych krajobrazów. Arbitralnie wydzielono 5 przedziałów wartości wskaźnika i ustalono następujące obszary: bardzo atrakcyjne, atrakcyjne, przeciętnie atrakcyjne, mało atrakcyjne i nieatrakcyjne wizualnie.

Wartości wskaźnika odniesiono do odpowiednich typów krajobrazu i poćdano waloryzacji 412 geokompleksów, co stanowi 68,5% powierzchni wszystkich wydzielonych jednostek (tab. 1). Najwięcej powierzchni zajmują obszary postrzegane jako nieatrakcyjne: łąki i pastwiska w dnie doliny i na tarasie nadzalewowym oraz pola w suchej dolinie. Dużo jest krajobrazów przeciętnie atrakcyjnych, zarówno pod względem liczby płatów (40,3%), jak i powierzchni (35,7%). Obszary mało atrakcyjne zajmują 8,3% powierzchni, atrakcyjne – 11,4%, a bardzo atrakcyjne – 1,4%.

Tabela 1

Waloryzacja percepcji wizualnej krajobrazu okolic Pińczowa  
Valuation of perception of visual attractiveness on the Pińczów vicinity

Ocena percepcji wizualnej krajobrazów	Przedział (wartości średnie)	Typy krajobrazów (nr zdjęć)	Liczba jednostek krajobrazów		Powierzchnia jednostek	
			liczba	% <sup>1</sup>	km <sup>2</sup>	% <sup>1</sup>
Bardzo atrakcyjne	powyżej 23	11	33	8,0	0,65	1,4
Atrakcyjne	12–23	4, 10, 13	122	29,6	5,23	11,4
Przeciętnie atrakcyjne	0–11	12, 16	166	40,3	16,31	35,7
Mało atrakcyjne	–1 do –11	2, 3, 5, 6, 9	37	9,0	3,81	8,3
Nieatrakcyjne	poniżej –11	1, 8	54	13,1	19,74	43,2
RAZEM <sup>2</sup>			412	68,9	45,74	68,5

<sup>1</sup> Tylko w stosunku do jednostek waloryzowanych (412) i zajmowanej przez nie powierzchni;

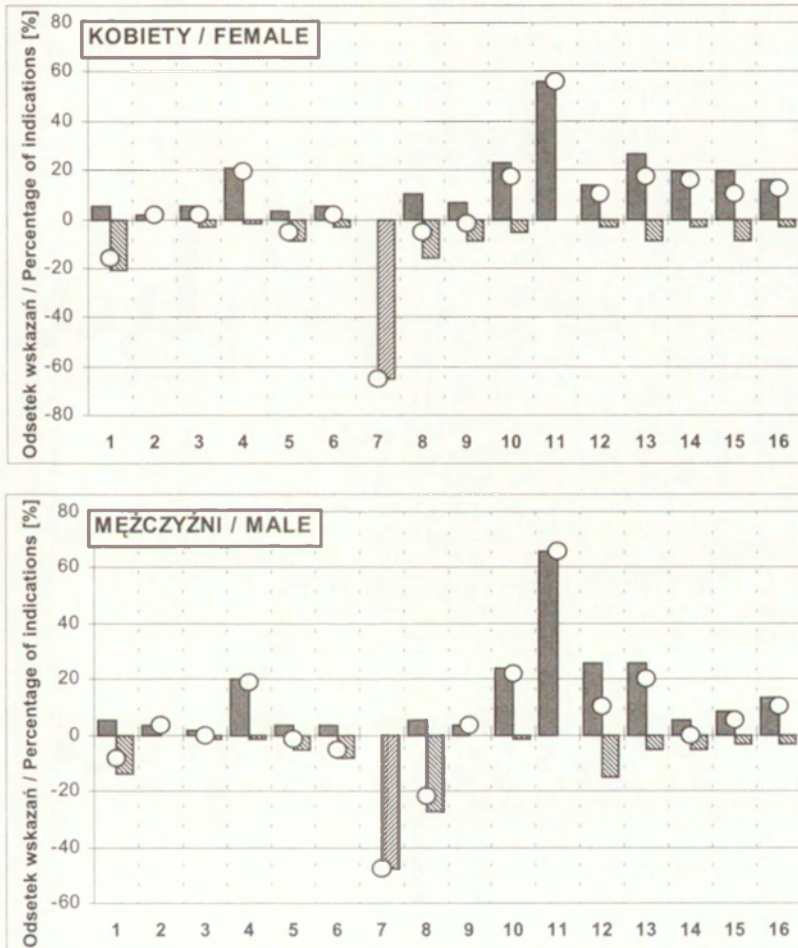
<sup>2</sup> w stosunku do wszystkich jednostek (598) i powierzchni (66,8 km<sup>2</sup>).

### Zależności między oceną atrakcyjności wizualnej krajobrazu a cechami respondentów

Ponieważ liczebność próby była stosunkowo nieduża, analiza zależności oceny atrakcyjności wizualnej krajobrazu od cech respondentów jest dość ograniczona. Analizę można było przeprowadzić tylko w tych kategoriach, które były odpowiednio licznie reprezentowane i przy uwzględnieniu zależności tylko od jednej z cech charakterystycznych respondentów. Warunki takie spełnia podział na płeć, wiek i wykształcenie respondentów oraz zróżnicowanie motywacji w wyborze miejsca wypoczynku. Ponieważ wyniki percepcji badanej odrębnie dla grup krajobra-

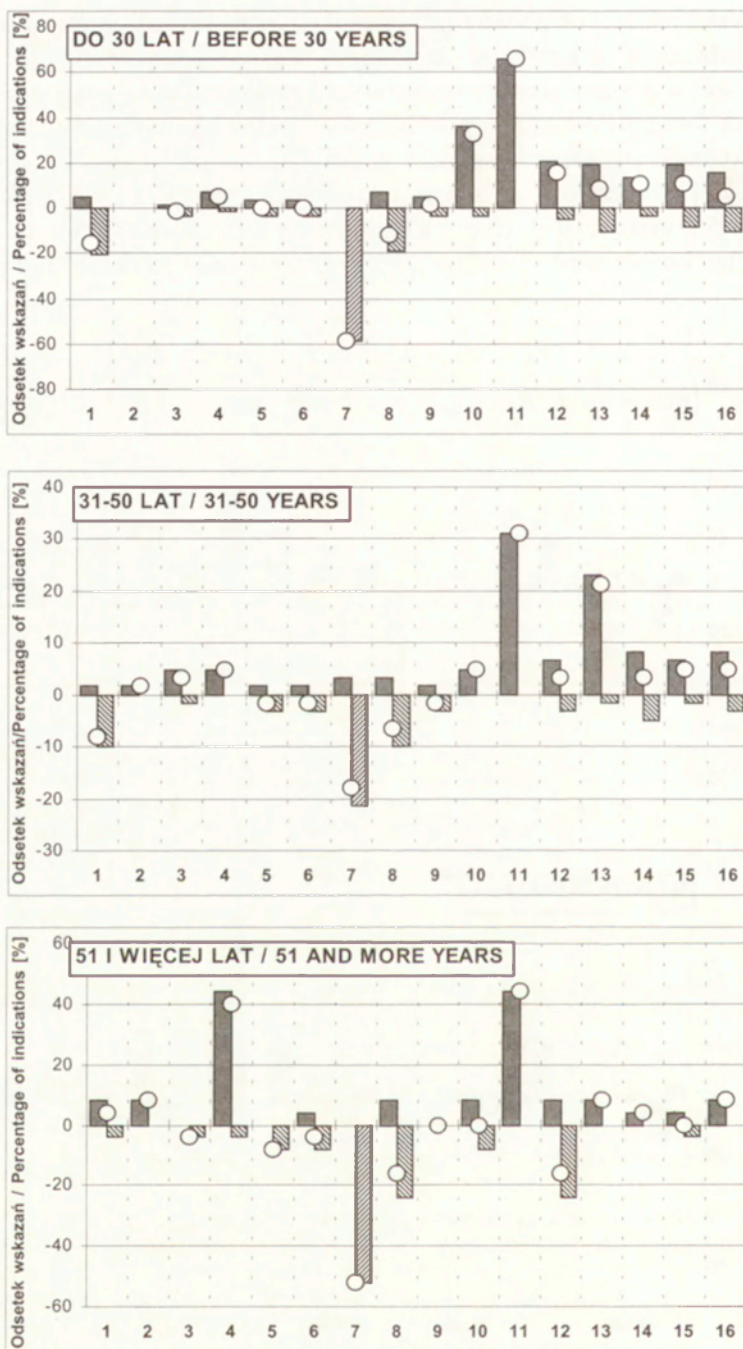
zów leśnych i nieleśnych potwierdzają wyniki percepcji wszystkich zdjęć, analizę przeprowadzono w stosunku do odpowiedzi dotyczących wszystkich zdjęć. Jak wspomniano, w przypadku oceny zdjęcia nr 7 zwrócono uwagę tylko na motywy wyboru tej fotografii, traktując przedstawiony obraz ogólnie, jako przykład monotonnego, mało zróżnicowanego krajobrazu.

Najslabiej zaznaczyło się zróżnicowanie odpowiedzi w zależności od płci (ryc. 3). Kobiety wskazywały nieco częściej na krajobrazy leśne, spośród których najwyżej oceniony był krajobraz nr 13, zaś mężczyźni gorzej ocenili krajobraz nr 6.



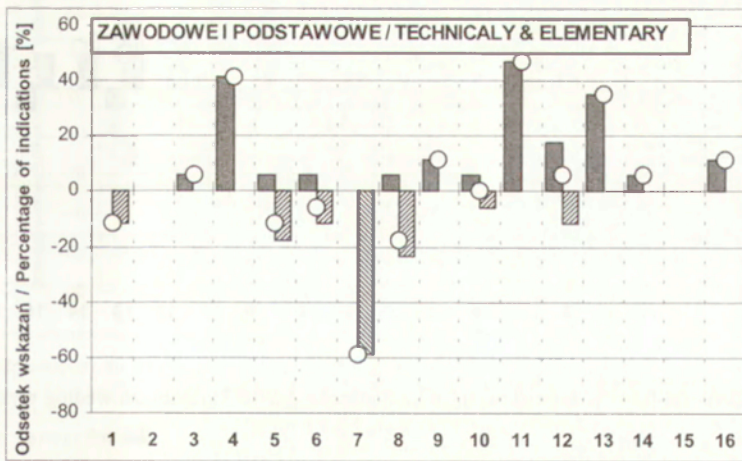
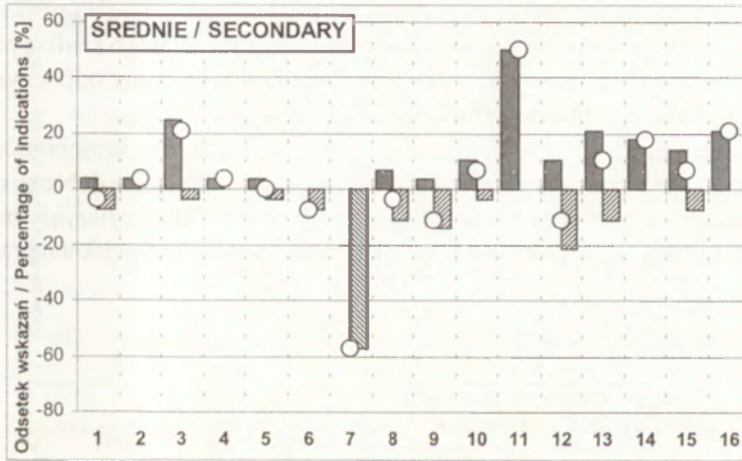
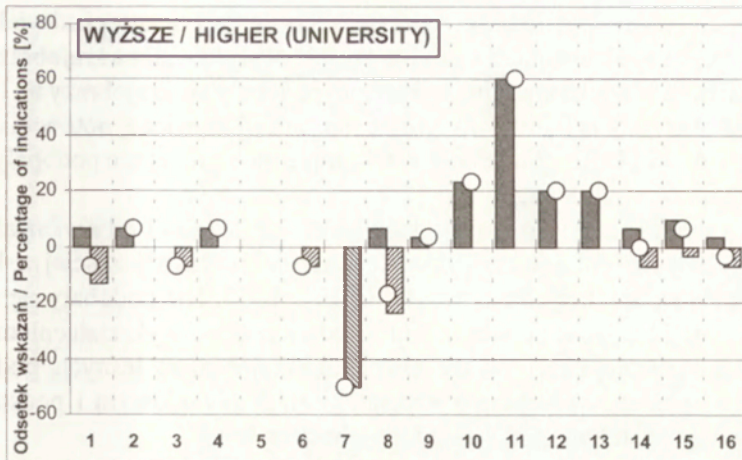
Ryc. 3. Odpowiedzi na pytanie o ocenę atrakcyjności wizualnej krajobrazu według płci. Objasnienia jak na ryc. 1

An answer for asks on the visual attractiveness of landscapes by sex. Explanations after Fig. 1



Ryc. 4. Odpowiedzi na pytanie o ocenę atrakcyjności wizualnej krajobrazu według wieku. Objasnienia jak na ryc. 2

An answer for asks on the visual attractiveness of landscapes by age. Explanations after Fig. 2

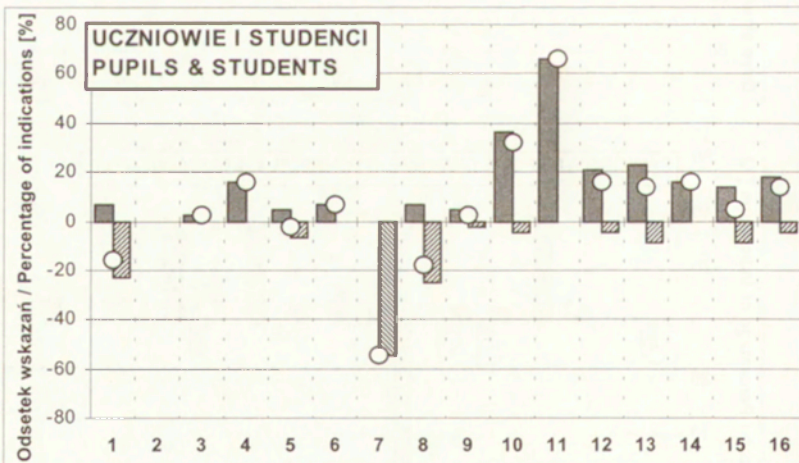


Zróżnicowanie odpowiedzi jest bardziej widoczne w zależności od wieku respondentów (ryc. 4). Ludzie młodzi znacznie częściej wskazywali na krajobrazy wodne i leśne. Ludziom w wieku średnim najbardziej podobały się krajobrazy nr 11 i 13, zaś najmniej krajobrazy nr 7, 1 i 8. W grupie najstarszej najwięcej notowań otrzymały krajobrazy nr 4 i 11. Respondentom w tej grupie najbardziej nie podobały się natomiast krajobrazy nr 7, 8 i 12.

Mniej wyraziste były różnice odpowiedzi w zależności od wykształcenia ankietowanych (ryc. 5). Osoby z wykształceniem wyższym najczęściej wskazywały, jako podobające się, krajobrazy nr 11, 10, 12 oraz 13. Nie podobały się natomiast krajobrazy nr 7 i 8. Dość podobnie odpowiadały osoby z wykształceniem średnim, przy czym wyraźniej akcentowały one piękno krajobrazów leśnych, podobnie jak uczniowie i studenci. Osobom z wykształceniem zawodowym i podstawowym, częściej niż pozostałym, podobał się krajobraz nr 4.

Pytani respondenci wybierając miejsce wypoczynku kierowali się różnymi motywami, które, jak wspomniano, pogrupowano w 10 kategorii. Nie wszystkie grupy są reprezentowane przez dostateczną liczbę respondentów. Dlatego analizę przeprowadzono tylko w następujących kategoriach: wybór podyktowany odpoczynkiem, rekreacją i walorami przyrodniczymi (ryc. 6).

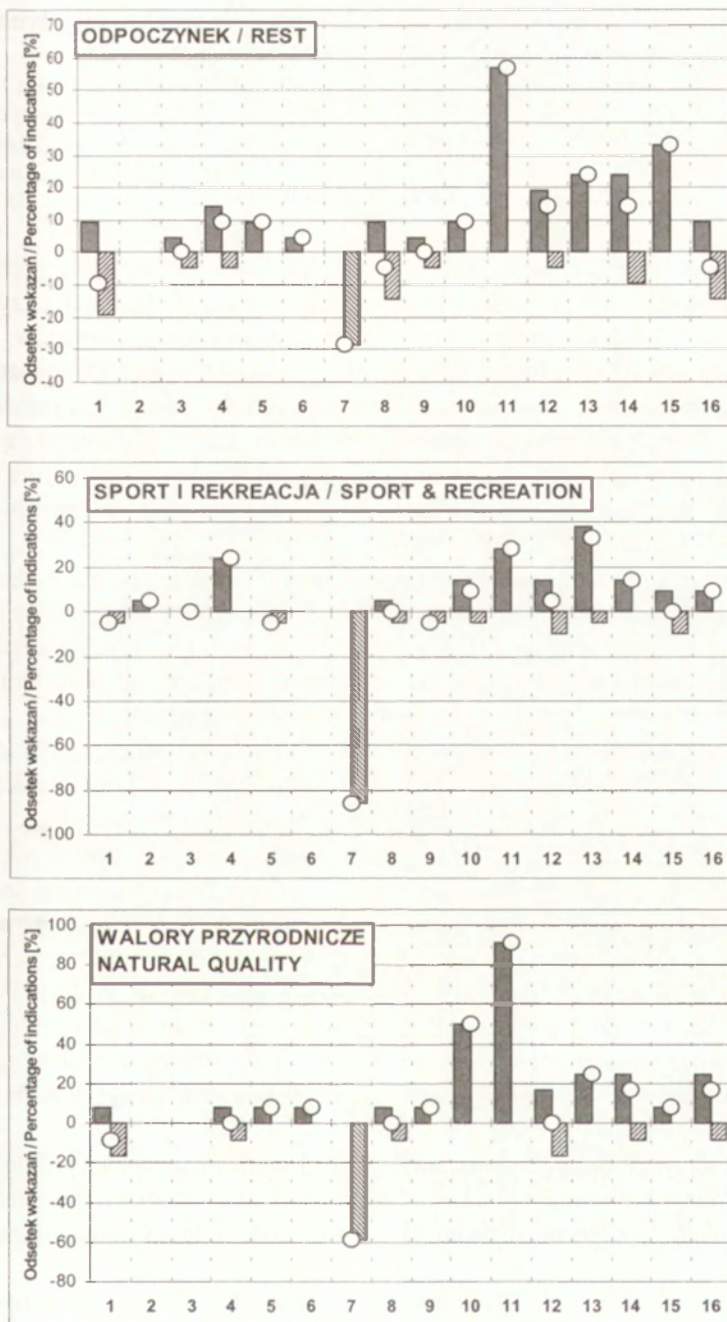
Znacznie częściej, niż w pozostałych grupach, na piękno krajobrazów leśnych wskazywały osoby kierujące się w wyborze miejsca możliwością dobrego odpoczynku i walorami przyrodniczymi (szczególnie przy nr 11). Odpoczywający biernie uzasadniając wybór krajobrazów leśnych wskazywali na takie cechy jak ich przejrzystość



Ryc. 5. Odpowiedzi na pytanie o ocenę atrakcyjności wizualnej krajobrazu według wykształcenia. Objasnienia jak na ryc. 2

An answer for asks on the visual attractiveness of landscapes by education. Explanations after Fig. 2





Ryc. 6. Odpowiedzi na pytanie o ocenę atrakcyjności wizualnej krajobrazu według wyboru miejsca wypoczynku. Objaśnienia jak na ryc. 2

An answer for asks on the visual attractiveness of landscapes by choice place of rest.  
 Explanations after Fig. 2

i różnicowanie. Niemal wszystkie osoby kierujące się względami rekreacyjnymi, bardzo źle oceniły krajobraz nr 7, wskazując na jego monotoność.

### Podsumowanie

Przeprowadzone badania wykazały przydatność metody kwestionariuszowej wykorzystującej zdjęcia fotograficzne. Pozwala ona uchwycić różnice między cechami respondentów a preferencją wizualną poszczególnych typów krajobrazów.

Nie przeprowadzono badań percepcji krajobrazu w zależności od antropogenicznego przekształcenia środowiska (choć można z pewnym przybliżeniem stwierdzić, że wpływ ten wiąże się z użytkowaniem ziemi). Wykorzystując w przeszłości tę metodę należy zwrócić uwagę na różny stopień przekształcenia przyrody i zawartości elementów infrastruktury (drogi, linie przesyłowe, wysypiska, etc.) w obrębie tego samego typu krajobrazu.

W celu zwiększenia stopnia obiektywizmu analizy, należałoby przebadać większą liczbę respondentów na podstawie większej liczby zdjęć. Wskazane byłoby także prezentowanie nie tylko większej liczby fotografii różnych typów krajobrazu, ale i po kilka (co najmniej dwa) zdjęć tego samego typu krajobrazu. Liczba ankietowanych ograniczona była jednak możliwościami czasowymi badających.

Większość ankietowanych oceny pozytywne krajobrazów uzasadniała ich różnicowaniem, a ocenę ujemną – ich monotonością. Można zatem potwierdzić, że atrakcyjność wizualna krajobrazu rośnie wraz ze zróżnicowaniem środowiska.

Istnieje związek między preferencjami w wyborze miejsca wypoczynku, formami rekreacji i cechami respondentów a oceną atrakcyjności wizualnej krajobrazu. Najsilniejszy związek przejawia się wraz z motywami wyboru miejsca wypoczynku, nieco mniejszy wiąże się z wiekiem, płcią i wykształceniem. Ogólnie, biernie odpoczywający, wskazywali częściej na krajobrazy wodne i leśne. Podobnie odbierają krajobraz ludzie młodzi, z wykształceniem wyższym i średnim oraz kobiety.

Największe zróżnicowanie odpowiedzi występuje przy ocenie atrakcyjności widokowej krajobrazów leśnych. Nieco więcej odpowiedzi pozytywnych otrzymały lasy przejrzyste (o większej widoczności).

W okolicach Pińczowa respondenci wyraźnie zwracali uwagę na piękno krajobrazów nadwodnych (rozumianych jako zbiorniki wodne i bezpośrednie sąsiedztwo ich brzegów). Za zdecydowanie mało atrakcyjne uznano krajobrazy polne i łąkowe w dnie doliny.

Zaprezentowana metoda badania percepcji typów krajobrazów może być z powodzeniem wykorzystana do innych typów krajobrazów, na różnych szczeblach hierarchii taksonomicznej. Tak przeprowadzona analiza może stać się integralną częścią oceny krajobrazu na potrzeby planowania przestrzennego, w tym waloryzacji turystycznej.

## Piśmiennictwo

- Asseburg M., Hühn W., Wöbse H.H., 1983, *Landschaftsbild und Flurbereinigung*, Beiträge zur räumlichen Planung, 12, Schriftenreihe des Fachbereichs Landespflege der Universität Hannover.
- Bogdanowski J. (red.), 1994, *Problemy percepcji i kształtowania krajobrazu*, Oficyna Wydawnicza Instytutu Ekologii PAN, Dziekanów Leśny.
- Bourassa S.C., 1991, *The Aesthetic of Landscape*, Belhaven, London&New York.
- Brossard T., Wieber J.C., 1984, *Le paysage trois, definition, mode d'analyse et de cartographie*, L'Espace Geographique 1.
- Dearden P., 1979, *Public participation and scenic quality analysis*, Landscape Planning, 8, 1.
- Fularski M., 1937, *Polska w międzynarodowym ruchu turystycznym*, Prace Studium Turyzmu UJ w Krakowie t. V, Warszawa.
- Gibson J., 1966, *The environment as a source of stimulation*, [w:] *The senses considere as perceptual systems*, Boston.
- Knopp T.B., Ballman G., Merriam L.C.jr., 1979, *Toward a more direct measure river user preferences*, Journal of Leisure Research II (4).
- Kondracki J., 1994, *Polska. Mezoregiony fizycznogeograficzne*, PWN, Warszawa.
- Kostrowicki A.S., Solon J., (red.) 1994, *Studium geobotaniczno-krajobrazowe okolic Pińczowa*, Dokumentacja Geograficzna, 1-2.
- Kowalczyk A., 1992, *Metodologia i metodyka badań percepcji krajobrazu z punktu widzenia potrzeb turystyczno-wypoczynkowych*, [w:] *Metody oceny środowiska przyrodniczego*, Gea, 2, Wydawnictwa WGiSR UW, Warszawa-Płock-Murzynowo.
- Mossley M.P., 1989, *Perceptions of New Zealand scenery*, New Zealand Geographer, 45 (1).
- Pietrzak M., 1998, *Syntezy krajobrazowe. Założenia, problemy, zastosowania*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Richling A., 1992, *Podstawy metodyczne oceny wizualnej atrakcyjności krajobrazu*, [w:] *Metody oceny środowiska przyrodniczego*, Gea, 2, Wyd. WGiSR UW, Warszawa-Płock-Murzynowo.
- Sonnenfeld J., 1967, *Environmental perception and adaptation level in the Arctic*, [w:] D. Lowenthal (red.), *Environmental perception and behavior*, Department of Geography, Research Papers 109, University of Chicago.
- Syga A., 1994, *Ocena percepcji estetycznej krajobrazu jako element waloryzacji turystyczno-rekreacyjnej*, maszynopis w Zakładzie Geografii Turyzmu WGiSR UW w Warszawie.
- Śleszyński P., 1997, *Z badań nad fizjonomią krajobrazu*, Prace i Studia Geograficzne, 21.
- 1998, *Mapa zasięgu widoku okolic Pińczowa*, Polski Przegląd Kartograficzny, 3.
- 2000, *Ocena atrakcyjności wizualnej krajobrazu okolic Pińczowa*, Prace i Studia Geograficzne 27.
- Wojciechowski K.H., 1986, *Problemy percepcji i oceny estetycznej krajobrazu*, Rozprawy Habilitacyjne Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS 28, Lublin.
- Wolski P., 1992, *O znaczeniu percepcji krajobrazu*, (w:) *Metody oceny środowiska przyrodniczego*, Gea 2, Wyd. WGiSR UW, Warszawa-Płock-Murzynowo.
- Wyrzykowski J., (red.) 1993, *Ocena krajobrazu Polski w aspekcie fizjonomicznym na potrzeby turystyki*, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.

## PERCEPTION OF VISUAL ATTRACTIVENESS OF THE PIŃCZÓW VICINITY

The research of a landscape perception, made with the aid of 22 different types of photographs, was presented in the article. This research was carried into effect on the group of 116 tourist (who were happen to meet) taking a rest in Pińczów vicinity (south

Poland, Świętokrzyskie voivodship at present) summer 1995. With the aid of public opinion poll data it's possible to evaluate visual attraction researched landscape neighborhood. It's presented on the map in 1:25 000 scale. Besides, there was made analysis of dependencies between visual attraction of landscape opinion and respondents characters qualities. This analysis, made in Polish conditions, confirmed most of the known literature behaviors. This article includes considerations concerned a methodic problems of esthetic opinion and visual landscapes attraction.

Most of respondents, as a reason for landscape positive opinion, based a differences, and for negative opinion – monotony. It's confirmation others researches, that landscape visual attractive increases together with environment differences.

It's connection between preferences in choice a rest place, recreation form, respondents and a landscape visual attractive opinion. The strongest connection is for motives of choice a rest place. This connection is smaller for old, sex and education. Generally, rested passively people pointed more often at water and forest landscapes. Young similarly reckon on the landscape, with secondary and higher education people and by women.

The biggest answers difference is at forest landscape visual attractive opinion. It's more positive opinion for transparent forest (with bigger visibility).

The respondents paid distinctly attention at beauty of waterside landscapes (meaning as a water reservoirs and direct neighborhood their coasts). A meadows and field areas, situated in a bottom valley, were found as a little attractive.

The presented analysis can become an integral part of a landscape opinion for spatial planning needs, also valuation for tourists needs.

## Charakterystyka klimatu Ukrainy

### *Characterisation of the climate of Ukraine*

JERZY WRÓBEL

Wyższa Szkoła Ochrony Środowiska, 26-600 Radom, F. Zubrzyckiego 4

SZCZEPAN MRUGAŁA

Zakład Meteorologii i Klimatologii UMCS, 20-033 Lublin, Akademicka 19  
e-mail: mruszcz@biotop.umcs.lublin.pl

**Zarys treści.** W pracy przedstawiono charakterystykę ważniejszych elementów klimatu Ukrainy. Zwrócono uwagę na jego główne czynniki genetyczne oraz na osobliwości klimatyczne tego obszaru.

**Słowa kluczowe:** Ukraina, klimat, układ baryczny, masy powietrza, elementy i zjawiska meteorologiczne

### Wstęp

Rozwijająca się po 1990 roku współpraca Polski z niepodległą Ukrainą spowodowała wzrost zainteresowania tym krajem, w tym jego warunkami klimatycznymi. W polskiej literaturze specjalistycznej niewiele jest publikacji dotyczących tej problematyki. Z najnowszych należy wymienić rozdział w podręczniku D. Martyn (2000). W klimatologicznej bibliografii Ukrainy wiele prac, w tym o charakterze monografii klimatycznych, pochodzi z okresu istnienia Związku Radzieckiego; przykładowo można tu wymienić: *Teplovoj i vodnyj reżim Ukrainy* (1966), *Klimat Ukrainy* (1967), *Klimatičeskij Atlas Ukrainskoj SSR* (1968) oraz *Priroda Ukrainskoj SSR. Klimat* (1984).

