

INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

# PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK

Tom XXXIX, zeszyt 3

PAŃSTWOWE  
WYDAWNICTWO NAUKOWE  
WARSZAWA 1967



INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

# PRZEGŁĄD GEOGRAFICZNY

ПОЛЬСКИЙ ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР  
POLISH GEOGRAPHICAL REVIEW  
REVUE POLONAISE DE GEOGRAPHIE

KWARTALNIK  
Tom XXXIX, zeszyt 3

PANSTWOWE  
WYDAWNICTWO NAUKOWE  
WARSZAWA 1967

## KOMITET REDAKCYJNY

*Redaktor naczelny* Stanisław Leszczycki, *zastępca redaktora naczelnego* Antoni Kukliński, *redaktorzy działów*: Jerzy Kondracki, Jerzy Kostrowicki, *sekretarz redakcji* Barbara Kozłowska

## RADA WYDAWNICZA (REDAKCYJNA)

Kazimierz Dziewoński, Rajmund Galon, Łucja Górecka (*sekretarz Rady*), Jerzy Grzeszczak, Maria Kielczewska-Zaleska (*przewodnicząca Rady*), Mieczysław Klimaszewski, Jadwiga Kobendzina, Jerzy Kostrowicki, Stanisław Leszczycki

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN  
Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE, WARSZAWA, UL. MIODOWA 10

Nakład 2130 (1971 + 159)	Oddano do składania 10.V.1967 r.
Ark. wyd. 17,75, ark. druk. 12,75 + 2 wkl.	Podpisano do druku we wrześniu 1967 r.
Papier druk. ilustr. kl. V 70 g	Druk ukończono we wrześniu 1967 r.
Cena zł 25.—	Zam. 1684. T-41.

Lubelskie Zakłady Graficzne im. PKWN — Lublin, ul. Unicka 4.



LESZEK STARKEL

## Rola holocenijskich zmian klimatu w kształtowaniu rzeźby Europy\*)

*The role of the post-glacial climatic changes in the moulding of European relief*

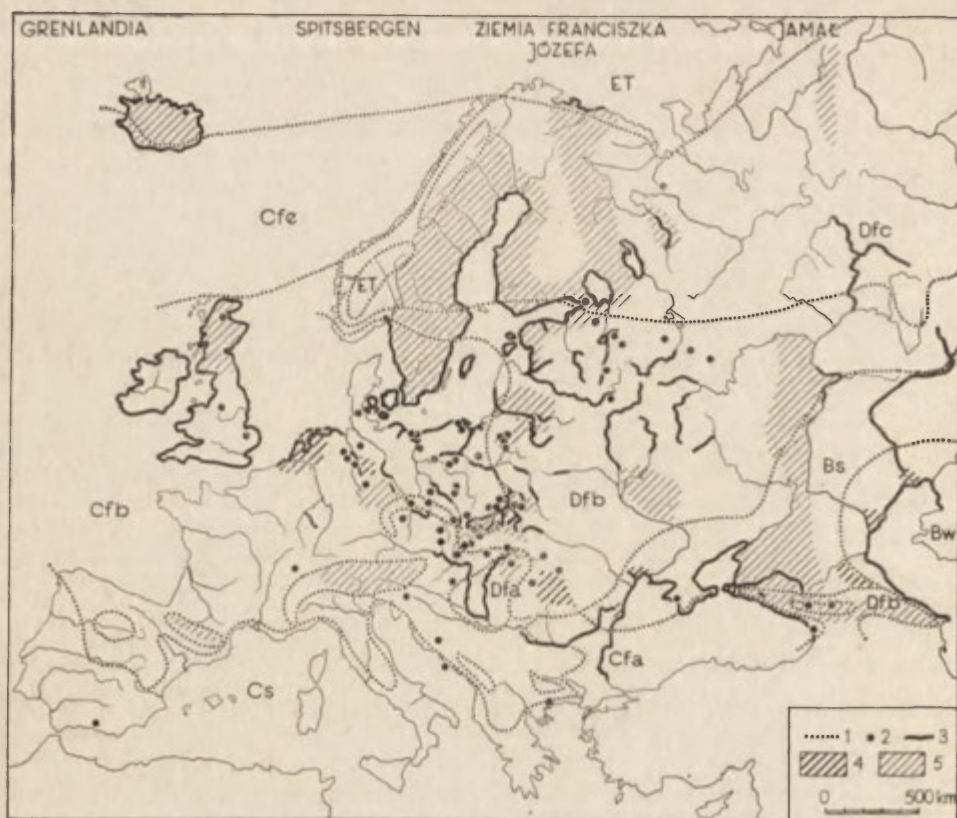
**Zarys treści.** Na podstawie literatury autor przedstawia stan znajomości ewolucji rzeźby Europy w holocenie w nawiązaniu do zmian klimatu. W oparciu o dane geomorfologiczne stara się też scharakteryzować klimat poszczególnych okresów holocenu. Wskazuje na potrzebę ukierunkowania i koncentracji studiów w pewnych regionach.

Rzeźba Europy na początku holocenu była rzeźbą odziedziczoną po ostatniej epoce lodowej, która wycisnęła swoje piętno na krajobrazie zarówno strefy glacialnej, jak też rozległych stref peryglacialnej i ekstraglacialnej. W holocenie podlegają degradacji przede wszystkim pokrywy z poprzedniego okresu: morenowe, glacifluwialne, aluwialne, deluwialne, soliflukcyjne, lessowe i inne.

Skala zjawisk i przestrzenny zasięg strefy glacialnej i peryglacialnej w holocenie były niewielkie w Europie. Zajęcie ponad 90% ładu przez strefy leśne ograniczyło natężenie procesów denudacyjnych obejmujących duże powierzchnie. Stąd zrodziła się teza o martwych krajobrazach (9). Z tym wiąże się też bardzo niewielkie do niedawna zainteresowanie geomorfologów okresem holocenu. Zjawiska katastrofalne (powodzie, sztormy), potrzeby gospodarcze (opanowanie współczesnych procesów) i studia innych specjalistów — spowodowały w ostatnich latach wzrost zainteresowania morfogenezą okresu holocenu. Prac problemowych jest jednak dotychczas niewiele. Datowanie form i osadów opiera się na analizie szczątków roślinnych i zwierzęcych. Kontrasty w natężeniu procesów rosną ze wzrostem kontynentalizmu klimatu ku wschodowi — dlatego też z regionów Europy środkowej i wschodniej pochodzą najliczniejsze interesujące stanowiska. Niestety brak tu dotychczas lub niewiele jest datowań wieku bezwzględnego C<sup>14</sup>. Uderza brak studiów z Europy południowej.

Niniejszy artykuł autor oparł na dostępnych pracach nie tylko geomorfologicznych, lecz również paleobotanicznych, paleozoologicznych, oceanologicznych, hydrologicznych, paleopedologicznych i innych, zawierających dane świadczące o zróżnicowanej ewolucji rzeźby Europy w holocenie (ryc. 1).

\* Autor dziękuje serdecznie prof. drowi M. Klimaszewskiemu, prof. drowi A. Srodoniowi oraz licznyim Koleżankom i Kolegom za dyskusję i pomoc w ustawieniu zagadnienia. Wdzięczny jest również p. dr J. Stasiakowej i pp. doc. drowi S. Kozarskiemu, doc. drowi Z. Prusinkiewiczowi, drowi B. Rosie, drowi K. Więckowskiemu i wielu innym za udostępnienie opracowań będących w druku.



Ryc. 1. Mapa obszarów uwzględnionych w opracowaniu  
(na tle stref klimatycznych Köppena)

- 1 — granice stref klimatycznych, 2 — stanowiska szczegółowo opracowane, 3 — strefy wybrzeży i odcinki dolin zbadane szczegółowiej, 4 — większe obszary szczegółowiej zbadane, 5 — inne obszary uwzględnione w opracowaniu

Map of areas taking into consideration (on the background of climatic zones after Köppen)

- 1 — limits of climatic zones after Köppen, 2 — points (exposures) details elaborated, 3 — coastal zones and valley sectors more details elaborated, 4 — greater areas more details elaborated, 5 — others investigated areas taking into consideration

### Współczesne zróżnicowanie klimatu i procesów morfogenetycznych na terenie Europy

Spojrzenie na mapę dziedzin klimatycznych Europy (ryc 1) pozwala zorientować się w zmienności strefowej w przekroju N—S, w wygasaniu wpływów oceanicznych ku wschodowi i w piętrowości klimatycznej obszarów górskich. Z dziedzinami tymi wiążą się strefy i piętra roślinne, do nich nawiązują dziedziny morfogenetyczne, charakteryzowane, przez Búdela (10), Tricarta (101), Gornunga i Timofiejewa (29). Zestawienia Corbela (12) i Szamowa (93) wskazują, że natężenie procesów mierzone transportem zawiesiny w rzekach jest 5—



10-krotnie większe w obszarach stepowych i górskich niż w strefie lasów (60).

W strefach leśnych klimatu umiarkowanego jedynym powszechnym procesem jest wietrzenie chemiczne i odprowadzanie rozpuszczonych soli (12, 29, 101). W strefie tundry i ponad górną granicą lasu do głosu dochodzą procesy mrozowe, grawitacyjne, a wyżej niwalne i glacialne. W strefie stepu i półpustyni większą rolę gra erozja wód okresowych i działalność wiatru.

Natężenie współczesnych procesów nie jest uwarunkowane tylko klimatem. Świadczy o tym fakt, że często większa jest skala zróżnicowania typu i natężenia procesów w obrębie jednej dziedziny niż różnice w średnich wartościach między różnymi dziedzinami (12, 29). Dużą rolę odgrywa reżim rzek, odporność i litologia podłoża (najintensywniejsze procesy erozyjne i grawitacyjne na lessach, fliszu; kras na wapieniach i gipsach). Również rzeźba górską i ruchy podnoszące powodują wzrost natężenia procesów (erozja wgłębna zaburza równowagę stoków). Odwrotnie, obszary obniżania i transgresji mórz — są strefami akumulacji. Zniszczenie przeważającej części zbiorowisk naturalnych przez człowieka (strefa lasów i stepów) zaburzyło obieg wody i spowodowało wzrost splukiwania, erozji liniowej, ruchów masowych i uruchomienie wydmy (wg Gerlach a [27] degradacja w Karpatach fliszowych wynosi w obszarze leśnym około  $0,03 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$  wobec  $0,4 \text{ m}^3/\text{km}^2$  na łąkach i  $2500 \text{ m}^3/\text{km}^2$  na polach ornych).

Największy procent powierzchni Europy zajmują nizinne strefy leśne — las dobrze konserwuje starszą rzeźbę. Dlatego duża aktywność współczesnych procesów morfogenetycznych na terytorium Europy ogranicza się do pewnych regionów. Są to: 1) obszary nie pokryte zwartą roślinnością (część tundry, step i półpustynia, góry ponad granicą lasu), 2) strefy wybrzeży mórz i jezior, 3) strefy den dolin (w zasięgu oddziaływania wód powodziowych), 4) obszary górskie (o dużych spadkach i wysokich opadach), 5) obszary zbudowane ze skał szczególnie podatnych na niszczenie (ryc. 2).

### Czynniki kształtujące rzeźbę Europy w holocenie

Rzeźba Europy w holocenie jest kształtowana pod bezpośrednim wpływem zmieniających się czynników klimatycznych, pod wpływem czynników uwarunkowanych pośrednio klimatem oraz czynników niezależnych od klimatu. Dlatego przy analizie form i osadów holocenijskich należy uwzględnić wszystkie trzy grupy czynników.

Bezpośredni wpływ klimatu i jego zmian zaznacza się szczególnie przez zmiany w krążeniu wody i zmiany w szacie roślinnej. Prowadzą one do zmiany typu procesu (np. w czasie wzrostu wilgotności w okresie atlantyckim i subatlantyckim wkroczenie lasu na wydmy i tworzenie na nich gleb bielicowych — 6, 54, 76, 83, 100) lub częściej do zmiany natężenia (np. osłabienie lub zanik tworzenia się trawertynów w okresach suchszych i chłodniejszych, 51), wzrost częstotliwości tworzenia się osuwisk w fazach wilgotnych, 20, 63). Często zmiana ilości wody w rzece prowadzi do zmiany tendencji rozwoju dna doliny (erozja wgłębna na przedpolu gór w okresach suchszych, akumulacja — w wilgotniejszych), a wahania poziomu wody jezior oddziałują na całą zlewnię (105).



Ryc. 2. Strefy szczególnie aktywnych procesów i obszary, na których należało by skoncentrować badania

1 — strefa wahań polarnej granicy lasu (linią ciągłą — granica współczesna), 2 — strefa wahań granicy lasu i stepu, 3 — strefa wahań granicy stepu i półpustyni, 4 — strefy wahań górnej granicy lasu i granicy wiecznego śniegu (obszary górskie), 5 — obszary górskie o znacznej energii reliefu, 6 — obszary intensywnie podniesione: a — przez ruchy tektoniczne, b — przez ruchy glaci-izostaticzne, 7 — obszary wynurzone z morza, 8 — obszary tektonicznego obniżania, 9 — strefy wybrzeży: a — podnoszone, b — obniżane, 10 — obszar recesji lądolodu w holocenie, 11 — obszary intensywnie kształtowane przez niektóre procesy: a — regiony lessowe, b — regiony krasowe, 12 — obszary wytopisk

Areas on which should be concentrated the detailed research and zones of especially active processes

1 — zone of polar treeline oscillations (the full line — the recent limit), 2 — zone of the forest and steppe borderland, 3 — zone of the steppe and semi-desert borderland, 4 — zone of upper treeline and snow-line oscillations (highland regions), 5 — mountain areas showing outstanding energy of relief, 6 — intensely uplifted areas: a — by tectonic movements, b — by glaci-izostatic movements, 7 — emerged areas (from sea), 8 — areas of tectonic subsidence, 9 — coastal zones: a — uplifted, b — subsided, 10 — areas of Holocene inland ice recession, 11 — areas intensively moulding by several processes: a — loess regions, b — karst regions, 12 — zone of dead ice hollows



Pośredni wpływ klimatu jest widoczny w eustatycznych wahaniach poziomu mórz związanych z topnieniem mas lodowych (tworzenie form wybrzeży i oddziaływanie na dolne biegi rzek). Stopnienie to wywołane ociepleniem spowodowało też ruchy glaci-izostatyczne, które w konsekwencji doprowadziły do tworzenia teras abrazyjnych i rozczłonkowania dolinami obszarów podnoszonych (do 285 m w Szwecji, (65, 19). W okresach suchszych (subborealny) człowiek wkroczył na obszary wydymowe — wylesienie spowodowało uruchomienie wydym (44, 54).

Równocześnie w holocenie działają czynniki inne, zupełnie niezależne od klimatu. Do nich należą ruchy tektoniczne warunkujące kierunek przemiany rzeźby (degradację lub akumulację), szczególnie aktywne w strefie alpejskich gór fałdowych i na Nizinie Wschodnioeuropejskiej (60, 61, 87). Elementem niezależnym częściowo od zmian klimatu jest dążenie rzek do uzyskania profilu równowagi. Natężenie i typ procesów warunkuje często litologia podłoża (osuwiska na flisz, wawozy w obszarach lessowych, krasowe formy na wapieniach) i działalność gospodarcza człowieka. Ta grupa czynników utrudnia odczytywanie wpływu klimatu.

### Metody analizy zmian procesów morfogenetycznych w holocenie

Analiza form i budujących je osadów polega na rejestracji form na mapie (kartowanie) i wyciąganiu wniosków na podstawie stosunku wzajemnego badanych form i stosunku ich do osadów, z których są one zbudowane. W ewolucji rzeźby wszystkich niemal stref i pięter klimatycznych zaznaczają się wyraźne zmiany. Zebrane materiały (tab. 1) wykazują, że przebieg modelowania rzeźby Europy w holocenie, szczególnie w regionach o stwierdzonej większej aktywności procesów, wyraźnie nawiązywał do zmian klimatu, które zostały już poznane przy użyciu zespołu różnorodnych metod.

Zmiany te rysują się zarówno przy analizie form i osadów w poszczególnych profilach (np. w przekroju poprzecznym rzeki), jak też przy rozpatrywaniu zmian w profilu podłużnym dolin, w przekroju pionowym pięter klimatycznych gór czy wreszcie w przekroju południkowym przez różne dziedziny klimatyczne.

a) Analiza zmian na jednym stanowisku pozwala na stwierdzenie następstwa różnych procesów lub trwania jednego procesu, ale o zmiennym natężeniu. Zilustruję to przykładami.

W dolinach krasowych Czechosłowacji i południowej Polski leżą pokrywy trawertynów, których maksimum tworzenia przypada na okres atlantycki (klimat wilgotniejszy i cieplejszy, 35, 48, 50, 51, 53). W okresie subborealnym pokrywy te były rozcinane. W okresie subatlantyckim spoczęły na nich kilkumetrowe pokrywy gruzowe (49, 70, 71), wskazujące na intensywnie wietrzenie mechaniczne w klimacie chłodnym (z mroźnymi zimami). Badania lejków krasowych koło Staszowa na południe od Gór Świętokrzyskich (95) wykazały, że tworzenie nowych i pogłębianie starszych form w zakrytym krasie gipsowym następowało w 3 fazach: na początku holocenu (tworzenie się nowych zbiorników wód gruntowych), w optimum klimatycznym (młodsza część okresu atlantyckiego) i w starszej części okresu subatlantyckiego.



Formami powszechnymi w różnych częściach Europy są równiny erozyjne i akumulacyjne w dnach dolin. W przekrojach poprzecznych dolin zjawiskiem bardzo częstym jest występowanie 2—4 teraz holocen-skich erozyjnych lub akumulacyjnych (28, 55, 86, 104). Te drugie zbudowane są z serii aluwiiw włożonych w siebie, tworzących 2—3 oddzielne stopnie terasowe lub łącznie jedną równinę zalewową. Zjawiskiem powszechnym jest występowanie w aluviach 2 podstawowych facji: korytowej (gruboziarnistej) i powodziowej-terasowej (drobnoziarnistej). Badania aluwiiw i współczesnych procesów wykazały (94, 3), że akumulacja obu facji aluwiiw odbywa się równocześnie, z tym, że nie na jednym poziomie wysokościowym. Fazy akumulacji w korycie są przegradzane fazami erozji (pogłębiania koryta) — z okresów erozji pochodzą zwykle tylko aluvia facji powodziowej. Zmiany te są czytelne w rzekach większych, szczególnie o dużych wahanich stanów wody (u wylotu rzek z gór i wyżyn). Analiza zróżnicowania facjalnego pokryw aluwialnych pozwoliła na stwierdzenie faz intensywnego transportu rzecz-nego, które w większości rzek Europy przypadały na okres atlantycki i na starszą część okresu subatlantyckiego (tab. 1).

b) Analiza osadów i form w profilu podłużnym dużych rzek rzuca światło na przebieg procesów w poszczególnych odcinkach. Większe rzeki przecinają różne piętra, a nawet strefy klimatyczno-roślinne oraz różne jednostki strukturalne o określonych tendencjach neotektonicznych. Pozwala to na określenie i rozróżnienie wpływu, jaki na ewolucję form dolinnych wywarły w holocenie zmiany reżimu rzecz-nego uwarunkowane różnymi czynnikami (108).

Badania przeprowadzone w dolinach polskich Karpat i na ich przed-polu (dorzecze górnej Wisły) wykazały, że ewolucja poszczególnych odcinków była różna (22, 41, 98, 84, 86). W najstarszych odcinkach dolin górskich trwa w holocenie erozja wgłębna (w glacie odbywała się tu akumulacja). Niżej zaznaczają się wyraźnie, trudne do bliższego datowania, terasy erozyjne z nadkładem aluwiiw przeważnie w facji korytowej. Jeszcze niżej w obrębie Karpat występują 2 wyraźne terasy akumulacyjne (z rosnącym wzdłuż rzeki nadkładem mad), w korycie trwa akumulacja w facji korytowej. U brzegu Karpat stwierdziłem włożone w siebie 4 serie piasków i żwirów facji korytowej, z których 3 starsze reprezentują kolejno Alleröd, okres atlantycki i starszą część okresu subatlantyckiego. Odpowiadają im, jak również fazom erozji (okresów suchszych) — osady facji powodziowej, zalegające się z torfo-wiskami (ryc. 3). Wahania wysokości położenia koryt między fazami pogłębiania i zasypywania koryt sięgały 4—5 m. Obecnie trwa rozcinanie, powierzchnie stożków u brzegu gór nie są już zalewane. Natomiast u ujścia rzek karpaccich do Wisły (75, 86). (trwa sypanie i wkładanie młodszych stożków. Analiza pokryw w profilu podłużnym dopływów Wisły wykazuje, że w czasie holocenu zmieniła się siła transportowa rzeki. Wraz z tą zmianą przesunęły się w górę lub w dół odcinki o prze-wadze erozji, akumulacji w facji korytowej i powodziowej. W okresach wilgotniejszych odcinki erozji wgłębnej (i bocznej) były dłuższe, aku-mulacja korytowa wychodziła nawet na przedpole gór. W okresach suchszych następowało agradacyjne cofanie akumulacji korytowej w góry, a stożki były rozcinane (przy trwaniu okresowej akumulacji w facji powodziowej). Nie bez wpływu na kontrast przepływów w po-szczególnych fazach holocenu (większy od różnic opadowych) jest gubie-

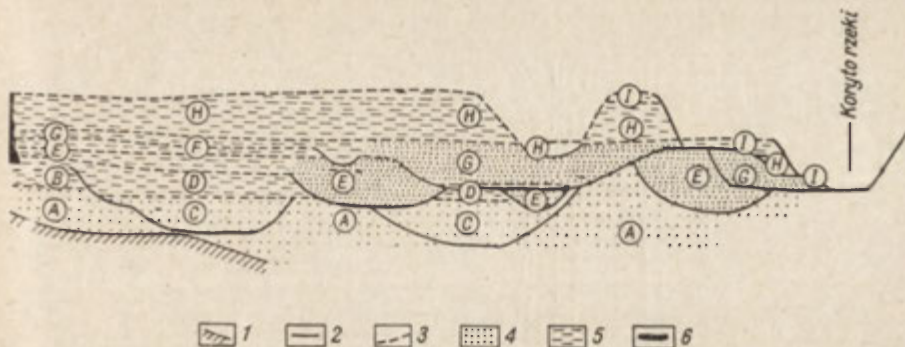


[illegible]

Objaśnienia: E — erozja, Ew — erozja wgłębna, Eb — erozja boczna, A — akumulacja, Ak — akumulacja w facji korytowej, Ap — akumulacja w facji powodziowej.

Ap – akumulacja w fałd  
<http://rcin.org.pl>





Ryc. 3. Schemat faz erozji i akumulacji zarejestrowanych w pokrywach budujących stożki na przedpolu Karpat (wg L. Starkla, 1960)

1 — starsze podłoże, 2 — powierzchnie erozyjne, 3 — akumulacyjne kontakty warstw, 4 — osady facji korytowej, 5 — osady facji powodziowej (terasowej), 6 — torfy; A-I — aluwia różnego wieku, A-B — osady z pełni glacialu, C — Allerod, D — Młodszy Dryas, okres preborealny i borealny, E — okres atlantycki, F — okres subborealny, G — starsza część okresu subatlantyckiego, H i I — młodsza część okresu subatlantyckiego

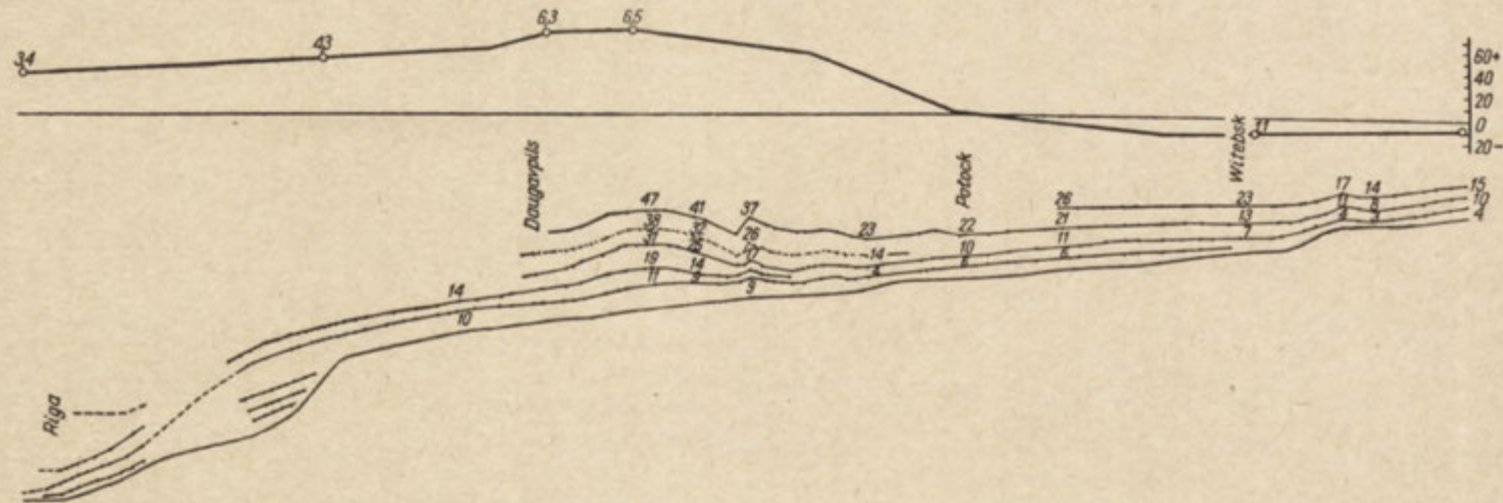
Diagram of phases of erosion and accumulation, as portrayed in covers building the cones on the Carpathian foreland (after Starkel, 1960)

1 — older substratum, 2 — erosive surfaces, 3 — accumulative compact planes of strata, 4 — deposits of river-bed facies, 5 — deposits of terrace (flood) facies, 6 — peat; A-I — alluvial beds of different age, A-B — pleniglacial (Younger Wurm), C — Allerod, D — Younger Dryas, Preboreal and Boreal periods, E — Atlantic period, F — Subboreal period, G — older Subatlantic period, H and I — younger Subatlantic period

nie znacznej części wód w aluwiach u wylotów rzek górskich na przedpolu.

Nakładanie się zmian klimatycznych, ruchów tektonicznych i wahań poziomu morza zostanie rozpatrzone na przykładzie doliny Zachodniej Dźwiny. Została ona w swym środkowym i dolnym biegu zbadana szczegółowo przez Mieszczeraikowa i Fiedorową (61, 62).