W niniejszym opracowaniu wykorzystano średnie wieloletnie dane klimatyczne dostępne z 76 stacji meteorologicznych Ukrainy (ryc. 1, tab. 1) opublikowane w *Naučno-prikladnom spravocniku po klimatu SSSR. Ukrainskaja SSR* (1990). Dane te w zależności od rodzaju elementu lub zjawiska meteorologicznego pochodzą z lat 1881–1985, 1881–1980, 1891–1980 i 1936–1980.

### Warunki fizycznogeograficzne

Powierzchnia Ukrainy wynosi 603 700 km<sup>2</sup>. Kraj ten położony jest między 22° a 40° długości geograficznej wschodniej i między 44° a 52° szerokości geograficz-

Stacje meteorologiczne, z których dane uwzględniono w opracowaniu  
 Meteorological stations from which data has been included in the study

Lp.	Nazwa stacji*	Długość geograficzna	Szerokość geograficzna	Wysokość m npm.
1	Użhorod	22° 21'	48° 35'	115
2	Berehowe	22° 39'	48° 13'	113
3	Plaj	23° 16'	48° 29'	1330
4	Sambor	23° 18'	49° 33'	296
5	Drohobycz	23° 33'	49° 22'	282
6	Rawa Ruska	23° 43'	50° 13'	252
7	Stryj	23° 50'	49° 16'	294
8	Lwów	24° 05'	49° 50'	319
9	Pożeżewskaja	24° 15'	48° 24'	1429
10	Kamionka	24° 23'	50° 07'	212
11	Kowel	24° 43'	50° 14'	173
12	Iwano-Frankowsk	24° 45'	48° 55'	244
13	Selatyn	25° 16'	47° 54'	744
14	Luck	25° 23'	50° 43'	194
15	Tarnopol	25° 43'	49° 32'	334
16	Czemiuwce	25° 54'	48° 21'	242
17	Równe	26° 18'	50° 38'	233
18	Kamieniec Podolski	26° 36'	48° 42'	224
19	Samy	26° 38'	51° 21'	153
20	Chmielnicki	27° 05'	49° 26'	297
21	Szepetówka	27° 08'	50° 11'	277
22	Nowa Uszica	27° 19'	48° 51'	292
23	Mohylów	27° 55'	48° 28'	203
24	Zmierzynka	28° 07'	49° 03'	313
25	Winnica	28° 30'	49° 16'	281
26	Bolhrad	28° 30'	45° 42'	80
27	Żytomierz	28° 41'	50° 16'	219
28	Izmail	28° 46'	45° 21'	28
29	Sarata	29° 37'	46° 07'	12
30	Razdelnaja	30° 07'	46° 52'	146
31	Humań	30° 18'	48° 45'	214
32	Kijów	30° 35'	50° 29'	177
33	Odessa	30° 41'	46° 27'	42
34	Czemihów	31° 16'	51° 29'	113
35	Baryszewka	31° 18'	50° 21'	98
36	Nowomyrhorod	31° 43'	48° 46'	179
37	Mikołajów	31° 56'	46° 54'	51
38	Czerkasy	32° 05'	49° 26'	102
39	Kirowohrad	32° 18'	48° 29'	171
40	Basztanka	32° 28'	47° 22'	84
41	Chersoń	32° 35'	46° 38'	47
42	Znamjanka	32° 45'	48° 43'	180
43	Pokosici	33° 05'	51° 46'	193

cd. Tabeli 1

Lp.	Nazwa stacji*	Długość geograficzna	Szerokość geograficzna	Wysokość m npm.
44	Łubny	33° 05'	50° 02'	156
45	Konotop	31° 18'	51° 15'	144
46	Eupatoria	33° 20'	45° 10'	1
47	Romny	33° 32'	50° 45'	169
48	Sewastopol	33° 35'	44° 37'	7
49	Iszuń	33° 46'	45° 54'	10
50	Klepinino	33° 51'	45° 31'	39
51	Aksanija-Nowa	33° 53'	46° 26'	28
52	Pocztowoe	33° 56'	44° 50'	172
53	Aj-Petri	34° 02'	44° 27'	1180
54	Symferopol	34° 05'	44° 53'	204
55	Jalta	34° 09'	44° 29'	66
56	Loszkarewka	34° 10'	47° 53'	83
57	Komissarowka	34° 15'	48° 27'	118
58	Lebedyn	34° 28'	50° 34'	131
59	Karabi-Jajla	34° 40'	44° 48'	988
60	Poltawa	34° 46'	49° 36'	160
61	Henicześk	34° 46'	46° 10'	14
62	Symy	34° 48'	50° 51'	172
63	Dniepropietrowsk	35° 09'	48° 26'	145
64	Teodozja	35° 09'	45° 03'	22
65	Zaporoże	35° 12'	47° 48'	59
66	Synelnykowe	35° 35'	48° 18'	147
67	Charków	36° 20'	50° 03'	154
68	Kercz	36° 26'	45° 21'	49
69	Berdiańsk	36° 48'	46° 45'	1
70	Izium	37° 21'	49° 13'	202
71	Wolnowacha	37° 33'	47° 35'	266
72	Kupjańsk	37° 43'	49° 41'	137
73	Donieck	37° 48'	47° 56'	224
74	Debalcewe	38° 25'	48° 19'	335
75	Ługańsk	39° 19'	48° 34'	59
76	Darewka	38° 56'	48° 08'	248

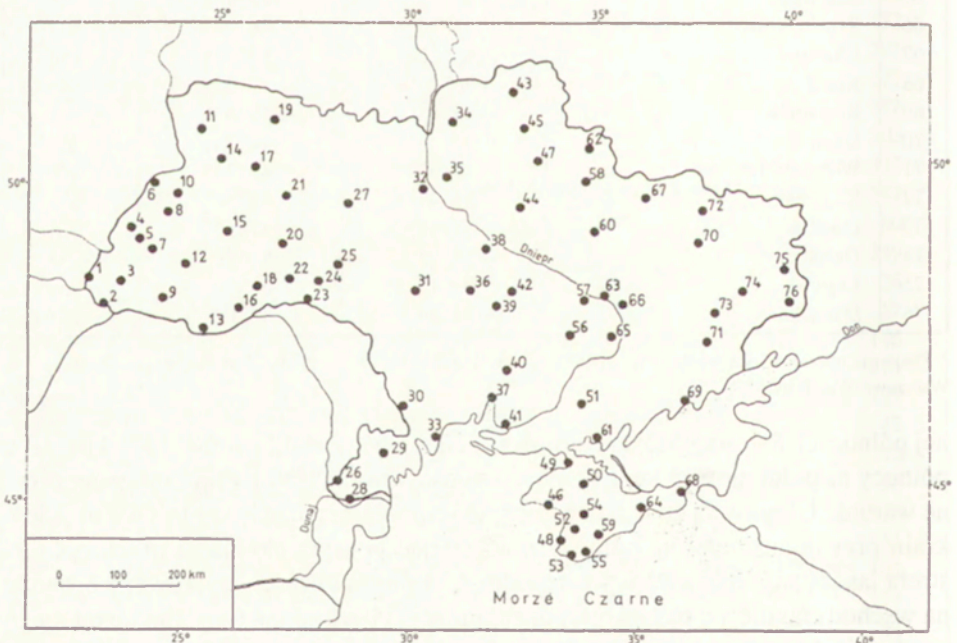
\* Pisownia miejscowości według *Geograficznego Atlasu Świata*, 1997, PPWK im. Eugeniusza Romera SA, Warszawa-Wrocław.

nej północnej. Rozciągłość terytorium z zachodu na wschód wynosi 1316 km, zaś z północy na południe 893 km (*Navčalnij Atlas Ukraini*, 1997). Fizycznogeograficzne warunki Ukrainy są dość zróżnicowane i charakteryzują się strefowym układem krain przyrodniczych. Na północy rozciąga się pokryta utworami piaszczystymi strefa lasów, zajmująca 20% powierzchni Ukrainy. W części środkowej z zachodu na wschód ciągnie się pas lasostepu, zajmujący 34% kraju, a na południe od niego występuje step, obejmujący 40% kraju; oba pasy pokrywają utwory lessowe. W rejonach górskich (Karpaty, Góry Krymskie) występuje piętrowość klimatyczno-roślinna. Główne jednostki fizycznogeograficzne Ukrainy przedstawia rycina 2.

Polesie – to piaszczysta nizina o średniej wysokości 140–180 m npm pokryta moczarami, torfowiskami i wydłami, lekko nachylona ku dolinom Prypeci i Dniepru. Rzeki płyną tu powoli w szerokich, podmokłych dolinach. Znajdujące się w podłożu piaski zostały w niektórych miejscach przewiane i tworzą niewysokie wydmy. Szerokie doliny rzek i nieznaczne ich spadki nadają wiosennym roztopom i wylewom osobliwe piętno; wtenczas znaczne połacie terenu o długości kilkudziesięciu i szerokości kilkunastu kilometrów zalane zostają wodą.

Ku południo-wschodowi Polesie przechodzi stopniowo w Nizinę Naddnieprzańską, zajmującą znaczną część lewobrzeżnej (względem Dniepru) Ukrainy. Jej powierzchnia o średniej wysokości 100–150 m npm., poprzecinana obniżeniami o głębokości 20–50 m, nachylona jest na południu ku dolinie Dniepru (Babičenko, 1982, 1983). Zachodnia, wyższa część niziny, jest gęsto pocięta dolinami rzek, w których występują terasy erozyjne (trzy terasy Dniepru w okolicy Kijowa osiągać szerokość 120 km). Doliny rzek w miarę zbliżania się do Dniepru stają się coraz szersze, bardziej zabagnione i pełne starorzeczy. Miejscami rzeźbę terenu urozmaicają łagodne wzniesienia, których powstanie jest związane z tworzeniem się pokładów soli kamiennej. Na wschodzie Nizina Naddnieprzańska ograniczona jest stokami Wyżyny Środkoworosyjskiej.

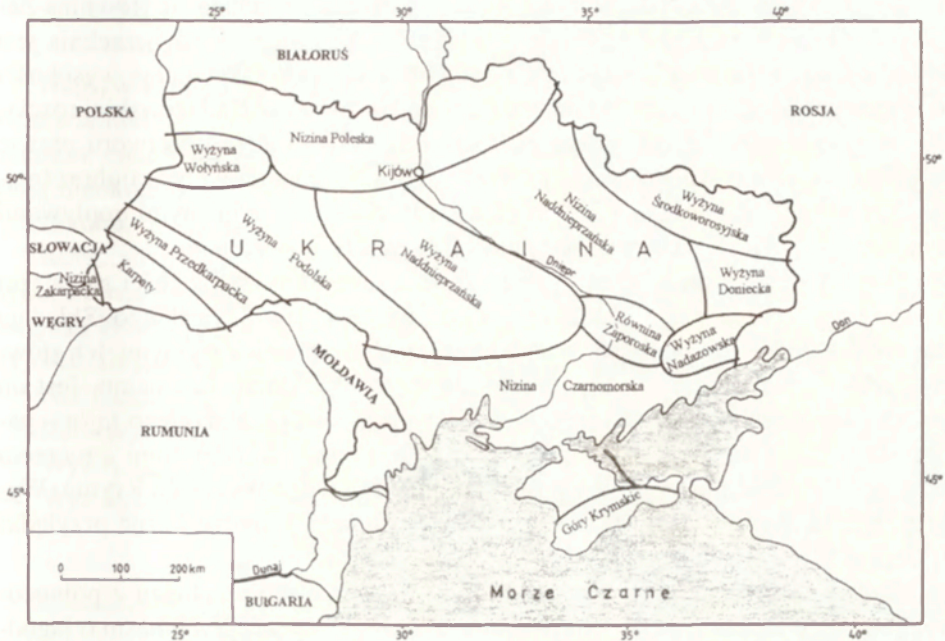
Południową część Ukrainy obejmuje Nizina Czarnomorska. Na północy i północo-zachodzie nie ma ona wyraźnych granic. Najwyższe wzniesienia osiągają tu 120–150 m npm., zaś u wybrzeży Morza Czarnego dochodzą do 20 m npm. Płaską



Ryc. 1. Stacje meteorologiczne, z których dane uwzględniono w opracowaniu (numery jak w tab. 1)

Meteorological stations from which data has been included in the study (numbers as in Table 1)





Ryc. 2. Główne jednostki fizycznogeograficzne (wg *Navčalnij Atlas Ukraini*, 1997)

Main physiographic regions (after *Navčalnij Atlas Ukraini*, 1997)

rzeźbę tego obszaru urozmaicają doliny rzek oraz niewielkie, okrągłe i zamknięte zagłębienia stepowe zwane padami. W dolnych odcinkach rzek występują limany – podłużne akweny, których geneza związana jest z obniżaniem się wybrzeża morskiego (Smekalova, 1986).

Wyżyna Wołyńska stanowi krainę przejściową między Niziną Poleską a Wyżyną Podolską. W jej części zachodniej występują szerokie, lekko pofalowane grzędy, pomiędzy które z północy wciskają się piaski i bagna Polesia.

Wyżyna Podolska wznosi się do wysokości 470 m npm. Pocięta jest obniżeniami o głębokości od 50 do 100 m, zaś nad Dniestrem do 150 m; ku południowi obniża się stopniowo. W zachodniej części jest gęsto pocięta przez rzeki, które płynąc równoległe do siebie, podzieliły ją na garby, nadając rzeźbie pagórkowaty charakter. Natomiast we wschodniej części między dolinami rzek występują równiny, lekko pofalowane i bezleśne; dopływy Dniestru płyną tu głębokimi, urwistymi jarami.

Ku wschodowi Wyżyna Podolska przechodzi w Wyżynę Naddnieprzańską. Jest ona płaska, miejscami pokryta garbami i pagórkami, porozcinana dolinami rzek sięgającymi krystalicznego, prekambryjskiego podłoża. Jej średnia wysokość dochodzi do 220–250 m npm. w części zachodniej i do 150–180 m npm. w części południowo-wschodniej i wschodniej. Nad Dnieprem wyżyna ta gwałtownie opada stromym urwiskiem i tworzy pocięty parowami wysoki (do 100 m) brzeg rzeki.

Na południo-wschód od Wyżyny Naddnieprzańskiej rozciąga się Równina Zaporożska, która przechodzi w Wyżynę Nadazowską. Jej płaska powierzchnia jest silnie pocięta wąwozami, parowami i dolinami rzek, zaś maksymalne wysokości dochodzą tu do 320 m npm. Na północo-wschód od Wyżyny Nadazowskiej rozciąga się Wyżyna Doniecka, będąca pozostałością hercyńskiego górotworu prawie zupełnie zrównanego przez procesy denudacji. Ma ona pagórkowaty krajobraz (najwyższe wzniesienia osiągają 360 m npm.), rozczłonkowana licznymi dopływami Północnego Dońca i rzekami wpadającymi do Morza Azowskiego.

Góry Krymskie o długości 150 km, szerokości 50 km i wysokości sięgającej 1545 m npm. położone są w południowej części Półwyspu Krymskiego. Składają się z trzech grzbietów, podzielonych podłużnymi obniżeniami erozyjnymi. Ich główny grzbiet opada łagodnie ku północy, zaś stromo ku Morzu Czarnemu. Jest on rozbity na szereg stołowych masywów zwanych *jajłami* (z tatarskiego *jajła* – pastwisko), których wysokości dochodzą do 1500 m npm. Między nimi a morzem rozciąga się wąski pas (szerokości 6–8 km) Południowego Wybrzeża Krymu. Występujące tu zsuwy i obrywy skalne tworzą wysunięte w morze liczne przylądki (Czepe, Flis i Mochnacki, 1966).

Najwyższym systemem górskim Ukrainy są Karpaty o przebiegu z północozachodu na południo-wschód. Składają się z szeregu równoległych pasm o łagodnych i zaokrąglonych formach, porozcinanych przez liczne doliny i przełęcze. Wysokości bezwzględne sięgają do ponad 2000 m npm. Karpaty pokryte są gęstymi lasami przechodzącymi na wysokości 1500 m npm. w wysokogórskie łąki zwane poloninami. Od północo-wschodu przylega do Karpat Wyżyna Przedkarpacka, a od południo-zachodu Nizina Zakarpacka, będąca częścią Wielkiej Niziny Węgierskiej (ryc. 2).

### Ogólne cechy klimatu

Klimat Ukrainy określa szereg czynników, w tym przede wszystkim szerokość geograficzna, położenie w stosunku do oceanu i kontynentu oraz ukształtowanie powierzchni. Całe jej terytorium znajduje się w pasie umiarkowanych szerokości geograficznych Europy.

W podanym przez B. Augustowskiego (1964) podziale klimatycznym Europy, Ukraina położona jest w czterech dziedzinach klimatycznych (ich nazwy nieco zmieniono) – rycina 3:

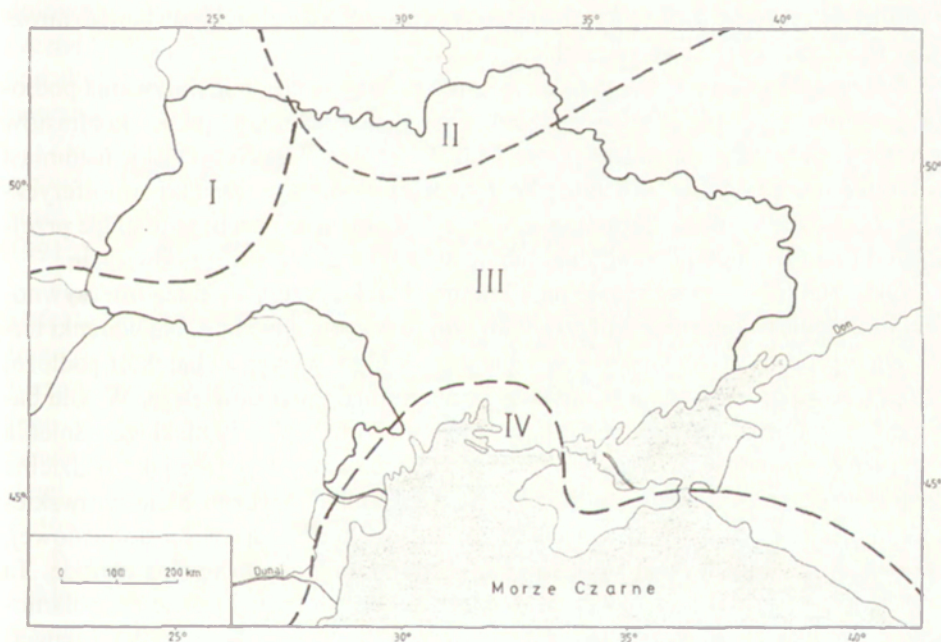
- I – dziedzina klimatu umiarkowanego oceaniczno-kontynentalnego, do której należy północno-zachodnia część Ukrainy;
- II – dziedzina klimatu umiarkowanego kontynentalnego, zwana też borealną, obejmująca północną część Ukrainy;
- III – dziedzina klimatu umiarkowanego pontyjskiego zwana też kontynentalno-stepową, obejmująca środkowy pas Ukrainy biegnący z zachodu na wschód;

IV – dziedzina klimatu podzwrotnikowego śródziemnomorskiego (odmiana czarnomorska), do której należy Krym i wybrzeże Morza Czarnego.

Napływ i transformacja mas powietrzna, radiacyjny i cieplny bilans podłoża oraz warunki fizycznogeograficzne, kształtują dobowy i roczny przebieg wielu elementów meteorologicznych na obszarze Ukrainy. Procesy cyrkulacyjne determinują nieokresowe zmiany pogody i wpływają znacząco, szczególnie w chłodnej porze roku, na wartości poszczególnych charakterystyk meteorologicznych.

Równinny charakter jej terytorium sprzyja napływowi mas powietrza z Atlantyku, Morza Śródziemnego i Czarnego; ułatwia również napływ mas powietrza z wnętrza kontynentu euroazjatyckiego. Głównymi ośrodkami barycznymi atmosfery oddziałującymi na Ukrainę są (Babičenko, 1991):

- Niż Islandzki, aktywizujący się w półroczu chłodnym (październik–marzec) i słabnący w półroczu ciepłym (kwiecień–wrzesień);
- Wyż Azorski, szczególnie aktywny w półroczu ciepłym;
- Wyż Syberyjski, występujący tylko w półroczu chłodnym;



Ryc. 3. Dziedziny klimatyczne (za Augustowskim, 1964)

I – klimat umiarkowany oceaniczno-kontynentalny; II – klimat umiarkowany kontynentalny (borealny); III – klimat umiarkowany kontynentalno-stepowy (pontyjski); IV – klimat podzwrotnikowy śródziemnomorski (odmiana czarnomorska)

Climatic zones (after Augustowski, 1964)

I – temperate maritime-continental climate; II – temperate continental climate; III – temperate continental-steep climate; IV – Mediterranean climate (Black Sea variety)

Wzajemne oddziaływanie centrów barycznych atmosfery, zarówno stałych jak i okresowych, wywołuje adwekcję mas powietrznych nad Ukrainę oraz ich transformację. Proces adwekcji mas powietrznych jest szczególnie intensywny w chłodnym okresie roku, natomiast proces transformacji dominuje w okresie ciepłym.

Pora zimowa i półrocze chłodne na Ukrainie odznaczają się przewagą czynnika cyrkulacyjnego nad radiacyjnym. Znaczenie tego ostatniego w zimie maleje na skutek małego kąta padania promieni słonecznych, krótko trwającego dnia i dużego zachmurzenia. Cyklony przemieszczające się z nad Atlantyku i Morza Śródziemnego są głębokie i aktywne, wywołują silne odwilże i dość duże opady atmosferyczne. Nad wschodnią Azją w wyniku intensywnego wychłodzenia kontynentu, powstaje silny Antycyklon Syberyjski. Jego wpływ na Ukrainę obserwowany jest od października do maja, a największa intensywność oddziaływania przypada na porę zimową. Na peryferiach tego układu przemieszczają się masy wychłodzonego powietrza polarno-kontynentalnego (PPk), obejmujące głównie obszar wschodniej Ukrainy. Tak ukształtowane w zimie warunki baryczne określają rozkład kierunków wiatru. Na zachodzie Ukrainy przeważają wiatry z sektora zachodniego, przynoszące stosunkowo ciepłe i wilgotne powietrze atlantyckie, zaś na wschodzie przeważają wiatry z sektora wschodniego, przynoszące chłodne (niekiedy bardzo mroźne) i suche powietrze kontynentalne.

Wiosną stopniowo wzrasta rola czynnika radiacyjnego i oddziaływania podłoża na dolną troposferę. Procesy adwekcyjne słabną w miarę spadku kontrastów termicznych między oceanem i kontynentem. Zanika Wyż Syberyjski, natomiast w kierunku wschodnim rozwija się Wyż Azorski. W efekcie warunki atmosferyczne, szczególnie w pierwszej połowie wiosny, są zmienne i cechuje je nagle przejście od pogody ciepłej do chłodnej lub od suchej do deszczowej i odwrotnie.

Okres letni i półrocze ciepłe na Ukrainie charakteryzują się dużą intensywnością promieniowania słonecznego i słabszym rozwojem adwekcji. Na warunki termiczne i procesy atmosferyczne w lecie duży wpływ wywiera charakter podłoża; obszary równinne sprzyjają intensywnej transformacji mas powietrza. W polu barycznym, w tym okresie, zaznaczają się słabo rozwinięte układy niskiego ciśnienia i wyraźnie rozbudowane układy wysokiego ciśnienia, występujące jako oddzielne centra baryczne pochodzące z Wyżu Azorskiego lub Arktyczno-Skandynawskiego. Pora letnia odznacza się na Ukrainie, szczególnie w jej części południowej, przewagą układów wysokiego ciśnienia ze słoneczną, często upalną pogodą. Ta część Ukrainy jest wtedy obszarem intensywnej transformacji powietrza polarno-kontynentalnego w masy powietrza zwrotnikowo-kontynentalnego (PZk). Pojawiające się w lecie płytkie układy niskiego ciśnienia przynoszą często ulewy z burzami i opadami gradu.

Jesienią stopniowo słabnie wpływ Antycyklonu Azorskiego; w październiku zaczyna rozbudowywać się Antycyklon Syberyjski. Jednocześnie w drugiej połowie jesieni nasila się działalność cyklonalna związana ze wzrostem aktywności Niżu Islandzkiego. Na południu Ukrainy, wraz z przylegającymi do niej akwenami morskimi i górami, charakterystyczna jest cyrkulacja atmosferyczna typowa dla

klimatu podzwrotnikowego (śródziemnomorskiego). Jedną z cech tej dziedziny klimatycznej jest słaba aktywność cyklonalna w półroczu letnim i wyraźnie zwiększona w półroczu zimowym. Zaznacza się to w przebiegu rocznym wielu elementów i zjawisk meteorologicznych.

Bezpośrednio nad Ukrainą powstaje 39% cyklonów i 33% antycyklonów (Babičenko, 1991; Logvinov i Ščerban, 1984; Smekalova, 1986). Duża część lokalnych cyklonów i antycyklonów powstaje pod wpływem orografii. Najistotniejszy wpływ wywierają tu Karpaty, które zmieniają kierunek i zmniejszają prędkość napływu mas powietrznych. Kierunek przeważających wiatrów modyfikowany jest przez charakter rzeźby, orientację łańcuchów górskich i dolin rzek. Czynniki te wpływają również na pionowe ruchy powietrza i w istotny sposób zmieniają termodynamiczne właściwości mas powietrza. Karpaty w znacznym stopniu oddziałują na charakter działalności cyklonalnej; przy zbliżaniu się układu niskiego ciśnienia do łańcucha górskiego następuje niekiedy jego podział. W rezultacie mogą powstać dwa centra niskiego ciśnienia; jedno – po stronie nawietrznej gór – wypełnia się i zanika, zaś drugie – po stronie zawietrznej – pogłębia się i dalej wędruje na wschód. Cyklony szerokości umiarkowanych nie oddziałują bezpośrednio na południową Ukrainę, ale zaznaczają się jako zatoki niskiego ciśnienia lub siodła baryczne. Nad obszarem tym przemieszczają się tylko centra cyklonów powstałych nad akwenami Morza Śródziemnego i Czarnego, a także niewielkie układy niżowe tworzące się na idących z zachodu frontach chłodnych.

Zróżnicowana, jak widać z powyższych rozważań, cyrkulacja atmosferyczna sprawia, iż napływające nad Ukrainę masy powietrza charakteryzuje zmienna częstość występowania oraz różny zasięg i stopień transformacji (Babičenko, 1983, 1991; Bučinskij, 1960; Logvinov i Ščerban, 1984; Smekalova, 1986).

Powietrze arktyczne (PA) nabiera swoich właściwości nad Arktyką. Do szerokości umiarkowanych napływa ono znad oceanu, często złodzonego – jako powietrze arktyczno-kontynentalne (PAk) lub wolnego od lodów – jako powietrze arktyczno-morskie (PAm). Powietrze arktyczno-kontynentalne jest bardzo chłodne i z jego adwekcją związane jest występowanie najniższej temperatury. Najczęściej powietrze arktyczne występuje nad północno-wschodnią Ukrainą (18%), a najrzadziej nad południowo-zachodnią (2%). Powietrze arktyczno-morskie występuje częściej niż powietrze arktyczno-kontynentalne.

Powietrze polarno-morskie (PPm) napływa z zachodu, w zimie głównie dzięki cyklonom, a latem również w obrębie antycyklonów. Największą częstość jego występowania obserwuje się nad północno-zachodnią Ukrainą (35%), a najniższą nad południowo-wschodnią (6%).

Powietrze polarno-kontynentalne występuje na Ukrainie najczęściej, ponieważ terytorium jej położone jest blisko obszaru źródłowego tego powietrza. Dominuje ono we wschodniej Ukrainie (75%), natomiast rzadziej występuje w jej części zachodniej (55%) – Logvinov i Ščerban, 1984.

Powietrze zwrotnikowo-morskie (PZm) napływa znad Morza Śródziemnego, Czarnego lub znad Bałkanów w ciepłych wycinkach cyklonów i nie pozostaje dłu-

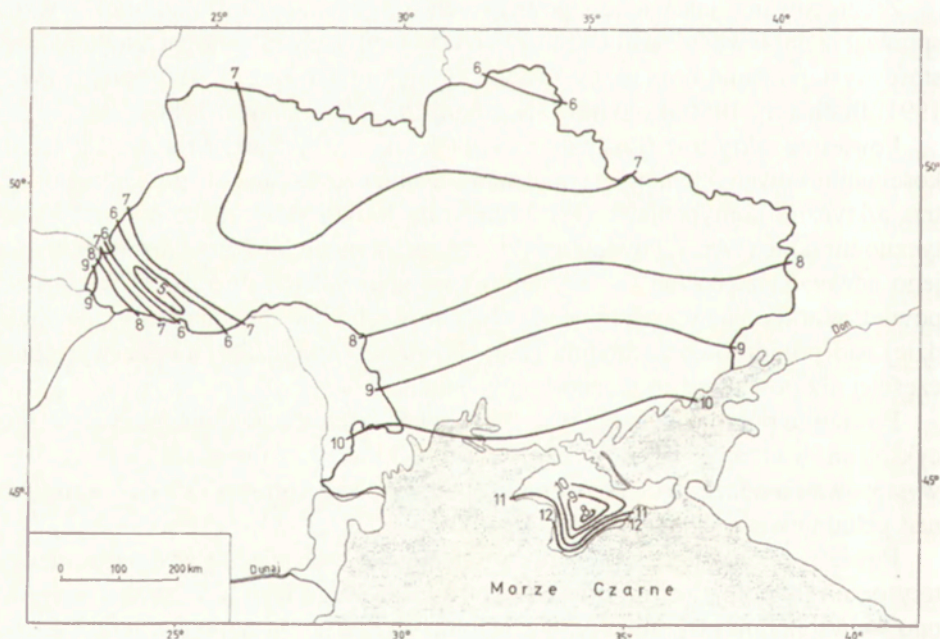
go nad Ukrainą. Pojawia się od maja do sierpnia i często pochodzi z transformacji powietrza polarno-kontynentalnego w czasie zalegania nad południową Europą układów antycyklonalnych. Powietrze zwrotnikowo-kontynentalne występuje częściej niż powietrze zwrotnikowo-morskie. Frekwencja powietrza zwrotnikowego jest największa na południo-wschodzie Ukrainy (7%) a najmniejsza na północno-zachodzie (2%).

### Charakterystyka wybranych elementów i zjawisk meteorologicznych

W celu uzyskania szczegółowej charakterystyki klimatu Ukrainy przeanalizowano geograficzne rozkłady wybranych elementów i zjawisk meteorologicznych.

#### *Temperatura powietrza*

Geograficzny rozkład temperatury powietrza na Ukrainie określony jest głównie przez jej położenie geograficzne, bilans radiacyjny, cyrkulację atmosferyczną i lokalne warunki fizycznogeograficzne. Skala wpływu każdego z tych czynników ulega wahaniom w ciągu roku, co sprzyja znacznym kontrastom termicznym.



Ryc. 4. Średnia roczna temperatura powietrza, 1881–1980 (°C)

Mean annual air temperature, 1881–1980 (°C)

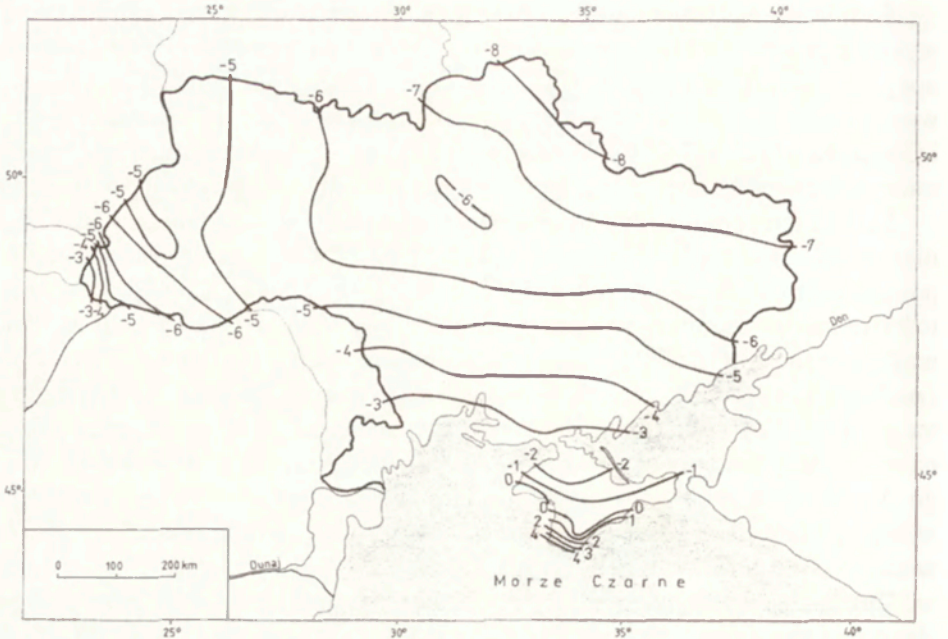
Średnia roczna temperatura powietrza na nizinnej i wyżynnej części Ukrainy wykazuje przebieg strefowy, zmieniając się w szerokich granicach od 6–7°C na północy do 12–13°C w południowej części Półwyspu Krymskiego (ryc. 4). Niższe wartości średniej rocznej temperatury powietrza obserwuje się w Karpatach (3–4°C) i Górach Krymskich (7–8°C). W przebiegu rocznym największa zmienność temperatury z miesiąca na miesiąc występuje wiosną i jesienią a najmniejsza latem i zimą.

Średnia temperatura stycznia najniższe wartości osiąga w północno-wschodniej części kraju oraz w Karpatach (od –6°C do –8°C), natomiast najwyższe na południowym Wybrzeżu Krymu (od 0°C do 4°C) – ryc. 5. W lipcu najwyższe wartości średniej temperatury występują w południowej części Ukrainy, a szczególnie na Krymie (od 20°C do 24°C), natomiast najniższe w Karpatach (od 15°C do 17°C) i na Polesiu (18–19°C) – ryc. 6. W partiach szczytowych Karpat i Gór Krymskich temperatura jest o kilka stopni niższa od wyżej podanych. Izotermi stycznia i lipca na przeważającym obszarze Ukrainy mają przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Warto dodać, iż w niektórych zimach najniższa temperatura może wystąpić w lutym, a nawet w grudniu, latem zaś najwyższa temperatura może pojawić się w czerwcu lub w sierpniu (Logvinov i Ščerban, 1984).

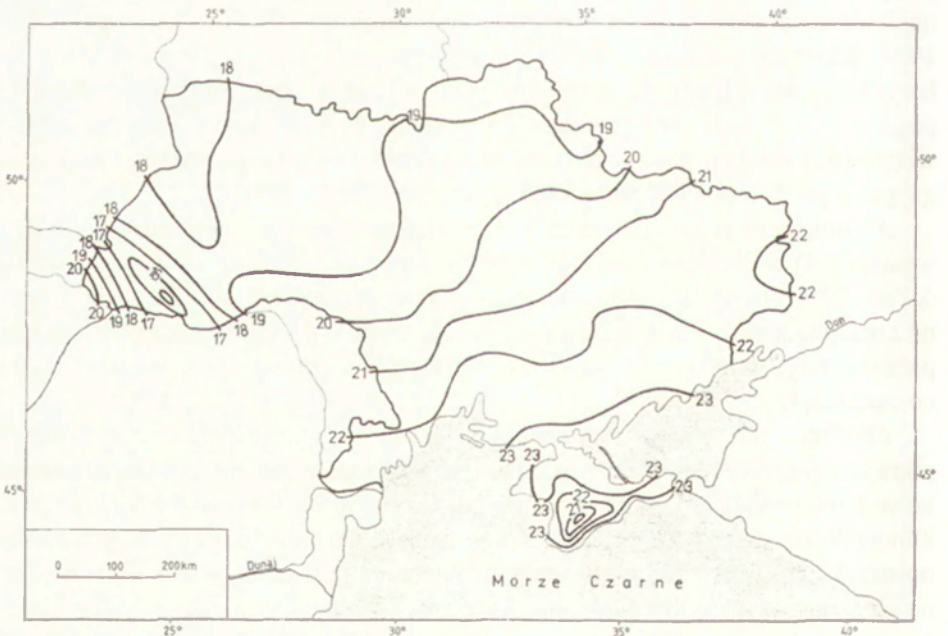
Ważną charakterystyką termiczną obszaru Ukrainy jest rozkład przestrzenny absolutnej temperatury ekstremalnej. Skrajnie niska temperatura powietrza występuje w zimie podczas zalegania układów antycyklonalnych, dających adwekcję powietrza arktyczno-kontynentalnego z północy-wschodu i północy, a także w czasie przejścia z zachodu na wschód układów cyklonalnych, gdzie do ich tylnej ćwiartki napływa z północy-zachodu powietrze arktyczno-morskie (Logvinov i Ščerban, 1984). Ekstremalnie niska temperatura występuje również przy klinach Wyżu Syberyjskiego, które sprzyjają adwekcji powietrza polarno-kontynentalnego. Charakter pogody w układach antycyklonalnych (małe zachmurzenie lub jego brak, niska wilgotność) nasila proces georadiacji, co prowadzi do silnego wychłodzenia zalegającego powietrza arktycznego lub polarnego (Gojsa, 1964).

Absolutna minimalna temperatura powietrza o wartości od –36°C do –42°C wystąpiła na wschodzie, północy i w środkowej części Ukrainy. Najwyższe wartości od –22°C do –26°C zanotowano w południowej części Ukrainy, co jest związane z ocieplającym wpływem Morza Czarnego i osłaniającym oddziaływaniem Karpat i Gór Krymskich przed napływem chłodnych mas powietrza z północy i północno-zachodu (ryc. 7).

Absolutna maksymalna temperatura powietrza wystąpiła na Ukrainie w obszarach podwyższonego ciśnienia, przy napływie suchych i gorących mas powietrza zwrotnikowo-kontynentalnego i polarno-kontynentalnego. Występuje one również na skraju klinów Wyżu Azorskiego, podczas bardzo intensywnej transformacji powietrza polarno-morskiego. Absolutną maksymalną temperaturę powietrza (40–41°C) zanotowano na skraju Wyżyny Środkoworosyjskiej, na Wyżynie Donieckiej i Nadazowskiej oraz we wschodniej części Niziny Czarnomorskiej. Na pozostałym obszarze Ukrainy są to wartości od 36°C do 38°C. Najniższe wartości absolutnej maksymalnej temperatury powietrza wystąpiły w Karpatach i Górach Krymskich (27–32°C) – rycina 8.

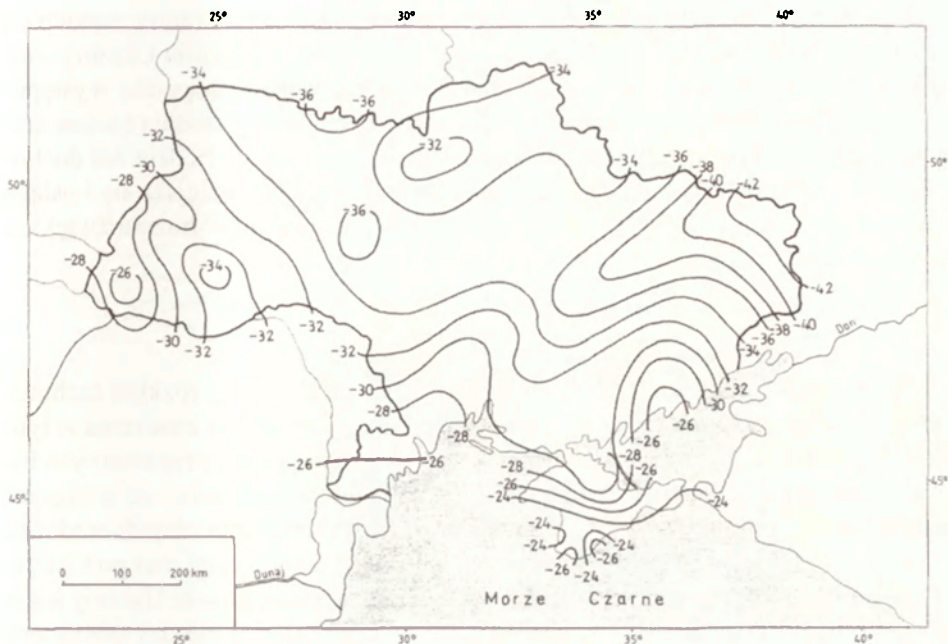


Ryc. 5. Średnia temperatura powietrza w styczniu, 1881–1980 (°C)  
Mean air temperature in January, 1881–1980 (°C)

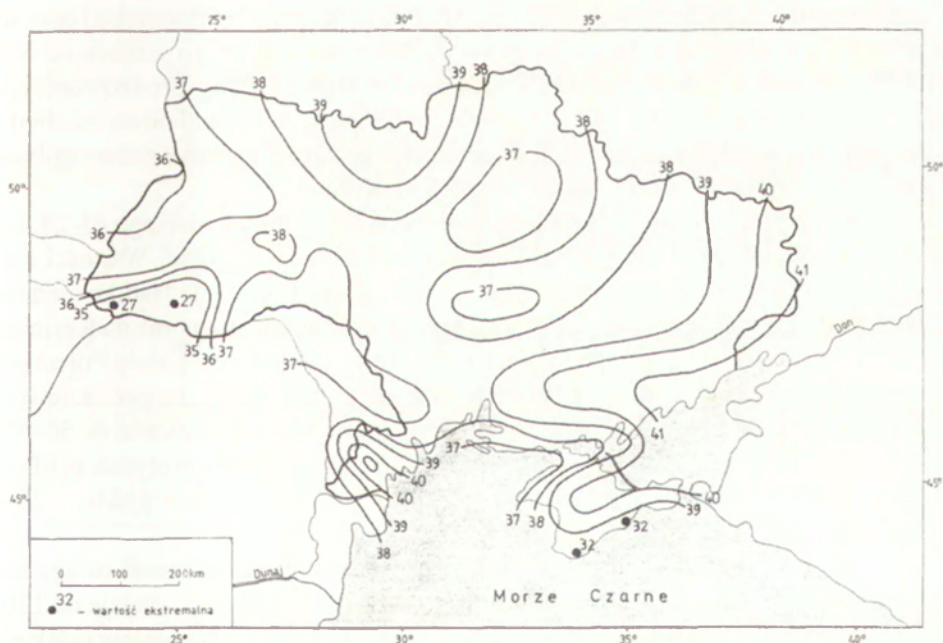


Ryc. 6. Średnia temperatura powietrza w lipcu, 1881–1980 (°C)  
Mean air temperature in July, 1881–1980 (°C)





Ryc. 7. Absolutna minimalna temperatura powietrza, 1881–1985 (°C)  
 Absolute minimal air temperature, 1881–1985 (°C)



Ryc. 8. Absolutna maksymalna temperatura powietrza, 1881–1985 (°C)  
 Absolute maximum air temperature, 1881–1985 (°C)

Istotną charakterystyką jest średnia roczna amplituda temperatury powietrza, która odzwierciedla stopień kontynentalizmu klimatu. Na terytorium Ukrainy wartość ta wzrasta z zachodu na wschód, analogicznie do wzrostu częstości występowania kontynentalnych mas powietrza. Na zachodzie Ukrainy średnia roczna amplituda temperatury powietrza wynosi od 22°C do 24°C, na wschodzie zaś dochodzi do 28–29°C. Na wybrzeżu czarnomorskim amplituda ta zmniejsza się i osiąga wartości od 20°C do 25°C, natomiast na wybrzeżu azowskim wyraźnie zwiększa się do 24–28°C.

### Zachmurzenie

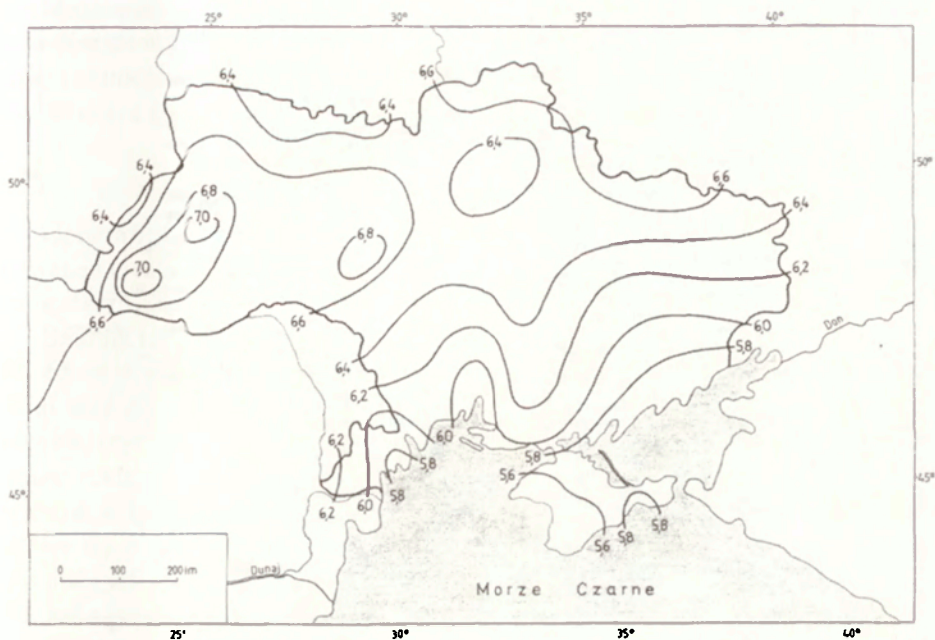
W chłodnym półroczu (październik–marzec) na przestrzenny rozkład zachmurzenia w dużym stopniu wpływają czynniki cyrkulacyjne; nie bez znaczenia w tym okresie jest występowanie pokrywy śnieżnej i związanych z nią przyziemnych inwersji temperatury. W półroczu ciepłym (kwiecień–wrzesień) wraz ze wzrostem intensywności promieniowania słonecznego, wzrasta termiczna niejednorodność powierzchni ziemi, rozwijają się procesy transformacji i konwekcji mas powietrza.

Wielkość średniego rocznego zachmurzenia ogólnego na obszarze Ukrainy waha się od 5,6 do 7,0 (w skali 11-stopniowej), z wyraźną granicą między obszarami o wyższych i niższych wartościach tej charakterystyki; spadek jej wielkości następuje w kierunku południowo-wschodnim (ryc. 9). Nizina Poleska i Naddnieprzańska tworzą strefę o średniej rocznej wielkości zachmurzenia ogólnego od 6,3 do 6,5; na południo-zachód od tej strefy – na Wyżynie Wołyńskiej i Podolskiej oraz w Karpatach – wielkość średniego rocznego zachmurzenia ogólnego wzrasta od 6,8 do 7,0, zaś na północo-wschodzie Ukrainy – na skraju Wyżyny Środkoworosyjskiej – wzrasta ono do 6,6–6,8. W kierunku południowym i południowo-wschodnim następuje stopniowy spadek średniej rocznej wielkości zachmurzenia ogólnego do 6,0 na Nizinie Czarnomorskiej i do 5,6 na Krymie.

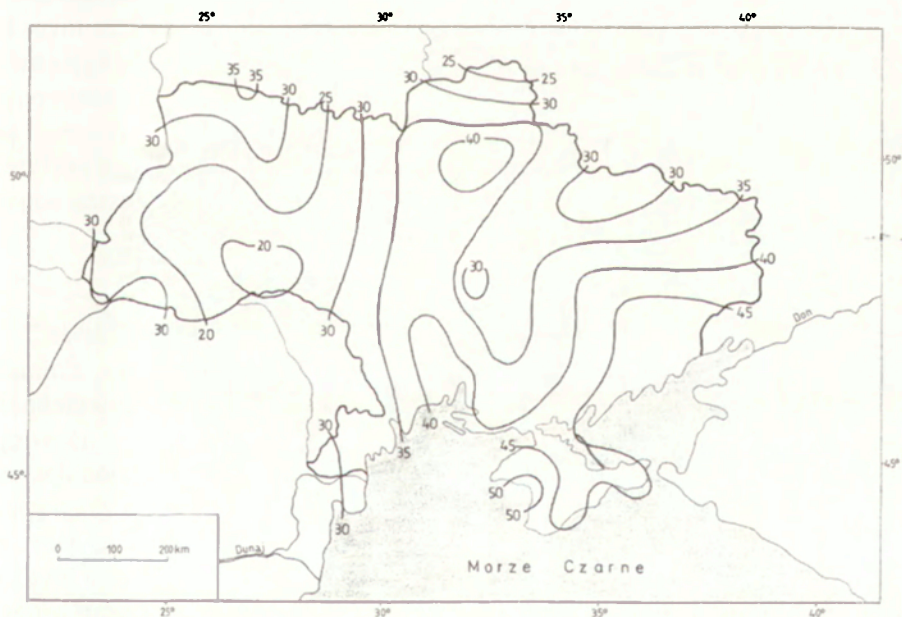
Średnie roczne wartości pokrycia nieba przez chmury piętra niskiego (0–2 km) wykazują podobny rozkład geograficzny jak zachmurzenie ogólne. Wartości zachmurzenia niskiego zmieniają się od 4,6–5,0 na Nizinie Poleskiej i Naddnieprzańskiej do 5,6–6,0 w Karpatach i 3,4–3,8 na Nizinie Czarnomorskiej oraz na Krymie.

Średnia roczna liczba dni pogodnych (zachmurzenie 0–2) na Nizinie Poleskiej i Naddnieprzańskiej waha się od 25 do 40 dni i wzrasta w kierunku południowo-wschodnim do 45–50 dni (Nizina Czarnomorska), a na Krymie dochodzi do 50–55 dni. Znacznie mniejsza liczba tych dni notowana jest na Wyżynie Wołyńskiej i Podolskiej – 20–25 dni, w Karpatach i na skraju Wyżyny Środkoworosyjskiej – 25–30 dni (ryc. 10).

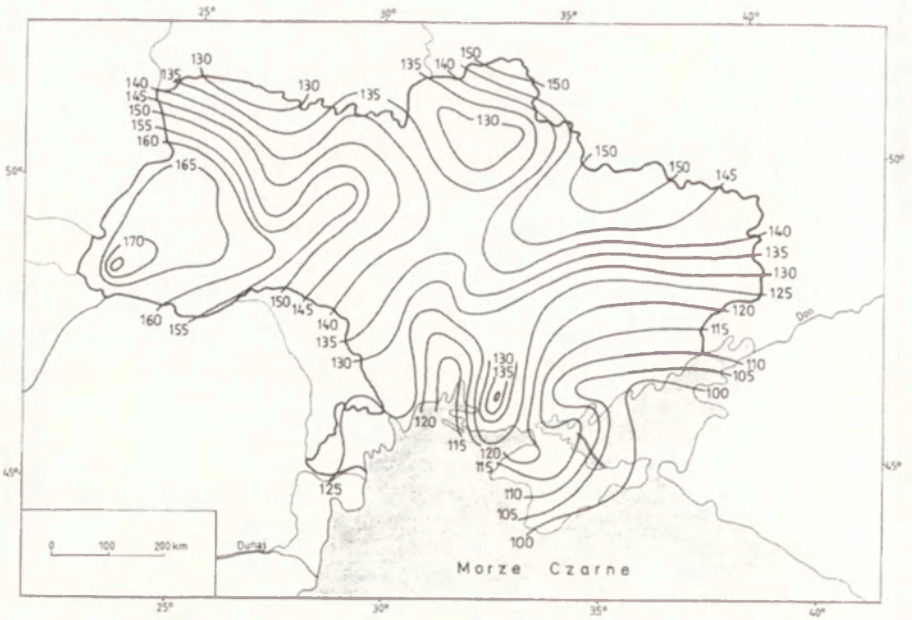
Średnia roczna liczba dni pochmurnych (8–10) najwyższe wartości osiąga na Wyżynie Wołyńskiej i Podolskiej oraz w Karpatach (165–180 dni) i maleje do 150 na skraju Wyżyny Środkoworosyjskiej. Na Nizinie Poleskiej i Naddnieprzańskiej liczba tych dni wynosi od 120 do 130 dni, na Nizinie Czarnomorskiej od 110 do 120, a na południowym Wybrzeżu Krymu spada do 95–100 (ryc. 11).



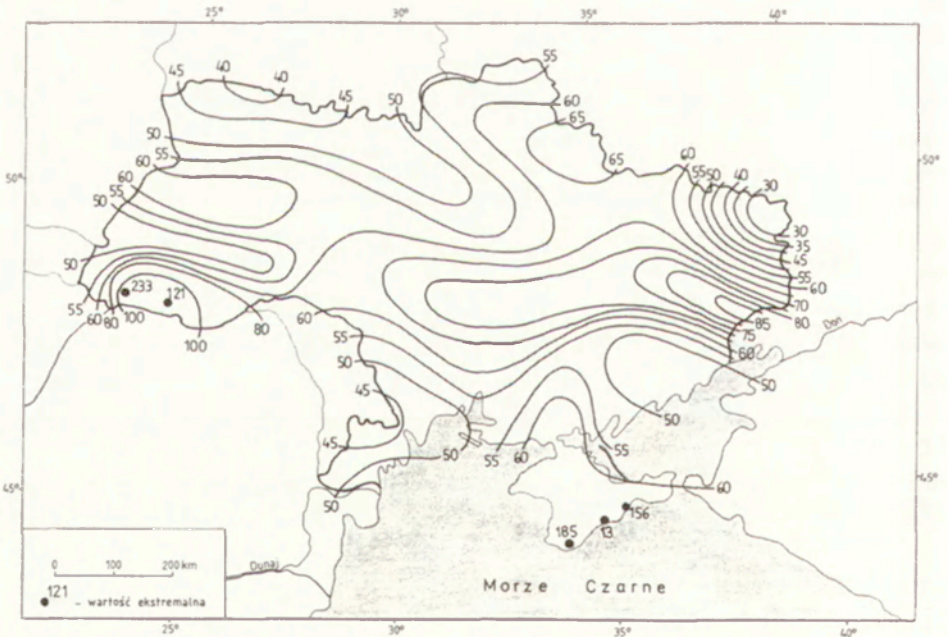
Ryc. 9. Średnie roczne zachmurzenie w skali 11-stopniowej, 1936–1980  
 Mean annual cloudiness in 11 degrees scale, 1936–1980



Ryc. 10. Średnia roczna liczba dni pogodnych, 1936–1980 (zachmurzenie 0–2)  
 Mean annual number of sunny days, 1936–1980 (cloudiness 0–2)



Ryc. 11. Średnia roczna liczba dni pochmurnych, 1936–1980 (zachmurzenie 8–10)  
 Mean annual number of cloudy days, 1936–1980 (cloudiness 8–10)



Ryc. 12. Średnia roczna liczba dni z mgłą, 1936–1980  
 Mean annual number of days with fog, 1936–1980

Maksimum roczne dni pochmurnych w obrębie chmur piętra niskiego występuje w Karpatach i wynosi średnio od 130 do 150 dni. Na Wyżynie Środkoworosyjskiej i Donieckiej spada do 90–100 dni. Na Nizinie Naddnieprzańskiej obniża się do 70–80 dni, a na Nizinie Czarnomorskiej i lokalnie na Krymie maleje do 30–50 dni.

### *Mgły*

Geograficzne rozmieszczenie mgieł na obszarze Ukrainy jest wyraźnie zróżnicowane i uwarunkowane wieloma procesami o różnej skali zachodzącymi w dolnej troposferze oraz zależy od charakteru rzeźby i rodzaju podłoża.

Średnia roczna liczba dni z mgłą zmienia się od 40–50 na Nizinie Poleskiej do 60–65 na nawietrznych stokach Wyżyny Wołyńskiej, Podolskiej i Środkoworosyjskiej oraz do 70–75 na stokach Wyżyny Naddnieprzańskiej, Nadazowskiej i Donieckiej (ryc. 12). Na Wyżynie Donieckiej wzrost ten lokalnie dochodzi do 85–100 dni w roku, co jest związane z dużym antropogenicznym zanieczyszczeniem powietrza w tym regionie (Babičenko, 1991). Najwięcej dni z mgłą w ciągu roku notuje się w szczytowych partiach Karpat i Gór Krymskich – 180–230. Stosunkowo mała ich liczba występuje w północnej części Niziny Naddnieprzańskiej – 45–50, zaś najmniej na południowym wybrzeżu Krymu – 15–20.

Ważną charakterystyką mgieł jest ich intensywność. Często na obszarze Ukrainy występują mgły silne, przy których widzialność wynosi od 50 do 200 m. Najczęściej silne mgły występują w Karpatach i w górach Krymu (ponad 80 dni w roku). Związane jest to z unoszeniem się mas powietrza po zboczach gór i ich adiabatyicznym ochładzaniem się, jak również z zachmurzeniem przez chmury niskie, które sięga powierzchni ziemi (Babičenko, 1991). Drugim obszarem częstego występowania silnych mgieł są nawietrzne stoki Wyżyny Donieckiej i Nadazowskiej. Na terenach stepowych liczba dni z silną mgłą znacznie spada, co jest związane z wyższą temperaturą powietrza i gruntu, stosunkowo niską wilgotnością względną powietrza i niestabilną pokrywą śnieżną.