Profil Dźwiny jest niewyrównany, schodkowy (ryc. 4). Strefy o większym spadku typu przełomowego są odcinkami erozji wgłębnej, która wiąże się z ruchami podnoszącymi trwającymi nadal (rozmiary podnoszenia w późnym glacialu i holocenie łącznie do 55 m!). Odcinek najniższy ulega obecnie wginaniu — terasy tego odcinka, wiążące się z wahaniami poziomu Bałtyku, wygasają w strefie niższego progu o większym spadku. Powyżej odcinków intensywnych ruchów obserwujemy terasy erozyjno-akumulacyjne. W strefie największych podniesień natomiast występują wysokie terasy skalne. Terasa o wysokości 10—25 m posiada ciekawą warstwę aluwów z okresu borealnego, na terasie niższej, wysokości 14 m, leży w przełomie torf z pogranicza okresu subborealnego i subatlantyckiego. Mieszczeraikow tłumaczy erozyjny charakter teras ruchami podnoszącymi, ale nie tłumaczy powstania teras w ogóle. Ostatnio opublikowano ciekawe profile z dorzecza górnego biegu Dźwiny (z datowaniami  $C^{14}$  (ryc. 5), gdzie znajdują się 3 holocentryczne terasy akumulacyjne (13, 14). Pokrywy świadczą o fazach erozji wgłębnej w okresach prowadzenia mniejszej ilości wody (okres borealny, subborealny młodszy subatlantycki), natomiast wzmożona akumulacja odbywała się w okresach wilgotniejszych. Jeśli rytm zmian klimatu zaznaczył

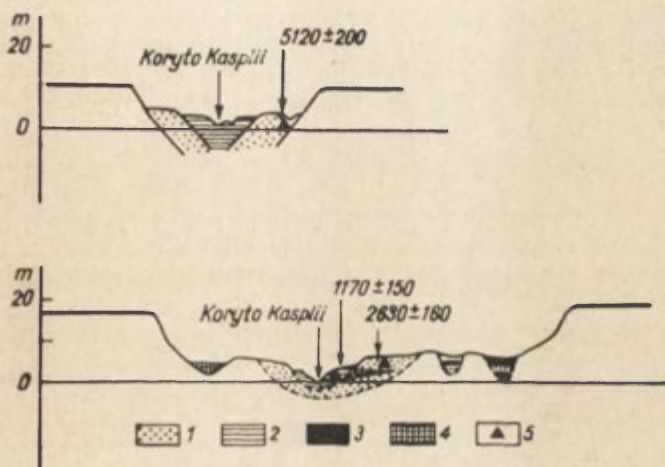


Ryc. 4. Profil podłużny Dźwiny Zachodniej (wg Mieszczeriakowa, 1958). Powyżej: współczesne ruchy tektoniczne (w mm na rok);  
poniżej: profile teras środkowego i dolnego biegu Dźwiny

Longitudinal profile of Western Dvina (after Mescheriakow, 1958). Above actual tectonic movements (in mm in year), below — the  
profile of middle and lower Dvina terraces



się w górnym biegu, to również — sędzę — geneza powstania teras w odcinku środkowym jest klimatyczna. Ale tutaj w strefie podnoszenia okresy suchsze zaznaczyły się meandrowaniem rzeki i erozją boczną (równiny teras z okresu borealnego i subborealnego), natomiast pogłębianie trwało w okresach wilgotniejszych. Profil podłużny zachodniej Dźwiny dobrze pokazuje zasięg wpływu ruchów tektonicznych (typ teras), eustatycznych wahań poziomu morza (tylko w odcinku najniższym — zgodnie z wynikami innych 79) i zmian klimatu. Te ostatnie do-



Ryc. 5. Terasy w dolinie Kasplii, dopływu górnej Dźwiny Zachodniej  
(wg Czebotariewej i in., 1965)

1 — piaski, 2 — mady, 3 — torf, 4 — gytia, 5 — miejsca ze szczątkami kopalnymi, datowane metodą radiowęglą

Terraces of Kasplia valley, upper Dvina basin (after Chebotareva and coll., 1965)

1 — sand, 2 — muds, 3 — peat, 4 — gyttia, 5 — points with fossil remnants dated by radiocarbon method

prowadziły do tworzenia teras na całej długości, ale teras o różnej budowie i genezie w różnych odcinkach. Zróżnicowanie kształtowania den dolinnych w skali Europy jest znacznie większe i wymaga dalszych badań (3).

W nieco podobny sposób analizujemy formy abrazyji i akumulacji morskiej w przekroju poprzecznym do linii wybrzeża. Na podnoszonych izostatycznie brzegach Bałtyku (czy też większych jezior) spotykamy kilka ułożonych piętrowo teras abrazyjnych, które świadczą o okresach transgresji (Ancylus, Litorina, 80). W wypadku wybrzeży obniżanych — osady morskie zalegają się z osadami delt i torfowisk (57, 74, 78), a nawet morze zalewa przekraczając coraz to młodsze platformy abrazyjne i mierzeje (wybrzeże południowego Bałtyku, Morza Czarnego, 40, 17, 109).

c) Analiza zmian procesów morfologicznych w profilu pionowym obszarów wysokogórskich polega na śledzeniu zespołów form typowych dla poszczególnych pięter klimatycznych i badań form i osadów kopalnych (lub zamarłych), które świadczą o przesuwaniu się poszczególnych pięter morfogenetycznych w górę lub w dół. Wahania te w holocenie,



jak wynika z badań paleobotanicznych, były znaczne. Wahania np. górnej granicy lasu w Alpach (11, 18, 24), wzniesionej obecnie 1900 m n. p. m., mieściły się w granicach od 1400 m (początek holecenu) do 2300—2400 m (optimum), natomiast w Karpatach (97, 102, 42) odpowiednio od 1000 do 1850 m (obecnie 1500—1600 m). Niestety równoległe badania geomorfologiczne mają charakter wycinkowy.

Pierwszą wyraźną granicą morfogenetyczną jest górna granica, odpowiadająca przebiegowi izotermi średniej temperatury roku  $+2^{\circ}\text{C}$  (Tatry — 31). O wkraczaniu lasu w starszym holocenie mówią płytkie profile glebowe na rumowiskach skalnych i unieruchomienie obszarów obrywów skalnych dopiero na granicy okresu borealnego i atlantyckiego (102). W strefie lasu rozwijają się gleby bielcowe (1). Można je dotychczas spotkać w piętrze wyższym (jako relikt z klimatycznego optimum?) przykryte warstwą murszowo-próchnicową (1). Spływowe żłobki krasowe tworzące się w piętrze leśnym stwierdzono jako formy nieczynne do wysokości 2100 m w Alpach (4), a 1860 m w Tatrach (43). W Alpach i Pirenejach są one obecnie odsłaniane spod pokrywy glebowej, a nawet występują pod pokrywami transgredujących lodowców (99) lub zostały częściowo ścięte przez egzarację z okresu subatlantyckiego (4). W Tatrach żłobki te są rozcinane przez młodą generację, typową dla piętra wyższego (43). Wraz z obniżaniem górnej granicy lasu po optimum obserwuje się ożywienie ruchów masowych i procesów mrozowych. Na Kaukazie pokrywy deluwialne i grawitacyjne wchodzą na torfowiska (66).

Druga strefa graniczna, odpowiadająca granicy wiecznego śniegu, jest słabiej poznana. Stwierdzono jedynie, że nieczynne dziś żleby, świadczące o częstym tajaniu śniegów w lecie sięgają wysoko w obręb obecnego piętra glacialnego w Pirenejach (wys. 3000—3500 m — 99). Obniżeniu granicy wiecznego śniegu towarzyszyło niżej zwiększenie działalności procesów mrozowych, uniemożliwiające wegetację wysokich torfowisk, które w Alpach sięgały w optimum do 2800 m n. p. m. (39). Dobrym wskaźnikiem wahań są moreny czołowe stadiów recesyjnych lodowców würmskich i nowe transgresje. Zaznacza się wyraźna ich zgodność w górach Europy południowej i z obszarami Arktyki (tab. 1). Holocieńskie stadia recesyjne Alp — Gschnitz, Daun i Egesen — są starsze od optimum klimatycznego, gdyż torfowiska w strefie najmłodszych moren obejmują już okres atlantycki (39). Po zupełnym lub znacznym stopnieniu wielu lodowców górskich (64, 32, 15) nastąpiła nowa transgresja na początku okresu subatlantyckiego. Kontynentalizacja i ocieplenie klimatu około nar. Chr. spowodowały nową recesję trwającą aż do małej epoki lodowcowej (38). Oddzielenie tych stadiów było możliwe na podstawie drobiazgowej analizy form moren czołowych i stosunku ich do datowanych stanowisk florystycznych i archeologicznych.

d) W przekroju północ-południe, który jest najbardziej wyrazisty w Europie Wschodniej, widzimy zróżnicowanie procesów i form pomiędzy poszczególnymi strefami klimatyczno-roślinnymi (29, 21). Podobnie jak w górach, w czasie wahań klimatycznych holocenu następowało przesuwanie się granic stref, o wartości rzędu dziesiątek i setek kilometrów. Na początku holocenu las wkroczył do południowej Szwecji i sięgał po okolice Leningradu (18, 66). Do optimum nastąpiło przesunięcie o 1000—1500 km ku północy, a po optimum polarna granica lasu cofnęła się o 100—200 km na południe. Las wchodził na tereny opusz-

czane przez zanikający lądolód, którego czoło cofało się rocznie o 250—500 m, znacząc niekiedy krótkie postoje niewysokimi wałami morenowymi (26, 33). Równocześnie postępowało wytapianie zagrzebanych lodów i zanikanie zmarzliny, które w krajach nadbałtyckich trwało aż do schyłku okresu borealnego (formy wytopiskowe, — 69, 25, 80, 90, 107). W północno-wschodnim kącie Europy zmarzlina nie zanikła zupełnie, tworzyły się w strefie lasu formy typu pingo (Półwysep Jamał — 2), powstawały gleby bielcowe (47). Po optimum klimatycznym, które wg badań Neustadta nastąpiło z wyraźnym opóźnieniem czasowym (około 2400 B. C. koło Leningradu, 67) zaczęło się przesuwanie polarnej granicy lasu ku południowi. Następuje przekształcanie gleb, zamarcie form typu pingo (w związku z płytszym odmarzaniem letnim), a z niektórych regionów Syberii sygnalizowane jest wkraczanie młodych pokryw soliflukcyjnych na torfowiska (21).

Drugą granicę dziedzin morfogenetycznych, która ulegała w holoceenie przesunięciom jest granica lasów i stepów oraz półpustyń (66, 21, 5). Granica ta nie wędrowała zgodnie z wahaniami termicznymi, lecz odbijała raczej zmiany wilgotności. Granice te są słabo poznane. Nakładanie się gleb szarych na czarnoziemy świadczy o wkraczaniu lasów na południe (11). Nad Morzem Kaspijskim, w dorzeczu Kумы i Tereku, stwierdzono fazy wydmowe w czasie suchszego okresu subborealnego i w wiekach średnich (103). Natomiast na początku okresu subatlantyckiego wkroczył tu lasostep, który doprowadził do unieruchomienia wydym i wytworzenia gleb o wyraźnym głębokim poziomie iluwialnym.

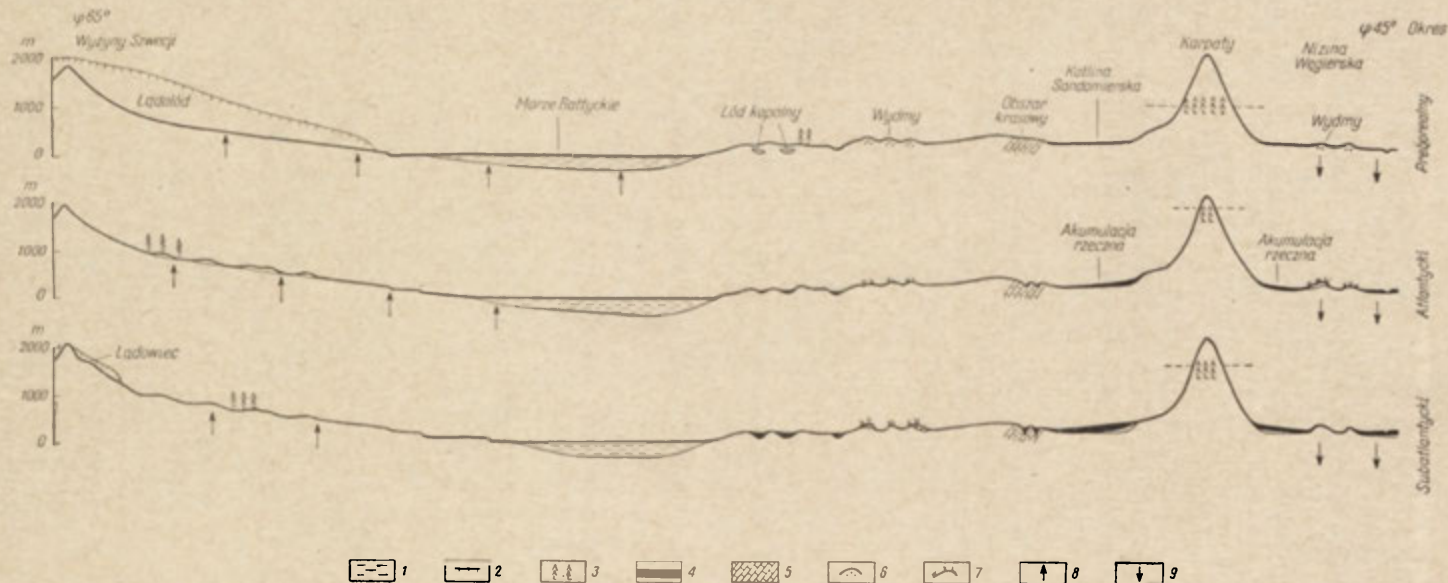
### Odbicie faz klimatycznych w kształtowaniu rzeźby Europy

Analiza form i procesów przeprowadzona na podstawie dostępnych materiałów wyżej przedstawionymi metodami pozwala na zarysowanie obrazu przemian rzeźby Europy w holocen — jako wyniku zmian klimatycznych. Ewolucję rzeźby Europy omawiam w oparciu o schemat stratygraficzny Nilsona (68) i częściowo Firbasa (18).

Dolna granica holocenu jest granicą umowną. Koniec kataklizmu ostatniej epoki zimna zaczął się już kilka tysięcy lat wcześniej. Holocen zaczyna się w chwili, gdy trwa (przerywana krótkimi nawrotami chłodu) recesja i rozpad czasz lodowych, las posuwa się szybko ku północy i wschodowi, zanika i cofa się płaszcz wiecznej zmarzliny, podnosi się poziom oceanu i mórz (ryc. 6).

Okres preborealny (8300—7900 B. C.) i borealny (7900—6200 B. C.). Po chwilowej recesji w młodszym dryasie las opanowuje coraz dalsze tereny na północy Nizy Europejskiego. Powoduje to utrwalenie stoków, zmniejszenie do minimum procesów grawitacyjnych i spłukiwania — tworzą się gleby brunatne, na północy bielcowe. Las powoli opanowuje wydmy (44, 56, 100), co świadczy o niewielkiej wysokości opadów — także na południo-wschodzie Europy obserwujemy utrzymywanie się stepów i wydym (6, 66). Stosunkowo mała ilość wód uniemożliwia większy transport rzeczny — następuje pogłębianie koryt rzek nizinnych (75, 46). Poziom jezior jest niski — w strefie ostatniego zlodowacenia wiąże się to również z szybko postępującym wytapianiem brył martwego lodu (90). Wytapianie i zanik zmarzliny prowadzi do tworzenia nowych, głębszych zbiorników wód gruntowych, do zmiany obiegu wody. W wielu





Ryc. 6. Przekroje schematyczne przez Europę — od wyżyn Szwecji do Niziny Węgierskiej

1 — morze, 2 — lodowce, 3 — granica lasu, 4 — osady rzeczne i jeziorne oraz torfy, 5 — obszary krasowe, 6 — aktywne wydmy, 7 — wydmy zalesione, 8 — ruchy podnoszące, 9 — ruchy wginające

Profiles through Europe (from Swedish Highland to Hungarian Lowland)

1 — sea, 2 — glaciers, 3 — treeline, 4 — fluvial, lacustrine and peat sediments, 5 — karst region, 6 — active dunes, 7 — forested dunes, 8 — uplift movements, 9 — negative movements

obszarach wyżynnych, zbudowanych ze skał małoodpornych powoduje to ożywienie w tworzeniu osuwisk (86), form sufozyjnych i krasowych (95 i in.) na początku holocenu.

Równocześnie w Skandynawii następuje szybka recesja lądolodu (26). Obecność małych moren recesyjnych świadczy o krótkich postojach, które należałoby tłumaczyć oscylacjami klimatu. Równocześnie trwa szybkie podnoszenie izostatyczne uwalnianych obszarów (do 65 m w ciągu 1000 lat, 65). Wraz z topnieniem podnosi się poziom morza (na Bałtyku transgresja Ancylus). W górach podnoszą się piętra morfogenetyczne, następuje recesja lodowców. Moreny stadialne Gschnitz, Daun i Egesen (39) świadczą o wahaniach chłodniejszych lub wilgotniejszych.

Dane geomorfologiczne przemawiają za tym, że klimat okresu preborealnego był w miarę czasu coraz to cieplejszy, ale dość suchy (obniżenie poziomu jezior, słaba aktywność rzek). Ku wschodowi, podobnie jak obecnie, klimat był bardziej kontynentalny — mówi o tym szybszy zanik lądolodu w części wschodniej (33).

Okres atlantycki (6200—3000 B. C.) na który przypada optimum klimatyczne oraz maksymalny zasięg lasów i roślinności strefy klimatu umiarkowanego-wilgotnego (ryc. 6). Cechą tego okresu jest wzrost wietrzenia chemicznego, widoczny w silnym zbielicowaniu gleb i odprowadzaniu dużych ilości soli (52, 54). W zbiornikach jeziornych (głębszych) gromadzą się gytia i kreda jeziorna. Wysoki poziom wód gruntowych sprzyja tworzeniu nowych torfowisk niskich i zalaniu wodą starszych zagłębień (88, 107). Szybkość wzrostu torfowisk jest też większa wskutek dużej wilgotności i wyższych opadów (także w strefie śródziemnomorskiej 58). W strefie wybrzeży postępująca transgresja oceanu powoduje odolną agradację (77 i in.). Całkowity lub znaczny zanik lodowców górskich (64, 11) wskazuje na klimat ciepły. W północno-wschodniej części Europy, gdzie utrzymują się resztki wiecznej zmarzliny, grunt odmarza głębiej (47) — w strefie obecnej tundry tworzą się formy pingo. W obszarach krasowych Europy Środkowej powstają trawertyny (51 i in.), co świadczy o klimacie około 2° cieplejszym od obecnego (dziś tworzą się one w Jugosławii). Rzeki prowadzą dużo wody. W obrębie gór i wyżyn zbudowanych ze skał mało odpornych (less, flisz) opady ulewne powodują wezbrania i erozję (7, 36, 8). Na przedpolu składane są kilkumetrowe serie żwirów i piasków (85, 86, 55). Erozja w górnych biegach rzek zaburza równowagę mas na stoku — z tego okresu znane są liczne osuwiska (20, 63). W wysokich górach, w wyniku wzrostu temperatur i opadów, torfowiska osiągają wysokość do 2800 m n. p. m. (Alpy), w obszarach krasowych gór tworzy się „mleko wapienne” (50). Gleby i formy typowe dla piętra lasu rozwijają się 300—500 m wyżej niż obecnie (4 i in.).

Fakty geomorfologiczne pozwalają scharakteryzować okres atlantycki jako okres wilgotny, z opadami rozłożonymi w ciągu całego roku, o ciepłych zimach (brak śladów procesów mrozowych w Europie Środkowej) i średniej temperaturze roku około 2° wyższej od obecnej. Osady rzek wskazują na istnienie okresów długotrwałych ulew.

Okres subborealny (3000—500 BC.) wyraźnie odcina się od poprzedniego. Osłabienie wietrzenia chemicznego prowadzi do tworzenia gleb raczej brunatnych (52, 92), a w południowo-wschodniej Europie czarnoziemów (72, 52). Terasy obrazyjne mówią o obniżeniu poziomu jezior (88, 105), zamiast gytii osadza się w obniżeniach torf, a torfowiska są



okresowo wysuszane (18, 66). O istnieniu dużych wahań opadowych świadczą wahania Jeziora Koskowskiego na Śląsku, gdzie 2 różne terasy plażowe datowane są na  $2850 \pm 115$  i około 2500 lat (16). Klimat był okresami ciepły — wskazują na to częste jeszcze trawertyny z terenu Czechosłowacji (51). Mała ilość materiału transportowanego w rzekach ułatwia pogłębianie koryt w środkowych i dolnych biegach (86). Zaczyna się akumulacja mad znacznej miąższości w regionach wylesianych przez człowieka (37, 59, 75). W ujściowych odcinkach (obszarów niepodnoszonych) trwa często aggradacja w związku z największym zasięgiem transgresji flandryjskiej (Litorina, Tapes, 74, 60, 77). Tylko zbiornik Morza Kaspijskiego zasilany przez rzeki (i to częściowo strefy półsuchej) notuje w tym czasie duże wahania — najniższy poziom — 50 m n. p. m. (22 m niżej stanu obecnego) jest starszy (17, 96). Wkraczanie człowieka na obszary lessowe i wydymowe ułatwia w Europie Środkowej przesuwanie się ku NW granic kulturalnego stepu (51) i uruchomienie wydym (23, 44, 54).

Klimat okresu subborealnego w świetle tych danych można scharakteryzować jako ciepły, ale dość suchy, o dużych wahaniami wilgotności, co pozostaje w zgodzie z wynikami badań paleobotaników.

Najstarszą część okresu subatlantyckiego (początek 500 B. C., wg. Firbasa 800 B. C.) charakteryzuje gwałtowny wzrost ilości wody w rzekach i jeziorach. W obszarach nizin następuje podniesienie poziomu jezior (często do 5 m, 81, 88), tworzą się czarne ziemie bagienne (92). Las wkracza na wylesione wydmy — powstają tu dobrze rozwinięte gleby bielcowe (54, 76). Proces bielcowania wskazuje na ochłodzenie i zwilgotnienie (73). Rzeczywiście na północy cofa się granica lasu (ryc. 6) — w Arktyce następuje transgresja lodowców (30, 106, por. tab. 1.). Ich „cienkie” moreny mówią o krótkotrwałości okresu. Na nizinach nad Morzem Kaspijskim wkracza lasostep (103), podnosi się poziom tego morza. W obszarach krasowych Europy Środkowej nieczynne terasy martwicowe są rozcinane, na trawertynie składane są u stóp ścian pokrywy gruzowe, świadczące o klimacie wilgotnym i chłodnym z mroźnymi zimami (49, 71). Dowodem intensywnej erozji w Karpatach są pokrywy grubych aluwii z pokładami powalonych drzew (98, 85) — intensywność opadów musiała być znaczna. W Alpach moreny stadium Larstig mówią o krótkotrwałej transgresji lodowców (32, 34).

Na początku okresu subatlantyckiego musiało być zatem znaczne ochłodzenie (na miarę np. młodszego dryasu). Mroźne i śnieżne zimy, ulewne opady w ciągu chłodnego lata — wskazywałyby na wzrost procesów cyklogenezy.

Okres późniejszy poczynając od II wieku B. C. cechuje ponowna poprawa klimatu. Nastąpiło nowe obniżenie poziomu jezior, recesja lodowców, a erozja wgłębna i schodzenie osadnictwa aż do koryt w okresie późnorzymskim i wczesnośredniowiecznym w Europie Środkowej wskazuje na ocieplenie i zmniejszenie opadów (82, 89).

**Wpływ zmian klimatu na kształtowanie rzeźby. Możliwość rekonstrukcji zmian klimatu na podstawie form i osadów je budujących**

W kształtowaniu rzeźby różnych regionów Europy widoczny jest wpływ zmian klimatu (ryc. 6). Dane geomorfologiczne mają wartość dla rozpoznania zmian klimatu i mogą być stosowane jako jedno z kry-



teriów. Nie pozwalają one jednak na określenie wieku bezwzględnego i muszą być stosowane w zespole metod. Elementy geomorfologiczne mają tę dodatnią cechę, że są bardzo łatwo czytelne w terenie. Wiele form występując w szeregu np. hipsometrycznym, jak terasy rzeczne czy jeziorne, moreny czołowe, wskazują na związek ich ze zmianami klimatu. Niektóre formy są znacznie rozprzestrzenione — ciągną się wzdłuż wybrzeży morskich lub rzek; występują w dużych skupiskach jak wydmy, lejki krasowe, wytopiska — wówczas opierając się na szczegółowym datowaniu niektórych stanowisk możemy stosować zastępczo metody geomorfologiczne przy wiązaniu ze sobą odległych nieraz obszarów. Formy mówią o zmianach określonych elementów klimatu, np. wytopiska lub pingo o wzroście temperatury, wahania poziomu jezior o zmianach wilgotności, grube aluwia facji korytowej o powodziach. Następstwo form i osadów krasowych czy wahanja czoła lodowca zarejestrowane morenami — wskazują zarówno zmiany temperatury, jak i wilgotności. Można stwierdzić, że na ogólne zmiany wilgotności i temperatury w jednej dziedzinie klimatycznej wskazują zmiany w natężeniu procesów, wyrażające się przez wielkość form, ilość form, frakcję osadów i tempo akumulacji. Natomiast o zmianach granic stref klimatyczno-roślinnych, a pięter w obszarach górskich, mówią zmiany zespołu procesów, zarejestrowanych przez różne zespoły form w strefach granicznych.

Zapis zmian klimatu w formach i osadach jest najbardziej wyrazisty w obszarach granicznych stref i pięter klimatyczno-roślinnych i w obszarach, gdzie natężenie procesów jest intensywne. Do takich stref należy zaliczyć: 1) strefę wahań polarnej granicy lasu, 2) strefę wahań granicy lasu, i stepu oraz stepu i półpustyni, 3) strefę wahań górnej granicy lasu, 4) strefę wahań granicy wiecznego śniegu i holocenijskich wahań czoł lodowców, 5) dna dolin, szczególnie w obszarach podnoszonych, 6) pasy wybrzeży mórz i większych jezior, 7) obszary górskie i wyżynne o dużej energii reliefu, szczególnie zbudowane ze skał podatnych na działalność takich procesów, jak erozja liniowa, ruchy masowe, sufozja, krasowienie.

Na tych terenach możliwe jest odczytywanie na podstawie form i osadów także krótszych zmian klimatycznych — rzędu setek, dziesiątek lat, a nawet krótszych. Na przykład występowanie licznych drobnych moren recesyjnych, drobnych teras abrazyjnych czy wałów brzegowych wskazuje na zmiany klimatu tego rzędu. Powstaje jednak pewna trudność metodyczna. Nie zawsze akumulacja czy erozja przebiega powoli i odkładają się roczne warstewki (metoda de Geera, 26). Często w czasie jednej ulewy lub sztormu powstaje nowa terasa, zostaje złożona pokrywa aluwii rzędu 1 m, powstają nowe rozcięcia. Dla uniknięcia pomyłek niezbędne jest poznanie współczesnej dynamiki tych procesów. W tym celu wydaje się niezbędne rozszerzenie studiów na okres historyczny i nawiązanie do procesów współcześnie zachodzących. Na przykład K u s z e w (45) stwierdza kilkanaście moren recesyjnych w dziesiątkach dolin centralnego Kaukazu. Wskazują one na istnienie rytmu zmian klimatycznych w XIX i XX w. (poznane drogą szczegółowych pomiarów meteorologicznych). Metoda ta, jak i wiele innych, dałaby napewno rezultaty przy analizie zmian klimatycznych starszego holocenu.

Dla posunięcia naprzód studiów nad zmianami klimatu w holocenie wydaje się niezbędna koncentracja wysiłku badawczego na obszarach,

gdzie zaznacza się wyraźna zmienność zespołu procesów, istnieją procesy o większym natężeniu i możliwe jest odróżnienie wpływu zmian klimatycznych od wpływu innych czynników. Są to: 1) strefa wahań polarnej i górnej granicy lasu, 2) strefa wahań granicy lasu, stepu i pustyni, 3) duże zlewnie bezodpływowe o własnym reżimie wodnym, niezależnym od wahań oceanu, 4) obszary intensywnie podnoszone, 5) przedpola wysokich gór, gdzie możliwa jest rekonstrukcja reżimu hydrologicznego drogą badań geomorfologicznych i sedymentologicznych.

*Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk  
Zakład Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn w Krakowie*

#### WYBRANA LITERATURA

- (1) Adamczyk B. *Gleby tatrzańskie, Tatrzański Park Narodowy*. Kraków 1962, s. 149—166.
- (2) Andrejew W. N. *Hydrolakkolithe-Bulgunnachi in der Westsibirischen Tundren* (w j. rosyjskim) „Izw. Gos. Geogr. Obszczestwa” 68, 1936, str. 186—210.
- (3) Asiejew A. A. *Rol tektonicznego i klimaticznego faktorow w formowaniu aluwia rawninnych riek*. „Izw. Ak. Nauk SSSR”, s. geograf. nr 2, 1960 1960 s. 17—27.
- (4) Bauer F. *Kalkabsätze unter Kalkalpengletschern und ihre Bedeutung für die Altersbestimmung heute gletscherfrei werdender Karrenformen*. „Zeitschr. für Gletsch. und Glazialgeol”. IV z 3. Innsbruck 1961.
- (5) Bibikowa W. I. *Iz istorii gołocenowej fauny pozwonocznych w wostocznoj Ewropie*. Sbornik „Priroda, Obstanowka i fauny proszłogo”. Wyp. 1 Kijew 1963, 119—146.
- (6) Borsy Z. *Physische Geographie der Nyirseg*. „Abhandl. a. d. Geogr. Inst. Univ. Debrecen” nr 46, 1961.
- (7) Bremówna M. *Flora kopalna z Jędrzejówki koło Biłgoraja*. „Starunia”. Kraków 1950, str. 14.
- (8) Buraczyński J. *Les vallées de loess du Roztocze Occidental*. „Annales UMCS Lublin”, sec. B, vol. XV, 10, 1960, p. 155—172.
- (9) Büdel J. *Die morphologische Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet*. „Geol. Rundschau” Bd. 24, H. 7/8. Stuttgart 1944.
- (10) Büdel J. *Das System der klimatischen Morphologie*. Deutscher Geographentag München 1948 (1950).
- (11) Charlesworth J. K. *The Quaternary Era* — vol. II. London 1957.
- (12) Corbel J. — *L'érosion terrestre, étude quantitative (Méthodes-Techniques-Resultats)*. „Ann. de Géographie” nr 398, t. 78, str. 385—412, 1964.
- (13) Czebotariewa N. S., Maligna E. A., Devirts A. L., Dobkina E. I. *O wozrastie riecznych terras siewierozapada Russkoj Rawniny, Paleogeografia i chronologia wierchnego plejstocena i gołocena po dannym radiuglerodnogo metoda*. Moskwa 1965.
- (14) Czebotariewa N. S., Serebrianyj L. R., Devirts A. L., Dobkina E. L. *Absolutnyj wozrast nizkich riecznych terras centra Russkoj Rawniny*. Izv. Ak. Nauk SSSR, s. geogr. 4, 1962, s. 70—74.
- (15) Dołguszyn L. D., Kemmerich A. D. *Nowyje ledniki na Urale*. „Izw. AN SSSR”, S. gieograf. Nr 6, 1957, s. 67—73.
- (16) Dumanowski S., Jahn A., Szczepankiewicz S., *The Holocene of Lower Silesia in the Light of Results of the First Radiocarbon Dating*. — „Bull. d. Acad. Pol. d. Sc.”, serie géol. géogr. vol. X. nr 1, 1962, s. 47—52.



- (17) Fiedorow P. W., Skiba E. A., *Kolebanija urowniej Czernogo i Kaspijskogo moriej*. „Izw. AN. SSSR”, s. geograf., 1960, nr 4, s. 24—34.
- (18) Firbas F., *Spät-und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen* — Jena 1949—1952, s. 480 i 256.
- (19) Florin S. *Bodenschwankungen in Schweden während der Spätquartars „Baltica”* vol. 1., Vilnius 1963, s. 233—264.
- (20) Franks I. W., Johnson R. H. *Pollen analytical dating of a Derbyshire landslip: the Cown Edge landslides, Charlesworth* „New Phytologist” vol. 63, nr 2, 1964, s. 209—216.
- (21) Frenzel B. *Die Vegetations-und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit*, t. II „Abhandl. Akad. Wiss. u. Literatur”, Mat.-Naturwiss. Kl. 13, 1950—1960.
- (22) Friedberg W. *Atlas geologiczny Galicji*, objaśn. do zesz. 16; ark. Dębica, Rzeszów, Rudnik, Kraków 1903.
- (23) Galon R. *Z problematyki wydmy śródlądowych w Polsce*. (W:) *Wydmy śródlądowe Polski* cz. I. Warszawa 1958, s. 13—31.
- (24) Gams H. *Waldgrenzverschiebung und Palynologie*. „Grana Palynol.” 1963, t. 4, z. 2, 292—301.
- (25) Garunkstis A., Stanaitis A. *Razwitiye iziera Velivajame w pozdnielednikowom i w naczale poslelednikowogo perioda*. „Trudy Inst. Geol. i Geogr. Litewskoj AN t. 9, 1959.
- (26) G. de Geer. *Geochronologia Succica: principes-* Kungl. Svensk. Vetensk. Akad. Handl., ser. 3, vol. 18, 1940.
- (27) Gerlach T. *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu Górnego Grajcarka (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie)* „Prace Geogr. IG PAN”, nr 52. Warszawa 1966.
- (28) Goreckij G. I. *Alluwij welikich antropogenowych prariak Russkoj Rawniny*, s. 249. Moskwa 1964.
- (29) Gornung M. B., Timofiejew D. A. *O zonalnych osobiennostiach ogzognennych reliefoobrazujuszczich processow*. Wopr. fizycz. geogr. Inst. Geogr. AN SSSR”. Moskwa 1958, s. 74—102.
- (30) Groswald M. G. *Drewnije beregowyje linie Zemli Franca Iosifa i pozdneantropogenowaja istoria jei lednikowych pokrowow*. „Glacj. Issled”. 9. Moskwa 1963, s. 119—144.
- (31) Hess M. *Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich* — „Zesz. Nauk UJ”. Prace Geogr. z. 11. Kraków 1965, s. 255.
- (32) Heuberger H. *Gletschervorstösse zwischen Daun-und Fernau-Stadium in der nördlichen Stubai Alpen*. „Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.” III Z. 1954, s. 91—98.
- (33) Hoppe G. *Glacial Morphology and Inland Ice Recession in Northern Sweden*. — *Excursion Guide Geogr. Congress Stockholm 1960*, s. 193—212.
- (34) Höllermann P. *Spuren des Larstig-Vorstosses in der nördlichen Ortlergruppe*. „Zeitschr. für Gletsch. und Glazialgeol.” t. IV, z. 3, s. 237—239. Innsbruck 1961.
- (35) Hövermann J. *Studien über die Genesis der Formen im Talgrund südhannoverscher Flüsse*. „Nachrichten d. Akad. d. Wiss. in Göttingen”, Mat.-Phys. kl. Abt. IIb, 1—14, 1953.
- (36) Jahn A. *Wyżyna Lubelska*. „Prace Geogr. IG PAN” nr 7. Warszawa 1957.
- (37) Jäger K. D. *Über Alter Ursachen der Auelehmablagerung thüringischer Flüsse*. „Praehistorische Zeitschrift” B. 40, H. 1/2, 1962, s. 1—59.
- (38) Kinzl H. *Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen*. „Zeitschr. f. Gletscherkunde”, 17, p. 66—121, 1929.

- (39) Klebelsberg R. *Handbuch der Gletscherkunde und der Glazialgeologie* t. II. Wien 1949.
- (40) Klieve H. *Die Holozäne Ostseegeschichte im Blickfeld von Transgressionsvorgängen im Odermündungsraum*. „Wiss. Zeitschrift Univ. Jena” t. 11, z. 1/2, 1962, s. 135—140.
- (41) Klimaszewski M. *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*. „Prace Wrocł. Tow. Nauk.” Seria B. 7. Wrocław 1948.
- (42) Koperowa W. *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej*. „Acta Paleobotanica” vol. II, z. 3. Kraków 1962, 57. s.
- (43) Kotarba A. *Tatrzańskie żłobki krasowe*. „Zeszyty Nauk. UJ”. Prace Geogr. z. 14, 1967 (w druku).
- (44) Kozarski S., Tobolski K. *Wiek gleby kopalnej w wydmach w pradolinie Noteci koło Czarnkowa*. „Bad. Fizjogr. nad Polską Zachodnią” t. XI. Poznań 1963, s. 213—229.
- (45) Kuszew S. L. *Synchronization of stadial and microstadial terminal moraines of the last stade of recession of the Caucasian glaciers*. „Rep. of the VI INQUA Congress Warsaw 1961” vol. III, Łódź 1963, str. 187—196.
- (46) Laskowska-Wysoczańska W. *Przekrój geologiczny przez utwory czwartorzędowe na linii Wyszogród—Sochaczew*. „Acta Geol.” vol. XIV, z. 3, 1964, str. 361—373.
- (47) Liverowski J. A. *Poczwę Sewiernogo Kraja*. „Trudy Polj. Kom. Akad. Nauk SSSR” 19; 1934.
- (48) Ložek V. *Stratigrafický výzkum travertinu u Skrečone*. „Antropozoikum” 9— (1959). Praha 1961 str. 35—45.
- (49) Ložek V. *K otazce tvorby svahových sutí v Českem Krasu*. „Československý Kras” 14, str. 7—16, 1962.
- (50) Ložek V. *Ružový previs ve Vratné doline u Turčianske Blatnice*. „Československý Kras” 15, 1963, str. 105—117.
- (51) Ložek V. *Quartärmollusken der Tschechoslowakei*. „Rozprawy Ustr. Geolog. Usiavu” t. 31, Praha 1964.
- (52) Ložek V. *The relationship between the development of soils and faunas in the warm Quaternary phases*. „Antropozoikum” rada A z. 3. Praha 1965, p. 7—29.
- (53) Ložek V., Mach V. *Profil nivou Suchomasskeho potoku u Litohlavského Mlyna*. „Antropozoikum” 8 (1958), s. 159—176. Praha 1959.
- (54) Lüders R. *Stark entwickelte Podsole unter Eichen-Birkenwald bei Voltlage im westlichen Niedersachsen und die Frage nach ihrem Alter*. „Zeitschr. f. Pflanz., Düngung Bodenkunde” t. 107, z. 3 1964, str. 215—222.
- (55) Lüttig G. *Zur Gliederung des Auelehes in Flussgebiet der Weser*. „Eiszeitalter u. Gegenwart” Bd. 11, str. 39—50, Öhringen 1960.
- (56) Mamakowa K. *Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacjale i holocenie*. „Acta Paleobotanica” vol. III, z. 2. Kraków 1962, str. 57.
- (57) Markow K. K. *Rajon Europejskiego lednikowego szczita — gołocen, Czelwierticznij period*. Moskwa 1965, str. 127—136.
- (58) Menendez A. J., Florschütz P. *Results of the preliminary palynological investigations of samples from a 50 m boring in southern Spain*. „Bol. R. Soc. Espanola Nat. (Geol.)” t. 62, 1964 s. 251—255.
- (59) Mensching H. *Soil erosion and formation of haugh-loam in Germany*. „Extrait des C. R. et Rapp. As. Gen. Toronto” t. 1, 1957, str. 174—180.
- (60) Mieszczeriakow J. A. *Molodyje tektoniceskije dwizenija i erozionno-akkumulatiwneje processy severo-zapadnoj czasti Russkoj Rawniny*. Inst. Geogr. AN. SSSR”. Moskwa 1961, str. 87.



- (61) Mieszczeriakow J. A. i in. *Sowremiennyye dwiżenija ziemnoj kory*. „Trudy Inst. Geod. Aerosjemki i Kart.” Moskwa 1958, s. 297.
- (62) Mieszczeriakow J. A., Fiedorowa R. W. *O wozrastie i proischożdienii terras Zapadnoj Dwiny*. „Materiály Wsiesoj. Sowieszcz. po izucz. czetwiert. perioda” t. 2. Moskwa 1961, str. 32—46.
- (63) Morariu T., Diaconeasa B., Girbacea V. *Age of land-slidings in the Transylvanian Tableland*. „Rèvue Roumaine d. Géol., Géoph., et Géogr.” Serie de Géogr. t. 8, 1964, str. 151—157.
- (64) Morawetz S. *Die postglaziale Wärmezeit und die Vergletscherung der zentralen Ostalpen*. „Zeitschr. f. Gletscherkunde” 1, 1950, str. 63—70.
- (65) Nansen F. *The Earth's Crust, its surface forms and isostatic adjustment*. „Auhandlinger N. Vid. Ak. Math.-naturv. 1”. vol. 1927, wyd. 1928, nr 12, 121.
- (66) Neustadt M. J. *Istorije lesow paleogeografije SSSR w gołocene* Moskwa 1957, s. 404.
- (67) Neustadt M. I. *Niekotoryje itogi izuczenija otłoczenij gołocena*. W tomie: *Paleogeografija i chronologia wierchnego plejstocena i gołocena po dannym radioglerodnogo*. Moskwa 1965.
- (68) Nilson T. *Standartpollendiagramme und C 14 Datierungen aus dem Age-röds Mosse in Mittleren Schonen*. „Publ. Inst. Mineral., Paleontol. Quarter. Geology” University of Lund, nr 124, 1964.
- (69) Okołowicz W. *Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu*. „Przegl. Geogr.” t. 21. 1947, str. 83—91.
- (70) Panoš VI. *Kvarterni krasove procesy w severni časti Moravského krasu*. „Anthropos”. Brno 1961, sympozjum o probl. pleistocenu 14 (nowa seria 6), s. 77—92.
- (71) Panos VI. *Development of Karst Canyon Sides in Mild Humid Climate*. „Journal of the Czechoslovak Geogr. Soc.” supplement 1964, str. 87—93.
- (72) Pelišek J. *Geologicke a pedologicke pomery kvarteru v oblasti Nitran-skeho Hradku*. „Antropozoikum”, 3 (1953), str. 289—296. Praha 1954.
- (73) Perrin R. H. S., Willis E. H., Hodge C. A. H. *Dating of Humus Pod-sols by Residual Radiocarbon Activity*. „Nature” 202, 165—166; 1964.
- (74) Pons L. J., Jelgersma S., Wiggers A. J., de Jong J. D. *Evolution of the Netherlands Coastal Area during the Holocene*. „Verhand. Kon. Ned. Geol. Mij. Genoots.” Geol. serie 21, 2, 1963, str. 197—208.
- (75) Pożaryski W. *Czwartorzęd, Zachodni brzeg Wyżyny Lubelskiej*. — Geol. region. Polski, 2, Region Lubelski. Kraków 1956, str. 123—147.
- (76) Prusinkiewicz Z., Noryśkiewicz B. *Zagadnienie wieku bielic na wydmach brunatnych aluwialnego ładu Świny w świetle analizy palynologicznej i datowania radiowęglem C<sub>14</sub>*. „Zeszyty Nauk. UJ. w Toruniu”. Geografia V, 1966.
- (77) Reinhard H. *Zur Geneze tiefegelegener Talsysteme Ost-Mecklenburgs und ihre Beziehung zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Ostsee*. „Rep. of the VI INQUA Congress Warsaw 1961”, vol. III, s. 273—283. Łódź 1963.
- (78) Rosa B. *O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych*. „Studia Soc. Sc. Tor.” V, sec. C, 5. Toruń 1963.
- (79) Rosa B. *O utworach aluwialnych i biogenicznych, wyścielających dna dolin rzek nadbałtyckich, ich związku z transgresją morza i znaczeniu dla badań nad neotektoniką obszaru*. „Zeszyty Naukowe Uniw. w Toruniu”, Geografia z. 10, 1964, str. 85—108.
- (80) Sauramo M. *Die Gechichte der Ostsee*. „Ann. Sc. Akad. Fennicae”. Serie A. vol. 3, no 51, 1958, s. 522.
- (81) Skarżyńska K. *Próba odtworzenia bilansu wodnego historycznego na tle badań paleohydrologicznych*. „Przegl. Geofizyczny” t. X, z. 1, 1965, str. 33—55.



- (82) Smolikova L., Ložek V. *The Holocene Soil Complex of Litomerice*. „Sbor. Geol. Ved”, „Antropozoikum”, t. 2, 1964, str. 41—56.
- (83) Stankowski W. *Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów*. „Prace Kom. Geogr.-geol. PTPN”, 1963, nr 1, s. 147.
- (84) Starkel L. *Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianką*. „Prace Geogr. IG PAN” nr 11 Warszawa 1957, str. 152—64.
- (85) Starkel L. *Stratigraphy of Holocene deposits in the Carpathian Foreland*. „Bull. Acad. Pol. Sc.” ser. chim. géol. géogr. VI. 6, Warszawa 1958, str. 395—398.
- (86) Starkel L. *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*. „Prace Geogr. IG PAN” nr 22. Warszawa 1960, str. 239.
- (87) Starkel L. *The significance of the Holocene for the moulding of the relief of South Poland*. — Rep. of VI INQUA Congress, vol. III, Łódź 1963, str. 341—344.
- (88) Stasiak J. *Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej*. — „Prace Geogr. IG PAN” nr 32. Warszawa 1963, str. 94.
- (89) Stasiak J. *Badania nad starożytnym krajobrazem Pojezierza Suwalskiego*. „Prace BTN”. 7. Białystok 1965, str. 42.
- (90) Stasiak J. *Wiek i ewolucja wytopisk na Pojezierzu Mazurskim*. „Baltica” 3, 1967 (w druku).
- (91) Stepanov V. V. *Czterverticznije otłożenija w dolinach limana Odeskoj obłasti*. „Mat. Soveszc. po izucz. czetwiert. perioda” t. II, str. 342—350, 1961.
- (92) Strzemski M. *Uwagi ogólne o przemianach środowiska geograficznego Polski, jako tła przyrodniczego rozwoju rolnictwa od połowy trzeciego tysiąclecia p.n.e. do naszych czasów*. — Pr. zbior. *Zarys historii gospodarstwa wiejskiego w Polsce* t. I, 1964, str. 9—28.
- (93) Szamow G. I. *Stok wzwieszennych nanosów riek SSSR*. „Trudy GGI”, wyp. 20, 1949.
- (94) Szancer E. W. *Alluwij rawninnych riek umiennego pasa i jego znaczenie dla poznania zakonomiarnosti strojenia i formirowanija alluwialnych swit*. „Tr. Inst. Geol. Nauk.” ser. geol. wyp. 135, nr 55. Moskwa 1951.
- (95) Szczepanek K. *Kras Staszowski w świetle badań paleobotanicznych*. „Folia Quaternaria”. Kraków 1968 (w druku).
- (96) Sznitnikow A. W. *Izmiencziwost obszcziej uwłaźniennosti materikow siewiernego półsaria*. „Zap. geogr. obsz. SSSR”, n. seria 16, Moskwa — Lenin-grad 1957.
- (97) Śrdoń A. *Przyczynek do historii rozwoju lasu w Karpatach Wschodnich*. „Starunia” 25, Kraków 1948, str. 23.
- (98) Śrdoń A. *Ostatni glacja i postglacja w Karpatach*. „Biul. PIG” 67, 1952, str. 27—75.
- (99) Taillefer F. *Le modèle post-Wurmian des hautes montagnes françaises*. „Rév. Géogr. des Pyrénées et Sud-ouest” t. 35, z. 2. Toulouse 1964, str. 129—138.
- (100) Tobolski K. *Późnoglacialna i holocenska historia roślinności na obszarze wydumowym w dolinie Środkowej Prosny*. Poznań 1965, (w druku).
- (101) Tricart J. *Climat et géomorphologie*. — Cahiers de l'Information Géographique” nr 2, 1953.
- (102) Trela J. *Wahania górnej granicy lasu na Babiej Górze w świetle analizy pyłkowej*. „Acta Soc. Bot. Pol.” t. VI, 1929, str. 165—186.
- (103) Truszkowski A. A. *Istoria formirowanija Tersko-Kumskich pieskow i niekatoryje zakonomiarnosti ich zarastania*. „Botan. Żurnał” t. 43, z. 10, 1958, str. 1418—1433.

- (104) Vaitiekunas P. P., Paskiewiczis I. J. *Razrezy antropogena Litwy w swietle nowych danych*. „Mat. sowieszcz. po izucz. czetwiert. perioda” t. 2, 1961, str. 96—105.
- (105) Vigdorczyk M. F. *Pozdnie- i poslelednikowyje wodojemy i razwitiie riecznyh dolin w basiejnie ozera Ilmeń*. — *Mat. k simpoz. po Istorii Ozer Sewero-Zapada*. Leningrad 1965, str. 64—67.
- (106) Weidick A. *Glacier fluctuations in Holocene time in the Julianehäb District, Southwest Greenland*. „Report of VI INQUA Congress” t. II. Łódź 1964, str. 333—340.
- (107) Więckowski K. *Osady denne Jeziora Mikołajskiego*. „Prace Geogr. IG PAN” nr 57. Warszawa 1967.
- (108) Woldstedt P. *Probleme der Terrassenbildung*. „Eiszeitalter und Gegenwart” t. 2. Öhringen 1952.
- (109) Zenkiewicz W. P. *Morfologia i dynamika sowietskich bieregow Czernogo Moria* t. II. Moskwa 1960, 216 str.

## ЛЕШЕК СТАРКЕЛЬ

### РОЛЬ ГОЛОЦЕНОВЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА ЕВРОПЫ

Настоящая работа основана не только на геоморфологических исследованиях, но и на таких, которые учитывают различия в эволюции рельефа Европы в голоцене. От изменяющихся зон и морфологических ярусов состоят в зависимости растительные зоны и морфогенетические районы, для которых характерны различия в процессах. Формирование рельефа Европы не только непосредственно связано с изменениями климата, но оно обусловлено также факторами, которые косвенно связаны с климатом (евстатические колебания уровня моря, гляциостатические движения) или же с факторами не зависящими от него (неотектонические движения, литология субстрата, человеческая деятельность).

Формирование рельефа в голоцене, особенно на территории, где морфологические процессы пробегали более интенсивно, обнаруживает связь с изменениями климата. Эти изменения выступают как при анализе форм рельефа и осадочного материала в отдельных профилях, так и при рассмотрении изменений в продольном профиле долин, в вертикальном разрезе климатических ярусов горных областей и, наконец, в меридиальном разрезе через различные климатические области (изменения процессов в связи с изменениями растительных зон) в зависимости от климата.

Анализ форм и процессов выполненный указанными методами дает возможность восстановить изменения рельефа в голоцене. С другой стороны, геоморфологические факты свидетельствуют об изменениях климата. Климат пребореального и бореального периодов становился с течением времени все более теплым (отсутствие ледников), хотя был довольно сухим (понижение уровня воды в озерах, слабая деятельность рек). Атлантический период был влажный с осадками, теплой зимой и среднегодовой температурой приблизительно на 2° ниже чем современная. Аллювиальные отложения говорят о периодах ливневых осадков. Геоморфологические факты указывают на то, что климат в суббореальный период был теплый, но с большими колебаниями влажности. В начале субатлантического периода наступило охлаждение. Аллювий рек и наступание ледников свидетельствуют о морозных и снежных зимах и ливневых осадках в холодные летние периоды.



Геоморфологические данные имеют поэтому значение для изучения изменений климата и могут найти применение в качестве одного из исследовательских критериев — особенно на больших пространствах. Изменения интенсивности процессов (выраженные в формах рельефа и в характере отложений) в определенных климатических зонах указывают на повсеместное изменение влажности и температуры воздуха. Но об изменениях границ между климатическими и растительными зонами свидетельствуют различные совокупности форм рельефа в приграничных зонах. Эффект климатических изменений наиболее ярко выражен в рельефе приграничных зон и в районах интенсивно протекающих процессов. В этих районах существует также возможность реконструкции кратковременных климатических изменений.

Кажется, что необходимо сосредоточить исследования колебаний границ климатических и растительных зон на территории, где интенсивность процессов является более сильной и где существует возможность отделить влияние климатических изменений от других морфогенетических факторов.

Пер. Б. Миховского

LESZEK STARKEL

#### THE ROLE OF THE POST-GLACIAL CLIMATIC CHANGES IN THE MOULDING OF EUROPEAN RELIEF

This paper is based on geomorphological and other studies testifying the differentiated evolution of European relief in Holocene. With alterable climatic zones and belts are connected the flora zones and morphogenetic regions, characterised by different morphogenetic processes. The European relief is shaped not only by the direct influence of the changing climate, but also by the influence of the factors conditioned by climate, (as eustatic movements of sea level, or glacio-isostatic uplifting) and those independent of it (neotectonic movements, lithology of substratum, human activity).

The modelling of the relief in Holocene, specially in zones of increased activity of processes, was distinctly connected with climatic changes. These ones are marked during the analysis of the forms and deposits in separate sections, by the investigation of changes in longitudinal profile of valleys, in vertical sections of mountain belts or in meridian section through different climatic zones (changes of processes in connection with changes of climatic-flora zones).