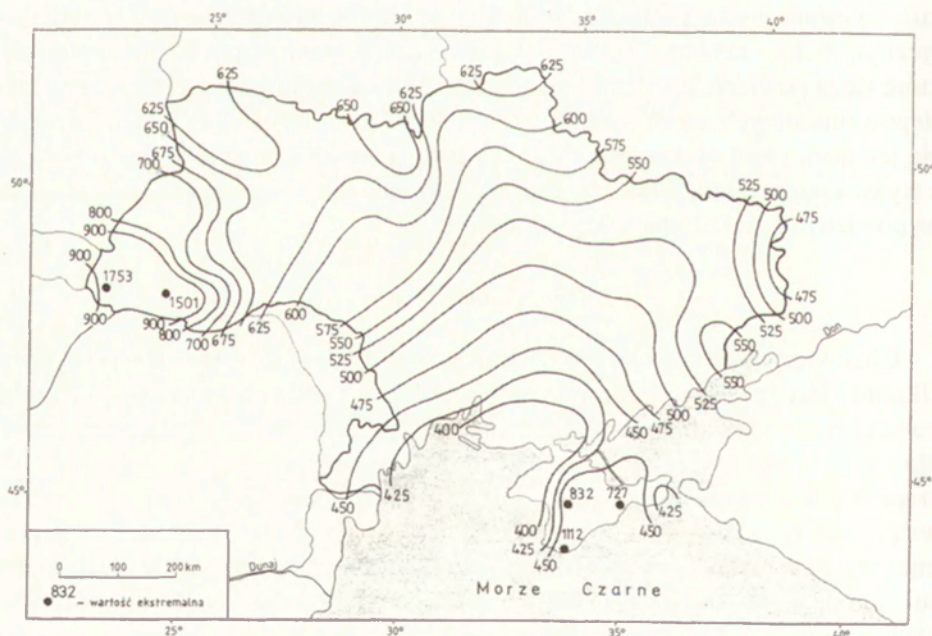
### *Opady atmosferyczne*

Charakterystyczną cechą geograficznego rozkładu opadów atmosferycznych na Ukrainie jest spadek ich sum rocznych z północy i północo-zachodu w kierunku południowym i południowo-wschodnim (ryc. 13). Istotne odchylenia od tej prawidłowości, wskutek rozwoju lokalnej cyrkulacji atmosferycznej, występują na obszarach górskich i wyżynnych. W górach, wzdłuż zboczy, zachodzi wymuszony, wstępujący ruch powietrza, sprzyjający intensywnej turbulencji termicznej i dynamicznej, co w efekcie prowadzi do przyspieszenia kondensacji pary wodnej i wzrostu sum opadów. Na Nizinie Poleskiej średnia roczna suma opadów atmosferycznych wynosi 625–650 mm, na Wyżynie i Nizinie Naddnieprzańskiej oraz w południowej części Wyżyny Podolskiej obniża się do 550–600 mm, a na Nizinie Czarnomorskiej i na Krymie spada do 400–450 mm. Na wybrzeżu Morza Czarnego

i Azowskiego średnie roczne opady wynoszą poniżej 400 mm. Najwyższe roczne sumy opadów notowane są w Karpatach (1500–1700 mm) i w Górach Krymskich (1000–1100 mm). Wzrost opadów na Wyżynie Donieckiej i Nadazowskiej jest dość słaby ze względu na ich mniejszą wysokość bezwzględna; niemniej jednak na stokach nawietrznych, to jest zachodnich i południowo-zachodnich, występuje tam o 15–20% opadów więcej niż na przyległych równinach (Logvinov i Ščerban, 1984). Analogicznie na zboczach zawietrznych opady maleją o około 25% w porównaniu z terenami sąsiednimi.

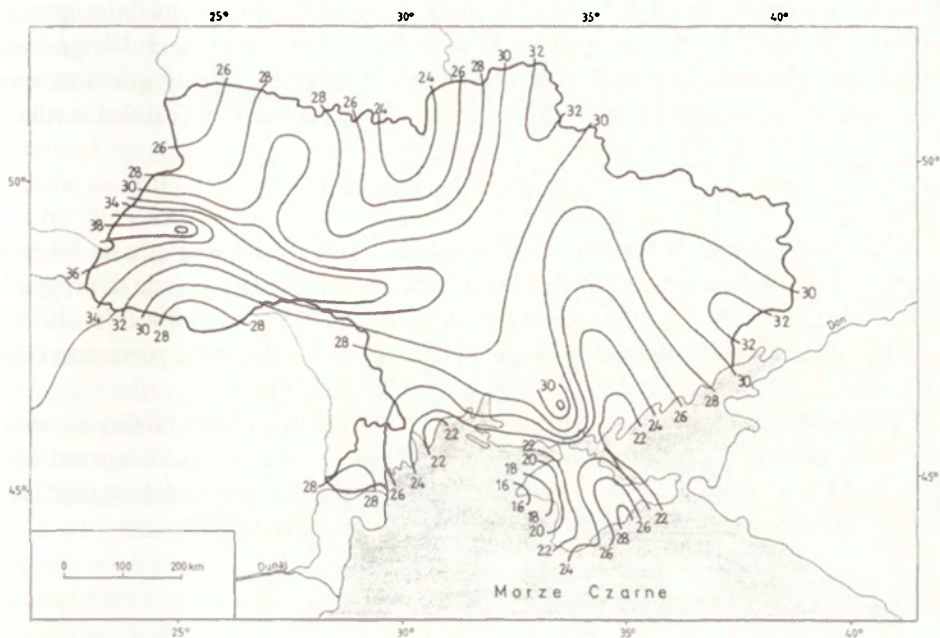
Na okres chłodny przypada około 25% sumy rocznej opadów, a na okres ciepły około 75% tej sumy, co świadczy o kontynentalnym typie przebiegu rocznego opadów. Od tej prawidłowości odbiega zachodnie i południowe Wybrzeże Krymu, gdzie opady w okresie chłodnym stanowią przeciętnie 50–65% sumy rocznej, co wskazuje na śródziemnomorski typ ich przebiegu rocznego.

Średnia roczna liczba dni z opadem 1 0,1 mm na obszarze Ukrainy, podobnie jak ich wysokość, zmniejsza się z północy i północo-zachodu w kierunku na południe i południo-wschód. W północnej części Ukrainy średnia roczna liczba tych dni wynosi 180–160 dni, w środkowej obniża się do 140–120 dni i w południowej zmniejsza się do 120–100 dni. W Karpatach i Górach Krymskich wraz z wysokością średnia roczna liczba dni z tym opadem wzrasta, osiągając w najwyższych partiach ponad 180.



Ryc. 13. Średnie roczne sumy opadów atmosferycznych, 1891–1980 (mm)

Mean annual sums of precipitation, 1891–1980 (mm)



Ryc. 14. Średnia roczna liczba dni z burzą, 1936–1980  
 Mean annual number of days with storm, 1936–1980

### *Burze atmosferyczne*

Na obszarze Ukrainy działalność burzowa najsilniej rozwija się w Karpatach oraz na Wyżynie Wołyńskiej i Podolskiej (ryc. 14). Regiony te charakteryzuje dość duża liczba dni z burzą w ciągu roku (36–40) oraz znaczna ich intensywność. Lokalnie na stacjach górskich Karpat liczba dni z burzą wzrasta do 45. Na Krymie największa liczba dni z burzą notowana jest w pasmach górskich i wynosi 28–30 w ciągu roku.

W centralnej, nizinnej części Ukrainy, średnia roczna liczba dni z burzą wynosi 26–28, a na Wyżynie Środkoworosyjskiej, Donieckiej i Nadazowskiej wzrasta do 28–32. Wzdłuż dolin rzek i zbiorników wodnych liczba dni z burzą maleje do 20–24 (Logvinov i Ščerban, 1984), zaś na wybrzeżu Morza Czarnego i Azowskiego spada do 16–18 dni.

### *Grad*

Różnorodność warunków fizycznogeograficznych i klimatycznych Ukrainy powoduje znaczne zróżnicowanie przestrzennego rozkładu częstości występowania opadów gradu. Największa liczba dni (3–5) z opadem gradu występuje w Kar-

patkach i na Krymie (ryc. 15). Na obszarach równinnych średnia liczba dni z opadem gradu nie przekracza 1–2, nieco większa notowana jest na Wyżynach Wołyńskiej, Podolskiej, Naddnieprzańskiej, Nadazowskiej i Donieckiej. Opady gradu stosunkowo rzadko występują na wybrzeżu czarnomorskim i azowskim (1 dzień w roku).

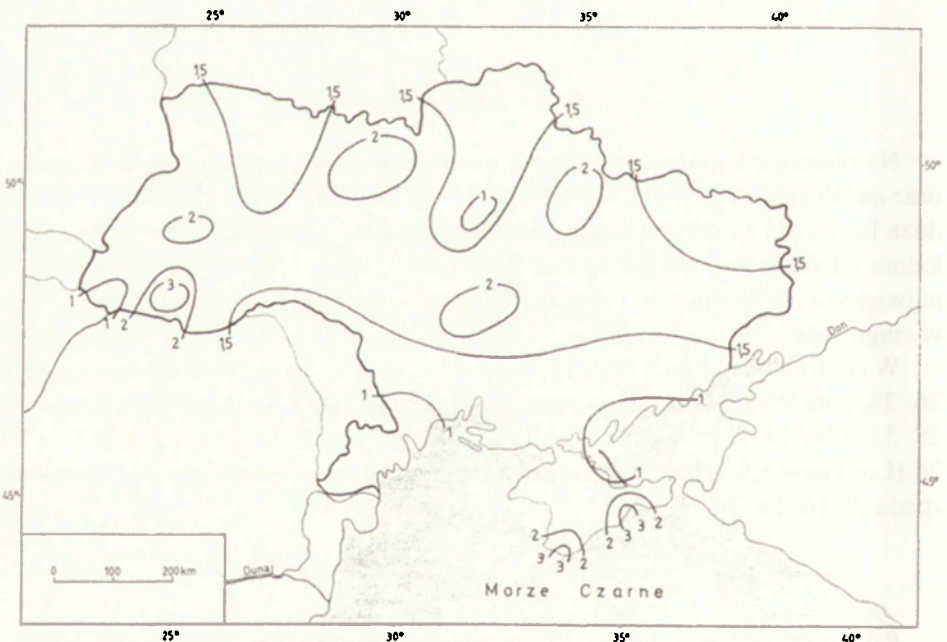
### Trąby powietrzne

Trąby powietrzne na Ukrainie są zjawiskiem rzadkim. Ze względu na lokalny charakter, ich obserwacja i rejestracja są utrudnione. Notowane są jednak przypadki, gdy obszar objęty tym zjawiskiem ma wymiary  $10 \times 150$  km (Babičenko, 1991). Niezbędnymi warunkami do ich wystąpienia jest wysoka wilgotność powietrza i duży zapas energii chwiejności w dolnych warstwach troposfery.

Trąby powietrzne występują najczęściej we wschodniej części Niziny Czarnomorskiej, na Krymie i w południowo-zachodniej części Niziny Naddnieprzańskiej (częstość ich występowania wynosi około 20%, czyli jeden przypadek na pięć lat). Na pozostałym obszarze Ukrainy ich częstość nie przekracza 10%.

### Wiatr

Zmiany sezonowe procesów cyrkulacyjnych, związane z przebudową pola barycznego, określają charakter parametrów wiatru, zaś lokalne warunki fizyczne



Ryc. 15. Średnia roczna liczba dni z opadem gradu, 1891–1980

Mean annual number of days with hail, 1891–1980



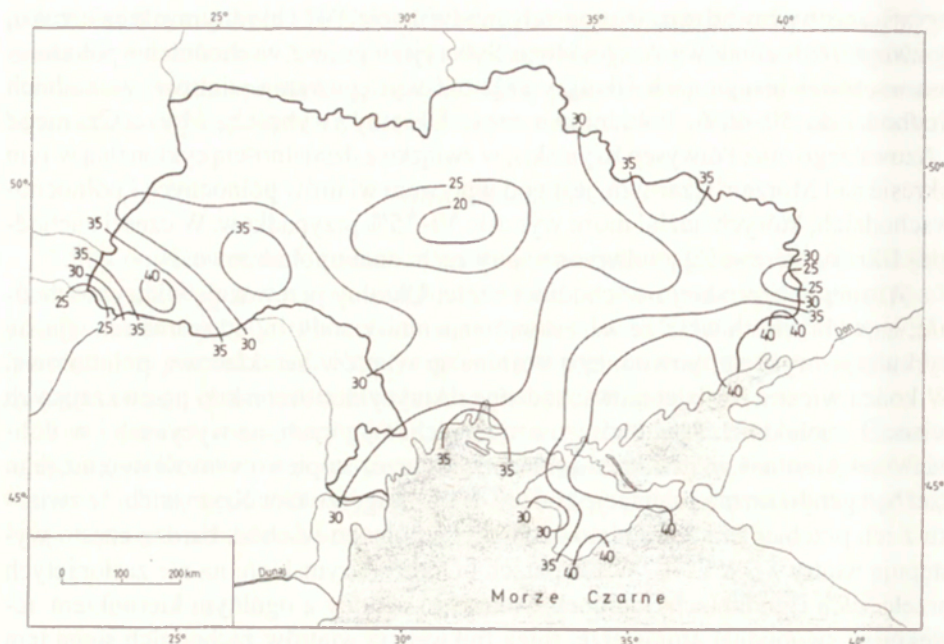
ograficzne wprowadzają istotne ich modyfikacje. W chłodnym okresie roku, w związku z rozbudową Antycyklonu Syberyjskiego, we wschodnich i południowo-wschodnich regionach Ukrainy częstość występowania wiatrów wschodnich dochodzi do 50–60%. Południowa część Ukrainy (wybrzeża Morza Czarnego i Azowskiego oraz Półwysep Krymski), w związku z działalnością cyklonalną w tym okresie nad Morzem Czarnym, jest pod wpływem wiatrów północnych i północno-wschodnich, których udział może wynosić 30–35% przypadków. W części zachodniej Ukrainy przeważają wówczas wiatry zachodnie i południowe.

Wiosną w centralnej i wschodniej części Ukrainy przeważają wiatry wschodnie; na wybrzeżach wraz ze wzrostem temperatury podłoża, od marca rozwija się cyrkulacja bryzowa, powodująca dominację wiatrów ze składową południową. W końcu wiosny bardziej na wschód sięga Antycyklon Azorski o przeważających wiatrach zachodnich i południowo-zachodnich. W górach, na wyżynach i w dolinach rzek kierunek wiatru determinowany jest przez stopień otwartości terenu, jego rzeźbę i geograficzną orientację zboczy. Na przedgórzu Gór Krymskich, w związku z ich przebiegiem z południo-zachodu na północo-wschód, bardzo często występują wiatry z SW i NE. W Karpatach i Górach Krymskich, na nie zasłoniętych przełęczach i grzbiecach, kierunek wiatru jest zgodny z ogólnym kierunkiem adwekcji w swobodnej atmosferze, toteż frekwencja wiatrów zachodnich sięga tam 70–80% przypadków.

Średnia roczna prędkość wiatru na Ukrainie wynosi od 3 do 6 m·s<sup>-1</sup> (Logvinov i Ščerban, 1984). Najniższe średnie roczne prędkości wiatru występują w strefie lasów na Nizinie Poleskiej. Prędkość wiatru wzrasta w lasostepach i w strefie stepów oraz bardzo wyraźnie na wybrzeżach, w górach i na wyżynach. Znaczne obniżenie średniej rocznej prędkości wiatru, wywołane warunkami lokalnymi, obserwowane jest na Nizinie Zakarpackiej i na południowym Wybrzeżu Krymu.

Istotne zagrożenie dla gospodarki stwarzają wiatry o dużej prędkości – silne (powyżej 15 m·s<sup>-1</sup>) i bardzo silne (powyżej 25 m·s<sup>-1</sup>). Ważną rolę w procesie wzrostu prędkości wiatru odgrywa orografia oraz wysokość bezwzględna i otwartość terenu w stosunku do kierunku napływającego powietrza. Średnie maksymalne prędkości wiatru największe wartości osiągają w Karpatach, na Krymie i w południowo-wschodniej części Ukrainy (35–40 m·s<sup>-1</sup>), a najmniejsze na Nizinie Poleskiej (20–25 m·s<sup>-1</sup>) – ryc. 16.

Na przeważnie równinnym obszarze Ukrainy średnia roczna liczba dni z silnym wiatrem (powyżej 15 m·s<sup>-1</sup>) waha się od 15 do 25, lokalnie wzrasta do 25–30. Maksymalna liczba tych dni notowana jest na obszarze Wyżyny Donieckiej i Nadazowskiej (40–60), a w najwyższych ich częściach wzrasta do 100. Wzrost prędkości wiatru na wymienionych wyżynach związany jest przeważnie z intensywnym rozwojem Antycyklonu Syberyjskiego, przy jednoczesnej obecności cyklonu nad Morzem Czarnym (Logvinov i Ščerban, 1984). Maksymalna liczba dni z silnym wiatrem w Karpatach i Górach Krymskich wynosi od 60 do ponad 100. Wiatr powyżej 15 m·s<sup>-1</sup> występuje tam najczęściej na odkrytych wzniesieniach i grzbiecach górskich o wysokościach ponad 1000 m n.p.m. (Logvinov, Raevskij i Ajzenberg, 1973).



Ryc. 16. Średnie maksymalne prędkości wiatru, 1936–1980 ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

Mean maximum wind speed, 1936–1980 ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

Na południowym Wybrzeżu Krymu i Nizinie Zakarpackiej średnia liczba dni z silnym wiatrem spada do 20 w ciągu roku. Bardzo rzadko silny wiatr obserwowany jest w kotlinach (kilka dni w roku).

### *Burze pyłowe*

Burze pyłowe wywoływane są oddziaływaniem silnego wiatru na wysuszoną powierzchnię gruntu, co powoduje porywanie i przenoszenie dużych ilości pyłów i piasków. Częstość ich występowania uwarunkowana jest właściwościami podłoża (strukturą i uwilgotnieniem gruntu, charakterem i stopniem pokrycia roślinnością oraz rzeźbą terenu). Podczas ich występowania znacznemu ograniczeniu ulega widzialność (Babičenko, 1991; Logvinov i Ščerban, 1984). Pozioma rozciągłość obszaru objętego burzą pyłową może być różna: od kilkuset metrów do kilkuset kilometrów. Natomiast zasięg pionowy może wynosić od kilkunastu metrów do kilku kilometrów. Zwykle zapylenie atmosfery w pionie sięga do 6–7 km. Najczęściej burze pyłowe obejmują duże obszary w południowej i wschodniej Ukrainie, natomiast w północnej i zachodniej mają lokalny zasięg (ryc. 17). W południowo-wschodniej części kraju występują one corocznie, natomiast ku północo-zachodowi częstość ich pojawiania się wyraźnie spada; podobny spadek obserwuje się w dolinach rzek i kotlinach górskich, gdzie podłoże jest dostatecznie wilgotne i pokryte

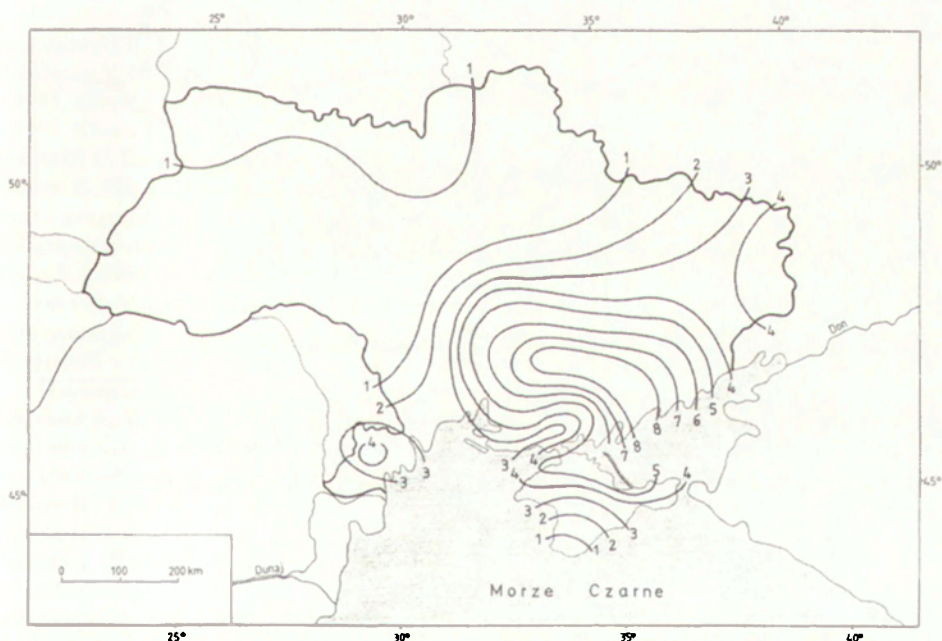
gęstą roślinnością. W Karpatach i Górach Krymskich burze pyłowe nie występują. Czas trwania burz pyłowych wynosi od kilkunastu minut do kilku dni. Najdłużej trwające burze pyłowe obserwowane były w strefie stepów.

### *Suchowiej*

Suchowiej jest to wiatr występujący przy wysokiej temperaturze (ponad 25°C) i znacznym deficycie pary wodnej w powietrzu, co powoduje poważne zakłócenia bilansu wodnego roślin. Pojawia się on we wszystkich miesiącach okresu ciepłego, z maksimum częstości w sierpniu. Jego przeciętna długość wynosi 3–4 dni, a w niektórych przypadkach nawet 6–8 dni. Najczęściej suchowiej występuje we wschodniej i południowo-wschodniej Ukrainie (20–25 dni w roku). Ku północy i północno-zachodowi jego frekwencja maleje aż do zaniku na zachodnich rubieżach kraju (ryc. 18).

### *Zamiecie śnieżne*

Zamiecie śnieżne jest złożonym procesem przenoszenia przez wiatr śniegu uprzednio spadłego i aktualnie padającego. Zamiecie śnieżne są wywoływane przez wielkoskalowe procesy synoptyczne o długim czasie trwania. Ich charakter zależy od



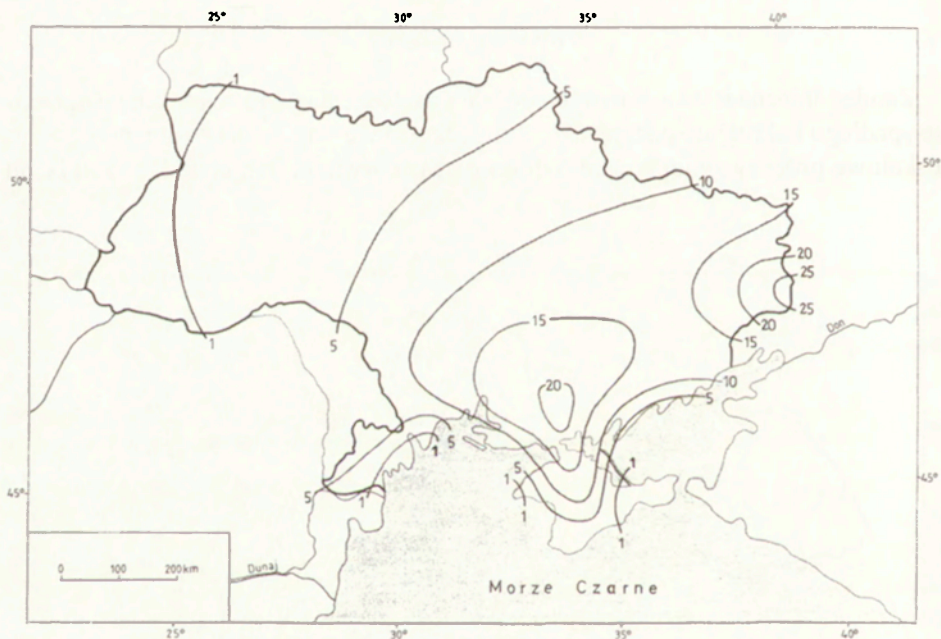
Ryc. 17. Średnia roczna liczba dni z burzą pyłową, 1936–1980

Mean annual number of days with dust storm, 1936–1980

wielu czynników: ilości i wilgotności spadłego śniegu, prędkości i kierunku wiatru, warunków topograficznych, temperatury i wilgotności powietrza.

Stopień zagrożenia zamieciaми śnieżnymi określa się przez czas ich trwania. Długotrwałe zamiecie stanowią większe zagrożenie niż zamiecie intensywne, ale krótkotrwałe. O stopniu zagrożenia zamiecią decyduje również prędkość wiatru w czasie jej trwania. Najczęściej silne zamiecie występują przy wietrze o prędkości 15–20 m·s<sup>-1</sup> (ponad 70% przypadków w górach i około 40% na Wyżynie Donieckiej), natomiast przy prędkości wiatru powyżej 20 m·s<sup>-1</sup> częstość zamieci jest wyraźnie mniejsza (20%).

Liczba dni z zamiecią śnieżną w górach i na przedgórzach Karpat i Krymu wynosi 35–45 w roku, w północno-wschodnich regionach Ukrainy 20–25, a na Wyżynie Donieckiej 15–20. Na wybrzeżach liczba dni z zamiecią znacznie spada (Babičenko, 1991). W poszczególnych zimach liczba dni z zamiecią śnieżną może się znacznie różnić od wartości średniej wieloletniej (Logvinov i Ščerban, 1984).



Ryc. 18. Średnia roczna liczba dni z suchowiejem, 1936–1980

Mean annual number of days dry winds (*sukhovei* – rus.), 1936–1980

### Podsumowanie

Przedstawione geograficzne rozkłady wartości i częstości wybranych elementów i zjawisk meteorologicznych pozwalają stwierdzić, iż warunki klimatyczne Ukrainy są dość zróżnicowane. Zmiany tych elementów zachodzą zarówno z pół-

nocy na południe, jak i z zachodu na wschód; istotną rolę w kształtowaniu ich wartości odgrywa cyrkulacja atmosfery. Dwa antycyklony: Syberyjski i Azorski, obejmujące Ukrainę swoimi klinami, można rozpatrywać jako oddzielne części wału wysokiego ciśnienia, który biegnie od Wyżu Azorskiego do Syberyjskiego (Babičenko, 1991; Mjačkova, 1983). Jego oś przecina Ukrainę z południo-zachodu na północo-wschód (od Kiszyniowa w Mołdawii przez Dniepropietrowsk do Ługańska), stanowiąc linię rozdziału obszarów o dość odmiennych warunkach klimatycznych. Strefa występująca na północ od niej (lasostep, Polesie) odznacza się wiatrami przeważnie z sektora zachodniego, podwyższoną wilgotnością powietrza, znacznym zachmurzeniem, zwiększonymi opadami i niższą temperaturą powietrza. W strefie położonej na południe od tej osi (pas stepów) przeważają wiatry z sektora wschodniego, a wilgotność powietrza, zachmurzenie i wysokość opadów są mniejsze, natomiast temperatura powietrza znacznie wyższa.

Zmiany wartości elementów meteorologicznych zachodzące na Ukrainie z północy na południe oraz z zachodu na wschód należy wiązać odpowiednio – z wpływem szerokości geograficznej oraz z rosnącym kontynentalizmem klimatu.

Na tle powyższych czynników, w przestrzennym rozkładzie wartości i częstości występowania elementów i zjawisk meteorologicznych, wyraźnie zaznacza się oddziaływanie gór i Morza Czarnego oraz w niewielkim stopniu Morza Azowskiego.

## Piśmiennictwo

- Augustowski B., 1964, *Lądy i oceany. Zarys geografii fizycznej świata*, PZWS, Warszawa.
- Babičenko V. N., 1982, *Klimat Dnepropetrovska*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- 1983, *Klimat Charkova*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- 1991, *Klimat Użgoroda*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Bučinskij U. E., 1960, *Klimat Ukrainy*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Czeppe Z., Flis J., Mochnacki R., 1966, *Geografia fizyczna świata*, PWN, Warszawa.
- Fiziko-geografičeskij Atlas Mira*, 1964, Moskva.
- Geograficzny Atlas Świata*, 1997, PPWK im. Eugeniusza Romera, SA, Warszawa-Wrocław.
- Gojsa N. I. 1964, *Effektivnoe izlučenie i radiacionnyj balans podstilajuščej poverchnosti territorii Ukrainy i Moldavii*, Trudy Ukr. NIGMI, wyp. 41.
- Klimatičeskij Atlas Ukrainskoj SSR*, 1968, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Konstantinov A. R., Sakali L. I., Gojsa N. I., Olejnik R. N., 1966, *Teplovoj i vodnyj režim Ukrainy*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Logvinov K. T., Ščerban H. U., 1984, *Priroda Ukrinskoj SSR. Klimat*, Naukova Dumka, Kiev.
- Logvinov K.T., Racvskij A.N., Ajzenberg M.M., 1973, *Opasnye gidrometeorologičeskie jav-lenija v Ukrainskich Karpatach*, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Martyn D., 2000, *Klimaty kuli ziemskiej*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Mjačkova N. A., 1983, *Klimat SSSR*, Izdatelstvo Moskovskogo Universiteta, Moskva.
- Naučno-prikladnoj spravocnik po klimatu SSSR*, 1990, Scrija 3, mnogoletnie dannye, časti 1-6, wyp.10 Ukrainskaja SSR, Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Navcalnij Atlas Ukraini*, 1997, (red. F.V. Zuzuk), Kiev.
- Prichotko G. F., Tkačenko A. V., Babičenko V. N., 1967, *Klimat Ukrainy*, Gidrometeoizda, Leningrad.
- Smekalova L. K. 1986, *Klimat Odessy*, Gidrometeoizdat, Leningrad.

JERZY WRÓBEL  
SZCZEPAN MRUGAŁA

#### A CHARACTERISATION OF THE CLIMATE OF UKRAINE

The analysed phenomena were as follows: the character of atmospheric circulation, the frequency of occurrence and features of particular kinds of air-masses, the distribution of average multi-annual frequencies of occurrence of heavy and light overcast weather in ranges, visibility, precipitation amounts, the frequency of storms, fog, heavy winds, snow-storms and snow drifts, dust storms, rotary storms and dry winds, as well as mean and extreme temperature values.