The analysis of forms and processes carried out with these methods permits to reconstruct the changes of relief in Holocene. On the other hand geomorphological data are testifying to the changes of climate. The climate of Preboreal and Boreal periods was in time getting warmer (retreat of glaciers) though it was rather dry (subsidence of lake level, poor fluvial activity). The Atlantic period was of humid character with rain-falls, warm winter and mean annual temperature about 2° higher than today. Fluvial deposits speak about periods of heavy rains. On the base of geomorphological data the climate of Subboreal period was warm but with great variations in humidity. At the beginn of the Subatlantic period was a marked cooling. The fluvial sediments and glacier transgression bear witness to frosty and snowy winters and heavy rains during the cool summers.

Thence the geomorphological data are of value for the recognition of climatic changes and can be applied as one of the criteria, especially on large areas. The general changes in the humidity and temperature in the given climatic zone are

indicated by the changes in the intensity of processes (expressed by forms and sediments). But the changes in the limits between the climatic-vegetation zones are testified by various complexes of forms in the border-line zones. The record of climatic changes in the relief is the most distinct in the areas of the border-line zones and in the regions of a great intensity of processes. Upon these regions it is possible to reconstruct also climatic changes of shorter duration.

It seems necessary to concentrate the research on the areas of climatic and flora border zone oscillations, where more intense processes occur and it is possible to distinguish the influence of climatic changes from other factors.

Translated by *Marianna Abrahamowicz*





TADEUSZ GERLACH

## Ważniejsze poglądy na rozwój stoków i stan badań nad współczesnymi procesami stokowymi

*Review of the main concepts concerning the evolution of hillslopes and contemporaneous processes operating on them*

Zarys treści. Autor omawia ważniejsze koncepcje dotyczące ewolucji stoków oraz stan badań nad współczesnymi procesami stokowymi. Stwierdza rozbieżności w koncepcjach rozwoju stoków, zwracając uwagę, że źródłem ich jest nadmierne stosowanie metody dedukcyjnej, pomijającej analizę konkretnych form stokowych oraz przebiegu i natężenia procesów na nich zachodzących. Omawia również prace analityczne z tego zakresu, wskazując, że zawarty w nich materiał ilościowy w większości przypadków jest wycinkowy i nieporównywalny ze sobą ze względu na brak stosowania jednolitych metod badawczych. Uważa za konieczne ujednolicenie metod, co umożliwi dokładniejsze poznanie prawideł rozwoju stoków.

Ewolucja stoków, tego najpowszechniejszego elementu rzeźby powierzchni Ziemi, od dawna skupia uwagę wielu badaczy. Mimo obfitej literatury dotyczącej tego problemu, ciągle utrzymuje się duża rozbieżność zdań na temat głównych prawideł rozwoju stoków. Przyczyną tego stanu rzeczy jest przede wszystkim dedukcyjność w dotychczasowym podejściu do badań stokowych, brak systematycznych badań uwzględniających z dostateczną ścisłością wszystkie elementy rozwoju stoków oraz bardzo złożony splot czynników i procesów wywierających wpływ na ich kształtowanie.

Istnieją dwa zasadnicze poglądy na rozwój stoków: W. M. D a v i s a (6) i W. P e n c k a (21), rozwijane przez późniejszych badaczy (H. B a u l i g, P. B i r o t, L. C. K i n g, A. J a h n i inni).

Davis, twórca teorii rozwoju rzeźby, w pracy pt. *The geographical cycle* dał pierwszą koncepcję rozwoju stoków. Przyjmował, że strome zbocza dolin, utworzone przez erozję wgłębną, w miarę upływu czasu i niszczącej działalności procesów denudacyjnych, ulegają stopniowemu obniżaniu i spłaszczaniu. Obniżanie to, zdaniem Davisa, postępuje z różną szybkością w czasie rozwoju rzeźby.

W rozwoju rzeźby, a tym samym i w rozwoju stoków, Davis wyróżnia stadium młodociane, dojrzałe i starcze. W tych trzech stadiach rozwoju, natężenie procesów stokowych sukcesywnie maleje. W stadium młodocianym na stromym, erozyjnym stoku następuje silny rozwój obrywów i osuwisk. W następstwie tych procesów stromy stok zmienia się w bardziej płaski i wydłużony. W stadium dojrzałym wydłużone stoki wskutek mniejszych spadków ulegają wolniejszemu modelowaniu. Dominującym procesem w tym stadium jest spelzywanie, które w miarę postępowego zmniejszania się deniwelacji i spadków, w stadium starczym powoli



zamiera. W wyniku tego stadialnego rozwoju rzeźby, stoki stają się coraz łagodniejsze, a wierzchołki utworzone na przecięciu zboczy dwóch sąsiednich dolin ulegają obniżaniu i spłaszczaniu, co prowadzi w fazie końcowej do powstania penepleny. Ten rozwój rzeźby polega na redukcji wysokości przez spłaszczanie. Zdaniem Davisa, z współczesnych form stokowych, a głównie ze stopnia ich nachylenia, można wnosić o stadium rozwoju zarówno stoków, jak i całej rzeźby.

Przeciwny pogląd na rozwój stoków daje W. Penck. Według tego autora wszystkie stoki rozwijają się nie przez ich obniżanie i wydłużanie, lecz przez równoległe cofanie od wyjściowej formy, z zachowaniem jej pierwotnego nachylenia. Za wyjściową formę stoku Penck przyjmuje stromą ścianę skalną, która w następstwie równomiernego wietrzenia i odpadania odłamków skalnych, cofa się równolegle. Cofanie to postępuje równomiernie na całej powierzchni ściany z wyjątkiem tego miejsca, w którym następuje zetknięcie się jej z bazą erozyjną. Na kontakcie tym, w miarę upływu czasu i sukcesywnego frontalnego cofania się ściany, rozwija się drugi stok mniej nachylony, okryty okruchami odpadniętymi ze stromej ściany. Ten drugi stok w następstwie postępującego wietrzenia i spełzowania również ulega równoległemu cofaniu, a kosztem jego rozwija się trzeci stok, w podobny sposób obniżany. Ten schemat mechaniki równoległego cofania stoków, przez stopniowe zastępowanie stoków stromych stokami mniej stromymi, prowadzi do boczno-poszerzania dolin. Efektem końcowym tak postępującego cofania się stoków jest powstanie powierzchni zrównania końcowego „Endrumpf-flache”, która wyglądem swoim zbliżona jest do penepleny Davisa.

Obok ogólnego sformułowania koncepcji rozwoju stoków przez boczne cofanie, Penck rozpatruje 3 możliwości rozwoju tego elementu w zależności od zachowania się bazy erozyjnej. Określa konsekwencje, jakie nastąpią w rozwoju stoków, gdy ruch bazy erozyjnej wywołany dźwiganiami jakiegoś obszaru będzie: 1) jednostajny, 2) przyspieszony lub 3) coraz wolniejszy, zanikający. W rozważaniach tych autor stwierdza, że charakter ruchu (jednostajny czy przyspieszony) jest zarejestrowany przez formy stoków. Wyróżnia 3 typy rozwoju stoków: 1) wstępujący, 2) równoważny, 3) zstępujący. Występowanie jednego względnie drugiego typu uwarunkowane jest wolnym lub szybkim obniżaniem się bazy erozyjnej. Tak więc gdy obniżanie bazy będzie jednostajne (w którym procesy denudacyjne będą nadążały za erozją wgłębną), wówczas następuje rozwój równoważny i powstają stoki jednostajnie nachylone. Gdy ruch jest przyspieszony, a denudacja nie nadąża za szybką erozją wgłębną, wtedy następuje rozwój wstępujący i powstają stoki wypukłe. W przypadku gdy ruch bazy erozyjnej zanika, następuje rozwój zstępujący i powstają stoki o profilu wklęsłym.

Te dwa przeciwstawne poglądy, spłaszczania i równoległego cofania się, są najbardziej ogólnym i pełnym zarysem rozwoju stoków, wydedukowanym z dużych form terenowych.

Późniejsze prace w większym lub mniejszym stopniu nawiązują do tych poglądów, ale zajmują się zwykle już nie pełnym rozwojem stoków, lecz ewolucją pewnego stadium rozwojowego. Przykładem takiego podejścia jest praca H. Bauliga (2), w której podaje on ewolucję stoku dojrzałego. Autor stwierdza, że wszystkie stoki dojrzałe, zależnie od konkretnych okoliczności, składają się z dwóch nierówno rozwiniętych odcinków: górnego — wypukłego i dolnego — wklęsłego. Powstanie ich tłumaczy różnym typem procesów zachodzących na stoku. Wypukłość

stoku kształtowana jest głównie przez spełzywanie i splukiwanie rozproszone, wklęsłość zaś przez splukiwanie skoncentrowane. Rozwój wklęsłości i wypukłości oraz wzajemny ich stosunek, zdaniem autora zależy od warunków klimatycznych, głównie od sumy opadów i od długości okresu rozwoju stoków. Przy większej ilości opadów oraz przy dłuższym okresie modelowania stoków, stosunek odcinka wypukłego do wklęsłego zwiększa się na korzyść wklęsłego. Kiedy forma stoku jest młoda — wklęsłość jest bardzo mała, wypukłość natomiast zajmuje dużą przestrzeń. Gruzowa pokrywa zwietrzelinowa okrywająca górną część stoku wypukłego jest bardzo przepuszczalna i powoli przemieszcza się w dół. W toku przemieszczania po pochyłości ulega ona dalszemu rozdrobnieniu i staje się coraz mniej przepuszczalna. Sukcesywnie postępujące zmiany w fizycznych właściwościach pokrywy zwietrzelinowej oraz zwiększanie się długości stoku (zmiany dokonują się w ruchu na pewnej długości) sprawiają, że ilość wody płynącej po stoku wzrasta ku dołowi, z długością stoku. Rezultatem działalności wód płynących pokrywowo czy w postaci drobniutkich strużek, jest wklęsły profil stoku. Według Bauliga taki profil stoku jest profilem równowagi dla wody płynącej, ponieważ ma on ten sam charakter, co krzywa równowagi rzeki. Natomiast w wypukłym odcinku stoku autor widzi krzywą równowagi, charakterystyczną dla spełzania. Kończącą fazą rozwoju stoków według Bauliga są płaskie i bardzo rozległe odcinki stoków wklęsłych, oraz małe odcinki stoków wypukłych, które tworzą niewysokie wzniesienia. Z powyższego wynika, że koncepcja Bauliga w pewnym stopniu łączy dwie przeciwstawne sobie koncepcje W. M. Davisa i W. Pencka. Według Bauliga wierzchołek-wypukłość w czasie rozwoju ulega obniżaniu a stok, wklęsły — cofając się wędruje w górę.

Innym przykładem rozważań na temat ewolucji stoku dojrzałego jest praca P. Birota (5). Praca ta w ogólnych zarysach nawiązuje do koncepcji Bauliga. Jednak odnośnie do typu procesów modelujących stoki w klimacie umiarkowanym Birot stoi na innym stanowisku. Nie uznaje roli splukiwania w modelowaniu stoków. Głównym procesem modelującym, zarówno wklęsłość, jak i wypukłość, jest — jego zdaniem — spełzywanie przebiegające z różną szybkością. Różnice w szybkości spełzania wyjaśnia właściwościami, jakie ma zwietrzelnina o frakcji grubszej — rumoszowej i drobniejszej — gliniastej. Autor stwierdza (s. 23), że szybkość wietrzenia skały jest odwrotnie proporcjonalna do grubości pokrywy zwietrzelinowej. Im pokrywa zwietrzelinowa grubsza, tym postęp wietrzenia w głąb jest wolniejszy. Postęp wietrzenia w pierwszej fazie jest równomierny na całym stoku, z wyjątkiem górnej jego części. Tutaj, zdaniem autora, wietrzenie postępuje najszybciej, a utworzona gruba frakcja zwietrzelinowa powoli przemieszcza się w dół. W wyniku tych procesów górna część stoku stale jest odnawiana, co powoduje coraz głębszy postęp wietrzenia i jednocześnie — spełzania. W ciągu długiego okresu procesy te prowadzą do wytworzenia wypukłości. Wolno przemieszczana przez spełzanie gruba frakcja zwietrzelinowa zwiększa swoją miąższość w dół stoku i zgodnie z początkowym twierdzeniem autora uniemożliwia równomierne wietrzenie litej skały, okrytej materiałem zsuniętym z wyższej części. Natomiast sama zwietrzelnina, zwłaszcza w części stropowej, ulega dalszemu intensywnemu rozdrabnianiu. W procesie coraz większego rozdrabniania pokrywy zwietrzelinowej powstaje utwór gliniasty, który — według autora — z powodu swoich fizycznych właściwości podlega coraz szybszemu przemieszczaniu w dół.



Ta większa szybkość spełzywania w dolnej części stoku, po pewnym czasie doprowadza do utworzenia wklęsłej formy.

Zwiększanie się szybkości spełzywania w przypadku stałej bazy erozyjnej ma swoją granicę. W związku z nieruchomą bazą, w najniższej części stoku następuje podpieranie mas będących w ruchu; tym samym szybkość spełzywania powoli zanika, a rośnie miąższość spełnionego materiału. Wzrost miąższości spełnionego materiału powoduje zmniejszenie się nachylenia, a to z kolei zmniejsza potencjalne warunki umożliwiające ruch mas na stoku.

W dalszej części swoich rozważań Birot zastanawia się, jaką formę będą miały stoki, gdy baza erozyjna będzie się szybko obniżać. Uzasadnia, że w takim przypadku rozwinię się stromy, skalny stok, który zdaniem autora, będzie odpowiadał pojęciu „Steil Relief” Pencka. W przypadku zaś gdy szybkość obniżania bazy maleje i zanika, tworzą się stoki wypukłe w górnej części, a wklęsłe w dolnej. Mechanikę rozwoju formy wypukło-wklęsłej Birot wyjaśnia zróżnicowanym postępowaniem wietrzenia oraz różną szybkością spełzywania, tak jak to starał się wyjaśnić w ogólnej koncepcji powstawania wypukłości i wklęsłości.

Ogólnie można powiedzieć, że teoria Birota, z punktu widzenia typu procesów modelujących stoki, w pewnym stopniu nawiązuje do koncepcji Pencka, natomiast odnośnie do ewolucji formy stoków, zbliżona jest do koncepcji Davisa i Bauliga. Birot jest zdania, że tempo rozwoju stoków w klimacie umiarkowanym jest bardzo powolne i w końcowej fazie prowadzi do stopniowego zmniejszania spadków.

W 1953 r. L. C. King (15) powraca do zasady równoległego cofania stoków. Praca ta jest zasadniczo rozwinięciem idei A. Wooda (36) i zakłada, że w rozwoju stromej ściany o założeniu tektonicznym czy erozyjnym, wykształcają się cztery różne odcinki stoku. W części górnej wykształca się: 1) odcinek rosnący (*waxing slope*), niżej 2) odcinek obnażony (*free face*), a jeszcze niżej 3) odcinek usypiskowy (*debris slope*) i 4) odcinek zanikający (*waning slope*). Wymienione odcinki różnią się między sobą: budową (lita skała, pokrywa zwietrzelinowa, pokrywa usypiskowa, pokrywa deluwialna), cechami morfometrycznymi (inne nachylenia poszczególnych odcinków) oraz jakością i natężeniem procesów (wietrzenie, odpadanie, spełzywanie, splukiwanie). W odcinku rosnącym, zdaniem Kinga, główną rolę odgrywają procesy wietrzenia i spełzywania, w odcinku obnażonym — procesy wietrzenia i odpadania. W odcinku natomiast usypiskowym odbywa się akumulacja usypisk, dalsze wietrzenie i przemieszczanie materiału, a w odcinku zanikającym najniższym głównym procesem jest splukiwanie. W wyniku tak zróżnicowanych procesów stok cofa się. Mechanika cofania, a zwłaszcza jakość procesów modelujących stoki, w koncepcji tej są bardziej złożone niż u Pencka. Mimo to King sądzi, że forma stoku podczas rozwoju nie zmienia się i trwa aż do zupełnego zniszczenia wyniosłości. Stąd też koncepcja Kinga w zasadniczych rysach nie różni się od koncepcji Pencka. Według Kinga końcowym etapem tak postępującego rozwoju stoków są łagodnie nachylone (2—5°) powierzchnie, tzw. pedymenty, które w bardziej lub mniej wyraźnej formie występują we wszystkich klimatach i na różnych strukturach geologicznych.

W roku 1954 A. Jahn dla określenia dynamiki rozwoju form stokowych wprowadził pojęcie bilansu denudacyjnego (14). Do jego sformułowania autor doszedł na podstawie analizy profilu zwietrzelinowego. Jahn dzieli procesy zachodzące na stoku na dwie grupy: 1) procesy wietrze-

nia, skierowane prostopadle do powierzchni stoku i 2) procesy denudacyjne, skierowane zgodnie z nachyleniem stoku. Rezultatem procesów wietrzenia jest pokrywa zwietrzelinowa, a rezultatem denudacji — ubytek zwietrzliny lub akumulacja deluwii na stoku. Wzajemne stosunki procesów wietrzenia do procesów denudacji Jahn ułożył w równanie bilansowe o trzech wariantach, nazywając je bilansami: równoważnym, dodatnim i ujemnym. Każdy z wymienionych wariantów wyraża inny stosunek procesów wietrzeniowych do procesów denudacji. W przypadku przewagi procesów wietrzeniowych nad spłukiwaniem i ruchami masowymi bilans stoku jest ujemny<sup>1</sup>. Pokrywa zwietrzelinowa staje się coraz grubsza. Natomiast przewaga procesów grawitacyjnych i spłukiwania nad procesami wietrzenia prowadzi do zmniejszania się pokrywy zwietrzelinowej i taki stosunek procesów Jahn nazywa bilansem dodatnim. Bilansem równowagi nazywa zaś taki stosunek procesów, w którym wietrzenie i denudacja wyrównują się.

Każdy stok może składać się z odcinków o innym bilansie. Układ i wielkość poszczególnych odcinków stoku o określonym bilansie nie są stałe. Zmieniają się zależnie od warunków klimatycznych. Klimat, a szczególnie duże wahania temperatur, oraz wielkość opadów decydują o postępie wietrzenia i szybkości denudacji. Stoki o dużych nachyleniach będzie charakteryzował dłuższy odcinek o bilansie dodatnim w stosunku do stoków o mniejszych nachyleniach. Także w obszarach o ubogiej roślinności a dużych opadach, długość odcinka o bilansie dodatnim będzie większa w porównaniu ze stokami okrytymi puszcą tropikalną, gdzie będzie panował bilans ujemny lub równoważny. Zdaniem Jahna, tak sformułowany bilans stoku jest wskaźnikiem aktualnie panujących stosunków w natężeniu procesów stokowych. Mało natomiast mówi nam o formie stoku, jakości procesów modelujących stok oraz o szybkości zmian formy stoku w określonych warunkach środowiskowych.

Z wyżej przedstawionego krótkiego przeglądu ważniejszych poglądów na rozwój stoków wynika, że poglądy te są rozbieżne zarówno pod względem typu ewolucji form stokowych, jak i co do udziału i roli procesów modelujących stoki. Autorzy tych poglądów, bazując głównie na analizie dużych form terenowych znajdujących się w różnych stadiach rozwojowych, przy pomocy dedukcyjnych konstrukcji, starali się wyjaśnić ich ewolucję, a wnioski rozszerzyć na wszystkie stoki. Zastosowanie metody dedukcyjnej w oderwaniu od konkretnych form stokowych, znajomości stosunku tych form do budowy geologicznej oraz typu i natężenia procesów modelujących stoki, stanowi zasadniczą przyczynę rozbieżności omówionych poglądów i uniemożliwia sprawdzanie i korygowanie wielkich schematów ewolucyjnych. Alternatywa: penepłenizacja czy równoległe cofanie — pedyplanacja powinna ustąpić systematycznym i dostatecznie ścisłym obserwacjom i pomiarom form stoków i procesów modelujących stoki z uwzględnieniem zasadniczych elementów, jak: budowa geologiczna, stadium rozwojowe rzeźby oraz strefa i piętro klimatyczne. Tą drogą zebrany materiał umożliwi potwierdzenie lub zmodyfikowanie i uzupełnienie ogólnych teorii rozwoju stoków.

<sup>1</sup> Sądzę, że terminy określające jakość bilansu: dodatni — ujemny w art. A. Jahna zostały odwrotnie użyte (bilans dodatni oznacza większe przychody). Autor zachował terminologię A. Jahna.



### Ważniejsze prace o współczesnych procesach stokowych spoza obszaru Polski

Równolegle z pracami o ogólnym rozwoju stoków, mającymi charakter rozważań dedukcyjnych, pojawiają się prace dotyczące jakości i natężenia współczesnych procesów stokowych.

G. Göttinger w 1907 r. (11) na podstawie analizy grubości pokryw zwietrzelinowych na stokach, struktur występujących w ich obrębie oraz obserwacji i pomiarów nowo powstałych osuwisk stwierdza, że zalesione stoki we fliszowej strefie Lasu Wiedeńskiego są modelowane tylko przez spełzywanie i osuwanie. Wyklucza natomiast zupełnie proces spłukiwania (s. 103). Procesy te, zdaniem Göttingera, prowadzą do spłaszczania form stokowych. Mechanikę spłaszczania autor wyobraża sobie następująco: ponieważ na stokach we fliszowej strefie Lasu Wiedeńskiego, od wierzchowin w dół występuje wzrastająca miąższość pokryw gliniasto gruzowych, takie ich rozmieszczenie świadczy o degradacji górnego odcinka oraz o agradacji dolnego. Z ubytkiem zwietrzliny w górnej części stoku wiąże się ciągle odsłanianie coraz głębszego podłoża i dalszy postęp procesów wietrzenia. W dolnej części stoków natomiast, gdzie następuje akumulacja, dalszy postęp wietrzenia jest zahamowany. Procesami, które dokonują degradacji górnych odcinków stoków i agradacji dolnych, są: osuwanie, spełzywanie i osadzanie. Świadczą o tym haki i charakterystyczne ułożenie gruzu, występujące w obrębie stoków, oraz pokłady kolowiów u ich podnóży.

W następstwie tak zróżnicowanych procesów: wietrzenia, spełzania i osadzania, górne części stoków są obniżane, a dolne podnoszone. Rozwój stoków dokonuje się więc przez spłaszczanie. Odnośnie do wieku pokryw otulających skalne stoki Göttinger sądzi, że są one rezultatem głównie procesów holocenów, chociaż nie wyklucza możliwości plejstocenów ich pochodzenia. Zdaniem autora na młody wiek tych pokryw wskazuje duża podatność skał fliszowych na wietrzenie i osuwanie oraz liczne formy świeżych osuwisk, które dowodzą, że rok rocznie dzięki osuwaniu przemieszczane są ze stoków do ich podnóży i w dna dolin olbrzymie ilości materiału zwietrzelinowego. Świeże formy osuwiskowe na stokach po kilku latach ulegają wyrównaniu i sprawiają wrażenie, że zarówno formy stoków, jak i budujące je pokrywy są bardzo stare.

W roku 1925 J. Schmid (29) do problemu stoków podszedł zupełnie odmiennie. Nie zajął się ogólnym rozwojem stoków. Interesowała go jakość i natężenie aktualnych procesów stokowych w różnych warunkach środowiska. Badania swoje skoncentrował na stokach zalesionych i łąkowych, określając na nich rozmiary spłukiwania i spełzania. Do określenia rozmiarów spłukiwania używał blaszanych łapaczy („Schuttfanger”), a do określenia wielkości spełzania stosował dębowe kółki.

Na podstawie bezpośrednich pomiarów wykonywanych przez półtora roku (1922/1924) w okolicach Freiburga (SW Schwarzwald) stwierdził, że na stokach zalesionych zachodziło tylko spłukiwanie powierzchniowe (procesu spełzania nie stwierdził). Rozmiary spłukiwania na stoku zalesionym o nachyleniu 33° wynosiły średnio 26 g, przy nachyleniu 8° — tylko 4 g (s. 101—102). Ze stoków łąkowych autor nie podał wyników dotyczących wielkości spłukiwania. Natomiast odnośnie do rozmiarów

spielzowania przytoczył kilka wartości (1—3 cm w ciągu 13 miesięcy), podkreślając, że proces ten ma charakter czysto lokalny i ograniczony jest do powierzchni zamłaczonych.

Na podstawie otrzymanych wyników Schmid sądzi, że w okresie współczesnym stoki zalesione są modelowane tylko przez splukiwanie, a stoki zadarnione w pewnych warunkach tylko przez spelzowanie.

J. Pouquet w 1956 r. w krótkim komunikacie (24) o charakterze metodycznym podał pierwsze wyniki rozmiarów splukiwania, jakie otrzymał na Wyżynie Labe we Francuskiej Afryce Zachodniej. Podane wyniki wskazują, że na stoku o powierzchni 150 m<sup>2</sup>, glebie kamienistej, gęsto porośniętej trawą i natężeniu deszczu 8—20 mm/godz. ciężar splukanego materiału wynosił 200 mg. Natomiast przy deszczu o natężeniu 20—30 mm/godz. i powyżej 30 mm/godz. ciężar splukanego materiału z tej samej parceli wynosił 480 i 580 mg.

Obok kilku wartości dotyczących rozmiarów splukiwania Pouquet podaje kilka danych odnośnie do kwasowości wód: 1) atmosferycznych, 2) spływających po stoku i 3) płynących w rzekach. Podane cyfry wskazują, że woda deszczowa ma pH 8,5, woda płynąca po stoku pH 6,0, a woda rzek pH 5—6, zas kwasowość wód studziennych i podskórnych dochodzi do 4,8. Cyfry te wskazują, że w klimacie gorącym obok splukiwania powierzchniowego, procesy chemiczne — rozpuszczania i ługowania części składników z gleby — mogą odgrywać poważną rolę w modelowaniu stoków.

H. H. Bennet w olbrzymim dziele *Soil conservation*, wydanym w 1939 r. wszechstronnie naświetlił problem współczesnych procesów stokowych (4). Problemem tym autor zajmuje się głównie od strony ochrony gleb przed niszczeniem. Z punktu widzenia rozwoju stoków, szczególnie interesujące są rozdziały, w których autor omawia i cyfrowo określa rolę szaty roślinnej oraz wpływ długości i nachylenia stoku na rozmiary splukiwania.

Odnosnie do wpływu szaty roślinnej na rozmiary splukiwania Bennet podał (s. 148), że dla zmycia osiemnastocentymetrowej warstwy gleby potrzeba: ze stoku zalesionego o nachyleniu 12% (około 6°) 173 700 lat; ze stoku łąkowego o takim samym nachyleniu — 28 900 lat, a ze stoku, który nie ma żadnej pokrywy roślinnej — tylko 17 lat. Wpływ kąta nachylenia stoku na rozmiary splukiwania określa następująco (s. 150, tab. 8): przy nachyleniu 3% (około 4°) zostało splukanych 148 ton gleby z hektara w ciągu jednego roku, natomiast przy nachyleniu 12% — 180 t/ha/rok. Cytowane wyniki otrzymano w takich samych warunkach środowiskowych (długość stoku 22 m, gleba gliniasto-pyłasta, opady roczne 926, mm, uprawa kukurydzy).

Odnosnie wpływu, jaki ma długość stoku na rozmiary splukiwania Bennet podaje następujące cyfry (s. 152, tab. 9): na stoku o długości 12,1 m zostało splukanych 157 t/ha/rok; na stoku o długości 24,2 m — 250 t/ha/rok; na stoku o długości 48,4 m — 286 t/ha/rok. Wartości te otrzymano na stokach o nachyleniu 16%, glebie mułowo-ilastej, rocznych opadach 820 mm i takim samym użytkowaniu (żyto).

Drugim ważnym dziełem, które zawiera bogaty materiał o natężeniu współczesnych procesów stokowych jest praca S. Sobolewa (39). Podobnie jak i u Benneta, znajdujemy tam bardzo wnikliwą i wszechstronną analizę elementów i czynników wpływających na rozwój i natężenie współczesnych procesów stokowych. Szczególnie interesujący jest rozdział o metodach badania procesów erozyjnych, zestawienia tabelaryczne



wpływu poszczególnych elementów na rozmiary spłukiwania oraz nowa oryginalna koncepcja rozwoju zboczy młodych wcięć dolinnych.

Do ilościowego określenia rozmiarów spłukiwania Sobolew stosował różne metody badania (pomiar pojemności żłobin; przekrojowe badania miąższości genetycznych poziomów glebowych; ciągle badania na poletkach wyizolowanych ze stoku; powtórne zdjęcia na założonych reperach).

Materiał cyfrowy, zebrany przy pomocy tych metod, pozwolił autorowi na określenie wpływu kąta nachylenia i długości stoku na rozmiary spłukiwania oraz na sformułowanie oryginalnej koncepcji rozwoju zboczy młodych wcięć dolinnych.

Przytoczone wyniki wskazują (s. 142, tab. 4), że ze wzrostem stopnia nachylenia stoków wzrastają rozmiary spłukiwania. Na stoku nachylnym  $9^\circ$  spłukiwanie wynosiło  $10 \text{ m}^3/\text{ha}$ , a na stoku o takich samych warunkach, ale nachylnym pod kątem  $11^\circ$ , rozmiary spłukiwania wynosiły już  $36 \text{ m}^3/\text{ha}$ .

Co do wpływu długości stoku na rozmiary spłukiwania Sobolew podaje następujące dane (s. 145, tab. 6): na stoku o nachyleniu  $3^\circ$  i długości 400 m, spłukiwanie wynosiło  $19 \text{ m}^3/\text{ha}$ , natomiast przy tym samym nachyleniu, ale większej długości (500 m) spłukiwanie wynosiło  $25 \text{ m}^3/\text{ha}$ .

Obok cyfr obrazujących wpływ długości i nachylenia stoków Sobolew podaje kilka danych odnośnie do wpływu formy stoków na rozmiary spłukiwania (s. 147—154, tab. 8, fig. 59, 60). W wypadku formy wypukło-wklęsłej cyfrowo wygląda to tak: na stoku 100 m długim (licząc od wododziału) o nachyleniu  $2^\circ$  zostało spłukane mniej materiału niż  $0,5 \text{ m}^3/\text{ha}$ . Na długości 340 m od wierzchowiny i nachyleniu  $12^\circ$  zostało spłukanych  $48 \text{ m}^3/\text{ha}$ , natomiast na długości 528 m, ale o nachyleniu tylko  $3^\circ$  woda spłukała tylko  $19 \text{ m}^3/\text{ha}$ . Dane te wskazują, że na stoku wypukło-wklęsłym rozmiary spłukiwania stopniowo wzrastają tylko w odcinku wypukłym, natomiast w odcinku wklęsłym wyraźnie maleją, co dowodzi przewagi akumulacji na tym odcinku.

Dobra znajomość współczesnych procesów stokowych oraz duża ilość materiału liczbowego pozwoliła podać własną koncepcję rozwoju zboczy młodych form dolinnych w warunkach kulturalnych. Zdaniem Sobolewa wyjściowa forma pionowego, urwistego zbocza, utworzona dzięki intensywnej erozji wgłębnej, w wyniku odpadania i gromadzenia się odpadniętego materiału u jego podnóża, szybko zmienia się w zbocze jednostajnie nachylone o nachyleniu zbliżonym do kąta naturalnego zsyphu. Zbocze takie charakteryzuje się ostrym załomem między wyrównaną wierzchowiną a wcięciem doliny. Ten ostry załom, najbardziej narażony na deflację, spłukiwanie i grawitacyjne przemieszczanie, szybko ulega zniszczeniu i forma prostego zbocza przybiera kształt wypukły. Ta forma wypukła, głównie dzięki spłukiwaniu, zmienia się w jednostajnie nachyloną, ale o mniejszym kącie nachylenia. W dalszej fazie rozwoju prosta forma stoku zmienia się w formę wklęsłą, która przypomina profil równowagi koryt rzecznych.

W koncepcji rozwoju stoków Sobolewa interesujące jest to, że forma stoku podczas rozwoju zmienia się również i wtedy, gdy baza erozyjna jest stała. W czasie swego rozwoju stok przybiera różne formy na poszczególnych etapach i zmierza do osiągnięcia profilu wklęsłego, który — zdaniem Sobolewa — jest profilem równowagi.

Należy podkreślić, że koncepcja Sobolewa, oparta na bogatym materiale terenowym, w zasadniczych rysach pokrywa się z dedukcyjną koncepcją Davisa. Sobolew, podobnie jak Davis, w stopniu nachylenia

stoków i ich formie widzi pewne stadia rozwoju stoków, przez które stoki stopniowo wydłużają się i spłaszczają, prowadząc do powstania zrównania. Ta duża zbieżność poglądów Davisa i Sobolewa, którzy sformułowali swoje koncepcje na zupełnie odmiennej drodze, wskazuje, że istnieją pewne ogólne prawidła, które rządzą rozwojem stoków.

W roku 1957 ukazała się praca H. Jacklego (13), dotycząca ilościowej oceny współczesnych procesów morfologicznych w Alpach Szwajcarskich na obszarze dorzecza Górnego Renu. Praca ta jest próbą oceny ogólnej denudacji na powierzchni ponad 4 000 km<sup>2</sup>. Autor na podstawie danych z literatury i patrolowych obserwacji oraz analizy map i zdjęć lotniczych z obszarów reprezentacyjnych ocenia przeciętną roczną denudację dla całego badanego obszaru na 0,58—1,27 mm. Mnożąc te cyfry przez 600 000 lat (tj. okres całego czwartorzędu) autor podaje, że badany obszar uległ w tym czasie obniżeniu o 348—762 m. W pracy Jacklego nie znajdujemy jednak materiałów, które pochodziłyby ze stoków szczególnie scharakteryzowanych pod względem kształtu, długości i nachyleń oraz typu szaty roślinnej.

Z rozważań nad ogólną denudacją w dorzeczu Górnego Renu interesujące są dane odnośnie do szybkości ługowania CaCO<sub>3</sub> z obszarów zbudowanych z różnych typów skał. Według Jacklego zawartość CaCO<sub>3</sub>/l w wodach spływających z obszarów zbudowanych ze skał krystalicznych wynosi 20—50 mg, w wodach spływających ze skał wapiennych i dolomitowych 95—160 mg, a ze skał łupkowych i fliszu aż 100—165 mg. Te dane wskazują, że w obszarach zbudowanych ze skał fliszowych, współczesna erozja chemiczna przebiega z taką intensywnością, jak w obszarach zbudowanych z wapieni.

W roku 1960 ukazała się interesująca praca A. Rappa (25). Autor na podstawie systematycznych badań polowych, przeprowadzonych w ciągu 140 dni na przestrzeni 9 lat, daje jakościową i ilościową charakterystykę aktualnych procesów morfogenetycznych północnej części gór skandynawskich. Terenem badań autora jest górskie dorzecze Karkevagge o powierzchni 18 km<sup>2</sup>. W dorzeczu tym w wyższej strefie gór występują lodowce o powierzchni 3 km<sup>2</sup>, a pozostały obszar (15 km<sup>2</sup>) charakteryzuje klimat i środowisko peryglacjalne, arktyczno-oceaniczne.

Ze współczesnych procesów morfogenetycznych na tym obszarze Rapp szczegółowo omawia: obrywy, osuwiska skalne, lawiny, osuwiska ziemne i spłyty błotne, erozję chemiczną, spełzywanie piargów i soliflukcję.

Na podstawie zebranych materiałów Rapp stwierdza, że w strefie tundrowej gór skandynawskich, na stokach o nachyleniu 45—30—15°, zbudowanych ze skał łupkowo wapiennych i wapiennych, ważność procesów zachodzących na stokach przedstawia się następująco (s. 184—185, tab. 32): pierwsze miejsce zajmuje erozja chemiczna (26 t/km<sup>2</sup>/rok), co odpowiada średniemu obniżeniu całego obszaru o 0,01 mm/rok, drugie — osuwiska ziemne i spływy błotne (23 t/km<sup>2</sup>/rok), trzecie — lawiny gruzowo-błotne (15,4 t/km<sup>2</sup>/rok).

Następne miejsca co do ważności procesów zajmują: obrywy skalne (8,7 t/km<sup>2</sup>/rok), co odpowiada średniemu rocznemu cofnięciu ściany skalnej o 0,04—0,15 mm, soliflukcja (20,000 t/1 m) oraz spełzywanie w obrębie ospisk (5 000 t/1 m).

Na liście ważnych współczesnych procesów stokowych Rapp nie umieszcza wietrzenia i spłukiwania. Ilościowych pomiarów spłukiwania nie wykonywał. Sądzi jednak, że spłukiwanie nie odgrywa dużej roli. Na-



tomiast proces wietrzenia mrozowego określa tylko szacunkowo na około 100—400 t/km<sup>2</sup>. Zwraca przy tym uwagę, że gdyby wliczyć ten proces do tabeli ważności procesów, zająłby on czołowe miejsce wśród procesów uwzględnionych.

Wyniki badań Rappa są interesujące. Autor podaje rozmiary denudacji w dorzeczu oraz ilościowo określa udział poszczególnych typów procesów w ogólnej denudacji. Nie podaje natomiast szczegółowej analizy form stokowych, przestrzennego zróżnicowania natężenia współczesnych procesów na tych formach, ani związku form stokowych z określonymi typami procesów i z ich natężeniem.

### Ważniejsze prace o współczesnych procesach stokowych z obszaru Polski

W Polsce zagadnieniami współczesnych procesów stokowych zajmują się gleboznawcy, rolnicy-melioratorzy oraz geografowie i geomorfologowie.

Gleboznawcy i rolnicy-melioratorzy zajmują się procesami stokowymi ponieważ zależy im na ochronie gleb przed nadmiernym niszczeniem. Geografowie i geomorfologowie w mniejszym stopniu interesują się praktyczną stroną tych zagadnień. Główny ich wysiłek skierowany jest na poznanie mechanizmu i natężenia współczesnych procesów morfogenetycznych w różnych warunkach środowiska.

Badania gleboznawczo-rolnicze zapoczątkowali S. Bac, J. Żółciński, J. Tomaszewski. Bac w 1928 r. (1) na podstawie porównania planów warstwicznych majątku w Dublanach z lat 1882—1925 wykazał, że powierzchnie grzbietów i zboczy o nachyleniu 12%, zajęte pod uprawę rolniczą, obniżyły się w tym czasie przeciętnie o 25 cm, a dna dolinek zadarnionych podniosły się o 40 cm.

Żółciński i Tomaszewski (42, 35) w latach 1929—30 wykazali zróżnicowanie budowy profilów glebowych w różnych częściach stoku, tłumacząc je procesami deluwialnymi. Zwrócili również uwagę na niekorzystne skutki tych procesów dla praktyki rolnika.

Cyfrowe ujęcie rozmiarów aktualnego spłukiwania na stokach lessowych Wyżyny Lubelskiej podaje Ziemiński (38). Zdaniem tego autora na stokach około 150 m długich o nachyleniu 15—20%, roczna degradacja warstwy próchnicznej wynosi 4—5 mm.

R. Hlibowicki (12) na podstawie planu sytuacyjno-wysokościowego z 1932 r. oraz powtórnych tachymetrycznych pomiarów w 1951 r. podaje, że na Pogórzu Sudeckim stoki rolne o nachyleniu 12%, pokryte glebami glin ciężkich, w okresie 20 lat uległy obniżeniu (maksymalnie) około 1 m, a dna dolin podniosły się o 70 cm. Obok maksymalnych wartości podaje także i średnie, które w przeliczeniu na rok wynoszą: obniżenie stoku 16 mm/rok, podniesienie dna 13 mm/rok.

W latach 1950, 1955, 1957, 1960 wyszły specjalne tomy poświęcone badaniom erozji gleb w Polsce. Te cztery tomy stanowią duży zbiór różnorodnych prac, w których zawarty jest bogaty materiał o nasileniu i zasięgach erozji gleb w Polsce, oraz o różnych sposobach zapobiegania i przeciwdziałania temu procesowi (27, 9, 43, 8).

Większość prac zawarta w tych tomach dotyczy obszarów lessowych, które szczególnie silnie podlegają erozji gleb. Mniej jest natomiast prac z obszaru Karpat fliszowych.

Prace o współczesnych procesach stokowych z obszaru Karpat można podzielić na dwie grupy: 1) omawiające procesy grawitacyjnego ruchu mas oraz 2) omawiające natężenie spłukiwania i erozji.

Grupa prac omawiająca grawitacyjny ruch mas jest najliczniejsza, obejmuje ponad 30 pozycji (32). Prace te mają głównie charakter notatek i przyczynków. Wśród nich znajduje się także kilka syntetycznych opracowań następujących autorów: Ludomir Sawicki (28), B. Świderski (35), H. Teisseyre (34), A. Kleczkowski (16), T. Ziętara (41).

Autorzy tych prac opisują miejsca występowania procesów grawitacyjnych, szybkość ruchu mas, formy przez nie utworzone oraz określają przyczyny ich powstania. Sawicki i Teisseyre na podstawie powtórnych pomiarów tych samych osuwisk stwierdzają, że szybkiemu przemodelowaniu ulega język osuwiskowy. Natomiast ściany nisz znacznie wolniej są przeobrażane i przez długi okres zachowują świeżość.

Duża ilość prac o osuwiskach świadczy, że w Karpatach proces grawitacyjnego ruchu mas jest powszechny i niszczy stare, wyrównane powierzchnie stoków.

Prace omawiające natężenie spłukiwania i erozji na obszarze Karpat są mniej liczne.

W roku 1955 A. Reniger w monograficznym opracowaniu erozji gleb zlewni potoku Łukowica (26) określiła ogólnie natężenie aktualnych procesów morfogenetycznych. Na podstawie przekrojów niwelacyjnych-glebowych scharakteryzowała proces powierzchniowego spłukiwania i stwierdziła, że całe stoki w pewnym stopniu podlegają spłukiwaniu. Ilościowych ujęć tego procesu nie podała. Autorka omówiła także erozję wgłębną potoków, proces osuwania oraz szybkość akumulacji powyżej zapory przeciwzutorowej. Obliczywszy objętość materiałów osadzonych powyżej zapory dała ilościową charakterystykę współczesnych procesów denudacyjnych. Stwierdziła, że ilość materiału odprowadzonego z km<sup>2</sup> zlewni potoku Łukawica wynosiła  $\pm 122,5$  m<sup>3</sup>/rok.

Podobne badania prowadził Pietruszewski (22) w dorzeczu Łososiny. Dla zlewni potoku Stankowskiego podaje cyfrę 41 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>, a dla Świdnika Tęgoborskiego 122,2 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>.

P. Prochał (23) ilość odprowadzanego materiału z 1 km<sup>2</sup> w dorzeczu górnej Soły określił na 81 m<sup>3</sup>/rok.

Omówione prace charakteryzują ogólnie natężenie aktualnych procesów denudacyjnych. Brak w nich danych odnośnie do pochodzenia materiału. Nie wiadomo, z jakich elementów rzeźby pochodzi materiał osadzony przed zaporą przeciwzutorową, jaki jest udział spłukiwania, erozji i ruchów masowych w dostawie materiałów do zbiorników retencyjnych.

J. Łazarz (17, 18), publikując wstępne wyniki badań gleboznawczych z obszaru Beskidu Śląskiego, podkreślił wpływ rzeźby na jakość i kształtowanie się profilu glebowego. Dał temu wyraz przy okazji wyróżniania genetycznych typów gleb, wiążąc je z położeniem na stoku. Uważał, że w górach z punktu widzenia stopnia wykształcenia, należy wyróżniać: gleby słabo wykształcone — degradowane (szczytowe), dobrze wykształcone — namywane (podstokowe) i gleby pośrednie (nastokowe).

K. Figura (9) na podstawie analizy: orografii, budowy geologicznej, gleb, klimatu i użytkowania terenu wydzielił na obszarze woj. krakowskiego 9 regionów o różnych potencjalnych możliwościach rozwoju procesów erozyjnych i denudacyjnych. Danych ilościowych nie podał. Zwrócił tylko uwagę, że spłukiwanie jest głównym procesem w obszarach les-



sowych, natomiast w Karpatach przewodnim procesem jest erozja liniowa.

Z. Ziemiński, Z. Mazur (39, 40), analizując w Beskidzie Średnim miąższość poziomów glebowych na dwóch stokach zajętych pod uprawy rolnicze, ale różniących się sposobem uprawy (poprzeczna i zgodna z nachyleniem), wykazali silne zniszczenie gleb w wypadku podłużnej uprawy, w przypadku uprawy poprzecznej, stopień zniszczenia gleb był znacznie mniejszy. Przyczyną było utworzenie się teras rolnych, w obrębie których na 1 m bieżącym terasy zatrzymało się 3—5 m<sup>3</sup> materiału glebowego.

B. Dobrzański, J. Gliński (7) — na przekrojach niwelacyjno-glebowych z obszaru pasma Radziejowej określają wpływ terasowania stoków na zmianę budowy profilu glebowego. Stwierdzają, że stoki sterasowane, obok większej miąższości profilu glebowego mają również grubszą warstwę próchniczną, która w obrębie teras jest zmienna: najcieńsza — u podnóży stromych skarp, najgrubsza na wypukłych założach. Skład mechaniczny gleb na stoku sterasowanym jest mniej różnicowany niż na niesterasowanym.

Rozmiary spłukiwania na stoku uprawnym i łąkowo-pastwiskowym za okres roku podaje Gerlach (10): na stoku oranym, o terasowym układzie pól, spłukiwanie wynosiło 3043 g/l m<sup>2</sup>; na stoku ze zwartą roślinnością trawiastą — tylko 0,66 g/m<sup>2</sup>. Cyfry te wskazują na olbrzymią rolę ochronną trwałej pokrywy darniowej w rozmiarach spłukiwania.

Z. Woźniak (37), prowadząc badania na Pogórzu Wielickim, wykazała, że natężenie spłukiwania na stokach oranych zależy od ich kształtu. Według autorki stoki wypukłe, nachylone około 20°, ulegają największej degradacji w najniższym odcinku. Na stokach wypukło-wklęsłych spłukiwany jest tylko odcinek wypukły, w odcinku wklęsłym występuje akumulacja. Stoki proste na całej długości są degradowane. Zdaniem autorki, rozwój stoków na tym obszarze odbywa się przez spłaszczanie. Rozmiary spłukiwania dla jednego roku (1957) obliczone przez autorkę na podstawie ilości zawieszin, odprowadzonych poza obręb badanej zlewni, wynoszą 573 kg/ha. Odpowiada to przeciętnemu obniżaniu badanego obszaru o 0,48 mm/rok.

L. Starkel (31) na podstawie szczegółowego skartowania 15 niewielkich obszarów w różnych częściach Karpat, po wnikliwej analizie rzeźby starszej tych obszarów i po patrolowych obserwacjach dotyczących jakości i natężenia współczesnych procesów stokowych, wyróżnia 6 typów modelowania stoków: 1) zmywowy, 2) zmywowo-sufozyjny, 3) erozyjny, 4) osuwiskowy, 5) złaziskowy i 6) typ modelowania stoków przez odpadanie. Każdy z wymienionych typów zmierza do zmiany profilu starszego stoku.

Zdaniem autora zmiana w wyglądzie formy stoku idzie w dwu kierunkach: 1) w kierunku powiększania stromości stoków, przez rozcięcia erozyjne i oddolną degradację pokryw soliflukcyjnych, oraz 2) w kierunku łagodzenia stoków, przez degradację górnych i środkowych odcinków stoku, a agradację dolnych. Według Starkla kierunek pierwszy przeważa w obszarze Beskidów, kierunek drugi — w obszarze Pogórzy. Autor ten podaje również próbę oceny stopnia przeobrażeń stoków karpaccich w holocenie. Jako kryterium ilościowej oceny stopnia przeobrażenia stoków przyjął: gęstość rozcięcia rzeźby peryglacialnej przez młode dolinki, objętość mas wyprątniętych z tych dolin, procent powierzchni zajętej przez osuwiska oraz ilość materiału unoszonego przez większe rzeki karpaccie. Na podstawie tych kryteriów szacunkowo określa wielkość śred-

niego obniżenia stoków karpackich w holocenie na 0,5 m czyli 0,05 mm/rok.

Z przeglądu ważniejszych prac dotyczących współczesnych procesów stokowych wynika, że znajomość ich jest bardzo różnorodna. Geomorfologowie, prowadząc bezpośrednie pomiary aktualnych procesów stokowych, robią to zwykle w jednym punkcie na stoku lub na małym jego wycinku. Podawane przez nich wyniki pomiarów pozwalają wnosić jedynie o istnieniu określonego procesu i pozwalają ocenić jego znaczenie w modelowaniu stoków. Nie mówią natomiast o zróżnicowanym natężeniu procesu na długości całego stoku.

Gleboznawcy i rolnicy-melioratorzy podają bardzo dokładne dane co do rozmiarów spłukiwania na stokach o różnych nachyleniach i długościach. Liczby te przeważnie pochodzą z małych poletek doświadczalnych, sztucznie wyizolowanych z całego stoku i dotyczą tylko stoków rolniczych o kształtach prostych. Małe rozmiary poletek i wyizolowanie ich z całego stoku stwarzają sztuczne warunki dla rozwoju procesu spłukiwania. Z tych względów wyniki pomiarów otrzymane na takich poletkach nie mogą być rozszerzane na stoki o dużych długościach albo na stoki o kształtach nie prostych. Wyniki otrzymane taką drogą nie dostarczają danych o zróżnicowaniu natężenia — na długości całego stoku.

To wszystko sprawia, że podawane przez różnych specjalistów liczbowe ujęcia współczesnych procesów stokowych przeważnie są nieporównywalne i nie można ich wykorzystać przy rozważaniach nad współczesną ewolucją stoków.

Różne cele badań poszczególnych specjalistów, odrębne metody badań, różne sposoby liczbowego ujęcia aktualnych procesów stokowych bardzo utrudniają ogólną orientację w problemie. W chwili obecnej jednym z podstawowych zagadnień w tym zakresie powinna być dążność do ujednolicenia metod badawczych oraz sposobów liczbowego ujęcia i przedstawiania współczesnych procesów stokowych<sup>2</sup>. Ułatwi to porównywanie wyników z różnych obszarów i umożliwi dokładniejsze poznanie prawideł współczesnego rozwoju stoków.

*Instytut Geografii PAN*

*Zakład Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn  
w Krakowie*

## LITERATURA

- (1) Bac S. *Przyczynek do badań nad zmianą położenia powierzchni ornych gruntów lessowych*. RNRL, t. 19, Poznań 1928.
- (2) Baulig H. *Le profil d'équilibre des versants*. „Ann. de Géogr.” t. 49, 1940.
- (3) Baulig H. *Studia geomorfologiczne* (zbiór artykułów) Warszawa 1958. PWN.
- (4) Bennet H. H. *Soil conservation*. New York and London 1939.
- (5) Birot P. *Essai sur quelques problèmes de morphologie générale*. Lizbona 1949.

<sup>2</sup> Autor w ciągu 4 lat prowadził stacjonarne badania nad przebiegiem i intensywnością współczesnych procesów stokowych w dorzeczu górnego Grajcarka w Polskich Karpatach Zachodnich. Wyniki tych badań zostały opublikowane w pracy *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka*. „Prace Geogr. IG PAN” nr 52. Warszawa 1966, w której autor w oparciu o własne badania szczegółowo omawia te zagadnienia i ustosunkowuje się do wyżej przedstawionych poglądów.