The predominant feature of the Ukrainian landscape is lowland (height range 150–400 metres above sea level). There are mountain chains in the south-west (the Carpathians) and in the south (Crimea). Lowlands and plains are cut by extensive valleys with large sandy and waterlogged areas. The climate of Ukraine displays considerable diversity; differences in the solar radiation balance, temperature and humidity occur from north to south as well as from west to east. Certain crucial changes also take place in the mountains with regard to the climatic vertical zones.

The diversity of circulation conditions over Ukraine has led to the distinguishing of three biogeographical zones: of forest, forest-steppe and steppe. There are vertical vegetation zones in the mountains. The forest zone (Polesie) covers the northern part of the country (20% of its territory), also including meadows and swamps as natural humidity reservoirs. The forest-steppe zone extends widely throughout Ukraine and covers 34% of its territory. South of the forest-steppe zone lies the steppe proper, accounting for up to 40% of the country. In characterising Ukraine on a micro-scale, on the background of such a variable landscape and vegetation cover, we must take into consideration: circulation factors and the crucial impact of naturally-differentiated active surfaces, as well as the active surfaces created artificially by man, i.e. the microclimate of larger ploughlands, forests (man-made protective belts), meliorated river valleys, artificial reservoirs, slopes and hills and the towns and industrial regions which emit immense amount of pollution.

The detailed analysis of the specified regions indicates a number of phenomena whose scale and character have no equivalent in the climate of Poland. The seasons of the year and changes in the character of atmospheric circulation, and detailed analysis of the specified regions indicates a number of phenomena, whose scale and features of air masses combine with their direction and velocity to make the weather and climate conditions over large areas change markedly, on account of differences in the course of physical processes depending on the quality of the substratum.

A.G. Wilson – *Complex spatial systems: the modelling foundations of urban and regional analysis*, Prentice Hall Pearson Education, Harlow 2000; 174 s.

Każda nowa książka Alana G. Wilsona jest wydarzeniem naukowym w środowisku geografów ekonomicznych, ekonomistów miast i regionów oraz regionalistów. Książka *Complex spatial systems* jest w ciągu tych wydarzeń ogniwem znaczącym. Nie nadaje się ona do pobieżnego czytania i nie można jej po takim czytaniu ocenić. Przeciwnie, czytelnik może być nawet początkowo zawiedziony, przeglądając ogólne formuły matematyczne i skąpe opisy substancjalne. Dopiero głębsze wniknięcie w treść książki umożliwia poznanie jej wartości.

Wilson zauważa, że nauka o miastach i regionach nie jest traktowana jako *big science* jak fizyka, chemia czy biologia. Jest tak, mimo że w ostatnich dziesięcioleciach stworzono naukowe podstawy analizy miast i regionów, zbudowano wiele modeli umożliwiających zrozumienie tych skomplikowanych systemów i wykonano przy ich zastosowaniu badania empiryczne o dużej wartości praktycznej. Moim zdaniem, nauka o miastach i regionach, dzięki postępowi metodologicznemu i nastawieniu teoretycznemu zajęła wysoką pozycję w grupie nauk społecznych; sądzę, że drugą po ekonomii. Wilson dąży do tego, aby nauka o miastach i regionach zyskała w środowisku naukowym status odpowiedni do jej osiągnięć i znaczenia.

Celem książki jest przegląd tego co już osiągnięto i co może być osiągnięte. Można ją uznać za punkt przegięcia na krzywej odwzorowującej rozwój nauk przestrzennych. Autor, będąc niewątpliwym nowatorem w geografii ekonomicznej i naukach pokrewnych, odnosi się z szacunkiem do dorobku wcześniejszego. Dostrzega punkt zwrotny jakim były prace W. Isarda – twórcy *regional science*. Śledzi modyfikacje tradycyjnego paradygmatu geografii ekonomicznej dokonane przez T. Hägerstranda, P. Haggetta, B.J.L. Berry'ego i wielu innych twórczych geografów. Całe ostatnie czterdziestolecie XX wieku było okresem wielkiego wysiłku i prób tworzenia nowych wzorców badania miast i regionów. Oczywiście, publikowano też prace o niższym poziomie aspiracji, które prawdopodobnie nie wejdą do zasobu wiedzy o przestrzeni ekonomicznej.

Książka składa się z ośmiu rozdziałów: 1. *Wprowadzenie*, 2. *Miasta i regiony jako złożone systemy przestrzenne*, 3. *Zarys analizy*, 4. *Podstawy koncepcyjne: analiza miast i regionów jako program wielodyscyplinowy*, 5. *Modele klasyczne*, 6. *Interakcja i lokalizacja*, 7. *Przeformułowanie teorii klasycznej*, 8. *Kierunki dalszych badań*. W aneksach, które uzupełniają podstawową część książki autor prezentuje klasyczne teorie geograficzne i ekonomiczne wraz z późniejszymi modyfikacjami, a pobieżnie także międzyregionalne modele demograficzne i ekonomiczne.

Książka nie jest szczegółową prezentacją osiągnięć geografii ekonomicznej i dyscyplin pokrewnych w ostatnich dziesięcioleciach. Intencją autora jest podsumowanie głównych idei, które znamionowały rozwój tych dyscyplin. Podsumowanie jest selek-

tywne. Autor wybrał te idee, które mogą tworzyć fundament dalszego rozwoju. Na fundament ten składają się następujące warstwy: (a) modelowanie społeczno-gospodarczego i przestrzennego rozwoju miast i regionów, (b) nowe ujęcie przestrzennych interakcji oraz ich związku z lokalizacją, (c) strukturalna dynamika, (d) podejście wielodyscyplinarne jako sposób badania złożonych systemów przestrzennych, (e) redefinicja klasycznych teorii geograficznych przy użyciu modelu interakcji i lokalizacji.

Geografowie ekonomiczni, ekonomiści miast i regionów, regionaliści oraz współpracujący z nimi przedstawiciele innych dyscyplin zbudowali wiele modeli. Nie wszystkie wytrzymały próbę czasu. Te, które sprostały naturalnej selekcji mają dwojakie znaczenie: służą analizie funkcjonowania i rozwoju miast i regionów, a zarazem są preteoriaми mniej zbadanych dziedzin życia sprzyjającymi ich głębszemu zrozumieniu. Dalszy rozwój modelowania miast i regionów jest kierunkiem zbliżającym nas do twardej i efektywnej teorii tej dziedziny życia społeczno-gospodarczego.

W książce Wilsona centralne miejsce w integrowaniu koncepcji zdefiniowanych w różnych dyscyplinach i w budowaniu konstrukcji teoretycznych o większej ogólności zajmuje model interakcji i wyprowadzony z niego model lokalizacji. Zagadnienie to autor badał już wcześniej; głównym wynikiem tych badań było stwierdzenie, że model interakcji i lokalizacji może być stosowany do szerokiej klasy problemów występujących w analizie miast i regionów. Zachęciło to wielu badaczy do stosowania tego podejścia. W rezultacie pojawiły się liczne modele pochodne, tworzą one razem rodzinę modeli przestrzennych zdolną do odtwarzania znacznej części złożonych systemów przestrzennych. Mogą więc być podstawą wielostronnej i zintegrowanej analizy miast i regionów.

Ten rodzaj integracji nie wyczerpuje możliwości jakie stwarza model interakcji. Autor wykazał, że różne klasyczne teorie geograficzne i ekonomiczne mogą być reformułowane jako szczególne przypadki tego modelu. W ten sposób teorie te zyskują nową moc wyjaśniającą i mogą być dalej efektywnie rozwijane. Jest to więc krok w kierunku dalszego bardziej wielostronnego opisu pola badawczego, integracji dyscyplin zajmujących się jego penetracją i głębszego zrozumienia systemów przestrzennych.

Kolejnym krokiem, który autor wykonał w pracach wcześniejszych było wprowadzenie pojęcia entropii, zaczerpniętego z fizyki, do społeczno-gospodarczej analizy miast i regionów. Autor przeprowadził dowód, że metody maksymalizacji entropii mogą być stosowane do wyprowadzania modeli najbardziej prawdopodobnych stanów różnych systemów, niezależnie od ich substancji. Ujednoczenie metody badania różnych systemów substancjalnych oznacza włączenie dalszych dziedzin do porządkowania obrazu systemów miejskich i regionalnych.

Poznanie systemów jest jednak niepełne jeśli się ogranicza do ich statyki. Systemy miejskie i regionalne są dynamiczne i ich dynamika powinna być uwzględniona w modelowaniu. Zachowanie takich systemów opisuje się zwykle za pomocą równań różnicowych. Może ono w takich modelach przybierać różne formy m.in. formę stopniowego wzrostu, oscylacji i ewentualnie zachowań chaotycznych. Wilson uważa modele dynamiczne za archetypy teorii złożoności i podstawę teorii złożonych systemów przestrzennych. W recenzowanej książce poświęca jednak temu zagadnieniu stosunkowo niewiele miejsca. Być może uważa, że dziedzina ta jest stosunkowo słabo zbadana na gruncie geografii ekonomicznej oraz ekonomiki miast i regionów, i wobec tego



z podsumowaniem trzeba jeszcze poczekać. Mało jest zwłaszcza empirycznych zastosowań modeli dynamicznych ze względu na trudności – zarówno koncepcyjne jak i obliczeniowe. Mnożą się jednak próby zastosowań. Należą do nich m.in. prace wykonane przez P.M. Allena i M. Sangliera, P. Dendrinosa, R. Domańskiego, P. Nijkampa i A. Reggiani. Autorzy zmagają się w nich z trudnymi zagadnieniami nieliniowej dynamiki systemów.

Naturalną konsekwencją złożoności systemów miejskich i regionalnych jest wielodyscyplinarne podejście do ich badania. Ramy takiego podejścia tworzą systemy artykulacji, teorie i metody zaczerpnięte z różnych dyscyplin. Przez odpowiednią artykulację system otrzymuje postać nadającą się do przedstawienia w formie modelu. Teorie dostarczają pojęć ułatwiających zrozumienie systemu, budowę modelu i włączanie wyników do zasobu wiedzy już osiągniętej przez różne dyscypliny.

Czy podejście zaproponowane przez Wilsona zbliża nas do *big science* o miastach i regionach? Wilson zna nową historię geografii, ekonomiki miast i regionów oraz regionalistyki, podejmowane w tym kierunku próby, powodzenia i niepowodzenia. Daje więc odpowiedź wyważoną. Proponuje wykorzystanie najpierw tego co jest w zasięgu ręki i co się sprawdziło w integrowaniu modeli miast i regionów, mianowicie modelu interakcji–lokalizacji, który należałoby rozszerzać na nowe klasy problemów. W tym samym kierunku powinno się rozwijać stosowanie koncepcji entropii.

Model interakcji–lokalizacji otwiera także inny kierunek systematyzacji i rozwoju wiedzy na temat miast i regionów. Jak już wspomniano, klasyczne teorie geograficzne i ekonomiczne mogą być przeformułowane w terminach paradygmatu interakcji–lokalizacji, uzyskiwać przez to większą moc wyjaśniającą i nowe perspektywy rozwoju. U podstaw takiego podejścia leży przekonanie, że są pojęcia supradyscyplinarne, które przekraczają granice pojedynczych dyscyplin, i które rozszerzają możliwości analityczne innych dyscyplin. Możliwości takie można znaleźć zwłaszcza w szerokich obszarach badawczych, w których występowanie relacji wielodyscyplinowych jest naturalne i powszechne. Wilson wyraża nadzieję, że przez prezentację jednego pola studiów w takiej perspektywie można wyciągnąć bardziej ogólne nauki, które mogą być wykorzystywane w nauczaniu i poznawaniu oraz projektowaniu badań. Wraz z postępami w realizacji takich programów, cel jakim jest stworzenie zintegrowanej i efektywnej teorii będzie w zasięgu wzroku.

Wskazuje także na inne, bardziej ostrożne programy. Możliwe jest mianowicie dojście do nowej szerokiej dyscypliny na drodze koalicyjnego współdziałania, przy starciu z węższego pola badawczego, np. ze studiów transportowych.

Jeśli dobrze rozumiem myśl Wilsona dalszy rozwój w kierunku *big science* widzi on w formowaniu się i rozszerzaniu „wielkich części” takich jak model interakcji–lokalizacji i zmodyfikowane teorie klasyczne. Ze swej strony chciałbym dodać propozycje, aby za filar nowej dyscypliny przyjąć teorię przestrzennej samoorganizacji sformułowanej na wzór teorii Prigogine’a. Pod względem koncepcyjnym i metodologicznym jest ona szersza niż inne wielkie części. Obejmuje bowiem interakcje, lokalizację, otoczenie zewnętrzne, dynamikę, nagle zmiany, przekształcenia strukturalne, nowe właściwości i nowe funkcje ewoluujących systemów, a integralnym składnikiem metodologii jest nieliniowa dynamika systemów. Obecnie jest ona wspierana przez bujny rozwój synergetyki jako działu fizyki teoretycznej (W. Weidlich i G. Haag).

Kolejnym filarem może być koncepcja rozwoju podtrzymywalnego, której trzeba by jednak nadać lepiej wyartykułowaną postać, rozszerzyć o lepiej zdefiniowane pojęcie i bardziej rygorystyczne metody.

Proces formowania się nowej zintegrowanej teorii miast i regionów nasuwa wiele pytań, na które nie znamy dotychczas odpowiedzi. Nie powinno to być naszym zmartwieniem. Pytania takie bowiem są zwykle źródłem inspiracji naukowej pobudzającej nowe badania. Praca Wilsona wskazuje jedną z obiecujących dróg penetracji obszaru, który jest jeszcze białą plamą. Co więcej, autor daje konkretne przykłady jak na tej drodze można się efektywnie zbliżyć do celu.

Ryszard Domański  
Akademia Ekonomiczna, Poznań

**D. Miller, G. de Roo (red.) – *Integrating city planning and environmental improvement: Practicable strategies for sustainable urban development*, Aldershot, Asgate, 1999; 369 s.**

Książka ta powstała z inspiracji International Urban Planning and Environment Association. Stowarzyszenie to stawia sobie za cel wymianę informacji nt. praktycznych sposobów łagodzenia konfliktów środowiskowych na obszarach miejskich. W tym celu organizuje seminaria międzynarodowe, w których uczestniczą zarówno praktykujący planiści i administratorzy, jak i badacze. Dzielą się oni doświadczeniem w integrowaniu zagadnień zarządzania środowiskiem i planowania miast. Artykuły opublikowane w tej książce zostały wybrane spośród referatów przedstawionych na czterodniowym seminarium zorganizowanym w marcu 1997 r. w Groningen, Holandia. W seminarium uczestniczyło prawie 300 osób z 33 krajów.

Książka składa się z pięciu części. W pierwszych czterech opisano i zanalizowano programy integracyjne inicjowane na różnych szczeblach zarządzania i w różnych skalach przestrzennych: krajowej, regionalnej, miejskiej i osiedlowej. Programy opracowane w każdej z tych skal przestrzennych wykazują pod niektórymi względami podobieństwa, pod wieloma innymi różnią się. Różnice dotyczą zwłaszcza podejść analitycznych, form instytucjonalnych i politycznych. W każdej części starano się zebrać doświadczenia różnych krajów, aby uzyskać informacje nt. problemów, którym kraje te muszą sprostać, rozwiązań jakie przy tym stosują, a ponadto zebrać dane do porównań. Powtarzalność i niepowtarzalność problemów oraz ich rozwiązań stwarza także tło dla rozważań nt. możliwości międzynarodowego, międzyregionalnego i międzymiejskiego transferu zdobytej wiedzy. Zaprezentowane doświadczenia uzyskano przy opracowywaniu i realizacji programów integracyjnych w Holandii, Austrii, Niemczech, Zjednoczonym Królestwie, Stanach Zjednoczonych, Kanadzie i Malezji.

W części piątej dyskutowane są tzw. wskaźniki podtrzymywalności. Łączą one konwencjonalne wymiary ekonomiczne i społeczne z jakością środowiska przyrodniczego. Jest to podejście szeroko obecnie praktykowane. Ma ono na celu pełniejsze ujęcie zagadnień włączanych do programów rozwoju miast, regionów i krajów Nowym

sem pobudzającym przyswajanie i stosowanie tego podejścia stała się Agenda 21 dotycząca polityki środowiskowej i społeczno-gospodarczej proklamowanej przez Szczyt Ziemi w Rio de Janeiro. Referaty zamieszczone w tej części przedstawiają doświadczenia pięciu krajów i naświetlają różne aspekty ustalania i stosowania wskaźników użytecznych w zintegrowanym planowaniu rozwoju podtrzymywalnego. Przedstawiono doświadczenia uzyskane w Stanach Zjednoczonych, Ekwadorze, Holandii, Portugalii i Japonii.

Godny szczególnej wzmianki jest raport nt. laboratorium planowania wirtualnego utworzonego w Tokio. Laboratorium korzysta z Internetu do komunikowania się z mieszkańcami i stwarza otwarty dostęp do baz danych i planów. Ten system komunikowania się i dostępu do baz danych jest uzupełniany przez organizowanie sesji treningowych i pracowni. W ten sposób wszyscy użytkownicy przestrzeni miejskiej mogą brać udział w monitorowaniu zmian, ocenie wariantów proponowanych przez władze miejskie i wyrażać swoje preferencje i zainteresowania.

Bardzo użytecznym przewodnikiem po tej książce jest wstęp jej redaktorów D. Milera (University of Washington, Seattle, USA) i G. de Roo'a (University of Groningen, Holandia). Jest to znakomita systematyzacja zagadnień o charakterze zróżnicowanym pod względem skali przestrzennej, treści społeczno-ekonomicznej i ekologicznej oraz metodologii.

Myśl przewodnią konferencji wyprowadzono z ewolucji obserwowanej w relacjach między rozwojem społeczno-ekonomicznym i środowiskiem przyrodniczym miast. W nowoczesnej fazie tej ewolucji autorzy wyróżnili trzy etapy. Na początku XX wieku próbowano złagodzić środowiskowe konsekwencje rewolucji przemysłowej przez separację terenów przemysłowych i mieszkaniowych. W etapie rozpoczętym we wczesnych latach siedemdziesiątych, programy ochrony środowiska stawiały sobie za cel głównie zmniejszenie jego zanieczyszczeń. Później za bardziej efektywną strategię poprawy jakości środowiska i życia ludności uznano połączenie planowania miast z ochroną środowiska. Przyczyniło się do tego także wysunięcie idei rozwoju podtrzymywanego. Nie była ona początkowo dobrze zdefiniowana, uruchomiła jednak procesy intelektualne, które rozszerzyły społeczną świadomość, że wzrost miejsc pracy i gospodarki nie musi dokonywać się kosztem jakości środowiska. Argumentuje się, że wiele przedsiębiorstw produkcyjnych osiąga korzyści dzięki redukcji zużycia zasobów i masy odpadów, a poprawiająca się dzięki temu jakość środowiska podnosi atrakcyjność i konkurencyjność miast i regionów. Nowa strategia polega więc nie na unikaniu problemów środowiskowych, lecz na stawianiu im czoła i rozwiązywaniu w długofalowej harmonii z rozwojem gospodarczym.

Książka ta ma wielorakie walory. Rozszerza zasoby wiedzy nt. kompleksowych programów rozwoju miast i regionów obejmujących zagadnienia zarówno społeczno-gospodarcze, jak i ekologiczne. Jest to wiedza tym cenniejsza, że wypełnia lukę między teorią i praktyką. Większość artykułów została napisana przez praktykujących planistów i ekspertów zatrudnionych w administracji lokalnej i regionalnej. Są oni jednak wyposażeni w solidną wiedzę teoretyczną, dzięki temu mogli wykonać prace przekraczające granicę między tymi dwiema sferami aktywności społecznej.

Rozszerzanie się problematyki badawczej i praktycznego nastawienia badań wymaga rozwijania i praktyczne stosowanie coraz bardziej skomplikowanych metod. Sto-

sowaną od dawna metodą oceny wariantów programów jest analiza kosztów i korzyści. Nie może ona jednak obejmować nakładów i korzyści, których nie można wyrazić w jednostkach monetarnych. Starano się więc rozszerzyć ją, najpierw przez określanie wag przypisywanych poszczególnym celom programów. Wprowadza to wszakże elementy subiektywizmu do ocen. Najbardziej zaawansowaną obecnie metodą oceny kompleksowych programów rozwoju miast i regionów jest analiza wielokryterialna. Zastosowanie twardej wersji tej analizy napotyka jednak trudności obliczeniowe, opracowano więc jej wersje miękkie. Godne podkreślenia są wysiłki podejmowane w tym kierunku przez holenderską szkołę ekonomiki regionalnej (P. Nijkamp, P. Rietveld, H. Voogd). Znalazły one w tej książce odzwierciedlenie.

Cennym walorem tej książki jest podjęta przez jej redaktorów, R. Millera i G. de Roo'a, próba systematyzacji zagadnień leżących na pograniczu planowania przestrzennego i zarządzania środowiskiem. Dotychczas dyskutowane i stosowane praktycznie są tylko cząstkowe modele integrujące tę dziedzinę wiedzy. Miller i Roo uważają więc, że użyteczną strategią systematyzacji istniejącej wiedzy i rozwijania tego kierunku badań jest sformułowanie i dyskusowanie zasad, które mogą być pomocne w budowaniu i wartościowaniu bardziej wielostronnych modeli integracyjnych. Ze swej strony wysuwają następujące zasady: rozszerzanie zakresu problematyki w rozważaniu integracji planowania przestrzennego i zarządzania środowiskiem, rozbudowa bazy wiarygodnych i istotnych danych na ten temat, zapewnienie szerokiego udziału publiczności w kształtowaniu modeli działania, zwłaszcza w fazie koncepcyjnej, opracowanie wielu wariantów działania, harmonizowanie celów działania i identyfikacja efektów dystrybucyjnych.

Moim zdaniem książka, ze względu na swą treść i walory, zasługuje na rekomendację szerokiemu gronu czytelników. Tematyka może zainteresować studentów i naukowców zajmujących się planowaniem miast, ekonomią regionalną i geografiami ekonomiczną. Będzie ona użyteczna także dla ekspertów planowania przestrzennego i zarządzania środowiskiem zatrudnionych w administracji miejskiej, regionalnej i krajowej.

Ryszard Domański  
Akademia Ekonomiczna, Poznań

R. Domański (red.) – *The changing map of Europe: the trajectory Berlin–Poznań–Warsaw. A tribute to Antoni Kukliński*, Friedrich Ebert Stiftung, Warszawa 1999; 359 s.

Tom pod redakcją Ryszarda Domańskiego jest rezultatem międzynarodowej konferencji zorganizowanej w maju 1998 r. przez Akademię Ekonomiczną w Poznaniu we współpracy z Komitetem Przestrzennego Zagospodarowania Kraju PAN, Fundacją Friedricha Eberta i Urzędem Miasta Poznania. Inicjatorem konferencji oraz propagatorem terminu „trajektoria” był Antoni Kukliński, któremu tom jest dedykowany w 70. rocznicę urodzin, w uznaniu Jego wieloletniej aktywności.

Zakres tematyczny książki jest w rzeczywistości znacznie szerszy niż zapowiada to jej tytuł. Część pierwsza obejmuje heterogeniczny lecz interesujący zbiór artykułów

poświęconych zmieniającym się relacjom gospodarczym i politycznym w Europie, w tym warunkom sukcesu integracji krajów Europy Środkowej i Wschodniej z gospodarką Unii Europejskiej. Można między innymi zwrócić uwagę na wniosek analizującej instytucje europejskie Brigitty Widmaier, że droga do zrównoważonego rozwoju, konkurencyjności i przemian strukturalnych gospodarki przyszłych członków Unii uzależniona będzie bardziej od rynkowych zmian w ich powiązaniach produkcyjnych i kapitałowych niż od wpływu funduszy strukturalnych Unii. Uzupełnia to obserwacja Witolda Orłowskiego dotycząca doświadczeń młodszych członków Unii Europejskiej, że inwestowanie w kapitał ludzki (Irlandia) okazuje się dużo bardziej efektywne niż koncentrowanie środków publicznych na kosztownych projektach infrastrukturalnych (Grecja).

Trzon książki stanowią rozważania na temat różnych aspektów trajektorii Berlin–Poznań–Warszawa. Termin trajektoria użyty w odniesieniu do rozwoju regionalnego ma eksponować dynamiczny charakter liniowego procesu integracji, obejmując zarówno zmiany spontaniczne jak i sterowane, lepiej niż konkurencyjne terminy „oś rozwoju”, „korytarz transportowy” itp. Wydaje się, że wyjątkowo istotne mogą być z tego punktu widzenia czynniki ograniczające dynamizującą rolę końcowych ośrodków trajektorii – Berlina i Warszawy. W tym kontekście podkreślane jest obecne zorientowanie gospodarki Berlina ku zachodowi Niemiec, jej uzależnienie od dużych pozalokalnych firm oraz generalna słabość, której wyrazem jest m.in. wysokie bezrobocie (Hans Kujath; Stefan Kratke). W przypadku Warszawy Piotr Korcelli zwraca uwagę, że wzrost gospodarczy stolicy i towarzyszące mu zmiany strukturalne wynikają bardziej z czynników ogólnokrajowych niż z warunków lokalnych, nie towarzyszą im także odpowiednie przekształcenia fizycznej przestrzeni miasta. Ryszard Domański porównuje z kolei zdolność Poznania do przechwytywania impulsów rozwojowych z Berlina i Warszawy w stosunku do ośrodków konkurencyjnych, posługując się modelem możliwości pośrednich Stouffera, a Wanda Gaczek i Roman Chmielewski dokonują, opierając się na modelu regresji wielokrotnej, weryfikacji hipotezy o zależności poziomu rozwoju gospodarczego gmin od odległości od równoleżnikowej drogi E30 oraz biegunów wzrostu zlokalizowanych w węzłach drogowych. Kilku autorów podejmuje szerszą dyskusję wpływu projektów transportowych oraz polityki regionalnej na omawianą trajektorię.

Rozważania o trajektorii zachęcają do refleksji nad kilkoma istotnymi grupami problemów.

1. Jaka jest i jaka będzie rola czynników egzogenicznych i endogenicznych w dynamice trajektorii Berlin–Poznań–Warszawa? Nawiązując do przyjętej przez A. Kuklińskiego definicji trajektorii C. Freemana – »trajektorie są samospelniającymi się prorocत्वami opartymi na „aktorach”, decyzjach i oczekiwaniach przyszłości« – możemy powiedzieć, że jest to pytanie o głównych aktorów, których interesy i przekonania będą podtrzymywały trajektorię. Istnieje tendencja do akcentowania przede wszystkim znaczenia czynników i podmiotów zewnętrznych, np. inwestycji dużego kapitału i modernizacji sieci transportowej, przy pewnym niedocenianiu rozwoju lokalnego. Tymczasem badania przedsiębiorczości lokalnej oraz aktywności samorządów sugerują, że omawiany obszar odznacza się z punktu widzenia swoich cech ekonomicznych, społecznych i kulturowych dużym potencjałem rozwoju endogenicznego.

2. Jaki wpływ na rozwój trajektorii mogą mieć nowe trendy w organizacji produkcji, stosunkach pracy i oczekiwaniach wobec pracowników, wkraczające do polskiej

gospodarki wraz z globalizacją i integracją z Unią Europejską? Z jednej strony pytanie to dotyczy atrakcyjności analizowanego obszaru dla rozwoju działalności poszukujących ludzi o określonych postawach, zdolnościach lub kwalifikacjach, jak również możliwości kształtowania nowych stosunków pracy. Z drugiej strony istotne może być tempo przekształceń w firmach funkcjonujących na omawianym terenie w kierunku większej elastyczności produkcji oraz rozwoju lokalnej przedsiębiorczości o takim charakterze, a tym samym perspektyw powstania w obrębie trajektorii przestrzeni postfordowskiej produkcji. Konsekwencją będzie znaczenie, jakie w rozwoju diskutowanego obszaru będą odgrywały rodzaje produkcji i usług o różnych sposobach wykorzystania „kapitału ludzkiego”, np. jaka będzie rola pracochłonnej fordowskiej produkcji masowej wykorzystującej walory dostępności komunikacyjnej lub taniej siły roboczej, jaka działalność o elastycznych formach produkcji lub zatrudnienia, a jaka wreszcie produkcji i usług o większej wiedzochłonności. Niedostatek badań empirycznych ukierunkowanych na analizę procesów rozwojowych z punktu widzenia wymienionych cech utrudnia sformułowanie hipotez w tym zakresie. Niewątpliwie duży wpływ będą w tym przypadku wywierały czynniki społeczne i kulturowe, których znaczenie akcentują w tomie w szczególności sposób L. Weihe-Lindeborg, W. Schramm i H. von Zon.

3. Jak będą się kształtowały relacje między poszczególnymi ośrodkami i częściami trajektorii Berlin–Poznań–Warszawa? Mieszczą się w tym między innymi pytania o wzajemną konkurencję i dominującą pozycję takich ośrodków metropolitalnych jak Berlin i Warszawa (w tym ich sukces w skupianiu funkcji ponadnarodowych – zob. P. Korcelli, S. Gzell i M. Stoll, H.J. Kujath, S. Kratke), o rolę Poznania i Łodzi (m.in. R. Domański, A. Lubiатовski i I. Zachariasz), a także o miejsce miast średniej wielkości oraz miast małych i miejscowości wiejskich. Wiąże się z tym problem, na ile główne ośrodki trajektorii staną się biegunami rozwoju dla otaczających regionów, jaki będzie przestrzenny zasięg ich oddziaływania oraz czy i gdzie trajektoria będzie generowała efekty wymywania. Stosunkowo najsłabszą część trajektorii („zimną fazę przestrzenną” według określenia L. Weihe-Lindeborg) wydają się stanowić obecne tereny najbliższe granicy polsko-niemieckiej.