- (6) Davis W. M. *The geographical cycle*. „Geogr. Jour.” Vol. 14, 1899.
- (7) Dobrzański B., Gliński J., Guz T. *Terasowanie zboczy jako czynnik kształtowania erodowanych gleb dorzecza Białej i Czarnej Wody*. „Rocz. Glebozn.” t. 9, z. 2. Warszawa 1960.
- (8) Dobrzański B. *Z badań wpływu erozji wodnej na ewolucję gleb w Polsce*. „Wiadomości IMUZ” z. 4. Warszawa 1960.
- (9) Figuła K. *Wstępna charakterystyka zjawisk erozji na terenie kilku powiatów województwa krakowskiego*. RNR. t. 71-F-1, Warszawa 1955.
- (10) Gerlach T. *Wstępne badania nad intensywnością współczesnych procesów denudacyjnych w Jaworkach k/Szczawnicy*. RNR. t. 72-F-3, Warszawa 1958.
- (11) Göttinger G. *Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen*. „Geogr. Abh.” Bd. 9. Leipzig 1907.
- (12) Hlibowicki R. *Przemieszczenie gleb i kształt pól uprawnych*. RNR. t. 71-F-1, Warszawa 1955.
- (13) Jäckli H. *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebiets*. „Beiträge Geolog. Schweiz. Geotechn.” Ser. 36. 1957.
- (14) Jahn A. *Denudacyjny bilans stoku*. „Czas. Geogr.” t. XXV, z. 1—2. Warszawa—Wrocław 1954.
- (15) King L. C. *Canons of landscarpe evolution*. „Bull. of the Geolog. Society of America”. Vol. 64. July 1953.
- (16) Kleczkowski A. *Osuwiska i zjawiska pokrewne*. Warszawa 1955.
- (17) Lazar J. *Badania wstępne nad glebami Karpat fliszowych*. RNR. T. 66-A-1, 1952.
- (18) Lazar J. *Gleby karpackie piaskowcowe*. „Rocz. Glebozn.” t. 2, 1952.
- (19) Niewiadomski W. *Próba syntezy 10-cio letnich (1947—1957) studiów nad strukturą przyrodniczo-rolniczą urzeźbionych krain Polski*. „Wiadomości IMUZ” z. 4, 1960.
- (20) Ostromecki J. *Wpływ erozji na żyzność gleby i plonowanie w krajobrazie moreny dennej*. RNR. t. 54, z. 1, 1950.
- (21) Penck W. *Morphologische Analyse*. Stuttgart 1924.
- (22) Pietruszewski W. *Zabudowa potoków czy zbiorniki retencyjne*. „Gosp. Wod.” t. 12, z. 6. Warszawa 1949.
- (23) Prochal P. *Przyrodnicze i techniczne podstawy walki z erozją gleb w górnym dorzeczu Soły*. RNR. t. 74-F-2, 1960.
- (24) Pouquet J. *Méthodes d'étude des versants et principaux résultats obtenus sur Labe, Guinée Française*. A.O.F., Premier rapport de la Commission pour l'étude des versants. Union Géogr. Inter. 1956.
- (25) Rapp A. *Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia*. „Geogr. Ann.” Vol. 42. 1960.
- (26) Reniger A. *Erozja gleb na terenie podgórskim w obrębie zlewni potoku Łukawica*. RNR. t. 71-F-1. Warszawa 1955.
- (27) Reniger A. *Próba oceny nasilenia potencjalnej erozji gleb w Polsce. Z badań nad erozją gleb w Polsce*. Warszawa 1951.
- (28) Sawicki L. *Osuwiska ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 r. w Galicji Zachodniej*. „Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. AU”. 16. Ser. 3. Dział A. Kraków 1916.
- (29) Schmid J. *Klima, Boden und Baumgestalt im berechneten Mittelgebirge*. Freiburg Neudamm 1925.
- (30) Sobolew S. S. *Razwitiye erozionnych procesow na teritorii ewropejskoj czasti SSSR i borba s nimi*. T. 1, Moskwa—Leningrad 1948, t. 2, Moskwa 1960.
- (31) Starkel L. *Rozwój rzeźby Karpat Fliszowych w holocenie*. „Prace Geogr. IG PAN” nr 22. Warszawa 1960.

- (32) Starkel L. Stan badań nad współczesnymi procesami morfogenetycznymi w Karpatach. „Czas. Geogr.” t. XXXIII, z. 4, 1962.
- (33) Świderski B. Przyczynki do badań nad osuwiskami Karpackimi. „Przegl. Geogr.” t. 12. Warszawa 1932.
- (34) Teisseyre H. Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia. „Rocznik PTG”. 12, Warszawa 1936.
- (35) Tomaszewski J. Zróżnicowanie pokrywy glebowej w terenie lessowym pod wpływem procesów zmywnych. „Pam. PINGW w Puławach”, t. II. z. 1, 1930.
- (36) Wood A. The development of hillside slopes. „Prac. Geol. Ass.” 1942.
- (37) Woźniak Z. Przebieg i rozmiary współczesnego modelowania zlewni potoku Bilczyckiego przez procesy denudacyjne. „Dokum. Geogr.” z. 5. Warszawa 1963.
- (38) Ziemnicki S. Zagadnienia przemieszczania gleb pod wpływem wody i próba zapobiegania tym zjawiskom na lessach głębokich. AUMCS, Vol. 7. Sec. E. Lublin 1949.
- (39) Ziemnicki S., Mazur Z. Przekrój zbocza jako odzwierciedlenie erozji gleb. AUMCS, Vol. 10. Sec. E. z. 3. Lublin 1955.
- (40) Ziemnicki S. Znaczenie skarpy w terenie erozyjnym. RNR t. 73-F-4, 1959.
- (41) Ziętara T. O odmłodzeniu osuwisk w Beskidach Zachodnich. „Roczn. Nauk. Dyakt. WSP”. z. 22. Krakow 1964.
- (42) Żółciński J. Deluwialne procesy glebowe. RNR. t. 22. Poznań 1929.
- (43) Uggle H. Uwagi o przebiegu erozji na terenie Pojezierza Mazurskiego. „Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych” z. 8 PWRL. Warszawa 1957.

ТАДЕУШ ГЕРЛЯХ

# ОБЗОР БОЛЕЕ ВЕСКИХ ВЗГЛЯДОВ НА ВОПРОС ОБЩЕГО РАЗВИТИЯ СКЛОНОВ И ПОЛОЖЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ НАД СОВРЕМЕННЫМИ СКЛОНОВЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Автор рассматривает более веские концепции относительно эволюции склонов и положение исследований современных склоновых процессов. Автор приходит к заключению, что в концепциях трактующих о развитии склонов существуют разногласия и обращает внимание на то, что источником этих разногласий является преувеличенное применение дедуктивного метода упускающего: анализ конкретных склоновых форм рельефа и их отношение к геологическому строению местности и стадии развития склоновых форм рельефа, а также анализ хода и интенсивности склоновых процессов. Исследования и аналитические работы, которые выполнялись различными специалистами дали довольно обильный цифровой материал по качеству и темпу моделировки склонов в разных климатических зонах, но этот материал, в большинстве случаев, является фрагментаричным и нельзя его сравнивать между собой ввиду того, что отсутствует точно определенный и унифицированный метод.

Современное положение знаний в этой области требует от геоморфологов концентрации по направлению методических вопросов, уточнения и унификации исследовательских методов чтобы получить возможность сравнения результатов исследований выполненных на различных территориях; это облегчит ознакомление с закономерностями развития склонов.

Пер. Б. Миховского



TADEUSZ GERLACH

REVIEW OF THE MAIN CONCEPTS CONCERNING THE EVOLUTION  
OF HILLSLOPES AND CONTEMPORANEOUS PROCESSES OPERATING  
ON THEM

An attempt is made to review the main trends of investigations concerning the evolution of hillslopes and the processes operating on them. A considerable divergence exists in the opinions of authors dealing with hillslope evolution. The source of this divergence is to be found in the tendency to excessively apply deductive methods in the investigation of hillslopes, without due regard to their geologic composition and their stage of development. In addition, such deductive approaches are frequently combined with a tendency to neglect detailed measurements of the intensity of the processes operating on particular slopes.

A considerable amount of quantitative data has already been obtained, by various authors representing different disciplines, on the character and intensity of slope-shaping processes operating under different climatic conditions. However, the data obtained are still fragmentary and not easily compared one to another, owing to the lack of unified and precisely documented methods. The present state of our knowledge demands that the methods used be unified and clearly defined. This is a prerequisite to the possibility of comparing the results of scientific investigations, and to a better understanding of the processes controlling the development of hillslopes.

Translated by *Stanisław Dziwiałowski*

MACIEJ S. CZARNOWSKI

## Rzut oka na rolę lasu w gospodarce wodnej Polski

### *A glance on the role of woody vegetation in hydrological economy in Poland*

**Zarys treści.** Na podstawie prac innych badaczy i własnych studiów autor dochodzi do wniosku, że w granicach terytoriów wielkości zlewni rzek Polski nie można spodziewać się uzyskania ani zwiększenia ilości opadów, ani odpływu przez zwiększenie lesistości kraju. Autor natomiast widzi możliwość poprawienia bilansu wodnego za pomocą sieci zadrzewieniowych pasów śródpolnych w krainach, gdzie zaznacza się zjawisko stepowania.

Krytyczna sytuacja gospodarki wodnej w Polsce, znajdująca swój wyraz w trosce wielu znawców przedmiotu (np. B a l c e r s k i e g o, 1962; L a m b o r a, 1965) i biologów (W o d z i c z k i, 1947) nakazuje nie zaniedbać rozpatrzenia hydrologicznej roli takiego czynnika fizjotaktycznego, jak las czy sieć zadrzewieniowych pasów śródpolnych.

Problematyka wpływu lasu na klimat i stosunki wodne przedstawia bardzo obszerny przedmiot. Podręcznik poświęcony tej sprawie, napisany przez K i t t r e d g e'a w r. 1948, obejmuje 450 stron i powołuje się na 381 pozycji bibliograficznych. Podręcznik A r m a n d a z r. 1961 traktujący o podstawach projektowania sieci zadrzewieniowych pasów śródpolnych zawiera 350 stron i opiera się na 231 pozycjach literatury przedmiotu. Jeśli się nadto zważy, że temat zazębia się z wielu kwestiami z zakresu ekologii i fizjologii roślin, geofizyki i gleboznawstwa, agrotechniki i melioracji wodnych, biometrii i statystyki itd. itd. to staje się oczywiste iż o hydrologicznej roli lasu w gospodarce wodnej w takim artykule, jak niniejszy, musimy ograniczyć się do zagadnień podstawowych, czynników dominujących, a pominąć szereg kwestii bardziej znanych, ogólnie zrozumiałych albo też łatwo dostępnych w literaturze.

Nie ulega wątpliwości, że rozwój nauk przyrodniczych, dających podstawy do racjonalnie pojętego planowania, zapewni możliwie najpoprawniejszą politykę gospodarczą państwa. Niestety, nie zawsze nauki przyrodnicze umieją odpowiadać na stawiane im pytania. Skarżą się na to autorzy zajmujący się użytkowaniem wody w skali gospodarstwa narodowego (H e r f i n d a h l i K n e e s e, 1965). Wiele się składa na to powodów, których na tym miejscu nie sposób omawiać, ale niewątpliwie jednym z nich jest to, że rozwojowi tych nauk przyrodniczych nie poświęcono w przeszłości dość dużo uwagi, w sensie doboru kadr i stworzenia odpowiednio wyposażonych warsztatów pracy naukowej. „Do zasadniczego rozstrzygnięcia zagadnień — pisze S o k o ł o w, 1966 — nie-



zbędne są prace doświadczalne, wraz z organizacją spostrzeżeń na specjalnie wybranych zlewniach ...". „Mija wiele dziesiątków lat, a my wciąż nie rozporządzamy danymi niezbędnymi do oceny hydrologicznej roli lasu”.

Kwestia oddziaływania lasów na stosunki hydrologiczne stanowi przedmiot bardzo sporny i mający długą historię. Rozpocznijmy rozważania na ten temat od podstawowego równania bilansu wodnego:

$$R = E + Q \quad (1)$$

gdzie

$R$  — opad atmosferyczny,

$E$  — parowanie terenowe,

$Q$  — odpływ.

Równanie to, jak wiadomo, ma zastosowanie do dużych zlewni i długich okresów. W dotychczasowej praktyce oblicza się wartość  $R$  oraz  $Q$  na podstawie przeliczeń bezpośrednich obserwacji, natomiast wartość  $E$  oblicza się wzorem:

$$E = R - Q \quad (2)$$

i w ten sposób obliczona wartość  $E$  jest obciążona błędami obserwacji i metody przeliczeń zarówno wartości  $R$ , jak i wartości  $Q$ . W celu uzyskania rzetelnego bilansu należałoby postawić wymóg określania każdego członu równania bilansowego z osobna. Nie jest to wcale nowa kwestia, ale należy tu o niej wspomnieć, bo ma ona duże znaczenie dla rozpatrywanej sprawy. Wartość  $E$  należałoby obliczać przy pomocy wzorów empirycznych czy teoretycznych, analogicznie do tego, jak to się czyni dotychczas przy określaniu wartości  $Q$ , czy też  $R$ . Zważmy bowiem, że  $Q$  określa się przecież przy użyciu wzorów hydrologicznych na podstawie obserwacji wysokości stanu wód w ciekach, a nie wprost bezpośrednim pomiarem. Podobnie wielkość opadu  $R$  nie jest rzeczywistą wysokością opadu wypadającą na badane terytorium, lecz jedynie wskaźnikiem wysokości opadu. Prawdziwy zaś opad  $R$  jest funkcją notowań ombrometrycznych  $R$ , więc też prawdziwa wysokość opadu  $R$  powinna być wielkością obliczalną na podstawie notowań sieci meteorologicznej i na podstawie znajomości funkcji

$$R = f(\bar{R}) \quad (3)$$

Jeśli idzie o wielkość parowania terenowego, to rozporządzamy znaczną ilością wzorów, dających wyniki obciążone wcale nie większym błędem niż wzory na określenie wartości  $Q$ . Wzory te wyrażają wprawdzie parowanie przy wzięciu pod uwagę wysokości opadu, ale nadto zawierają takie elementy, jak niedosyt wilgotności powietrza lub radiację, które w pozostałych członach bilansu wodnego nie są reprezentowane. Wszystkie te wzory na parowanie terenowe mają jednak jedną wielką wadę, być może nie pod względem ich konstrukcji, lecz co do reprezentowanych w nich współczynników. Pochodzi to z tego, że współczynniki te wynikają nie z bezpośrednich obserwacji wielkości parowania, lecz z równania (2), którego człon  $R$  oraz  $Q$  są obciążone błędami obserwacji i metody. Określenie parowania terenowego bezpośrednio, a więc bez pomocy równania bilansowego, jest co prawda zadaniem trudnym, ale wcale nie niewykonalnym. Studia na ten temat pozwoliłyby na określenie wartości współczynników równań wyrażających wartość  $E$  niezależnie od błędów równania bilansowego (2).

Nawet w przypadku gdybyśmy rozporządzali już niezależnie od siebie określonymi wartościami  $R$ ,  $E$  oraz  $Q$  dla określonego terytorium, określonych metod i określonego odcinka czasu, równanie bilansowe przedstawiałoby się, jak następuje:

$$\bar{R}(1 + \Delta\bar{R}) = Q(1 + \Delta Q) + E(1 + \Delta E) \quad (4)$$

gdzie

- $R$  — wysokość opadu wg wskazań ombrometru,  
 $\Delta R$  — poprawka służąca do określania rzeczywistej ilości opadu,  
 $\Delta Q$  — poprawka wartości odpływu  $Q$   
 $\Delta E$  — poprawka wartości parowania terenowego  $E$ .

Skoro mamy trzy niewiadome ( $\Delta R$ ,  $\Delta E$ ,  $\Delta Q$ ), to wystarczy rozporządzać danymi z trzech blisko leżących zlewni albo danymi z trzech dostatecznie długich okresów tej samej zlewni, aby określić wartości poszczególnych poprawek. Danych takich można by zebrać pokaźną ilość i materiał liczbowy poddać nowoczesnej procedurze statystycznej w celu określenia najbardziej prawdopodobnych wartości poprawek. W epoce elektronicznych maszyn liczących i techniki statystycznej zadanie takie nie nastrocza poważniejszych trudności. Wykonanie jednak tak postawionego zadania wymaga znajomości wielkości parowania terenowego określonego niezależnie od wielkości odpływu  $Q$  lub też wymaga znajomości współczynników równań do określania  $E$ , współczynników obliczonych niezależnie od wartości równania bilansowego (2). Cała trudność polega na braku dostatecznej ilości rzetelnych danych pochodzących z bezpośrednich obserwacji parowania terenowego.

Jest rzeczą zrozumiałą, że z góry możemy się spodziewać, iż charakter szaty roślinnej (jej wysokość, zagęszczenie, zdolność do transportowania wilgoci z gleby do atmosfery itd.) powinien mieć jakiś wpływ na takie wielkości, jak opad atmosferyczny, parowanie, a co za tym idzie i odpływ. Las, jako skupienie zbiorowisk roślinnych, złożonych z roślin wieloletnich, mających korony stosunkowo wysoko rozpostarte nad powierzchnią gruntu, powinien wpływać nieco odmiennie na stosunki wodne niż zbiorowiska roślin jednoletnich, odbudowujących swe organizmy rok rocznie z nastaniem pory cieplej, i dziesięć, czy też czasem nawet 50 razy niższych od średnich wysokości drzew naszych lasów. Z powodów zrozumiałych, w niniejszym artykule rozpatrzmy zatem głównie nas obchodzące kwestie: 1) wpływ lasu na opad ( $R$ ), 2) wpływ lasu na parowanie ( $E$ ), 3) wpływ lasu na odpływ ( $Q$ ), 4) wpływ sieci zadrzewieniowych pasów śródpolnych na blans wodny.

### 1. Las a wysokość opadów

Sprawa ta była przedmiotem badań na naszych ziemiach już w latach 1885—1887 (na terenie dawnej Galicji) przy udziale polskich badaczy (porównaj studium *L o r e n t z - L i b u r n a u*). Już wówczas wielu badaczy zaobserwowało, że zwiększenie lesistości idzie w parze ze wzrostem opadów, które mierzono ombrometrami w zasadzie takimi samymi, jakie są w użyciu dzisiaj. Już przed I wojną światową *S c h u b e r t* wyciągnął wniosek, że „nadwyżka opadów na stacjach leśnych jest jedynie następstwem osłony przed wiatrem”, czemu sprzeciwiał się *R o m e r* (1913).

Z powodu stale rosnącego zapotrzebowania na wodę i naszego ubóstwa w zasoby wodne zachodzi więc niezmiernej wagi pytanie, co należy uczynić, aby zaspokoić te potrzeby i czy przez zmianę lesistości nie dałoby się zwiększyć ilości opadu.

*S. B a c senior* (1963) na podstawie przeprowadzonego przez siebie studium utrzymuje, że podniesienie lesistości pociąga za sobą zwiększenie sumy opadów i pisze, co następuje: „Wydaje się być sprawą dostatecznie udokumentowaną, że lesistość większych regionów hydrograficznych wywiera wpływ na wysokość opadów” (podkreślenie moje).

Otóż właśnie jeśli idzie o tę sprawę, to regiony, którymi operował *Bac*, są zbyt małe, aby w ich obszarze wpływ ten mógł się realizować. Tej kwestii poświęcimy więcej miejsca w dalszym ciągu.



Godne szczególnej uwagi są badania Paszyńskiego. Starał się on uchwycić ten wpływ przez wyeliminowanie różnic wzniesienia n.p.m i przez porównanie opadu obszarów o różnym stopniu lesistości w kołach o promieniu 20 km. Wyniki jego badań przedstawia tab. 1.

Tabela 1

Związek między lesistością a sumą roczną opadów (wg Paszyńskiego)

Stopień lesistości w %	Ilość stacji w przedziale	Średnia suma roczna opadów na poziomie rzeczywistym w mm	Średnia suma roczna opadów zredukowanych do poziomu morza w mm
1— 5	8	569	469
6—10	55	561	475
11—15	71	577	490
16—20	76	593	496
21—25	71	598	497
26—30	65	587	506
31—35	45	600	514
36—40	37	602	521
41—45	29	601	533
46—50	10	619	537
51—55	22	629	557
56—60	10	633	552
61—65	9	618	548
66—70	4	647	587

Wielka szkoda, że autor nie podał współczynnika zmienności opadów dla każdego stopnia lesistości. Prowizorycznie określiłem go na około  $\pm 12\%$ . Według Paszyńskiego podniesieniu lesistości o 1% towarzyszy wzrost wysokości rocznych notowań ombrometru o około 1,5 mm (w granicach od około 10% do około 60% lesistości), co odpowiada zwykle opadów o około 0,3% na 1% wzrostu lesistości. Jest rzeczą godną uwagi, że podobny wynik otrzymał Lebedew (vide Sokołow, 1966) na granicy lasu i stepu na równinach Syberii. Autor ten posłużył się obserwacjami 27 stacji, a lesistość określał w kołach o promieniu 25 km. Badania Paszyńskiego mają tę wyższość, że autor posłużył się bardzo pokązną ilością stacji (512). W każdej klasie lesistości uśrednił on wysokość zanotowanych opadów. Jak wiadomo, w klimatologii uśrednienie obserwacji meteorologicznych stosuje się w tym celu, aby przez wyłączenie czy też zatarcie wpływu poszczególnych czynników (jak np. niereprezentatywność lokalizacji stacji, zmian pogody z roku na rok itp.), ujawnić zależność wielkości meteorologicznych od czynników geograficznych. Otóż w przypadku opadów zmienność ich z roku na rok jest bardzo wielka i u nas wyraża się liczbą około  $\pm 15\%$  (Kaczorowska). Równie duża jest zmienność wysokości opadów w granicach każdego stopnia lesistości, bo wynosi około  $\pm 12\%$ . W tym stanie rzeczy ze statystycznego punktu widzenia wzrost opadów wynoszący zaledwie 0,3% na 1% lesistości jest słabym argumentem na rzecz istotności związku. Pokązna ilość spostrzeżeń może jednak świadczyć o istnieniu takiego związku między badanymi wielkościami. Tu powstaje dylemat: czy badania Paszyńskiego ujawniły związek między lesistością badanych obszarów,

a wielkością opadu spadającego na dane terytorium, czy też tylko ujawniły wpływ lesistości na notowania ombrometru Hellmanna?

Zwróćmy bowiem uwagę, że Paszyński znalazł, iż „wpływ lasów na zwiększenie opadów jest zimą trzykrotnie wyższy niż latem”. Wynik więc wskazuje wyraźnie, że głównej przyczyny związku należy szukać w efekcie Jevonsa.

Jak wiadomo, na wskazania ombrometru ma ogromny wpływ stan skupienia opadu, i w ogóle stan opadu (wielkość kropli deszczu, co decyduje o prędkości spadania opadu; rodzaj śniegu — kryształ, czy wielkość płatków — co również decyduje o szybkości spadania) oraz prędkość i porywistość wiatru, a więc turbulencja atmosferyczna. Deszczomierz wnosi zakłócenia turbulencyjne wokół otaczającej go atmosfery, co pociąga za sobą zmniejszenie notowań wpadającego doń opadu. Jest to widoczne zwłaszcza w zimie, gdy opady śniegowe spadają z małą prędkością. Warto wspomnieć, że L u g e o n (1928) opracował dla Szwajcarii poprawki w procentach mające zawsze znak dodatni. Poprawki te wahają się w styczniu od 7 do 15%, zaś w czerwcu 1 do 2%, zależnie od wzniesienia nad poziom morza. Rosyjscy autorzy ostatnio domagają się zastosowania znacznie wyższych poprawek dla terytorium ZSSR.

Poprawkę tę można wyrazić wzorem (Czarnowski, 1967, w rękopisie):

$$\Delta R = [f_2(v)] \cdot V^2 \quad (5)$$

$v$  — prędkość spadania opadu [gdy  $v$  rośnie, to  $\Delta R$  maleje, i osiąga wartość zerową przy granicznej szybkości spadania, która jest równa około 8 m/sek, więc zachodzi możliwość, że  $f_2(v) = c(8 - v)$ ],

$V$  — prędkość wiatru na wysokości powierzchni chwytniej ombrometru (więc dla naszej sieci meteorologicznej na wysokości 1 m nad powierzchnią gruntu).

Zależność ta (wzór 5) jasno tłumaczy, że zmniejszenie szybkości wiatru o 10% podnosi wskazania deszczomierza o przeszło 20%. Nie jest wiadomo wprawdzie, w jakiej mierze stopień lesistości wpływa na prędkość wiatru na wysokości 1 m nad gruntem, lecz nie ulega wątpliwości, że prędkość tę obniża. Skoro zatem ze wzrostem lesistości spada prędkość wiatru na wysokości 1 m nad ziemią, to i wzrost stopnia lesistości podnosi wskazania ombrometru, co ujawnia się przede wszystkim przy opadzie śniegowym, a więc w zimie.

Jak więc widzimy, nie ma podstawy do twierdzenia, że wzrost lesistości podnosi wysokość opadów spadających na dane terytorium, gdyż zachodzi możliwość, że wzrost lesistości wpływa głównie (jeśli nie wyłącznie) na wskazania ombrometru.

Że wpływowi turbulencji powietrza na wielkość spostrzeżeń ombrometrycznych nie poświęcono dotychczas należytej uwagi, świadczy fakt, że znakomite dzieło G o l c m a n a (1950), zawierające 360 stron druku, a traktujące o dokładności pomiarów meteorologicznych, nie zawiera rozdziału o dokładności pomiarów właśnie opadów.

Biorąc powyższe okoliczności pod uwagę, możemy być pewni, że wpływ wzrostu stopnia lesistości na wysokość opadów w naszych szerokościach geograficznych jest znacznie mniejszy (jeśli w ogóle istnieje) niż to wynika z oszacowań zaniedbujących efekt Jevonsa. A nadto wpływ ten może się wcale nie zaznaczyć, jeśli weźmiemy pod uwagę zbyt małe terytorium.

Jeśli idzie o wielkość terytorium, w granicach którego realizuje się tzw. mały obieg wody w atmosferze (tzn. wody pochodzącej z terenu,



a nie z oceanów), to sprawa jest niezmiernie zawiła i trudna do przedstawienia w krótkim artykule, takim jak niniejszy. Trudności te przedstawił znakomicie Rachmanow (1954), cytując 40 pozycji literatury przedmiotu. Kwestią tą specjalnie zajmował się Pogosjan (1952), w związku z Planem Przeobrażenia Warunków Przyrody Południowej Europejskiej Części ZSSR. Wiadomo, że chmury, z których pochodzą opady w naszych szerokościach geograficznych, wznoszą się na wysokość do około 5 000 m nad powierzchnię ziemi. Prędkość poziomego przemieszczania się wilgoci zawartej w powietrzu jest znaczna i wynosi wg Pogosjana od 25 do 40 km/godz. Wyliczenia Pogosjana wskazują, że np. w zlewni rzeki Oki roczna wysokość opadu stanowi zaledwie 10% ilości wilgoci, która przesuwa się nad powierzchnią zlewni, parowanie zaś zaledwie 8%, a odpływ 2,6%. Z tego autor wyciąga słuszny wniosek, że „parowanie z powierzchni ziemi może odgrywać istotną rolę w uwilgotnieniu przemieszczającego się powietrza tylko w tym przypadku, jeśli ono pochodzi z bardzo wielkich powierzchni”. Dalej wyliczenia tego autora wskazują, że nad europejską częścią Związku Radzieckiego średnia droga, jaką musi przebyć para wodna pochodząca z lądu, aby skroplić się i spaść z opadem, wynosi co najmniej 1000 do 1500 km, a prawdopodobieństwa takiego zdarzenia wynosi 1 : 4.

Wyliczenia i wywody Pogosjana wyraźnie wskazują, że wodę, nawet najbardziej intensywnie parującą, „powietrze unosi do bardzo dalekich obszarów”, a w końcu, że „liczby wykazują, że w obiegu wody na stosunkowo dużych obszarach globu, w przybliżeniu wielkości kontynentów, wzrasta w sposób istotny zależność wzrostu opadów od lokalnego parowania”.