4. Jaka jest konkurencyjność trajektorii Berlin–Poznań–Warszawa w stosunku do innych trajektorii w regionie, np. Berlin/Drezno–Wrocław–GOP–Kraków lub Gdańsk–Łódź–GOP–Wiedeń czy nawet Berlin–Praga–Wiedeń lub Wiedeń–Budapeszt? Jakie znaczenie dla owej konkurencyjności może mieć prawdopodobne wcześniejsze ukończenie autostrady A4 niż autostrady A2, wokół finansowania oraz lokalizacji której trwają wciąż konflikty?

5. Jaka jest „sterowalność” trajektorii, tj. jej podatność na oddziaływanie władz publicznych szczebla krajowego, regionalnego i lokalnego? W jakim stopniu i za pomocą jakich narzędzi trajektoria ta powinna być wspierana przez politykę gospodarczą i regionalną państwa?

Ostatnia część książki *The changing map of Europe: the trajectory Berlin–Poznań–Warsaw* dotyczy porównań różnych trajektorii, nie tylko europejskich, oraz zagadnień teoretycznych i metodologicznych ze szczególnym naciskiem na rolę innowacyjności, edukacji oraz zjawisk kulturowych. Znaczenie tych ostatnich eksponują m.in. Werner Schramm i Hans von Zon. Roman Galar naświetla istotny, a nierzadko pomijany milczeniem, dylemat między sterowanymi (planowanymi) i spontanicznymi procesami

zmian – przypominając koszty i zalety obu tych strategii działania i podkreślając większą rolę procesów spontanicznych w rozwoju Poznania niż Berlina i Warszawy. Cenne przemyślenia wnosi Lisbeth Weihe-Lindeborg zwracając m.in. uwagę na potrzebę różnicowania *information economy* od *knowledge-based economy* i wyjątkowe znaczenie kultury w rozwoju tej ostatniej.

Konferencja i książka *The changing map of Europe: the trajectory Berlin–Poznań–Warsaw* zostały pomyślane jako początkowy etap szerszej dyskusji nad współczesnymi i przyszłymi przekształceniami przestrzeni europejskiej, a zarazem element nowej szkoły studiów regionalnych. Bogactwo poruszonych problemów oraz przedstawionych myśli, podobnie jak sam termin „trajektoria”, zachęcają do dyskusji nie mniej niż wiele wcześniejszych idei Antoniego Kuklińskiego przypominanych w tekście *For he is a jolly good fellow...* autorstwa Bohdana Gruchmana i zawartych w jego publikacjach, których wykaz zamyka recenzowany tom.

Bolesław Domański  
Instytut Geografii UJ, Kraków

### 95 lat *Calendario Atlante de Agostini*

Od czasu ukazania się po raz pierwszy kieszonkowego rocznika statystyczno-geograficznego wydawnictwa Agostiniego z Novary minęło 95 lat. Pierwszy rocznik ukazał się w roku 1904 i od tego czasu ukazuje się on bez przerwy, a w 1999 r. wyszedł już 95. rocznik w postaci tomiku o niezmiennym formacie 8x16 cm<sup>1</sup>.

Na jego aktualność i przydatność praktyczną zwracano już u nas uwagę w latach dwudziestych<sup>2</sup>. Profesor J. Wąsowicz stwierdził wprost, że jest on wielką konkurencją dla modnego wówczas w Galicji corocznego wydania wiedeńskiego atlasu Hickmana<sup>3</sup>, a nawet przewyższa go aktualnością i ilością informacji statystycznych. Świadczy to również o jego ówczesnej dostępności u nas, szczególnie w południowej Polsce, gdzie kontakty z Wiedniem i południową Europą były nadal żywe.

Dostępność *Calendario* była ważną jego zaletą w czasie, gdy o aktualne dane było bardzo trudno. Znany i wyspecjalizowany Instytut Agostiniego był w stanie zbierać potrzebny materiał statystyczny i – jakbyśmy dziś powiedzieli – gromadził dane. Na tę jego zaletę zwracał też uwagę niejednokrotnie S. Pietkiewicz w swoich recenzjach. Wiele jest w nich szczegółów dotyczących układu kalendarza oraz uwag krytycznych o przedstawionych tam danych statystycznych i mapach. Odsyłam do nich, a szczególnie do bardzo wnikliwej recenzji w *Czasopiśmie Geograficznym*<sup>4</sup>.

<sup>1</sup> *Calendario Atlante de Agostini. Anno 95<sup>o</sup>, 1999*. Istituto Geografico De Agostini, Novara, 1056 s. + 80 map.

<sup>2</sup> Por. recenzje J. Wąsowicza we lwowskim *Polskim Przeglądzie Kartograficznym*, 2, 1925/26, s. 147–148; 4, 1929/30, s. 35 i 5, 1931/32, s. 56.

<sup>3</sup> *Prof. Hickmanns Geographisch-statistischer Universal Atlas*. Freytag u. Berndt, Wien.

<sup>4</sup> *Czasopismo Geograficzne*, 30, 1959, z. 1, s. 87–90; *Polski Przegląd Kartograficzny*, 2, 1970, z. 2, s. 80–81 i 9, 1977, z. 3, s. 128.

*Calendario* zmieniał kilkakrotnie układ treści, rozszerzając ją, przez co stawał się coraz grubszy; zmieniano i poszerzano również część atlasową. Od 1971 do 1998 r. część tekstowa rocznika miała niezmiennie 784 strony, a atlasik 48 map; omawiany jubileuszowy rocznik został rozszerzony do 1056 stron plus 40 map dwustronnych. Składa się on z następujących części:

- wstęp (objaśnienie skrótów, ważniejsze wydarzenia, spis rzeczy, informacje o Unii Europejskiej); s. 3–14;
- kalendarz (rozszerzony podwójnie w stosunku do poprzedniego rocznika); s. 15–44;
- informacje o świecie (rozszerzone podwójnie); s. 45–111;
- informacje o Włoszech; s. 112–172;
- informacje o państwach świata ułożonych alfabetycznie; powiększone z 560 do 830 stron; s. 173–1008;
- wykaz nazw, s. 1009–1056;
- mapy geogr., 39 map dwustronnych + jedna jednostronna + legenda, razem 80 stron<sup>5</sup>.

Dział chronologiczny (wydarzenia polityczne w poprzednim roku) usunięto z ostatniego rocznika (było to 96 stron).

Wartość statystyczna kalendarza niewątpliwie zmalała w ostatnich trzydziestu latach, od kiedy docierają do nas powszechnie dostępne, systematyczne dane statystyczne rozmaitych organizacji międzynarodowych oraz roczniki statystyczne wydawane obecnie przez większość państw świata. Nie jesteśmy teraz zdani na informację kalendarzową lub atlasową, jak to miało miejsce dawniej. Dzisiaj aktualność *Calendario* jest w dalszym ciągu jego zaletą, ale mamy obecnie szereg innych, konkurencyjnych wydawnictw, łatwiejszych do zdobycia (np. roczniki statystyczne) oraz obecnie coraz szersze możliwości korzystania z danych zamieszczanych w Internecie. Również wygodny format *Calendario*, nie zmieniony od 95 lat, który kiedyś był zaletą, obecnie nie jest ewenementem. Wiele wydawnictw tego typu ukazuje się oprócz zasadniczych edycji w tzw. wydaniach portatywnych.

Niewątpliwą zaletą kalendarza jest jego przejrzystość. W części statystycznej wprowadzono kolorowe tytuły tabel ułatwiające ich czytanie. Można śmiało stwierdzić, że dla przeciętnego czytelnika jest on przystępniejszy niż tabele roczników statystycznych, szczególnie zaś w wydawnictwach organizacji międzynarodowych. Również za zaletę uważam ciągłość *Calendario*, w którym tradycja, a więc i rzetelność idzie w parze z aktualnością.

Warto tu podkreślić jeszcze jedną zaletę tego kalendarza: jest nią innowacyjność. Od 1984 roku wprowadzono suplement mający formę luźnej wkładki. Jako pierwszy ukazał się reprint pierwszego tomiku kalendarza z 1904 r.; następnie przez cztery lata (1985–1988) dodawano wkładkę w postaci dawnych planów (sprzed 100 lat) włoskich miast: Rzymu, Neapolu, Wenecji i Florencji. Od 1989 r. ukazywały się suplementy statystyczne, podające dane sprzed 100 lat. W 1993 roku ukazał się ostatni suplement podający wiele ciekawostek statystycznych sprzed 100 lat. Można tam było znaleźć informację, że rok 1893 był 2646 od założenia Rzymu, 6606 rokiem kalendarza juliań-

<sup>5</sup> Mapki tematyczne Włoch zamieszczone na końcu atlasiku omówił szczegółowo S. Pietkiewicz w recenzji z 1977 r.



skiego i 1310 rokiem kalendarza muzułmańskiego. Włochy w 1893 r. dzieliły się na 16 prowincji (obecnie 20 regionów), miały powierzchnię 286 tys. km<sup>2</sup> (obecnie 301 tys.) i że w Europie było wówczas 26 państw, z których największym była Rosja (ze stolicą w Petersburgu, liczącym prawie 1 mln mieszkańców) i o powierzchni 22,4 mln km<sup>2</sup> (dokładnie tyle co późniejszy ZSRR) z prawie 120 mln mieszkańców (ZSRR u schyłku miał ok. 290 mln mieszkańców).

Suplementy nie były jednolite; wprowadzano też co roku pewne modyfikacje części informacyjnej (np. statystyka dotycząca Włochów przebywających za granicą w latach 1871–1881–1891). Widać tu tendencję do wyszukiwania nie tylko ciekawostek statystycznych, ale i pozyskiwania nowych czytelników rozszerzającą się ofertą. Pozwalało to początkowo sądzić, że suplementy będą stale modyfikowane pod względem zakresu wiadomości.

Był to jednak ostatni suplement; od 1994 roku nie ukazał się nowy suplement, a ostatni rocznik został gruntownie przebudowany.

Kalendarz Agostiniego przetrwał burze dziejowe i dalej jest popularnym informatorem geograficzno-statystycznym, szczególnie we Włoszech. Można go spotkać również we wszystkich czytelnich bibliotecznych w Europie. Jest też dostępny w Polsce: systematycznie przychodzi do Biblioteki GUS w Warszawie. Brak go od 20 lat w Bibliotece Geograficznej WGiSR UW, a w Centralnej Bibliotece Geografii i Ochrony Środowiska (PAN) Rocznik 95 pojawił się po 15-letniej przerwie. Sądzę, że warto, aby ten sympatyczny, o ogromnej tradycji i w dalszym ciągu użyteczny *Calendario* gościł systematycznie w naszych bibliotekach geograficznych.

Wiesław Kaprowski

Wyższa Szkoła Ekologii, Warszawa

**L. Berger – *Plazy i gady Polski. Klucz do oznaczania*.** Wydawnictwo Naukowe PWN SA, Warszawa-Poznań 2000; 146 s.

Jak pisze autor we wstępie, liczebność populacji zarówno płazów jak i gadów w ostatnich latach uległa radykalnemu zmniejszeniu, a ich istnienie w wielu regionach naszego kraju i Europy zostało zagrożone. Ten drastyczny spadek zaobserwowano już w latach 1970. Zjawisko to spowodowało, że w ostatnich latach w wielu krajach powstały wyspecjalizowane stowarzyszenia, których głównym celem działalności jest zapewnienie ochrony tym zwierzętom. Mimo wzrostu zainteresowania tymi zwierzętami ciągle mamy niepełne informacje na temat ich występowania.

Recenzowana publikacja jest adresowana do szerokiego grona odbiorców: studentów biologii, zoologii, wykładowców tychże nauk, ekologów oraz osób zainteresowanych płazami i gadami. Myślę jednak, że może być ona wykorzystana przy każdej ocenie stanu środowiska naturalnego i zmian rozmieszczenia gatunków, związanych z zanieczyszczeniem środowiska.

Jest to pierwszy od wielu lat na naszym rynku księgarskim podręcznik z kluczami do oznaczania płazów i gadów krajowych. Autor wykorzystuje własne obserwacje, któ-

re zebrał prowadząc od 1951 r. badania nad różnymi gatunkami tych zwierząt, zarówno w naturze jak i w niewoli, oraz z oryginalnych prac polskich zoologów, a przede wszystkim z książki Juszczyka (1987), jak również z licznych opracowań poświęconych herpetofaunie Europy. Stanowisko systematyczne i pochodzenie herpetofauny zbadane było wnikliwie i rzetelnie przez paleozoologów. Wyniki tych badań udokumentowano i potwierdzono po wprowadzeniu do analiz nad pokrewieństwem gatunków płazów i gadów nowoczesnych technik badawczych (elektroforeza białek, kariologia i inne). Doprowadziło to, według autora, do wykrycia i opisanie w ostatnich latach setek nowych gatunków. O szybkim rozwoju badań płazów i gadów w ostatnich dziesięcioleciach świadczy fakt (cytowany przez autora), że wśród płazów do roku 1986 było znanych 4015 gatunków, natomiast dziewięć lat później, w roku 1995, już 4739, przy czym największą liczbę (667 nowych gatunków) opisano wśród płazów bezogonowych. Przykładem tego zjawiska mogą być żaby zielone zachodniej Palearktyki, wśród których do roku 1960 wyróżniono tylko dwa gatunki, a obecnie znamy ich 15 (spośród nich w Europie występuje 12). Główną uwagę zwrócił autor na systematykę, faunistykę, biologię i ekologię, jak również na zagadnienia związane z ochroną płazów i gadów. Autor przy omawianiu tych zagadnień powołuje się na ważniejsze publikacje, w celu ułatwienia czytelnikowi znalezienia fachowej literatury przedmiotu.

Treść książki składa się z krótkiego wprowadzenia, części ogólnej, oraz części szczegółowej zawierającej klucz do oznaczania gatunków z obydwu gromad kręgowców. W części ogólnej omówiono budowę ciała płazów – osobników dorosłych i larw. Dużo miejsca poświęcono okresowi godowemu zwierząt, metamorfozie i rozwojowi osobniczemu płazów, ich zdolnościom regeneracyjnym. W osobnym rozdziale omówiono niezwykle ważne i powszechne wśród płazów zagadnienie hybrydyzacji, czyli krzyżowania się gatunków i powstawania mieszańców. Największe zainteresowanie z tego punktu widzenia wzbudzają żaby zielone Europy Środkowej. Żabom tym poświęcono w książce wiele uwagi, ponieważ należą do zwierząt bardzo pospolitych, a ze względu na niezwykle sposób dziedziczenia cech stały się jedną z najbardziej interesujących grup świata zwierzęcego. W Europie Środkowej należą do nich trzy formy: żaba śmieszka (*Rana ridibunda*) i żaba jeziorkowa (*Rana lessonae*), które są gatunkami biologicznymi, oraz żaba wodna (*Rana esculenta*), która jest ich naturalnym mieszańcem. Jak podkreślono, mimo intensywnych badań prowadzonych nad żabami zielonymi w licznych ośrodkach naukowych na świecie, nadal wiele zjawisk związanych z procesem hybrydyzacji płazów czeka na wyjaśnienie.

W części ogólnej znacznie więcej miejsca poświęcono płazom niż gadom, co jest zupełnie zrozumiałe biorąc pod uwagę liczbę gatunków płazów (18) i tylko 9 gatunków gadów występujących w Polsce. Wśród tych dziewięciu gatunków gadów, wymieniono jaszczurkę zieloną (*Lacerta viridis*), której stanowisk od 1972 r. nie potwierdzono, ale jak pisze autor „jej występowanie w Polsce jest prawdopodobne”.

Opis każdego gatunku wedle jednolitego schematu uwzględnia: cechy anatomiczne wyróżniające takson, typ środowiska który zamieszkuje, biologię rozrodu i rozwoju. Naistotniejszy jednak dla zoogeografa jest opis zasięgu gatunku w Polsce, Europie i na świecie.

Ze względu na współczesne zagrożenia płazów i gadów nie mogło zabraknąć w książce rozdziału poświęconego ich ochronie. Jak wynika bowiem z badań naszych herpeto-

logów, podobnie jak na całym świecie, tak i u nas liczebność populacji płazów i gadów maleje na terenie całego kraju. Omówiono przy tej okazji status ochronny herpetofauny Polski, oraz wymieniono programy naukowe krajowe i zagraniczne, realizowane w celu wykrycia przyczyn spadku liczebności płazów i gadów i uaktywnienia zawodowych herpetologów i licznych miłośników tych zwierząt. Dla tych osób wspomniano o metodach hodowli płazów i gadów oraz podkreślając przy tym, że przystępując do ich badania musimy pamiętać, że zwierzęta te są objęte prawną ochroną gatunkową. Jeśli nie mamy odpowiedniego upoważnienia, nasze działania musimy ograniczyć wyłącznie do obserwacji tych zwierząt.

Część ogólną książki kończą informacje o aktualnym stanie wiedzy na temat herpetofauny Polski, z wymienieniem osób i instytucji posiadających dane o potwierdzonych stanowiskach występowania gatunków.

Bogato cytowana literatura przedmiotu uwzględnia 174 pozycje krajowe i zagraniczne wydane od roku 1930 do 2000. Książkę wzbogacają dodatkowo barwne fotografie zwierząt.

Publikacja może być z powodzeniem wykorzystywana przez biologów pracujących w różnych dziedzinach nauk przyrodniczych, o czym wielokrotnie autor wspomina.

Bożenna Grabińska  
IGiPZ PAN, Warszawa

W. von Dohle, R. Bornkamm, G. Weigmann (red.) – *Das Untere Odertal: Auswirkungen der periodischen Überschwemmungen auf Biozönoson und Arten*. Limnologie aktuell, Band 9. Schweizerbart, Stuttgart, 1999; 442 s.

Odra jest jedną z największych rzek Europy Środkowej. Dolina dolnej Odry ma w Niemczech szczególną wartość przyrodniczą i krajobrazową. Tak wielkie obszary zalewane corocznie nie występują w żadnym innym miejscu w tym kraju. Zatopione tereny stanowią naturalny filtr dla zanieczyszczeń niesionych przez rzekę. O olbrzymiej wartości przyrodniczej doliny dolnej Odry świadczy również to, że występuje tutaj ponad 500 gatunków roślin i 226 gatunków ptaków. Dolina jest jedną z ważniejszych tras przelotowych i miejscem wypoczynku dla ptaków wędrownych.

Odra ma duże znaczenie w gospodarce Polski, Niemiec i Czech. Czasami pokazuje także swoje groźne oblicze. O niszczącej sile rzeki mieliśmy okazję się przekonać podczas powodzi w lecie 1997 r. Wydarzenia te stał się jednym z pretekstów powstania recenzowanej publikacji. Wydano ją jako 9 pozycję z serii „Limnologie aktuell”, w ramach której ukazały się publikacje dotyczące m.in.: Renu, Dunaju i Wezery. Praca dotycząca doliny dolnej Odry składa się z 26 artykułów zgrupowanych w 6 grup tematycznych. Powstała ona w efekcie spotkania ponad 100 naukowców, które odbyło się w dniach 23–26 lutego 1998 r. w Instytucie Zoologii Wolnego Uniwersytetu w Berlinie. Autorzy są ekologami, biologami, botanikami i zoologami z ośrodków naukowych w Niemczech (głównie z Berlina) i Polski (Szczecin).

W pierwszej części zamieszczono 4 artykuły dotyczące krajobrazu doliny rzecznej. Autorzy: W. Dohle, G. Weigmann i T. Schröder z Instytutu Zoologii Wolnego Uniwersytetu w Berlinie przedstawili charakterystykę warunków fizycznogeograficznych obszaru doliny dolnej Odry. Badany obszar zaczyna się na wysokości Cedyni (po stronie niemieckiej miejscowość Hohensaaten). Od tego miejsca aż do ujścia do Zalewu Szczecińskiego dolina Odry ma długość ponad 60 km. Autorzy przedstawili warunki klimatyczne badanego obszaru i zmiany stanów wody w rzece w latach 1990–1997. Scharakteryzowali również historię powstania i stan obecny polderów. Na tym tle przedstawiono możliwości odtworzenia naturalnego krajobrazu doliny, z terenami zalewowymi. Renaturyzacja jest jednym ze sposobów zapobiegania katastrofalnym skutkom ekstremalnych wezbrań Odry.

Bardzo interesujące są wyniki badań zawartości metali ciężkich w glebach i roślinach występujących w dolinie Odry, przedstawione przez G. Weigmann i M. Schumann. Pierwszą część kończy artykuł H. Gille, w którym opisano historię powstania i stan obecny obszarów chronionych utworzonych na tym obszarze.

Przewodnim tematem 5 kolejnych artykułów jest roślinność doliny dolnej Odry. Naukowcy z Akademii Rolniczej w Szczecinie scharakteryzowali szatę roślinną w transektach wytyczonych w polskiej części doliny rzeki, zaś badacze z Politechniki w Berlinie opisali dominujące zespoły roślinne i gatunki chronione w Parku Narodowym Doliny Dolnej Odry. Występuje tutaj ponad 500 gatunków roślin. Poza torfowiskami niskimi, które pokrywają płaskie, często zalewane dno doliny – na terenie Parku występują również bardzo cenne murawy kserotermiczne, które mają tutaj swe najdalej na północny zachód wysunięte stanowiska w tej części Europy. Najbardziej interesujące zespoły leśne Parku to łągi olszowo-jesionowe oraz bagienne lasy olszowe porastające podtapiane torfowiska w dolinie rzeki. Na żyznych glebach mineralnych rosną lasy dębowo-grabowe.

Możliwość przywrócenia naturalnej szaty roślinnej w dolinie rzeki jest tematem kolejnego artykułu. Autorzy przedstawili założenia i wyniki programu badawczego rozpoczętego w 1995 r. W tym czasie badano proces rozwoju roślinności łąk wielokośnych występujących na tarasie zalewowym doliny Odry.

Kolejne artykuły dotyczą zagadnień związanych z fauną glebową na badanym obszarze (5 artykułów) oraz ekologią wód powierzchniowych (7 artykułów). Interesujące wyniki badań ryb występujących w Odrze przedstawiono w 4 następujących artykułach. R. Trzebiatowski z Akademii Rolniczej w Szczecinie przedstawił wyniki oznaczania jakości wody w Odrze. Na tym tle scharakteryzował gatunki ryb (w tym wymarłych i zagrożonych) występujących w wodach Odry i jej dopływów. Występują tutaj 42 gatunki ryb. Obok śliza, suma czy miętusa szczególnie cenna jest niewielka populacja łososia, która wpływa do Odry na tarło z Morza Bałtyckiego. Autor podsumował również połowy ryb i ich wpływ na stan gatunkowy na badanym obszarze oraz podejmowane formy ochrony. Podobne zagadnienia poruszają M. Petrocki i T. Meinelt z Instytutu Hydroekologii i Rybołówstwa Śródlądowego w Berlinie oraz R. Kruger z Instytutu Biologii Uniwersytetu Humboldta.

Publikację kończy artykuł poświęcony wspólnej niemiecko-polskiej inicjatywie zachowania krajobrazu Doliny Dolnej Odry. W celu ochrony niezwykle cennych i unikatowych w skali Europy obszarów po stronie niemieckiej ta część doliny Odry chro-

niona jest jako park narodowy, po stronie polskiej zaś na obszarze 24 032 ha utworzono park krajobrazowy. Ochroną objęty jest teren rozległych polderów i rozlewisk, stanowiących olbrzymi zbiornik retencyjny i ostoję ptaków wodnych, bagiennych i drapieżnych. W artykule przedstawiono konflikty wynikające z powstania obszarów chronionych. Ścierają się tu interesy przyrodników, rolników, wędkarzy, myśliwych, hydrotechników i inżynierów. Autor charakteryzuje podłoże tych konfliktów i możliwości ich rozwiązania.

Najnowsza pozycja z serii „Limnologie aktuell” zawiera szereg interesujących i wartościowych prac naukowych. Nie można jednak oczekiwać, że ich lektura pozwoli na poznanie wszystkich zagadnień związanych z ciekawym obszarem doliny dolnej Odry. W pracy przedstawione są tylko wybrane aspekty funkcjonowania komponentów środowiska, bez ukazania relacji pomiędzy nimi. Nie pozwala to na zdobycie podstawowych wiadomości o środowisku przyrodniczym tego obszaru, dlatego książkę można polecić jedynie osobom, których zainteresowania badawcze pokrywają się bezpośrednio z tematem któregoś z opublikowanych w niej artykułów (biologdy, ekolodzy).

Jarosław Suchożebrski

Instytut Nauk Fizycznogeograficznych UW, Warszawa

A. T. Jankowski, M. Havrlant – *Anthropogene Reliefveränderungen in Oberschlesien. Anthropogenic Modifications to the Relief of Upper Silesia*, (w:) Atlas Ost- und Südosteuropa. Aktuelle Karten zu Ökologie, Bevölkerung und Wirtschaft. Atlas of Eastern and Southeastern Europe. Up-to-date ecological, demographic and economic maps. Ed. P. Jordan, Österreichisches Ost- und Südosteuropa-Institut, Wien 1999; 45 s. + mapa.

Recenzowane opracowanie składa się z dwóch części tworzących logiczną i spójną całość, tj. arkusza mapy w skali 1:200 000 oraz towarzyszącego jej tekstu w językach niemieckim i angielskim.

Mapa, która przedstawia stan przekształcenia rzeźby Górnego Śląska wskutek gospodarczej działalności człowieka, zasługuje na wysoką ocenę. Wynika to z faktu trafnego ukazania wielkości dokonanych zmian i ich charakteru (wg stanu z roku 1996) w powiązaniu z kierunkami obecnego wykorzystania terenu na obszarze wynoszącym 10 915 km<sup>2</sup>. Na podstawie analizy wybranych pozycji z załączonego wykazu literatury (np. Havrlant 1980) można wnioskować, że do konstrukcji mapy wykorzystano informacje o powierzchni zajmowanej przez formy antropogeniczne uzyskane zarówno w toku prac terenowych, jak i wyniki opublikowanych pomiarów geodezyjnych, a lokalizację form analizowano posługując się mapami topograficznymi w skali 1:25 000 i 1:10 000. Dużą czytelność mapy autorzy osiągnęli przez zastosowanie prostych i jednocześnie sprawdzonych metod. Rozkład przestrzenny dokonanych zmian zilustrowali przy wykorzystaniu barwnej skali, zbudowanej z 9 przedziałów. Wyrażają one rozmiary antropogenicznych zmian rzeźby terenu za pomocą wskaźnika, który określa procentowy stosunek powierzchni zajmowanej przez poszczególne formy antropogeniczne do pola

podstawowego, tj. 4 km<sup>2</sup>. Dominujące typy antropogenicznych form rzeźby terenu zostały zaznaczone za pomocą sześciu sygnatur. Są to: haldy (zwały), wyrobiska suche lub wypełnione wodą, niecki osiadania suche lub wypełnione wodą, powierzchnie wyrównane bądź wypełnione niecki osiadania. Ponadto analizowana mapa ukazuje główne kierunki gospodarczego wykorzystania terenu: obszary zabudowane, obszary przemysłowe i górnicze, tereny objęte ochroną prawną oraz przebieg szlaków komunikacyjnych – kolejowych i drogowych (trzy wydzielenia).

Tekst towarzyszący, o objętości 11 stron, składa się z pięciu części (rozdziałów) oznaczonych w systemie dziesiętnym.

W części pierwszej sformułowano i uzasadniono problem badawczy. Autorzy podkreślili wiodący udział górnictwa i przemysłu ciężkiego w przekształcaniu naturalnej rzeźby terenu. Jednocześnie zwrócili uwagę na wpływ wymienionych kierunków gospodarczej działalności człowieka na koncentrację ludności i w konsekwencji inicjowanie dalszych zmian, wyrażających się między innymi wzrostem powierzchni zajętych przez tereny osiedlowe i komunikacyjne. Wielkość i charakter dokonanych przekształceń są zatem z jednej strony geomorfologicznym wyrazem implikacji działań człowieka, zaś z drugiej strony – jednym z indykatorów stanu środowiska danego regionu. Pod tym względem obszar Górnego Śląska jest trafnie dobranym przykładem do badań podstawowych we wskazanym zakresie.

Przedmiotem części drugiej jest ogólna charakterystyka obszaru badań. Obejmuje syntetyczne informacje dotyczące: położenia, podziału administracyjnego, gęstości zaludnienia i wielkości miast oraz bogatej przeszłości politycznej i gospodarczej regionu.