Przeprowadzona tutaj dyskusja wykazuje, że związek między notowaniami ombrometru Hellmana a stopniem lesistości nie może pochodzić z tzw. małego obiegu wody w obszarach tak małych, jak koła o promieniu 20 km, lub nawet największych rzek Polski<sup>1</sup>.

## 2. Zużycie wody przez las

Mimo znacznych indywidualnych wysiłków zmierzających do określenia wielkości transpiracji zbiorowisk drzewiastych, podejmowanych w różnych czasach i różnych krajach przy pomocy rozmaitych metod, bardzo niewiele wiemy o tym ważnym zjawisku, a i to co wiemy jest raczej niepewne oraz fragmentaryczne. Stan naszej wiedzy w tym zakresie kontrastuje ogromnie z ilością pozycji literatury na ten temat, pozycji które wyrażają się w tysiącach rozpraw i przyczynków.

Na podstawie jednak tego materiału doświadczalnego, który stoi do dyspozycji, wolno w tej chwili wnosić, co następuje:

a. W warunkach klimatycznych i glebowych podobnych do panujących w Polsce las zużywa nie wiele więcej wody na transpirację, w porównaniu z przyległymi uprawami rolniczymi. Nadwyżkę tę oszacować można najwyżej na 10%, w porównaniu z przeciętnym zużyciem przez

<sup>1</sup> W niniejszych rozważaniach pomijam sprawę kondensacji pary wodnej na liściach koron drzew, ponieważ ostatnie badania Olszewskiego potwierdzają spostrzeżenie Brooksa (cytuje za Kittredge'm), iż ilość skondensowanej pary wodnej na liściach koron drzew jest praktycznie rzecz biorąc i uwzględniając niedokładność metod stojących do dyspozycji równa ilości skondensowanej pary wodnej na liściach roślinności trawiastej przyległego otwartego stanowiska.

uprawy agronomiczne (Wasiljew, 1954). Nadwyżka ta nadto prawdopodobnie wynika raczej nie tyle z większej zdolności transpiracyjnej drzew, co z bardziej równomiernego rozkładu wilgotności gleby w przekroju czasowym w lesie,

b. las w granicach strefy leśnej w jednakowych warunkach glebowych i klimatycznych produkuje suchej masy organicznej więcej niż przyległa uprawa agronomiczna. (Dana),

c. las, podobnie zresztą jak większość innych zbiorowisk roślinnych naziemnych, produkuje masy organiczne proporcjonalnie (praktycznie rzecz biorąc wprost proporcjonalnie) do ilości wytranspirowanej wody w granicach strefy leśnej *in ceteris paribus*, tzn. w określonym wieku zbiorowiska drzewiastego i jednakowych warunkach glebowych i klimatycznych (Kittredge, Mołczanów, Penman),

d. zbiorowisko leśne zużywa więcej wody na siedlisku bardziej wydajnym. Związek ten można wyrazić, jak następuje:

$$\Delta M \sim E_t \quad (8)$$

$$\Delta M \sim \bar{N}^{1.5} \left[ 1 - \left| \frac{A - a}{A + a} \right| \right] \quad (7)$$

gdzie

$\Delta M$  — przyrost (roczny) masy organicznej na jednostkę powierzchni gruntu,

$E_t$  — transpiracja (na jednostkę powierzchni gruntu),

$\bar{N}$  — miernik zdolności produkcyjnej siedliska (w grubym przybliżeniu liczba wprost proporcjonalna do wysokości zbiorowiska osiąganego w pewnym standaryzowanym wieku),

$A$  — wiek (ilość lat) kulminacji przyrostu wysokości zbiorowiska (liczba bardzo mało zależna od  $\bar{N}$ ),

$a$  — wiek (ilość lat) zbiorowiska.

Związek wyżej podany wynika z prac autora (Czarnowski, 1961, 1964, 1966).

Dla większych obszarów lasu, gdzie wiek poszczególnych zbiorowisk jest równomiernie rozłożony między 1 a 100 lat, jak np. w lesie zagospodarowanym, zużycie wody na transpirację przeciętnie na jednostkę powierzchni gruntu przybierze postać zależności:

$$E_t \approx C_c \cdot \bar{N}^{1.5} \quad (8)$$

W znacznym przybliżeniu zużycie wody na transpirację w mm dla normalnie zagospodarowanego lasu sosnowego (*Pinus silvestris* L.):

$$E_t [\text{mm}] \approx (1.9 \cdot \bar{N}^{1.5}) \quad (9)$$

Średnio w Polsce  $\bar{N} \approx 32$ , więc średnio zużycie wody przez las wynosi rocznie 345 mm, czyli akurat tyle, ile eksperymentalnie stwierdził Mołczanów (1953), co jest raczej przypadkowe, ale świadczy o poprawności podanej tu koncepcji.

Nawet jednak przy nieznajomości absolutnej wartości transpiracji czy też przy nieznajomości wartości współczynnika proporcjonalności  $C_c$  możemy ocenić z dostateczną pewnością względny wzrost transpiracji z dwu zlewni różniących się zdolnością produkcyjną. Mianowicie:

$$\frac{E_{t,1}}{E_{t,2}} \approx \left( \frac{\bar{N}_1}{\bar{N}_2} \right)^{1.5} \quad (10)$$

<http://rcin.org.pl>



więc np. gdy jedna zlewnia przedstawia zdolność produkcyjną  $N_1 = 35$  (tradycyjna bonitacja II), a inna przedstawia zdolność produkcyjną  $N_2 = 25$  (tradycyjna bonitacja IV), to stosunek zużycia wody na transpirację w obu zlewniach wyniesie:

$$\frac{E_{t,1}}{E_{t,2}} \approx (1.4)^{1.7} \approx 1,66 \quad (11)$$

więc las w zlewni o wyższej zdolności produkcyjnej będzie zużywał na transpirację o 66% więcej wody niż las w zlewni mającej niższą zdolność produkcyjną. Jest to wcale niebagatelna różnica, a tymczasem czynnika zdolności produkcyjnej siedliska dotychczas wcale nie bierze się pod uwagę w studiach hydrologicznych. Dlatego też poszczególni autorzy dochodzą do najzupełniej sprzecznych wniosków.

Należy tu dodać, że dotychczas w tym ustępie była mowa o zużyciu wody na transpirację. Pamiętać wszakże należy, że nadto las wyparowuje wodę z powierzchni gleby. Ta pozycja jest jednak znacznie mniejsza i mniej zależna od zdolności produkcyjnej siedliska, więc dla zrozumienia zjawiska zużywanie wody przez las możemy poprzestać na zjawisku zależności między transpiracją a zdolnością produkcyjną siedliska.

Należy nadto dodać że jeśli idzie o uprawy agronomiczne, to nawożenie (mineralne i obornikiem) podnoszące wysokość plonów pociąga za sobą zwiększenie zużycia wody na transpirację, ale zwiększenie to jest stępsunkowo niewielkie, zwłaszcza jeśli się je porówna ze zwiększeniem zużycia wody przez roślinność z tytułu wyższej zdolności produkcyjnej środowiska naturalnego.

### 3. Las a odpływ

Zagadnienie to ma równie starą historię, jak sprawa związku między lesistością a parowaniem.

Na ogół panuje zgoda co do tego, że las opóźnia wezbrania powodziowe z powodu większej retencyjności oraz z powodu osłaniania koronami drzew (jeśli idzie o lasy świerkowe, sosnowe itp.) powierzchni śniegu w czasie roztopów wiosennych i szybszego odmarzania gleby z nastaniem ciepłej pory roku.

W odniesieniu do zlewni stosunkowo niewielkich śmiało można nawet mówić o łagodzeniu wezbrań i wyrównywania odpływu.

W pobliżu granic Polski prowadzi się w Czechach od 1928 r. badania pod kierunkiem inżyniera-leśnika Z. V á l k a na dwu zlewniach o niemal tej samej powierzchni, a odległych od siebie zaledwie o parę kilometrów. Zlewnie te różnią się ogromnie stopniem lesistości. Położenie zlewni w pobliżu granic Polski oraz ich porównywalność, a zarazem kontrast stopnia lesistości, powoduje, że wynik przeprowadzonych tam badań przedstawia dla nas wielkie znaczenie. Wynik badań jest w istocie bardzo pouczający i nie wymaga wielu komentarzy.

Jeśli zwrócimy uwagę, że ombrometry zanotowały większy opad w zlewni lesistej, to możemy mniemać, że wysokość rzeczywista opadów w obu zlewniach mogła być w okresie badania, praktycznie rzecz biorąc, jednakowa. Jeśli by tak było, to współczynnik odpływu w obu zlewniach byłby niemal identyczny i wynosiłby około 0,48, zaś nieznacznie mniejszy odpływ zlewni lesistej (mniejszy zaledwie o 2% w porów-

Tabela 2

Zestawienie wyników badań w dwu zlewniach w Czechach (Valek)

	Powierzchnia km <sup>2</sup>	Lesistość %	Temperatura t°C	Opad R mm	Odptyw Q mm	Odptywy kulminacyjne			
						1/sek · km <sup>2</sup> ilość przypadków		1/min · km <sup>2</sup>	
						500— —1000	>1000	max.	min.
Kychova	4,29	95,4	6,1	992	472	8	2	35	0,22
Zděchovka	4,09	4,6	6,4	880	482	23	7	635	0,02

naniu ze zlewnią bezleśną) można tłumaczyć albo większym zużyciem wody przez las, albo po prostu błędem spostrzeżeń.

Jeśli nawet przyjmniemy bezbłądność notowań ombrometrycznych, to rzuca się w oczy, że mimo iż na zlewnię Kychovej wypadało więcej opadów, ilość przypadków odptywów kulminacyjnych była tam 3 razy mniejsza niż na bezleśnej zlewni Zdechovki, zaś odptyw maksymalny był 18 razy mniejszy ze zlewni lesistej, ale za to 11 razy większy był odptyw minimalny.

Mechanizm tego zjawiska tłumaczy się większą wsiąkliwością gleby leśnej. Dotychczas tłumaczono to zjawisko działaniem ściółki i produktów jej rozkładu, ale istotną rolę odgrywa tu całkiem co innego. Przede wszystkim gleba leśna jest ostoją i siedliskiem znacznej ilości drobnych ssaków myszokształtnych, w następstwie czego gleba jest gęsto przetkana tunelami, które podnoszą ogromnie wsiąkliwość całej sfery korzeniowej siedliska leśnego. Dalej gleba leśna jest pokryta we wszystkich porach roku roślinnością krzewinkową i krzewiastą, mchami, bylinami i trawami, co utrudnia spływ wody po powierzchni. Inaczej rzecz się ma na powierzchniach uprawianych rolniczo. Coroczne orki nie dopuszczają do gnieźdzenia się myszokształtnych ssaków. Przez znaczny przeciąg czasu powierzchnia gleby jest pozbawiona jakiegokolwiek roślinności. Dalej szachownica pól jest pocięta stosunkowo gęstą siecią dróg dojazdowych, pozbawionych roślinności przez cały czas ich użytkowania. Drogami tymi (lub koleinami) ścieka woda opadowa po prostu jak specjalnie na ten cel przygotowanymi rynnami. Z tych wszystkich powodów wsiąkliwość gleby leśnej, gleby pojmowanej jako całość, a nie w znaczeniu próbek laboratoryjnych, jest średnio około 8 razy większa od gleby upraw agronomicznych (Bodrow, 1940). W naszych warunkach klimatycznych, gdzie natężenie deszczu większe od 1,10 mm/min trwa zaledwie 1 lub 2 minuty rocznie, nie powinno być z lasu żadnego odptywu powierzchniowego w lecie, gdy ziemia jest rozmarznięta. Jeśli taki odptyw się mimo wszystko obserwuje, to pochodzi on tylko z dróg i ścieżek leśnych.

Ostatnie badania tego problemu, zreferowane przez Dobrodziejewa (1966), potwierdzają w całej rozciągłości podane tu wywody.

Podane obserwacje Vaika w Czechach wykazują zupełny brak wpływu stopnia lesistości na wartość sumarycznego odptywu (tzn. powierzchniowego plus podziemny), mimo że różnica lesistości wynosi aż 90%.

Bac (1963) na podstawie porównania zaledwie kilku obszarów na terytorium Polski znajduje, że obszary o większej lesistości wykazują więk-



szy odpływ od obszarów o lesistości niższej. Zjawisko to dostatecznie jasno można wytłumaczyć różnicą w zdolności produkcyjnej poszczególnych zlewni. Wiadomo, że w naszych warunkach ekonomiczno-demograficznych w procesie historycznym użytkowania ziemi siedliska siłniej produkujące zostały wydarte lasom przez rolnictwo. Dziś lasy, praktycznie rzecz biorąc, ostały się tylko tam, gdzie ziemia już nie nadawała się na uprawy agronomiczne (więc ostały się na jałowych piaskach, gruntach podmokłych, bagiennych itp.). Jako następstwo tego wielowiekowego procesu obszary dziś lesiste wyróżniają się stosunkowo niską zdolnością produkcyjną siedliska (a więc i stosunkowo niskim zużyciem wody na transpirację), zaś obszary o niskiej lesistości wyróżniają się stosunkowo wysoką zdolnością produkcyjną siedliska (a co za tym idzie — wysokim stosunkowo zużyciem wody na transpirację).

Czy można z tego wyciągnąć wniosek, że dokonanie zalesień obszarów o wysokiej produktywności powinno wzmocnić odpływ? Oczywiście, że nie!

Istnieje silny związek przyczynowy pomiędzy transpiracją a zdolnością produkcyjną siedliska, bez względu na to, czy siedlisko jest zajęte przez las, czy przez inne zbiorowisko roślinne. Stopień lesistości w pewnej mierze odzwierciedla w naszych warunkach historyczno-ekonomicznych zdolność produkcyjną siedliska pewnych obszarów. Nie oznacza to wcale, że zbiorowisko drzewiaste w naszych warunkach wzmacnia odpływ.

W twierdzeniu Baca, w jego publikacji z 1963 r. i wygłoszonych licznych prelekcjach, między innymi w Ministerstwie Leśnictwa i Przemysłu Drzewnego, że zwiększenie obszarów leśnych o 1% dałoby w efekcie przyrost opadów i przyrost ilości wody w rzekach idący w kilkanaście set milionów m<sup>3</sup> rocznie, jest po prostu przyjęciem skutków za przyczynę, niezajomością związku między zdolnością produkcyjną siedliska a zużyciem wody, przeoczeniem efektu Jevonsa i niedostrzeganiem strony ilościowej tzw. małego obiegu wody w atmosferze.

Wszystko to nie oznacza wszakże, iż zalesienie pewnej kategorii gruntów jest u nas zbędne. Konieczność zalesienia pewnej kategorii gruntów znajduje jednak dostateczne uzasadnienie w całkiem innej sferze, nie mniejszego znaczenia gospodarczego. Konieczność ta wynika z szeregu postulatów rządowego gospodarstwa leśnego, jak potrzeby arondacji granic i usunięcia enklaw wśród masuwów leśnych, z postulatów należytego wykorzystania gruntów niskiej produktywności, gruntów zagrożonych erozją lub zagrożonych spadkiem produktywności, np. z powodu procesów denudacyjnych, lub oddziałujących szkodliwie na otoczenie (zwiewne piaski, nagie zerodowane zbocza). Kwestie te jednak wykraczają poza ramy tematu niniejszego artykułu.

W omawianej pracy Bac nadto pisze, że „ustaliło się przekonanie, że zapanował taki układ potencjalnych czynników atmosferycznych, które wbrew naszej woli wywołuje „stepowienie” Polski, a przede wszystkim Wielkopolski i Kujaw i wobec których jesteśmy bezsilni”. I ta opinia jest niesłuszna i krzywdząca, ponieważ nie brakło w Polsce głosów wskazujących na środki zaradcze przeciw stepowieniu w prasie zawodowej i na konferencjach naukowych (Czarnowski, 1951, 1952, 1954, 1956; Molga, 1949 i wielu, wielu innych). Środkiem tym, dostatecznie ugruntowanym naukowo i wypróbowanym z dodatnim skutkiem w praktyce, jest sieć śródpolnych zadrzewieniowych pasów ochronnych.

#### 4. Wpływ sieci zadrzewieniowych pasów śródpolnych na bilans wodny

Efekty ekonomiczne i hydrologiczne uzyskiwane odpowiednią siecią zadrzewieniowych pasów śródpolnych są znane z bogatej literatury przedmiotu, zwłaszcza w języku rosyjskim. Istnieje nawet w tym języku literatura podręcznikowa (Bodrow, 1940, Armand, 1961). Opinie ogółu badaczy są zupełnie zgodne co do retencyjnej roli takiej sieci, co do ich roli przeciwwymowej (antyerozyjnej) i co do podnoszenia wysokości plonów rolniczych, zwłaszcza zbóż (zwyżka plonów na Ukrainie z tego tytułu waha się około 35%). Podkreśla się także pozytywną rolę pasów w wyrównywaniu rozkładu śniegu w przestrzeni oraz w zwiększeniu małego obiegu wody, co w przypadku akcji na tak wielką skalę, że obszar objęty akcją zawiera się od Zbrucza po Ural i od Kijowa po Morze Czarne, niewątpliwie dałoby efekt pozytywnych zmian makroklimatycznych w skali geograficznej (Pogosjan, 1954).

Do niedawna natomiast niezupełnie był zrozumiały mechanizm działania takiej sieci pasów. Od dawna upatruje się, że główne pozytywne działanie pasów polega przede wszystkim na osłabieniu siły wiatru w przyziemnej przestrzeni międzypasowej. Działanie to do niedawna było jednak raczej niezrozumiałe, ponieważ w parze z osłabieniem siły wiatru idzie zmniejszenie transpiracji. Dlaczego jednak zmniejszenie tej ostatniej miałoby podnosić plony, byłoby kwestią niewyjaśnioną.

Przy rozważaniu efektów ekonomicznych zwykle niesłusznie pomija się sprawę erozji, którą sieć pasów redukuje bardzo poważnie. Ważność tego czynnika uwidacznia się wszakże jaskrawo, skoro weźmie się pod uwagę, że w Związku Radzieckim od r. 1918 do 1964 około 8% powierzchni gruntów żyznej Ukrainy, kiedyś uprawianych agronomicznie, stało się zupełnie nieużytecznymi dla rolnictwa z powodu erozji.

W ciągu pierwszych trzydziestu lat władzy radzieckiej, w strefie stepowej wykonano 1 milion ha zadrzewieniowych pasów śródpolnych. W ciągu lat 1949—1965 na polach południa europejskiej części Związku Radzieckiego miano założyć niemal 6 milionów ha takich pasów (co równałoby się niemal powierzchni wszystkich lasów Polski!). Gdyby plan ten zrealizowano, byłibyśmy świadkami pierwszego w dziejach ludzkości świadomego przeobrażenia warunków przyrodniczych w skali geograficznej. Stało się jednak inaczej. Dlaczego? Otóż przede wszystkim akcja ta była od samego początku bardzo niepopularna wśród ludności rolniczej z wielu powodów. Akcji nadano zbyt gwałtowne tempo, co przy braku materiału sadzonkowego, sprzętu technicznego itd. nakładało uciążliwe dodatkowe obowiązki na rolników, powodowało często zupełne fiasko plantacji śródpolnych i tym samym dyskredytowało całą akcję. Dalej sieć pasów sprawiała kłopoty kierownictwu kołchozów i sowchozów, ponieważ przysparzała wiele trudności brygadam traktorowym, uniemożliwiała wykonanie norm (przedłużała dojazd do poszczególnych pól, zmuszała do niewygodnej orki po warstwy, zwiększała ilość nawrotów w czasie orki itp.). Nie bez znaczenia było i to, że akcji patronował sam Stalin (akcja nawet nosiła oficjalną nazwę „Stalinowski Plan Przeobrażenia Warunków Przyrody Południowej Części ZSRR”), więc całą ideę niesłusznie identyfikowano z duchem stalinizmu, a przecież wiadomo, że idea sięga czasów Napoleonów, a skryształizowała się dawno przed wybuchem Rewolucji Październikowej. To też w momencie gdy rozwił się mit Stalina, a Chruszczow skierował



politykę rolną na tory zagospodarowywania ziem dziewiczych w Azji, wokół akcji pokrywania Ukrainy siecią pasów zapadło głucho milczenie i miejscowa ludność zniszczyła w 60% już istniejące, a przecież z ogromnym trudem założone zadrzewienia, gdyż drewno na opał i dodatkowy obszar wypasowy dla bydła działały bardzo zachęcająco na rzecz tej dewastacji.

W Polsce, gdzie idea ta miałyby również zastosowanie w obszarach tzw. stepowienia (np. Kujawy), traktowało się głosy propagujące tę metodę jako ślepe naśladownictwo Związku Radzieckiego, zapominając, że w Wielkopolsce sieć pasów śródpolnych założył w swych dobrach generał Dezydery Chłapowski tuż po Wojnach Napoleońskich, z czego pozostały do dnia dzisiejszego tzw. turewskie zadrzewienia (w Turwi w pow. kościańskim). Zadrzewienia te były przedmiotem badań Kórnickiego Zakładu Dendrologii PAN.

Jeśli idzie o ekonomiczną stronę zagadnienia, to należy podkreślić, że realizacja pasów pociąga za sobą zmniejszenie powierzchni upraw agronomicznych o około 2%, zaś przewidywany wzrost plonów waha się od 40 do 15%, zależnie od warunków klimatycznych. Co się tyczy warunków klimatycznych, to rzeczą stanowiącą różnicę między np. Ciechoćkiem a Połtawą jest kontynentalizm klimatu, a nie wysokość opadu, temperatura czy wilgotność powietrza. Stosowalność tej metody i jej opłacalność w niektórych dzielnicach Polski nie budzi więc wątpliwości. Realizacja natomiast wymaga przeprowadzenia reformy rolnej na obszarach przewidzianych na pokrycie ich siecią pasów zadrzewieniowych. I oto chyba najważniejszy powód niepopularności tej metody w Polsce. Realizacja jej wymaga bowiem albo kolektywizacji rozdrobnionej własności rolnej, albo komasacji gruntów (czyli usunięcia tzw. szchownicy stanu posiadania). Sprawa ma więc w każdym przypadku aspekt wybitnie polityczny. Zastrzeżenie to jednak znika w przypadku już istniejących gospodarstw kolektywnych i państwowych gospodarstw rolnych, od których należałoby zacząć.

Jeśli idzie o wytlumaczenie pozytywnego działania pasów, to dopiero badania przeprowadzone w ostatnich latach wyjaśniają ostatecznie, na czym polega ich rola. Armand w r. 1961 referuje badania Judina i Smalki, których wyniki wyjaśniają, iż pasy odgrywają swą rolę nie tyle z powodu zmniejszania poziomej prędkości wiatru, ile przez zmniejszenie pionowego przemieszczania powietrza. Sprawa więc polega na zmianie struktury wiatru po przejściu przez parawan zadrzewieniowy i jest zjawiskiem z zakresu turbulencji atmosfery, zjawiskiem, któremu w Polsce, o ile mi wiadomo, nie poświęcono uwagi w badaniach turewskich. Drugim niemniej ważnym momentem jest zwrócenie uwagi dosłownie w ostatnich miesiącach na związek między wiosennymi zapasami wilgoci glebowej a plonem zbóż (Biełoborowa i Zienkowa, 1966; Ulanowa, 1966). Otóż pozytywne działanie pasów na plon daje się wytłumaczyć podniesieniem wilgotności gleby właśnie w miesiącach wiosennych, na skutek zmniejszenia turbulencji powietrza, kiedy gleba jest jeszcze słabo osłonięta przez roślinność. Nie ulega wątpliwości, że ten czynnik ma znaczenie decydujące w przypadku zbóż, gdyż od dawien dawna wiadomo, że np. wysokość opadu majowego *in ceteris paribus* decyduje o wysokości plonów zbóż (porównaj znane polskie przysłowie „suchy marzec, mokry maj, będzie żytko jako gaj!”, albo rosyjskie „maj chołodnyj — god chleborodnyj”, a w Rosji chłodny maj najczęściej jest właśnie dżdżysty).

I wreszcie moment również nie mniej ważny od poprzednich, a także wynik badań niemal z ostatniej chwili: Kulik (1966) znajduje, że efektywność działania nawozów sztucznych wyraźnie maleje za spadkiem uwilgotnienia gleby w okresie wiosennym.

Zrozumiałe więc staje się, dlaczego sieć zadrzewieniowych pasów śródpolnych powoduje wyższą plonów rolniczych, a zwłaszcza zbóż.

Zjawisko nazwane w Polsce stepowaniem nastąpiło wskutek historycznego procesu użytkowania ziemi i wód. Polega ono na szybkim odprowadzaniu wód opadowych przez wylesienia, skracaniu cieków i ich systematycznym pogłębianiu, stopniowym, lecz stale postępującym usuwaniu naturalnych i sztucznych przeszkód odpływowych (np. przez redukcję młynów wodnych), a więc sumarycznie przez silne zmniejszenie retencji rozległych krain, takich jak Wielkopolska i Kujawy. Sieć zadrzewieniowych pasów śródpolnych z powodzeniem może naprawić skutki tak dokonanych przemian fizjotaktycznych.

Doświadczenia przeprowadzone na Ukrainie wykazały, że wykonanie pasów pociąga za sobą następujące skutki:

1. odpływ sumaryczny ( $Q$ ) zmniejsza się o 30%,
2. odpływ podziemny wzrasta z  $0,25Q$  do  $0,75Q$  (Bodrow),
3. zdolność wysuszająca powietrza („zdolność ewaporacyjna”) zmniejsza się o 15% (Budyko).

Opierając się na tych przesłankach sporządzmy bilans wodny dla miejscowości mającej roczną sumę opadów 477 mm, parowanie terenowe 434 mm oraz odpływ bardzo niski, bo wynoszący 42 mm. Takie miejscowości trafiają się zarówno na Ukrainie, jak i w niektórych dzielnicach Polski. Sporządzmy więc bilans wodny obecny i perspektywiczny, tzn. przedstawiający stan rzeczy, jaki nastąpi po pełnej realizacji sieci zadrzewieniowych pasów śródpolnych.

Tabela 3

Bilans wodny przed i po wykonaniu pasów zadrzewieniowych

	R opad w mm	E parowanie sumaryczne pól i zadrzewień w mm	Odpływ w mm		
			q powierzchniowy	z podziemny	Q sumaryczny
Obecnie	477	434	32	10	42
Po wykonaniu pasów	477	448	7	22	29
Różnica	0	+ 14			— 13

Oczywiście liczby szczegółowe tutaj podane są zaledwie ilustracją tendencji procesów, jakie pociąga za sobą zastosowanie sieci pasów śródpolnych. W zależności od dalszych charakterystyk siedliska (stopień kontynentalizmu klimatu, fizyczne własności gleby itd. itd.) stosunki poszczególnych wartości będą odpowiednio odbiegać od wartości tu oszacowanych. Nie można jednak przy tym zapominać, że prawa



przyrody są uniwersalne, więc procesy, które zaobserwowano na Ukrainie, mają *mutatis mutandis* zastosowanie także i na Kujawach.