Ostatnie z wymienionych zagadnień znajduje pełne rozwinięcie w rozdziale trzecim (trójdzielny) nt. *Historyczny rozwój górnictwa, przemysłu i urbanizacji oraz ich środowiskowe skutki*, mającym kluczowe znaczenie dla całego opracowania. Poszczególne partie tekstu dotyczą wyróżnionych jednostek przestrzennych, tj. Górnego Śląska (części właściwej), Regionu Bielskiego oraz Regionu Ostrawsko-Karwińskiego. Fragment dotyczący Górnego Śląska ukazuje etapy rozwoju gospodarczego od chwili podjęcia działalności górniczej i hutniczej (w XIII w.) po okres współczesny, cechujący się wyodrębnieniem wyspecjalizowanych okręgów przemysłowych. Dużą wartość tekstu wynika ze wskazania na rolę postępu technicznego w procesie pozyskiwania i przetwarzania surowców naturalnych oraz morfologicznych skutków narastającej w coraz szybszym tempie koncentracji i mechanizacji produkcji. Autorzy ponadto podkreślili istotną rolę obszaru Górnego Śląska w gospodarczej historii Europy Środkowej, w tym prekursorską w zakresie wydobycia rud metali kolorowych. Charakterystyki rozwoju pozostałych regionów są jak na objętościowe rozmiary recenzowanego opracowania także wyjątkowo bogate. Pomimo znacznej liczby danych faktograficznych tekst jest łatwy w odbiorze, co wynika z zastosowania przystępnego języka oraz dokonanej strukturyzacji.

Czwarta część opracowania przybliży typologię form i skutki antropogenicznej transformacji rzeźby terenu. Dominujące w krajobrazie Górnego Śląska formy scharakteryzowano w podziale na trzy grupy: wypukłe, wklęsłe oraz „pozostałe i mniejsze formy”, tzn. formy, które zostały uwzględnione przy wykonywaniu mapy, jednak ich udział w przekształcaniu rzeźby uznano za mniej znaczący. Liczne dane liczbowe, zamieszczone w tej części opracowania, pozwalają czytelnikowi na zorientowanie się w rozmiarach dokonanych zmian. <http://rcin.org.pl>

Piąty z rozdziałów dotyczy przedsięwzięć z zakresu ochrony krajobrazu. W jego ramach wskazano na skutki środowiskowe wynikające z dokonywanych przekształceń oraz zamieszczono syntetyczne informacje dotyczące pięciu parków krajobrazowych, położonych w polskiej części Górnego Śląska.

Ostateczne ustosunkowanie się do całości opracowania wymaga uwzględnienia treści rycin, na które w tekście wielokrotnie powołują się Autorzy. Materiał graficzny został umieszczony w końcowej części publikacji, tj. po angielskiej wersji tekstu, wykazie źródeł i literatury obejmującej 22 pozycje wydane w latach 1954–1996. Z wyjątkiem 4 przypadków ma charakter autorski. Każda z 27 rycin ma dwujęzyczny opis, przy czym 4 z nich mają złożony charakter. W rezultacie doskonały materiał ilustracyjny tworzą: mapy (9), wykresy (3), rysunki schematyczne (2), przekrój, profil hipsometryczny oraz fotografie (16).

Przy wysokiej ocenie ogólnej część opisowa atlasu ma nieliczne słabsze strony. Jedną z nich wiąże się bezpośrednio z zamknięciem historii gospodarczej Górnego Śląska daleko przed rokiem 1996. Jedyne w podrozdziale dotyczącym Regionu Ostrawsko-Karwińskiego autorzy wskazują na konsekwencje gospodarcze wynikające z przemian ustrojowych, które dokonały się tam w latach 90. Wówczas między innymi zaprzestano wydobycia węgla kamiennego, w efekcie czego proces antropogenicznej transformacji rzeźby terenu został częściowo zahamowany. Za kolejny mankament można uznać posługiwanie się zestawieniami danych dotyczących np. wielkości odpadów przemysłowych i komunalnych w układzie jednostek administracyjnych podczas gdy na mapie podstawowej brak jest granic tych jednostek. Szkoda także, że autorzy w bogatym zbiorze rycin nie umieścili opublikowanej przez S. Żmudę (1973 – pozycja cytowana) schematycznej mapy ukazującej przekształcenie powierzchni ziemi konurbacji górnośląskiej. Dało by to użytkownikom atlasu możliwość bardziej dynamicznego analizowania zmian, które zostały dokonane w latach 1973–1996.

Niezależnie od wskazanych niedociągnięć recenzowany atlas jest bez wątpienia pozycją interesującą, wartą gruntownego poznania. Może służyć pomocą wszystkim, których interesują zmiany powierzchni ziemi wywołane intensywną gospodarczą działalnością człowieka, w tym przede wszystkim specjalistom z zakresu geomorfologii. Należy mieć także nadzieję, że opracowania o równie wysokim poziomie merytorycznym i edytorskim zostaną w przyszłości wykonane dla innych obszarów Polski.

*Zbigniew Podgórski*  
Instytut Geografii UMK, Toruń

### Nowe czasopismo *Geoinformatica Polonica*

Nieco ponad dwa lata temu, w końcu roku 1998, Wydział Przyrodniczy Polskiej Akademii Umiejętności powołał Komisję Geoinformatyki. Stworzenie mniej lub bardziej formalnej platformy tej interdyscyplinarnej dziedziny było tylko kwestią czasu i odwagi inicjatorów z jednej strony i znalezienia w Polsce podatnego, otwartego na nowość, „gruntu intelektualnego” z drugiej. Przesłanki powstania tej dziedziny na

świecie zaczęły się pojawiać pod koniec lat 70. ubiegłego wieku wraz z burzliwym rozwojem technologii ukierunkowanych na masowe pozyskiwanie informacji o wszelkiego rodzaju aspektach dotyczących Ziemi i szeroko rozumianego środowiska, zwanego, w zależności od dyscypliny naukowej, środowiskiem przyrodniczym, geograficznym, geologicznym, geofizycznym, kulturowym, społeczno-ekonomicznym itd. Związane to było niewątpliwie z rozwojem technologii satelitarnych, rozwojem napędzanym wyścigiem zbrojeń w latach zimnej wojny. Drugą, wcześniejszą ścieżką, a potem drogą prowadzącą do powstania geoinformatyki był ogólny rozwój technik elektronicznych związanych z automatyzacją produkcji wymagającą nowoczesnych i szybkich narzędzi do projektowania, a następnie przetwarzania informacji, co swego czasu nazywano Elektroniczną Techniką Obliczeniową (ETO). W miarę rozwoju tej ostatniej, zaczęto ją „wprzęgać” do przetwarzania różnych danych przestrzennych i przestrzenno-czasowych. Doprowadziło to do powstania tak zwanych systemów informacji geograficznej znanych pod anglojęzycznymi akronimami jako GIS, LIS czy polskim – SIP.

Nie ma jednej ugruntowanej definicji geoinformatyki, co więcej – jest kilka terminów określających tę dziedzinę. Mówi się o geomatyce czy też geokomputerowej nauce (*GeoComputer Science*).

Jak rozumieją geoinformatykę twórcy Komisji Geoinformatyki PAU, możemy przeczytać w nowym, wydanym w końcu 2000 r. przez wyżej wymienioną Komisję, nowym czasopiśmie naukowym o nazwie *Geoinformatica Polonica*. Otóż w artykule wstępnym pierwszego numeru tego czasopisma, przewodniczący Komisji Geoinformatyki PAU, prof. Janusz Kotlarczyk tak definiuje „geoinformatykę”: »jest to nauka o sposobach gromadzenia przechowywania, przetwarzania, analizowania i przedstawiania danych zdefiniowanych w ziemskiej czasoprzestrzeni, przy wykorzystaniu odpowiedniej technologii informatycznej.« Doprecyzowując tak zdefiniowaną „geoinformatykę”, autor artykułu wstępnego pisze, że chodzi tu »... o informacje o wymiarach i kształcie Ziemi oraz o informacje o obiektach, zjawiskach i procesach zachodzących na powierzchni Ziemi, jak i w litosferze. Przedmiotem badań może być środowisko fizyczne i jego właściwości, bądź zasoby naturalne czy antropogeniczne jak i zachodzące w nich zmiany. Gromadzenie tego rodzaju informacji właściwe jest wszystkim naukom o Ziemi...«.

Tak zdefiniowaną „geoinformatykę” należy więc rozumieć jako swego rodzaju dwuelementowy system, w którym można wyróżnić odbiorców, którzy poprzez zapotrzebowanie na określoną GEO-informację stymulują zbieranie GEO-danych, ich przetwarzanie i udostępnianie. Warto zauważyć, że na razie jest to system organizujący się, jako że poszczególne czlony nie są z wielu powodów we wzajemnej harmonii. Znacznie więcej jest danych dostarczanych niż można je przetworzyć. I znacznie więcej jest informacji oferowanych, przynajmniej potencjalnie, niż „konsumowanych”.

Po artykule wstępnym o narodzinach geoinformatyki i jej początkach w Polsce, w pierwszym „pełnowymiarowym” artykule: J. Jachimski, W. Mierzwa, St. Mularz i K. Pyka, przedstawiają rozwój fotogrametrii i teledetekcji cyfrowej w Polsce. Tytuł artykułu nie jest w pełni adekwatny do jego treści. Autorzy podeszli do zagadnienia znacznie szerzej – omawiają w nim nie tylko fotogrametrię cyfrową, ale również zajmują się szeroko rozumianą historią fotointerpretacji (nie zawsze cyfrowej) i teledetekcji środowiska. Artykuł ten, z konieczności w skróconej, ale obiektywnej formie,



przedstawia rozwój i historię poszczególnych nurtów polskiej fotogrametrii, teledetekcji i fotointerpretacji, wymieniając, na pewno nie wszystkie, ale większość najważniejszych osiągnięć w tej dziedzinie. Artykuł kończą uwagi o wzajemnych powiązaniach fotogrametrii, teledetekcji i GIS-u. Artykuł napisany jest ciekawie, a bogaty zestaw cytowanej literatury czyni go istotnym osiągnięciem w słabo w Polsce udokumentowanej historii tej dziedziny wiedzy.

Kolejny artykuł, autorstwa B. Cianciary, zatytułowany *Emisja sejsmiczna jako nośnik informacji o rozwoju procesu pękania górotworu* jest wysoce specjalistycznym opracowaniem, którego celem jest prezentacja metody śledzenia tendencji rozwoju procesu pękania górotworu. Podstawą teoretyczną tego podejścia jest założenie, że proces pękania górotworu ma taką samą strukturę stochastyczną jak wywołana nim emisja sejsmoakustyczna. Geoinformacyjny aspekt tego opracowania opiera się na przyjęciu, że emisja sejsmoakustyczna jest kanałem informacyjnym procesu pękania górotworu.

Tematyce sejsmicznej poświęcony jest również artykuł Z. Kasiny: *Odtwarzanie przestrzennej informacji geologicznej z danych sejsmicznych*, publikowany w języku angielskim. Artykuł przedstawia różne warianty pomiarów sejsmicznych, w tym sejsmikę powierzchniową dwuwymiarową i trójwymiarową. Zajęto się w nim zakresem przetwarzania danych sejsmicznych z uwzględnieniem współczesnych technik informatycznych opartych o sieci neuronowe, analizę fraktali i algorytmy genetyczne. Przeanalizowano rolę sejsmiki trójwymiarowej w geofizyce zbiornikowej oraz w odtwarzaniu przestrzennej informacji geologicznej.

Innej problematyki dotyczy, ale też nawiązuje do bardzo nowoczesnych narzędzi geoinformacyjnych, opracowanie St. Gruszczyńskiego: *Ocena zagrożenia gleb w rejonach górniczych za pomocą sztucznej sieci neuronowej*, o prognozowaniu przekształceń gleb na terenach górniczych. Do prognozowania jakichkolwiek zdarzeń wymagane są modele. Aby model taki funkcjonował poprawnie, musi uwzględniać wiele danych wejściowych. Problem przewidzenia efektu przekształceń pokrywy glebowej na terenach górniczych polega na tym, że na proces ten oddziałuje wiele czynników. Autor proponuje zastosowanie jednej z metod informatycznych – sztucznych sieci neuronowych (SSN). Charakteryzuje je automatyzm konstrukcji modelu klasyfikacyjnego przy jednoczesnym uwzględnieniu wielu właściwości obiektu, ujmowanych w wektorze wejściowym do modelu. Jak wspomniano jest to szczególnie korzystne, gdyż rezultat końcowy przekształconych gleb jest efektem jednoczesnego przekształcenia wielu czynników (spadków, ukształtowania powierzchni, zmian zwierciadła wód podziemnych). Aby narzędzie jakim są sztuczne sieci neuronowe mogło uzyskać w tej problematyce aspekt uniwersalny, musi mieć do dyspozycji wiele danych wejściowych uzyskanych w różnych warunkach i na znacznych obszarach. Zgromadzenie tych danych w bazach i czerpanie z nich informacji jest jednym z zadań geoinformatyki.

Wszystkie artykuły zawierają streszczenia angielskie. Podpisy pod rycinami i tytuły tabel są również dwujęzyczne. Niektóre artykuły ilustrowane są kolorowymi rycinami na wklejkach. Wszystkie artykuły są recenzowane.

W części kronikarsko-informacyjnej przedstawiono krótkie sprawozdanie z prac Komisji Geoinformatyki PAU oraz informacje o dwóch konferencjach.

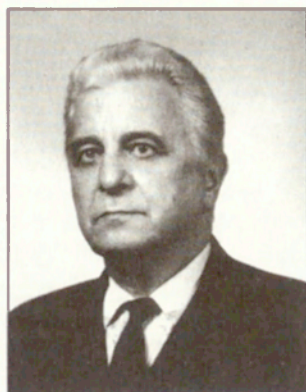
Pierwszy tom *Geoinformatica Polonica* liczy 81 stron i wydany jest w formacie zbliżonym do A4. Niestety brak informacji o nakładzie. Dla przyszłych autorów, którzy

mieliby zamiar publikować swoje prace w tym nowym wydawnictwie, zamieszczone są szczegółowe wskazówki.

Nowe czasopismo ma na razie charakter regionalny i w zasadzie związane jest ze środowiskiem naukowym Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Jaki będzie jego charakter będzie można powiedzieć po ukazaniu się następnych tomów. Nowo powstającym czasopismom naukowym przy dość daleko posuniętej hermetyczności poszczególnych środowisk naukowych, strzegących swej autonomiczności w zakresie wydawniczym i przy dużych trudnościach finansowania wydawnictw naukowych, niezmiernie trudno jest uzyskać status wydawnictwa ponadregionalnego. Przyszłość więc pokaże, jakie będą dalsze losy tego nowego wydawnictwa, o bardzo dobrym i zachęcającym do integracji tytule.

*Jan R. Olędzki*

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

**Profesor Marcin Rościszewski  
w 70. rocznicę Urodzin**

Marcin Maria Rościszewski urodził się w Warszawie 12 listopada 1929 roku. Syn Pauliny z Kraszewskich i Jana Rościszewskiego wychowywał się początkowo – do 1937 r. – w majątku rodzinnym Romanów (pow. Włodawa), a następnie w majątku Rowy (pow. Garwolin) do 1944 r. Naukę, którą rozpoczął w domu zaczął kontynuować w 1939 r., na początku okupacji w szkole im. Wojciecha Górskiego w Warszawie. W tym samym roku traci ojca, rozstrzelanego przez Niemców. W lipcu 1944 roku opuszcza z matką i bratem dom rodzinny, uchodząc przed inwazją sowiecką i przenosi się do Warszawy, na kilka dni przed wybuchem Powstania. Do końca jego trwania, gdzie zostaje ranny, pozostaje w Warszawie. Po wypędzeniu z Miasta osiedla się w Piotrkowie Trybunalskim. Kontynuuje tam naukę i uzyskuje świadectwo dojrzałości w 1950 r. W tym samym roku, mimo tzw. „wilczego biletu” zdaje egzamin wstępny na Uniwersytet Warszawski, na kierunek geografii. Równocześnie podejmuje pracę zarobkową w różnych urzędach administracji, aby w 1954 r. zostać przyjęty na stanowisko asystenta w Instytucie Geografii PAN. Dyplom magistra uzyskuje w 1955 r. Cała jego późniejsza kariera naukowa związana jest z tym instytutem. W 1961 r. broni dysertacji pt.: *Rozwój rolnictwa Syrii po drugiej wojnie światowej* i uzyskuje stopień doktora nauk w zakresie geografii. Dysertacja ta zrealizowana została w rezultacie przyznanego mu stypendium UNESCO na roczny pobyt w krajach Bliskiego Wschodu. Kolejnym szczeblem naukowym jest habilitacja uzyskana w 1971 r. na podstawie rozprawy pt.: *Kierunki ewolucji rolnictwa krajów Maghrebu*. Tytuł profesora nadzwyczajnego uzyskuje w 1980 r., a profesora zwyczajnego w 1989 r.

W działalności naukowej M. Rościszewskiego wyróżnić można kilka kierunków. Kierunek pierwszy jest związany z badaniami dotyczącymi rolnictwa krajów Bliskiego Wschodu i Afryki Północnej. Obok prac „na stopień”, publikuje szereg opracowań i artykułów dotyczących rolnictwa tych obszarów. Zwieńczeniem jego zainteresowań jest opracowanie pierwszej w Polsce obszernej monografii pt. *Geografia ekonomiczna Azji*

*Zachodniej*, która doczekała się dwóch wydań, jak też dwóch bardziej popularnych opracowań książkowych na temat Azji Zachodniej i krajów Maghrebu.

Kierunek drugi, o charakterze już bardziej teoretycznym, dotyczył problemów organizacji przestrzeni społeczno-gospodarczej krajów Trzeciego Świata. Również w tym zakresie publikuje szereg prac. Dąży równocześnie, ażeby problematykę krajów rozwijających się przenieść do procesu nauczania. Zamierzeniom tym sprzyja fakt, że do połowy lat siedemdziesiątych M. Rościszewski zostaje członkiem ministerialnej komisji do spraw programów szkolnych w zakresie geografii, kierowanej przez prof. dr hab. Annę Dylikową. Kwestia krajów Trzeciego Świata zaczyna upowszechniać się w programach nauczania geografii.

Kierunek trzeci dotyczy przestrzennych aspektów rozwoju o charakterze globalnym. M. Rościszewski publikuje w tym zakresie szereg prac, starając się także wpływać na uwzględnianie tych problemów w procesie nauczania geografii.

Wreszcie kierunek czwarty, który zdominował działalność naukową M. Rościszewskiego od końca lat osiemdziesiątych po dzień dzisiejszy. Dotyczy on problemów z zakresu geografii politycznej i geopolityki, głównie obszarów Europy Środkowej i Wschodniej. W szczególności chodzi jednak o miejsce Polski w Europie i problemy polskiej granicy wschodniej. M. Rościszewski sam organizuje i uczestniczy w licznych seminariach krajowych i zagranicznych, gdzie porusza tę tematykę. Píše opracowania i artykuły publikowane w kraju i za granicą. Na specjalną uwagę w tym zakresie zasługuje redagowana przezeń seria *Geopolitical Studies*, seria *EUROPA XXI*, jak też współautorstwo (z prof. B. Barbier) w opracowaniu książki pt.: *La Pologne*, wydanej we Francji. Jest to współcześnie pierwsze tego rodzaju opracowanie w języku francuskim, omawiające podstawowe zagadnienia naszego kraju w okresie transformacji. Na podkreślenie także zasługuje pełnienie przez niego przez wiele lat funkcji redaktora naczelnego *Przeglądu Zagranicznej Literatury Geograficznej*. Wydawnictwo to cieszyło się dużą estymą szczególnie w byłych krajach tzw. „demokracji ludowej” i w samym Związku Radzieckim, z uwagi na charakter i tematykę zamieszczanych tłumaczeń z literatury zachodniej.

Działalność dydaktyczna M. Rościszewskiego jest odzwierciedleniem Jego zainteresowań naukowych. W Polsce wykłada na Uniwersytetach w Warszawie, Łodzi i Toruniu. Ostatnio pełni też funkcję profesora na Wyższej Szkole Ekonomicznej w Białymstoku, oraz wykłada na Wyższej Szkole Ekonomiczno-Informatycznej w Warszawie. Zapraszany jest na wykłady na licznych kursach doskonalenia wiedzy nauczycieli geografii. Od drugiej połowy lat siedemdziesiątych jest często zapraszany na wykłady przez uniwersytety francuskie jako *visiting professor*; do Paryża i Aix en Provence (wielokrotnie), Strasburga oraz Lyonu. Jest zapraszany i bierze udział w licznych seminariach i konferencjach naukowych w Austrii, Belgii, na Białorusi, Czechach, we Francji, w Hiszpanii, Holandii, Japonii, Niemczech, Rosji, Rumunii, na Ukrainie, na Węgrzech, w Wielkiej Brytanii (w niektórych krajach wielokrotnie).

M. Rościszewski jest promotorem dziewięciu obronionych dysertacji doktorskich. Był recenzentem ponad pięćdziesięciu rozpraw doktorskich, autorem ponad dwudziestu recenzji na stopień doktora habilitowanego i kilkunastu recenzji na tytuł profesora.

Znaczny jest dorobek M. Rościszewskiego w zakresie organizacyjnym. W IGiPZ PAN pełnił szereg ważnych funkcji. W latach 1968–1978 był kierownikiem Zakładu Krajów Rozwijających się; w okresie 1978–1991 kierownikiem Zakładu Geografii Światowych Problemów Rozwoju; w okresie 1978–1998 – pełnił funkcję Zastępcy Dyrektora ds. Naukowych; od 1997–1999 był kierownikiem Centrum Studiów Europejskich przy IGiPZ PAN. Od 1999 roku pełni funkcję Przewodniczącego Rady Naukowej IGiPZ PAN.

M. Rościszewski jest wieloletnim członkiem Rady Naukowej IGiPZ PAN, a w różnych okresach Rad Naukowych: Instytutu Krajów Rozwijających się UW (przewodniczący), Instytutu Spółdzielczego, członkiem Rady Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW. Był członkiem (i jest ponownie od 1999 r.) Komitetu Nauk Geograficznych PAN. W trakcie trzech kadencji działał w Centralnej Komisji ds. Tytułów i Stopni Naukowych. Jest także członkiem licznych organizacji: Polskiego Towarzystwa Geograficznego, gdzie pełni funkcję przewodniczącego Sądu Koleżeńskiego i przewodniczącego Komisji Geografii Politycznej; komisji MUG „Mapa Polityczna Świata” (od 1976 r.); Polskiej Rady Ruchu Europejskiego i Rady Klubu Atlantyckiego; wiceprzewodniczącym Klubu Europy Środkowej i Wschodniej przy UW.

Jeśli chodzi o funkcje honorowe i odznaczenia, M. Rościszewski jest członkiem zwyczajnym Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, gdzie przez jedną kadencję pełnił funkcję sekretarza Wydziału III. Jest doktorem honoris causa Uniwersytetów Prowansji (Francja) i Saragossy (Hiszpania). Został odznaczony Złotym Krzyżem Zasługi (1973), Krzyżem Kawalerskim OOP (1984), Medalem Pro Fide et Patria (1979), Palmami Akademickimi stopnia oficerskiego (Francja) za rozwój polsko-francuskiej współpracy naukowej.

Co łączy mnie, geomorfologa, z geografem ekonomicznym Marcinem Rościszewskim? Długoletnie więzi przyjaźni. Kiedy się poznaliśmy – to trudno ustalić. Prawdopodobnie na Sesji Sprawozdawczej Instytutu Geografii PAN w 1956 r. Znamy się zatem już ponad 40 lat. Łączyła nas praca w Instytucie Geografii PAN. Kiedy gościłem w Warszawie, bardzo często na Krakowskim Przedmieściu korzystałem z Jego gabinetu, w którym w godzinach popołudniowych i wieczornych mogłem spokojnie popracować.

Mamy też wspólne wspomnienia z udziału w Międzynarodowych Kongresach Geograficznych w Moskwie (1976), w Tokio (1980) i w Paryżu (1984) oraz Regionalnej Konferencji Międzynarodowej Unii Geograficznej w Barcelonie (1986). Dzięki Profesorowi Rościszewskiemu nawiązałem współpracę z Wydawnictwem Szkolnym i Pedagogicznym. Jako Redaktor zaproponował mi też autorski udział w czwartym wydaniu *Geografii świata*. Współpracowaliśmy przez wiele lat w Polskim Towarzystwie Geograficznym, a od 1994 r. bardzo ściśle w Redakcji Przeglądu Geograficznego. Za tę wieloletnią współpracę pragnę Ci Profesorze w tym miejscu serdecznie podziękować.

Życzymy Ci Marcinie przede wszystkim dobrego zdrowia i długich lat życia.

Jan Szupryczyński  
IGiPZ PAN, Toruń

## Wybrane prace Profesora M. Rościszewskiego

### Książki

- Kierunki ewolucji rolnictwa krajów Maghrebu*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN Nr 88 Warszawa 1970.
- Geografia ekonomiczna Azji Zachodniej*, PWE, Warszawa 1979 (II wyd. poprawione 1987).
- Kraje Maghrebu, Ziemia i Ludzie*, PZWS, Warszawa 1985.
- Azja Zachodnia, Ziemia i Ludzie*, WSiP, Warszawa 1989.
- Polska granica wschodnia*, Geopolitical Studies Vol. 1, IGiPZ PAN, Warszawa 1997.
- B. Barbier, M. Rościszewski, *La Pologne*, PUF. Que sais-je? Paris 1998.

### Opracowania i artykuły

- Uwarunkowania geopolityczne Wschodniej Strefy Gospodarczej*, [w:] Horodeński R., Rościszewski M. (red.), *Wschodnia Strefa Aktywności Gospodarczej*, Wyd. WSE, Białystok 1999, s. 23–66.
- Funkcjonowanie polskich regionów granicznych po przystąpieniu Polski do Unii Europejskiej (próba prognozy geopolitycznej)*, [w:] *Rozwój regionalny Polski jako element integracji europejskiej*, Biuro Studiów i Ekspertyz Kancelarii Sejmu. Konferencje i Seminaria T. XIV, Warszawa 1997, s. 29–47.
- La Pologne et la nouvelle architecture geopolitique europeenne*, [w:] *Recherche de geographie humaine*, Soc. Geogr. de Liège, 1996, s. 123–130.
- Polish eastern border. Some geopolitical patterns*, [w:] *Polish Eastern Border. Past and Present Problems*, Conference Papers 22, IGiPZ PAN, Warszawa 1995, s. 15–32.
- Deutschland als Nachbar Polens – ein Abriss der geopolitischen Rahmenbedingungen*, [w:] E. Buchhofer, B. Kortus (red.), *Deutschland und Polen*, Frankfurt a.Mein 1994, s. 77–86.
- Polska i jej uwarunkowania geograficzno-polityczne*, [w:] *Współczesna geografia polityczna* (red.), Conference Papers 17, IGiPZ PAN, Warszawa 1993, s. 37–84.
- Polska na współczesnej mapie politycznej świata*, Roczniki Socjologii Wsi Nr 24, Warszawa 1992, s. 11–33.
- Problemy geopolityczne Europy Środkowej*, Geografia w Szkole Nr 1, 1992, s. 12–18.
- Przestrzeń globalna; zmiany i trendy*, MEN–NURT, Warszawa 1990:
- *Geograficzne aspekty współczesnej rewolucji naukowo-technicznej*, s. 51–70.
  - *Kierunki rozwoju w krajach rozwijających się*, s. 71–81.
  - *Podstawy geopolityczne i gospodarcze współczesnej mapy politycznej świata*, s. 118–130.
- Geografia regionalna – quo vadis*, Geografia w Szkole Nr 5, 1985, s. 227–232.
- M. Rościszewski opublikował łącznie ponad 200 pozycji.

## Konferencja Komisji Organizacji Przestrzeni Przemysłowej MUG „Wiedza – Przemysł – Środowisko”

Dongguan (Chiny), 8–11 VIII 2000 r.

Komisja Organizacji Przestrzeni Przemysłowej MUG, kończąc 8-letni okres swej działalności, wybrała na miejsce corocznej konferencji Chiny. Konferencja ta poprzedzała 29. Międzynarodowy Kongres Geograficzny w Seulu. Brało w niej udział około 50 uczestników z 18 krajów wszystkich kontynentów oraz wyjątkowo liczna grupa organizatorów (którą kierowała prof. Jici Wang z Uniwersytetu Pekinńskiego) i zaproszonych gości – przedstawiciele resortu nauki, władz lokalnych i sponsorujących przedsiębiorstw.

Wybór południowych Chin na miejsce konferencji nie był przypadkowy. Prowincja Guangdong, na terenie której znajduje się Dongguan, należy bowiem do obszarów niezwykle dynamicznego rozwoju gospodarczego. Tę dynamikę można było obserwować podczas wycieczki terenowej, która stanowiła integralną część konferencji.

Uczestnicy konferencji zakwaterowani byli w hotelu Xihu, a obrady odbywały się w miejscowym ratuszu. Drogę z hotelu do ratusza mikrobusy przewożące uczestników przebywały w eskorcie samochodów policyjnych „na sygnale”, co dodawało tym przejazdom swoistego kolorytu, świadcząc zarazem o ogromnym zaangażowaniu władz Dongguan w organizację konferencji i jej sprawny przebieg (policyjna eskorta umożliwiała szybkie przemieszczanie się po zatłoczonych ulicach).

Program konferencji był podzielony na 14 modułów tematycznych. Każdy moduł składał się z trzech referatów komentowanych przez dyskutanta i dyskusji ogólnej. Ponadto na zakończenie każdego dnia obrad odbywała się dyskusja podsumowująca. Należy w tym miejscu podkreślić, że niezwykle ożywione merytorycznie dyskusje, prezentujące różnorodne stanowiska i odmienne doświadczenia z wielu krajów, stanowią dużą wartość konferencji organizowanych przez Komisję Organizacji Przestrzeni Przemysłowej MUG.

Konferencję w Dongguan zapoczątkowały dwa referaty bezpośrednio nawiązujące do jej głównego tematu. Przewodniczący Komisji, Sam Ock Park z Korei Południowej, zaprezentował referat pt. *Zrównoważona industrializacja w gospodarce opartej na wiedzy*, a Dietrich Soyez z Niemiec – referat zatytułowany *Wiedza o środowisku, układ władzy a przemiany przemysłu*. Oba referaty zwracały uwagę na rosnące znaczenie wiedzy, zarówno skodyfikowanej, jak i tzw. wiedzy milczącej (*tacit knowledge*), we współczesnych przemianach przemysłu, czego przejawem jest kształtowanie się knowledge industries, tj. gałęzi przemysłu, w których zasoby wiedzy stanowią podstawowy czynnik ich lokalizacji, funkcjonowania i powiązań przestrzennych.

Dalsze dwie sesje poświęcone były problematyce transformacji tradycyjnych gałęzi przemysłu: odzieżowego, piwowarskiego i hutnictwa żelaza. Referenci na przykładach starych okręgów przemysłowych Japonii, Singapuru, Niemiec oraz Chin pokazali, że ich skuteczna restrukturyzacja zależna jest od działań podejmowanych przede wszystkim przez państwo, ale także przez wielonarodowe korporacje, wykorzystujących i odpowiednio przekształcających zasoby dotychczasowej wiedzy lokalnych przedsiębiorców i społeczności. Takie współdziałanie różnych „aktorów” i jego efekty pokazano

w czasie krótkiej wycieczki w przerwie obrad – do zakładu Minolta Industries w Shilong, produkującego sprzęt elektroniczny. W niektórych przypadkach rewitalizacja starego okręgu przemysłowego może być związana z innowacją otwierającą nowe możliwości wykorzystania tradycyjnych wyrobów. Dobrym przykładem jest chiński okręg produkcji kaszmiru Qinghe, którego ożywienie wiąże się z zastosowaniem kaszmiru jako materiału do wytwarzania kart magnetycznych w nowoczesnych systemach informacyjno-komunikacyjnych.

Kolejna sesja konferencji poświęcona była różnorodnym ścieżkom przekształceń struktur przemysłowych w wybranych gospodarkach narodowych: Tajwanu, Polski i Japonii. W ramach tej sesji autor niniejszego sprawozdania przedstawił referat pt. *Drugi przekształceń przemysłu w Polsce i rola przemysłów opartych na wiedzy*. Konfrontacja polskich doświadczeń w transformacji przemysłu z innymi krajami wskazuje na pilną potrzebę wypracowania długookresowej polityki państwa w zakresie restrukturyzacji tradycyjnych okręgów i gałęzi przemysłowych poprzez kreowanie i wspieranie różnorodnych kanałów przepływu wiedzy między przemysłem, nauką, jednostkami badawczo-rozwojowymi, ośrodkami innowacji i technologii, innymi słowy – poprzez tworzenie szeroko pojętego regionalnego systemu innowacji.

Temu właśnie zagadnieniu, a także wpływowi migracji kwalifikowanej siły roboczej (w tym tzw. drenażu mózgow) na transformację struktur przemysłowych krajów nowouprzemysławianych poświęcona była następna, szósta sesja.

W trakcie kolejnej sesji prezentowano studia dotyczące reorganizacji form przepływu wiedzy w obrębie systemów metropolitalnych (przykład Frankfurtu nad Menem) oraz sieci przedsiębiorstw (przykład Holandii).

Tematem dalszej, ósmej sesji obrad była instytucjonalizacja kreowania i transmisji wiedzy poprzez parki naukowe, ośrodki technologii i uniwersytety. W wygłaszanych referatach podkreślano znaczenie lokalizacyjnego efektu synergii występującego w obszarach skupień (*clusters*) tego typu instytucji.

Na zakończenie pierwszej części konferencji zaprezentowano analizy zróżnicowania regionalnego rozmieszczenia przemysłów opartych na wiedzy w wybranych krajach: Chinach, Brazylii i RPA.

Program kolejnego dnia konferencji obejmował całodniową wycieczkę, pokazującą efekty tzw. polityki otwartych drzwi (*open door policy*) prowadzonej w Chinach od początku lat 80. W zwiedzonym okręgu municypalnym Dongguan, m.in. na skutek napływu inwestycji zagranicznych, roczny przyrost PKB oscyluje w ostatnich latach około 20%. W programie wycieczki znalazły się: wizyta w mieście Qingxi, specjalizującym się w produkcji komputerów (w tym zwiedzanie spółki Royal Technology Dongguan Ltd. prowadzonej przez Chińczyków z Tajwanu), wizyty w zarządzie nowo budowanego wielkiego osiedla mieszkaniowego New World Garden w Dongguan oraz w Guangdong Winnerway Holdings Corporation – przedsiębiorstwie, którego głównym udziałowcem jest zarząd miasta (*township enterprise*), o niezwykle zróżnicowanym profilu działalności, wykorzystującym zasoby „milczącej wiedzy” lokalnej społeczności. Dalszym punktem niezwykle bogatego programu wycieczki było zwiedzanie CMC (Center of Collaborative Manufacturing–Commerce Network) – jednostki ułatwiającej nawiązywanie kontaktów produkcyjno-handlowych (m.in. poprzez prowadzenie banku ofert podaży i popytu na określony rodzaj wiedzy, informacji lub konkretnej działalności



produkcyjnej). Wycieczkę zakończył film pokazujący osiągnięcia okręgu municypalnego Dongguan i spotkanie z jego władzami.

Ostatni dzień konferencji poświęcony był przede wszystkim relacjom między działalnością przemysłową a środowiskiem naturalnym. Referat wprowadzający Richarda Le Herona z Nowej Zelandii i Rogera Haytera z Kanady pokazał, że przejście do nowego, opartego na wiedzy, paradygmatu techno-ekonomicznego wiąże się nie tylko ze zmianą technologii (wzrost znaczenia nowych technologii informacyjno-komunikacyjnych), ale także ze zmianą systemu wartości w działalności gospodarczej (*ecological value*). W kolejnych referatach zastanawiano się, jak pogodzić wzrost roli wartości ekologicznych z immanentną w gospodarce rynkowej potrzebą wzrostu konkurencyjności przemysłu, a także jakie są determinanty skutecznego zarządzania środowiskiem w przemyśle. Dalsze sesje poświęcone były wpływowi procesu globalizacji wiedzy oraz ruchów proekologicznych na funkcjonowanie i przemiany przemysłu w różnych uwarunkowaniach lokalnych.

Ogółem w czasie konferencji wygłoszono 36 referatów. Obok wartości merytorycznych, dla geografa istotne były jednak również obserwacje związane ze sposobem organizacji konferencji i regionem, w którym ona się odbywała. Program urozmaicony był licznymi bankietami oraz innymi atrakcjami (np. kolacja na wolnym powietrzu w parku Jinsha połączona z pokazem „tańca lwów” i wyczynami akrobatycznymi). Większość zagranicznych uczestników, zwłaszcza tych, którzy zajmują się problematyką Chin od dłuższego czasu, była pod wrażeniem tempa i skali przemian gospodarczych na obszarze delty Rzeki Perłowej (Zhujiang). Przejęcie przez Chiny Hongkongu w 1997 r. jeszcze bardziej przyspieszyło ten proces. Dzisiejsze okręgi Dongguan i Shenzhen – to wielki plac budowy nie tylko obiektów przemysłowych, ale również infrastruktury (np. autostrady) i budynków mieszkalnych. Jest to także obszar masowej imigracji ludności z obszarów wiejskich. Ten szybki rozwój stwarza szereg problemów społecznych i ekologicznych.

Doświadczenia południowych Chin stanowią przykład współdziałania władz państwowych i regionalnych z korporacjami ponadnarodowymi w dziedzinie promowania wzrostu gospodarczego. Wydaje się, że dawne ideologiczne ograniczenia są w sferze ekonomicznej konsekwentnie usuwane. Pytanie, czy ekonomiczna liberalizacja znajdzie swe przedłużenie w demokratyzacji życia społecznego i politycznego pozostaje kwestią otwartą. Nie ulega jednak wątpliwości, że południowe, a także wschodnie Chiny są we współczesnej globalnej gospodarce nie tylko atrakcyjnym „wschodzącym rynkiem” (*emerging market*), ale być może także „wschodzącą gospodarką wiedzy” (*emerging knowledge economy*), która stanowi dużą konkurencję m.in. dla postkomunistycznych krajów Europy Środkowo-Wschodniej. To otwarcie na wiedzę zaznaczyło się także w sposobie prezentacji referatów na konferencji. Wśród referentów wykorzystujących najnowsze techniki wizualizacji (np. *power-point* sprzężony z laptopem) byli wyłącznie przedstawiciele Chin i Korei Południowej. „Stara Europa” pozostała w tej dziedzinie wyraźnie w tyle. Być może jest to przypadek, a być może „znak czasu” i symboliczny przejaw szerszego trendu – szybkiego „marszu do przodu” i wzrostu znaczenia państw Azji Południowo-Wschodniej na arenie globalnej, m.in. dzięki skutecznej, wspieranej przez państwo, absorpcji wiedzy.

Tadeusz Strykiewicz

Instytut Geografii Społeczno-Ekonomicznej UAM, Poznań

## Symposium Komisji „Ludność i Środowisko” MUG

Seul, 15–16 VIII 2000 r.

Symposium Komisji (C.19) „Ludność i Środowisko” Międzynarodowej Unii Geograficznej zorganizowano w Seulu w dniach 15–16 VIII 2000 r., w ramach Międzynarodowego Kongresu Geograficznego. 29 Międzynarodowy Kongres Geograficzny odbywał się w Seulu w dniach 14–18 VIII 2000, pod hasłem „Żyjąc w różnorodności” (Living with Diversity).

Temat symposium „Ludność, Etniczność i Środowisko” (Population, Ethnicity and the Environment) był wpisany w ogólne ramy prac Komisji i nawiązywał do programu Kongresu.

Program konferencji (T.17-s\*) mieścił się w tzw. sesjach roboczych Kongresu (*technical sessions*). Ta formuła organizacyjna jest stosowana coraz częściej na międzynarodowych kongresach geograficznych i konferencjach regionalnych, bowiem pozwala na szersze uczestnictwo zwłaszcza młodych geografów pochodzących z danego regionu/kontynentu.

Funkcję lokalnego organizatora pełniła z wielkim zaangażowaniem i precyzją Prof. Lee Hee-Yeon z Uniwersytetu Konkuk w Seulu.

Program obrad obejmował cztery sesje tematyczne, w których wzięło udział około 100 osób z różnych krajów świata, przy czym większość uczestników pochodziła z kontynentu azjatyckiego. W czasie symposium wygłoszono 22 referaty.

W pierwszym dniu obrad odbyły się trzy sesje ściśle związane z tematyką symposium.

Sesja pierwsza pt. „Przejęcie demograficzne a wzrost ludnościowy” (Demographic transition and population change), pod przewodnictwem A. Potrykowskiej (przewodniczącej Komisji), była poświęcona kluczowym kwestiom ludnościowym, ze szczególnym uwzględnieniem różnych krajów kontynentu afrykańskiego i azjatyckiego.

Referat wprowadzający M.S. Gilla (Uniwersytet Punjabi, Patiala, Indie) był poświęcony praktykom „selektywnej” polityki zbierania i sporządzania danych ludnościowych w Indiach.

Następny referat, Ali Toumi (Uniwersytet w Tunisie) dotyczył regionalnych różnicowań i faz przejścia demograficznego w Tunezji. Z kolei A. Drysdale (Uniwersytet New Hampshire, USA) przedstawił rezultaty redukcji wysokiej płodności w wyniku ograniczania urodzeń na przykładzie doświadczeń w Omanie (jedna z najwyższych na Środkowym Wschodzie stopa urodzeń – 44‰ i współczynnik dzietności na poziomie 7,1). Wprowadzenie w 1993 r. i realizacja narodowego planu ograniczania urodzeń (głównie z powodu popularyzacji antykoncepcji) przyczyniły się m.in. do poprawy zdrowia matki i dziecka i redukcji śmiertelności niemowląt. Kolejny referat, N.L. Ngcongco (King's College, Wlk. Brytania), dotyczył trudności w zawieraniu małżeństw przez pracujących mężczyzn na obszarach wiejskich i w miastach Botswany. Ostatnie wystąpienie Chang Chun-chia (Uniwersytet Tajwański) traktowało o przestrzennym zróżnicowaniu procesu starzenia się ludności w Taipei na Tajwanie.

Sesja druga, pod przewodnictwem Prof. Lee Hee-Yeon z Uniwersytetu Konkuk w Seulu, była poświęcona zagadnieniom etnicznym i środowiskowym (Ethnicity and

the Environment). Przedstawiono trzy referaty na temat struktur etnicznych i relacji ze środowiskiem naturalnym w Afryce oraz jeden dotyczący Tajwanu.

W pierwszym referacie, J. Bahra (Uniwersytet Kiloński, Niemcy), przedstawiono wyniki szczegółowych badań na temat nowych form „gett” w Johannesburgu (tzw. *apartheid-city*), po zniesieniu apartheidu w Południowej Afryce. Autor zweryfikował hipotezy o nowych kierunkach działalności neo-apartheidowskich. Referat M. Ramutsindeli (Uniwersytet North, Płd. Afryka) był poświęcony zmianom narodowej polityki ludnościowej w odniesieniu do najważniejszych kwestii demograficznych i etnicznych (kolory tęczy), w okresie transformacji, po zniesieniu apartheidu w Południowej Afryce. Z kolei J. Oucho (Uniwersytet w Botswanie) przedstawił współzależności: struktury etnicznej i środowiska w wielkich miastach afrykańskich. Ya-Hsuan Shih z Uniwersytetu Tajwańskiego, w referacie o treści historycznej, analizował stosunki etniczne na Tajwanie między ludnością Han a aborygenami w okresie panowania dynastii Ching, 1684–1895.

Sesja trzecia, pod przewodnictwem wiceprzewodniczącego Komisji – Prof. J. Bahra, Rektora Uniwersytetu Kilońskiego, dotyczyła relacji między ludnością a środowiskiem naturalnym (*Population and the Environment*).

Na wstępie, S. Nangia (Uniwersytet J.Nehru, New Delhi, Indie), w nowatorskim metodologicznie referacie przedstawiła kwestie etyczne w odniesieniu do środowiska naturalnego w Indiach. Autorka analizowała filozoficzne sekwencje zmian w podejściu etycznym do środowiska w różnych okresach historycznych (prehistorycznym, starożytnym, średniowiecznym, kolonialnym i po uzyskaniu niepodległości) subkontynentu indyjskiego. W. Fricke (Uniwersytet w Heidelbergu, Niemcy) omówił wyniki szczegółowych wielodyscyplinarnych badań dotyczących aspektów środowiskowych zróżnicowanego przyrostu ludności w strefie sawanny w północno-wschodniej Nigerii, w okresie 1952–1991, pod wpływem suszy. A.M. Liberali i O. Horacio Gejo (Uniwersytety w Buenos Aires i Lujan, Argentyna) przedstawili proces urbanizacji i powodzie w Argentynie na przykładzie miasta Resistencia. M. Więckowski (IGiPZ PAN, Warszawa) w interesującym referacie omówił współzależności typu: środowisko, ludność i rozwój polsko-słowackiej współpracy przygranicznej.

W drugim dniu sympozjum (16 VIII 2000), czwarta sesja poświęcona zagadnieniom migracji i środowiska (*Migration and the Environment*) była zorganizowana pod przewodnictwem Profesora R.Bedforda z Uniwersytetu w Waikato (Nowa Zelandia). Sesja składała się z dwu części. W pierwszej części obrad dotyczącej migracji w Europie i Azji, przedstawiono sześć referatów.

Na wstępie, A. Potrykowska (IGiPZ PAN, Warszawa) omówiła nowe tendencje migracji w Polsce. Następnie R. Bedford przedstawił niezwykle ciekawy i metodologicznie nowatorski referat na temat zmian w środowisku lokalnym i warunkach życia (w dzielnicach, domach, ogrodach) w wielokulturowych społecznościach, w wyniku migracji międzynarodowych, na Samoa i w Nowej Zelandii. Z kolei, B. Kar (Uniwersytet Gauhati, Indie) omówił problemy imigracji i ich konsekwencji społeczno-gospodarczych w regionie Tripura w Indiach. Referat Lan-hung Chianga (Uniwersytet Tajwański) dotyczył problemów zatrudnienia tajwańskich imigrantów w Australii. John Connell (Uniwersytet w Sydney, Australia) przedstawił migracje lekarzy w Południowym Pacyfiku i ich wpływ na rozwój społeczny, kulturalny i ludnościowy. Ostatni referat

Chung-Myun Lee (Uniwersytet w Utah, USA) był poświęcony migracjom ludności koreańskiej w Regionie Północno-Wschodnim Korei (Mandżurii).

W drugiej części sesji, zatytułowanej „Migration and the Environment: Migration in India and the West Indies” przedstawiono trzy referaty na temat relacji migracji i środowiska w Indiach i Indiach Zachodnich. Referat M. Levera (Uniwersytet w Manchester, Wlk. Brytania) dotyczył znaczenia dialogu i relacji między ludnością ewakuowaną z części wyspy dotkniętej erupcją Soufriere Hills Volcano (lipiec 1995) a planem zrównoważonego rozwoju Montserrat 1998–2002, w Indiach Zachodnich. Z kolei V.S. Negl (Uniwersytet J.Nehru, New Delhi, Indie) zilustrował wpływ odpływu migracyjnego na rozwój i środowisko na przykładzie Garhwal w Himalajach, w Indiach). Jako ostatni A. Saikia (Uniwersytet Gauhati, Indie) omówił szczegółowo migracje powodujące boom ludnościowy w północno-wschodnich Indiach na pograniczu z Bangladeszem.

W dniu 17 VIII 2000 r. odbyła się sesja terenowa w największym porcie i mieście przemysłowym Inchon, podczas której uczestnicy zapoznali się ze strukturą etniczną ludności starej dzielnicy portowej, jak również strategią budowy nowego międzynarodowego (transkontynentalnego) portu lotniczego Inchon.

Problematyka sympozjum i dyskusje podejmowane podczas kolejnych sesji pozwoliły na wymianę poglądów i opinii między naukowcami z różnych części świata, zwłaszcza kontynentu azjatyckiego oraz zaawansowały prace Komisji.

*Alina Potrykowska*  
IGiPZ PAN, Warszawa

## Informacje dla Autorów

Przegląd Geograficzny publikuje oryginalne prace teoretyczne, metodologiczne i empiryczne (nie będące typowymi przyczynkami) z zakresu szeroko pojmowanej problematyki geograficznej i przestrzennego zagospodarowania kraju. Zapraszamy Autorów do współpracy z naszym kwartalnikiem przez nadsyłanie wartościowych artykułów i notatek, materiałów dyskusyjnych, recenzji (w tym oprogramowania geograficznego) oraz sprawozdań. Przestrzeganie poniższych zaleceń formalnych usprawni prace redakcyjne i przyczyni się do szybszej publikacji nadsyłanych materiałów.

**Uwagi ogólne.** Prosimy o przesyłanie tekstu w postaci wydruku komputerowego, w trzech egzemplarzach, oraz kserokopii ilustracji, również w trzech egzemplarzach. Tekst powinien być napisany zwięźle, ale jasno, w dowolnej wersji edytora MS World for Windows i mieć następującą objętość: artykuł – 4000–6000 słów, wyjątkowo – jeśli temat tego wymaga – nieco dłuższy; notatka i materiał dyskusyjny – do 4000 słów; recenzja i sprawozdanie – 800–1200 słów. Powyższe objętości obejmują również piśmiennictwo, przypisy, streszczenie angielskie i tabele. Tekst powinien być wydrukowany jednostronnie z podwójną interlinią i szerokimi (4 cm) marginesami. Autorzy–obcokrajowcy proszeni są o nadsyłanie zweryfikowanych tekstów w języku angielskim, gdyż w tym języku będą publikowane ich prace.

**Strona tytułowa.** Na pierwszej stronie prosimy w kolejności umieścić: tytuł pracy w języku polskim, tytuł w języku angielskim, imię i nazwisko Autora (-ów), afiliację, adres(y), e-mail(e), zarys treści (nie dłuższy niż 150 słów), słowa kluczowe. Nie więcej niż 6 słów kluczowych, podanych w osobnym wierszu, powinno dotyczyć: jedno – tematu, jedno – obszaru, jedno – metody badawczej, oraz trzy inne. Dane autora(-ów) nie powinny pojawić się w innym miejscu pracy, gdyż jest ona anonimowo przesyłana do co najmniej dwóch recenzentów.

**Tekst** nie powinien zawierać wyróżnień i podkreśleń. Śródtytuły, ograniczone do pierwszego i drugiego rzędu, można zaznaczyć ołówkiem na marginesie. Prosimy o ograniczenie liczby i objętości przypisów do niezbędnego minimum. Przypisy, numerowane kolejno, należy umieścić na osobnej kartce. Ilustracji i tabel nie należy wklejać do tekstu, lecz drukować je na oddzielnych stronach. W tekście można zaznaczyć proponowane miejsce ich zamieszczenia. W tekście opracowania, przy powołaniu się na piśmiennictwo, należy podawać nazwisko autora oraz rok publikacji, np. (Nowak, 1999; Kowalski, 2000) lub według A. Nowaka (1999), a przy cytowaniu również numer strony, np. według A. Nowaka (1999, s. 5). W powołaniach na więcej prac tego samego autora, które ukazały się w tym samym roku podaje się: (Bunge, 1987a, b). W przypadku wspólnej publikacji dwóch autorów podaje się: (Marshall i Wood, 1995), a trzech i więcej autorów: (Ford i inni, 1996). W wykazie piśmiennictwa, jednakże, należy podać wszystkich autorów. Konieczna jest pełna zgodność między nazwiskami i rokiem publikacji w tekście i w wykazie piśmiennictwa.

**Piśmiennictwo**, ograniczone do literatury cytowanej, w porządku alfabetycznym, zamieszczone na osobnych kartkach, należy opracować bez skrótów, według poniższego wzoru:

• **artykuły w czasopismach:**

Grobelska H., 1999. *Plejstocen Białorusi*, Przegląd Geograficzny, 71, 4, s. 447–469.

• **rozdziały w pracach zbiorowych:**

Lowe M., Wrigley N., 1996. *Towards the new retail geography*, (w:) N. Wrigley, M. Lowe (red.), *Retailing, Consumption and Capital: Towards the New Retail Geography*, Longman, Burnt Mill, Harlow, s. 3–30.

• **serie wydawnicze:**

Kielczewska-Zaleska M., 1956. *O powstawaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego*, Prace Geograficzne IG PAN, 5, PWN, Warszawa.

• **książki, monografie:**

Ebdon D., 1995. *Statistics in Geography*, Blackwell, Oxford, 2 wyd.

• *prace niepublikowane:*

Szawlowska H., 1990, *Przemiany własnościowe w handlu*, Instytut Rynku Wewnętrznego i Konsumpcji, Warszawa, maszynopis powielony.

W przypadkach wątpliwych (np. Occasional Papers) prosimy podawać wszystkie dane bibliograficzne.

Tabele powinny być opracowane podobnie jak w bieżących zeszytach kwartalnika, najlepiej w programach MS Word lub Excel. Każda tabela powinna zawierać zwięzły tytuł (u góry), kolejny numer i źródło danych (u dołu). Prosimy nie stosować edycji ramek, cieniowania wierszy i kolumn, itp. Każda tabela powinna być wydrukowana na osobnej stronie i zapisana na dyskietce w łatwym do odczytania formacie.

Ilustracje. Fotografie powinny być wykonane na odpowiednim poziomie technicznym. Wykresy, diagramy i mapy, opisane jako ryciny, powinny mieć jednolitą numerację (numery rycin zaznaczone ołówkiem na odwrocie); tytułów nie należy umieszczać na rycinach. Objaśnienia fotografii i rycin, w języku polskim i angielskim, powinny być umieszczone na osobnych kartkach. Wraz z artykułem lub notatką Autor dostarcza trzy egzemplarze kopii ilustracji, a gotowe do reprodukcji oryginały – dopiero po przyjęciu pracy do druku. Przy planowaniu wielkości rycin należy uwzględnić format kwartalnika (B5) i zmniejszenie ich podczas reprodukcji do podstawy 126 mm. Większe ryciny (na wklejkach) będą zamieszczane tylko w wyjątkowych przypadkach. Po wykorzystaniu ilustracje zostaną zwrócone Autorowi tylko na specjalne życzenie.

- Jeśli ryciny opracowane są komputerowo, linie nie powinny być cieńsze niż 0,3 punktu, a symbole i opisy czytelne nawet po zmniejszeniu. Preferowane programy to CorelDRAW!, Adobe Illustrator, Photoshop; wykresy mogą być opracowane w MS Excel, a czarno-białe również w MS Word. Ryciny opracowane w innych programach powinny być zapisane w formacie EPS lub TIFF (o rozdzielczości nie mniejszej niż 600 dpi). Prosimy o upewnienie się, czy konwersja nie spowodowała pogorszenia jakości rycin.
- Jeśli ryciny opracowane są ręcznie, powinny być w postaci bardzo czytelnego czystorysu, nadającego się do łatwego skanowania. Po zmniejszeniu, grubość linii powinna mieć nie mniej niż 0,2 mm.

**Streszczenie** – Na osobnej kartce Autor powinien dostarczyć streszczenie w języku angielskim, o ile to możliwe, zweryfikowane przez *native-speakera*. Objętość streszczenia: poniżej 600 słów. Również osobno prosimy dołączyć angielską wersję zarysu treści i słów kluczowych.

**Akceptacja materiału, zapis elektroniczny.** Po uzyskaniu pozytywnych recenzji i wprowadzeniu ewentualnych poprawek do artykułu lub notatki, Autor dostarcza ostateczną wersję materiału wraz z dyskietką i oryginałami rycin. W przypadku materiałów dyskusyjnych, recenzji i sprawozdań Autor dostarcza dyskietkę równocześnie z tekstem w postaci wydruku komputerowego. W każdym przypadku, wersja drukowana musi być identyczna z zapisem na dyskietce lub na CD-ROM.

**Korekta** ogranicza się tylko do poprawienia błędów drukarskich. Wszelkie zmiany tekstu są kosztowne i dlatego prosimy Autorów o dostarczanie wyłącznie dopracowanych tekstów. Korekta powinna być wykonana i zwrócona do Redakcji niezwłocznie. Jeśli korekta nie zostanie zwrócona w ciągu 8 dni, wówczas wykona ją Redakcja.

**Pozostałe uwagi.** Redakcja zastrzega sobie prawo skracania i adiustacji stylistycznej tekstów. W korespondencji z Redakcją prosimy o korzystanie z poczty elektronicznej (e-mail: l.kwiat@twarda.pan.pl). Po wydrukowaniu, Autor otrzymuje bezpłatnie 25 nadtęczy artykułu i notatki, a po kilka egzemplarzy pozostałych materiałów.



# Przegląd Geograficzny

Kwartalnik

## WARUNKI PRENUMERATY W WYDAWNICTWIE NAUKOWYM PWN SA

Roczna prenumerata „Przeglądu Geograficznego” może być rozpoczęta w dowolnym momencie.

Warunkiem otrzymania czasopisma jest przedpłata i przesłanie odcinka potwierdzającego dokonanie wpłaty na konto Wydawnictwa Naukowego PWN SA nr konta BRE S.A. O/W-wa 11401010-00-243640-PLNCURR18-61, lub zamówienie. Zamówienie musi zawierać dokładne dane (w przypadku instytucji również nazwisko osoby, z którą można się kontaktować), adres zamawiającego, nr NIP i numer zeszytu, od którego chcecie Państwo rozpocząć prenumeratę.

Z pierwszym zamówionym numerem otrzymają Państwo rachunek, który

- w przypadku przedpłaty będzie potwierdzał dokonanie wpłaty
- w przypadku zamówienia należy opłacić na pocztę lub w banku.

Oплата za roczną prenumeratę w 2001 r. wynosi 80 zł.

### Zamówienia można składać:

Listownie: Wydawnictwo Naukowe PWN SA

ul. Miodowa 10

00-251 Warszawa

z dopiskiem: „publikacje zlecone”

Telefonicznie: 022 69 54 047, 69 54 274

Faxem: 022 69 54 270

W Wydawnictwie Naukowym PWN SA można zamówić również pojedyncze egzemplarze. Wydawnictwo nie prowadzi sprzedaży egzemplarzy archiwalnych.

Prenumeratę krajową oraz zagraniczną przyjmują jednostki kolportażowe RUCH S.A. w miejscu zamieszkania prenumeratora. Osoby mieszkające w miejscowościach, w których nie ma jednostek RUCH S.A. powinny wpłacić odpowiednią kwotę na konto:

PBK SA XIII Oddział Warszawa Nr 11101053-16551-2700-1-67

Informacji udziela RUCH S.A.

Oddział Krajowej Dystrybucji Prasy

Tel. (48) (22) 53 28 816, 819, 820

Fax (48) (22) 53 28 732

Prenumerata realizowana przez Poczტę Polską SA prowadzona jest na terenie całego kraju. Przedpłaty przyjmowane są we wszystkich urzędach pocztowych.



PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY – tom 73, zeszyt 3, 2001