Zwiększenie parowania po założeniu pasów następuje z powodu zwiększenia transpiracji przez zbiorowiska roślinne ( $E_t$ ), a to ostatnie z kolei przez to, że roślina tym silniej transpiruje, im jest lepiej zaopatrzona w wodę, tym silniej — im wilgotność gleby jest wyższa (w granicach — rzecz jasna — zawartych między optimum a minimum wilgotności). Według badań Budyki w tych granicach transpiracja jest, praktycznie rzecz biorąc, wprost proporcjonalna do zapasu wody dostępnej roślinie:

$$E_t \sim w \quad (12)$$

gdzie  $w$  jest zapasem wody w warstwie korzeniowej gleby w  $\text{g/cm}^2$ .

Judin w warunkach środkowej Ukrainy stwierdził, że bez względu na porę roku zapas w jednowarstwowej warstwie gleby pod wpływem pasów zwiększał się o około  $5 \text{ g/cm}^2$ . W kwietniu ten zapas wynosił w otwartym polu  $17 \text{ g/cm}^2$ , zaś między pasami  $22 \text{ g/cm}^2$ , więc o 29% więcej. Przyjmijmy ogólnie np. dla okolic Ciechocinka, że zapas wilgoci glebowej na skutek działania pasów wzrośnie tylko do  $20 \text{ g/cm}^2$ . Wysokość plonu możemy potraktować jako wielkość wprost proporcjonalną do transpiracji. Poczają nas o tym badania Kittredge'a, Mołczanova a ostatnio Penmana (1956). W planistyce zresztą zasada ta znalazła już praktyczne zastosowanie (Ruttan, 1965, str. 74). Wzrost więc zapasu wody od 17 do  $20 \text{ g/cm}^2$  powinien podnieść plon  $20/17 = 1,17$  razy. Dalej badania Budyki i jego współpracowników wykazały, że zdolność susząca powietrza zmniejsza się między pasami o 15 do 20%. Przyjmijmy dla ostrożności najniższą, więc 15%.

Jeśli transpirację otwartego pola oznaczmy przez  $E_t$ , zaś transpirację z pola osłoniętego pasami przez  $E_T$ , to zwykłą transpiracji z powodu zastosowania pasów ocenić możemy, jak następuje:

$$\frac{E_T - E_t}{E_t} \approx \frac{1,17 \cdot c(1,00 - 0,15) \cdot 20 - c \cdot 17}{c \cdot 17} \approx 0,18 \quad (13)$$

czyli zwykła transpiracji wyniesie okragło 18%.

Dochodzimy więc do wniosku, że melioracja obiegu wody dokonana przy pomocy sieci pasów zadrzewieniowych zmniejszy parowanie gleby trzykrotnie, na rzecz transpiracji przez roślinność, której produkcja wzrośnie wskutek zwiększenia wilgotności gleby o okragło 18%. Tym samym uwidoczni się, że melioracja taka przynosi niewatpliwe korzyści rolnictwu w rejonach niedostatecznie klimatycznie uwilgotnionych. A więc sprawa odwrócenia procesu „stepowienia” przedstawia się jako rzecz zupełnie realna i wykonalna w rejonach cierpiących na niedostatek wody do produkcji roślinnej. Nie bez powodu więc Matul i Kryszan (1966) przewidują zastosowanie systemu pasów zadrzewieniowych w kaskadzie dolnej Wisły.

W końcu należy zwrócić baczną uwagę, że intensyfikacja rolnictwa przy pomocy przedstawionej tu metody pociąga za sobą zmniejszenie odpływu, zmniejszenie ilości wody w ciekach, co pozornie może uchodzić za kolizję między taką intensyfikacją a zapotrzebowaniem na wodę pitną, a więc potrzebą o najwyższej ważności w hierarchii potrzeb społecznych. Kolizja taka wszakże nie istnieje. Wręcz przeciwnie: sieć

zadrzewieniowych pasów śródpolnych przez podniesienie retencyjności wyrównywać będzie stan wód w ciekach, a tym samym sprzyjać będzie zaopatrywaniu w wodę pitną w przekroju całego roku.

## LITERATURA

- (1) Armand D. A. — *Fizyko-geografičeskie osnovy proektirovanija seti polezaščitnych lesnych polos*. Izdatel'stvo AN SSSR. Moskva 1961.
- (2) Bac S. — *Wpływ lesistości gleb na opad i odpływ w rejonach hydrograficznych Polski*. „Prace i Studia Kom. Inżynierii i Gospodarki Wodnej” (PAN) t. 7, cz. 2. Warszawa 1963.
- (3) Bagrov N. A. — *O srednem mnogoletnem isparenii s poverchnosti susi*. „Meteorologija i Hidrologija” nr 10, 1953.
- (4) Balcerski W. — *Węzłowe problemy gospodarki wodnej w Polsce*. „Gospodarka Wodna” nr 2, p. 52—54. 1962.
- (5) Beloborova G. G. i Zenkova E. M. — *K voprosu ocenki i prognoza urožaja zernovykh kultur na bogare jugovostoka Kazachstana*. „Meteorologija i Hidrologija” nr 5, 1966.
- (6) Bodrov V. A. — *Lesnaja melioracija*. Goslestechizdat. Moskva 1940.
- (7) Bodrov V. A. — *Lesovodstvennyj metod borby s zasuchoj*. Moskva 1950.
- (8) Budyko M. I. i inni — *Izmenenie klimata v svjazi s planom preobrazovanija prirody zasuslivykh rajonov SSSR* (pod redakcją Ch. P. Pogossjana) Gidrometeorologičeskoe Izdatel'stvo. Leningrad 1952.
- (9) Czarnowski M. S. — *Las a powódzie*. „Problemy” nr 50, 1950.
- (10) Czarnowski M. S. — *Po co tworzy się zadrzewienia w Związku Radzieckim*. „Problemy” 1951.
- (11) Czarnowski M. S. — *Zastosowanie pasów przeciwwietrznych w Polsce*. „Postępy Wiedzy Rolniczej” z. 6 (18), 1952.
- (12) Czarnowski M. S. — *Las a spływ powierzchniowy*. „Gospodarka Wodna” nr 12, 1954.
- (13) Czarnowski M. S. — *Jeszcze o roli lasu w spływie powierzchniowym*. „Gospodarka Wodna”. Zeszyt 6, Rok XV, 1955.
- (14) Czarnowski M. S. — *O możliwości odwrócenia procesu stepowienia w Wielkopolsce przy pomocy pasów przeciwwietrznych*. „Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych” z. 7, 1956.
- (15) Czarnowski M. S. — *Dynamics of even-aged forest stands*. Louisiana State University Press. Baton Rouge, La. (USA), 1961.
- (16) Czarnowski M. S. — *Productive capacity of locality as a function of soil and Climate with particular reference to forest land*. Louisiana State University Press. Baton Rouge, La. (USA), 1964.
- (17) Czarnowski M. S. — *Związek między parowaniem terenowym a rozmieszczeniem przestrzennym typów szaty roślinnej*. „Przegląd Geograficzny” T. 36, nr 2, 1964.
- (18) Czarnowski M. S. — *The problem of a probit measure and index of the potential productive capacity of forest land*. Sexto Congreso Forestal Mundial. Madrid, Junio 1966 (Under the auspices of FAO).
- (19) Dana S. T. *Forest influences* (w pracy zbiorowej pt. *A world geography of forest resources*. New York 1956).
- (20) Demiańczuk P. P. — *Nowe wzory na obliczanie rocznej wartości parowania z terenu zlewni*. „Przegląd Geofizyczny” z. 3—4, 1956.
- (21) Dobrodeev O. P. — *Vlijanie lesa na vyvetrivanie i osadkoobrazovanie*. „Vestnik Moskovskogo Universiteta” no 2, 1966.



- (22) Gol'cman M. I. — *Osnovy metodiki aeroficeskich izmerenij*. Gosudarstvennoe Izdatel'stvo Techniko-Teoretičeskoj Literatury. Moskva 1950.
- (23) Held R. B. and Clawson M. — *Soil Conservation in perspective*. Baltimore, Maryl, 1965.
- (24) Herfindahl O. C. and Kneese A. V. — *Quality of the environment. (An economic approach to some problems in using land, water, and air)*. Resources for the Future, Inc. 1965.
- (25) Judin M. I. — współautor dwu rozdziałów w pracy zbiorowej — vide Budyko, 1952.
- (26) Kaczorowska Z. — *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim* „Prace Geograficzne IG PAN” nr 33. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa 1962.
- (27) Kittredge J. — *Forest influences. The effect of woody vegetation on climate, water, and soil*. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York 1948.
- (28) Kulik M. S. — *Neobchodimost' učeta agrometeorologičeskich uslovij dlja povysenija effektivnosti dejstvija mineral'nych udobrenij*. „Meteorologija i Gidrologija” No 5. 1966.
- (29) Lambor J. — *Gospodarka wodna*. Część I. Wyd. III PWN. 1962.
- (30) Lambor J. — *Podstawy i zasady gospodarki wodnej*. Warszawa 1965.
- (31) Lorentz-Liburnau J. R. — *Resultate forstlich-meteorologischer Beobachtungen, insbesondere in den Jahren 1885—1887*. „Mitt. d. forstliches Versuchswesen in Oesterrlich”. Heft 12—13. Wien.
- (32) Lugeon M. — *Précipitations atmosphériques, écoulement et hydroélectricité*. Paris 1928.
- (33) Matakiewicz A. — *Ochrona przed powodzią na tle ostatnich katastrof powodziowych w świecie i tegorocznej w dorzeczu Wisły*. „Czasopismo Techniczne”. Lwów 1934.
- (34) Matul K. i Kryszan C. — *Kierunek prawidłowego zagospodarowania rolniczego i leśnego rejonu kaskady dolnej Wisły*. „Problemy Planowania Przestrzennego — Wisła” z. 2. Warszawa 1966. PWN.
- (35) Molcanov A. A. — *Sosnovyj les i vlaga*. AN SSSR. Moskva 1953.
- (36) Molga M. — *Posucha, walka z nią oraz znaczenie ochronnych pasów leśnych*. „Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny” Zeszyt 1—4. Warszawa 1949.
- (37) Olszewski J. — *Porównanie występowania rosy w lesie i na terenie otwartym*. „Folia Forestalia Polonica”, Seria A. Zeszyt 12. 1966.
- (38) Ostromecki J. — *Przewidywane zużycie wody na zwiększoną produkcję użytków rolnych i łąkowych*. „Prace i Studia Komitetu Gospodarki Wodnej PAN” t. 1. Warszawa 1956. PWN.
- (39) Paszyński J. — *Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem*. „Prace Geograficzne IG PAN” nr 4. Warszawa 1955.
- (40) Penman H. L. — *Weather and water growth of grass (Growth of leaves — F. L. Milthorpe)*. Butterworth Scientific Publications. London 1966.
- (41) Pogosjan Ch. P. — *Vlagooborot v atmosfere*. W dziele zbiorowym pt. *Izmenenie klimata v svjazi z planom preobrazovanija prirody* (pod redakcją Pogosjana). Leningrad 1952.
- (42) Rachmanov V. V. — *Iskustvennaja schema vlagooborota*. „Izvestija Vsesojuznogo Geograficeskogo Obscestva” t. 86, Vyp. 2, 1954.
- (43) Romer E. — *O wpływie lasów na klimat*. „Kosmos” t. 38, 1913.
- (44) Ruttan V. W. — *The economic demand for irrigated acreage*. The Johns Hopkins Press. Baltimore, Maryland 1965.
- (45) Sokolov A. A. (recenzja) Lebedev A. V. — *Vodoochrannoe znaczenie lesa v bassejnej Obi i Eniseja*. Izd. „Nauka” 1964. „Meteorologija i Gidrologija” no 10, 1966.

- (46) Ulanova E. S. — *Značenie majskich osadkov dlja urožaja ozimoj pšenicy v stepnych rajonach Kavkaza*. „Meteorologija i Gidrologija” no 5, 1966.
- (47) Valek Z. — *Lesy, pole a pastviny v hydrologii pramennych oblasti Kychove a Zdechovsky*. Výzkumný Ústav Vodohospodársky. „Prace a Studie”. Sesit 106. Praha — Podbaba 1962.
- (48) Vasil'ev I. S. — *K voprosu o vodnom režime podzolistych počv*. „Trudy Instituta Lesa AN SSSR” t. XXII, 1954.
- (49) Wodziczko A. — *Stepowienie Wielkopolski*. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk. „Prace Komisji Matematyczno-Przyrodniczej” Seria A, t. X, z. 4. Poznań 1947.

МАЦЕЙ С. ЧАРНОВСКИ

# ПРОСМОТР РОЛИ ЛЕСА В ВОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ ПОЛЬШИ

Основываясь на трудах других исследователей и на собственных изучениях, автор приходит к выводу, что в пределах площадей величины водосборов рек Польши нельзя надеяться получить увеличение осадков или стока при помощи увеличения лесистости страны. Однако автор считает перспективным применение метода лесных полос с целью улучшения водного баланса в области, где обнаруживается явление так называемой „степизации”.

Пер. автора

MACIEJ S. CZARNOWSKI

# A GLANCE ON THE ROLE OF WOODY VEGETATION IN HYDROLOGICAL ECONOMY IN POLAND

Basing on investigations of different authors, as well as on his own studies, the writer concludes that in the territories of the magnitude of Polish watersheds we cannot hope to obtain neither an increase of precipitation, nor of runoff, by the mean of an additional afforestation of the country. The author points out that there is a possibility of amelioration of the hydrological balance in some steppelike parts of the country by the application of systems of woody belts.

Translated by the author





CECYLIA RADŁOWSKA

## Elementy rzeźby przedczwartorzędowej w Górach Świętokrzyskich

*Elements of Pre-Quaternary relief of the Święty Krzyż Mountains*

Zarys treści. Artykuł jest próbą scalenia dotychczasowych poglądów na ewolucję geomorfologiczną Gór Świętokrzyskich. Główny akcent położono na zagadnienie powierzchni zrównań. Rozpatrzono je w powiązaniu z kolejnymi etapami rozwoju rzeźby przedczwartorzędowej. Zwrócono baczniejszą uwagę na lądowe utwory trzeciorzędu, których część, przy bliższym rozpoziomowaniu, okazała się wieku eoceńskiego. Osady te posłużyły do ustalenia genezy i chronologii zrównań. Stwierdzono, że im młodsze zrównanie, tym słabiej wykształcone i tym mniejszy jego zasięg przestrzenny. Schodowaty układ rzeźby dominuje w centrum gór, na ich NE peryferiach, pod wpływem negatywnej tektoniki, zrównania tworzą układ nożycowy.

Masyw paleozoiczny Gór Świętokrzyskich wraz z otoczką mezozoiczną zajmuje obszar położony między Wisłą i Pilicą.

Dzisiejsze góry stanowią tylko wyniesioną część rozleglejszego ongiś górotworu, którego peryferie północne i południowe są głęboko ukryte pod utworami młodszyimi. Po stronie południowo-wschodniej masyw jest silnie zdyslokowany i przysłonięty przez osady mórz trzeciorzędowych oraz miększe pokrywy lessowe.

Góry Świętokrzyskie mają wiele cech wspólnych z średniogórzem europejskim. Ukazują one różnowiekowe formacje skalne od prekambriu (ryfeju) po dolny sarmat włącznie. To bogactwo petrograficzne nadaje im rangę gór, choć wysokości absolutne sięgają tu ledwie 600 m (najwyższy szczyt Łysica — 612 m), a maksymalne deniwelacje nie przekraczają 300 m. Rzeźba obecna, mimo nieznacznych stosunkowo deniwelacji, wykazuje duże zróżnicowanie morfologiczne i to zarówno w sensie przestrzennym, jak i genetycznym.

W dziejach geologicznych tego górotworu są zapisy kilku orogenez: sandomierskiej, kaledońskiej, hercyńskiej, staro- i młodokimeryjskiej, laramijskiej oraz refleksy trzeciorzędowych ruchów alpejskich. Przez oddziaływanie starszych kierunków orogenicznych na młodsze ustalił się tu pewien złożony styl tektoniczny, który sprawia, że tylko w południowo-wschodniej części gór przetrwał sandomierski kierunek równoleżnikowy. W paleozoicznym centrum dominuje orientacja WNW-ESE, a na mezozoicznym obrzeżeniu NW-SE (9, 10, 17, 21, 27, 35, 37).

Rzeźba gór odzwierciedla dziś tylko pośrednio założenia tektoniczne przez kierunek stref wzniesień i obniżień, przejawia natomiast bardzo



ściśły związek z właściwościami litologicznymi podłoża. Strefy pasm górskich i podłużnych rozległych obniżen nie zależą od struktur fałdowych, czy monoklinalnych, lecz od cech odporności skał. Selekttywne w skutkach niszczenie atmosferyczne doprowadziło miejscami do inwersji morfologicznej.

Przystosowanie rzeźby do litologii świadczy dobitnie o jej c'lugiej i złożonej ewolucji. Aby mogło dojść do wypreparowania odpornych ławic skalnych, musiało uprzednio nastąpić ścięcie struktur fałdowych. Przyjęcie takiej powierzchni destrukcyjnej jest nawet z teoretycznego punktu widzenia warunkiem niezbędnym dla zrozumienia współczesnego wyglądu rzeźby.

W trakcie ewolucji geomorfologicznej Gór Świętokrzyskich przeplatały się nawzajem wielokrotnie okresy wzmózonej orogeniczności z okresami transgresji morskich i lądowego modelowania subaerycznego. Mimo wydatnego piętna litologii w rzeźbie uchowały się tu jednak różnowiekowe powierzchnie zrównań widoczne na szczytach, bądź na zboczach pasm górskich jako spłaszczenia ograniczone załomami. Powierzchnie te układają się w kilku poziomach, przy czym im młodsza, tym niżej położona. Tylko na północno-wschodnim przedpolu gór sytuacja jest nieco odmienna, gdyż tam zrównania tworzą układ nożycowy (30).

Dominują zrównania trzeciorzędowe. Starsze, posthercyńskie nie odgrywa już większej roli morfologicznej. Daje się ono zrekonstruować na podstawie osadów korelacyjnych, jakimi są zlepieńce cechsztynu, znane pod pojęciem molassy. Ich skład petrograficzny informuje dobrze o warunkach klimatycznych i o doniosłości ówczesnego niszczenia. W Czerwonej Górze koło Kielc główną masę zlepieńca stanowią otoczaki wapieni dewoskich, tkwiące wśród gliniastej czerwonej zwietrzeliny. Gdzie indziej spotkać można również okruchy kwarcytów środkowokambryjskich. Znaczy to, że gradacja posthercyńska dotarła do najbardziej wewnętrznych warstw antyklin. Innym dowodem skali niszczenia i zrównywania jest niezgodne, niemal płaskie zaleganie dolnego triasu na fundamencie paleozoicznym (5, 36).

Odsłonięte wychodnie wapieni dewońskich zaczęły już wówczas podlegać procesom krasowienia. Pięknych przykładów tak starego krasu dostarcza wzgórze Kadzielni wznoszące się na przedmieściu Kielc. W północnej ścianie kamieniołomu na tle wapieni skalistych górnego franu i famenu widać kopalne leje krasowe wypełnione przez białe ily kaolinowe i czerwone typu *terra rossa* oraz przez piaski i żwiry kwarcowe, wśród których znaleziono zęby labiryntodontów — triasowych płazów tarczogłowych. Można sądzić, że osad triasowy dostał się do zagłębień krasowych wcześniej uformowanych, a więc przypuszczalnie w permie, gdyż zalew morza cechsztyńskiego tutaj nie dotarł (17). Podobne wypełnienia lejów krasowych piaskowcem dolnotriasowym występują na Górze Żelaznej.

Najlepiej zachowane i najokazalsze jest zrównanie paleogeńskie, które obejmuje cały obszar Gór Świętokrzyskich i sięga daleko na ich przedpole. Ścina ono struktury skał paleozoicznych i mezozoicznych aż po schyłek górnej kredy włącznie. Początek i czas trwania subaerycznego niszczenia jest jednak różny, zależnie od tego, kiedy dana część gór uległa wynurzeniu z mórz górnokredowych.

Według ostatnich danych (29) masyw paleozoiczny, który podczas dolnej i środkowej kredy był lądem, został ponownie objęty transgresją górnokredową. Morze wycofało się jednak stąd już po turonie. Moment

ten wyznacza początek nowego wielkiego okresu rozwoju rzeźby subae-rycznej, który w ogólnym uproszczeniu nazywany jest paleogeńskim. Tymczasem na obrzeżeniu mezozoicznym, w miarę regresji mórz gór-nokredowych odsłaniały się stopniowo ku peryferiom coraz młodsze ogni-wa skał kredowych i były włączane sukcesywnie w modelowanie atmo-sferyczne. Tak więc zrównanie paleogeńskie w Górach Świętokrzyskich ogarnia obszary o różnym stopniu zaawansowania rzeźby z początkiem starszego trzeciorzędu.

Na temat paleogeńskiego zrównania pisano wiele. Tak datowana po-wierzchnia destrukcyjna występuje we wszystkich starych masywach europejskich. O Górach Świętokrzyskich wypowiadali się kolejno: L. S a w i c k i (38), St. L e n c e w i c z (23), St. P i e t k i e w i c z (26), W. P o ż a r y s k i (27, 28), J. D y l i k (11), K l i m a s z e w s k i (14), C. R a d ł o w s k a (30, 31) i D. K o s m o w s k a - S u f f c z y Ń s k a (16).

W obrębie Łysogór genezę paleogeńską przypisuje Lencewicz dwum poziomom spłaszczeń denudacyjnych na wysokości 400 i 360 m. Wiek ścięcia wynika z obecności zlepieńców i żwirów przedmiocieńskich odna-lezionych przez Czarnockiego w Sadkowie na poziomie 360 m. „Równo-ległe nachylenie obu poziomów świadczy o ich wyruszeniu z pierwotnej pozycji przez tektoniczny ruch, który podniósł *en bloc* część centralną pasma i pochylił ku E jego część wschodnią (23).

St. Lencewicz, rozważając piętrowy układ zrównań w paleozoicznym masywie Gór Świętokrzyskich, nie omawia zupełnie ich mezozoicznego obrzeżenia. Tymczasem tu właśnie mogą one być najdokładniej dato-wane przez nadkład utworów trzeciorzędowych.

Na NE obrzeżeniu występuje tylko jeden destrukcyjny poziom o zało-żeniu paleogeńskim na wysokości 240—200 m. W kierunku północnym powierzchnia paleogeńska, ścinająca jurę i kredę, znika pod osadami dol-nego oligocenu i ma charakter kopalny (30). Strop jej odtworzony z wier-ceń określają następujące wysokości absolutne: 145 m w Górze Puław-skiej, 155,5 m w Klikawie i 123 m w Pionkach pod Radomiem. Ostatnim ogniwem kredy są tu gezy danu. Wykazują one odwapnienie do głę-bokości 3—5 m. Bezpośrednio na nich spoczywają osady morskie oligo-cenu. Odwapnienie, a więc wystawienie gez danu na działanie atmo-sferyczne, mogło się dokonać podczas przerwy między danem i dolnym oligocenem. W tym przedziale czasowym, obejmującym paleocen i eocen, mieści się ścięcie struktur mezozoicznych, a następnie ich przeobrażenie natury chemicznej.

Tytułem przykładu można tu podać dane z odsłonięcia w Górze Pu-ławskiej, opracowane przez P o ż a r y s k i e g o (28).

Strop na wysokości 146,8 m

0,0 —0,6 m	mułek piaszczysty z gładzikami krystalicznymi, zawiera liczne ziarna glaukonitu	} oligocen
0,6 —1,05 m	drobnoziarnisty piasek glaukonitowy	
1,05—1,8 m	ił dołem chudy, zielonawy, górą nieco tłusty, brązowy	
1,8 —5,3 m	geza bezwapienna, szarooliwkowa, kawałki miększe i twardsze, w górnej części rdzawe infiltracje żelaza	} dan
5,3 —5,5 m	geza wapnista, twarda, szarooliwkowa (strop gezy danu)	

Liczne są przykłady odwapnienia w Górach Świętokrzyskich. Naj-



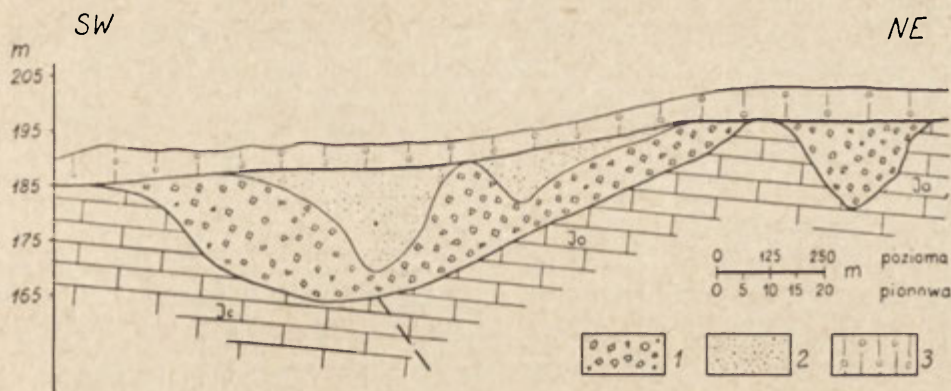
większą jednak wartość chronologiczną mają te stanowiska, gdzie występują utwory danu.

Odwapnienie wskazuje na klimat, który sprzyjał wietrzeniu chemicznemu. Przebieg i rezultat zmian chemicznych zależał od cech petrograficznych i wewnętrznej struktury skał. Według Pożaryskiego powłoka odwapniona, jako trwała, mogła się wytworzyć w skałach o szkieletie krzemionkowym, a więc u gez i opok kredowych. Z utworów jurajskich oksford i raurak zawierają dużo krzemionki, lecz wtórnej, wypełniające próżnie po rozpuszczonych skorupkach wapiennych. Są zsylikowane w stropie. Miąższość pokrywy sylifikowanej waha się od kilku do kilkudziesięciu metrów. Poniżej leży „świeża skała wapienna”. W innych skałach, przede wszystkim wapiennych, rozwijały się zjawiska krasowe. Pożaryski (27, 28), a później także S. Różycki (33), wypowiada się za synchronicznością wszystkich omówionych typów wietrzenia chemicznego. Rezultaty zmian chemicznych, powszechne w obrębie skał węglanowych Gór Świętokrzyskich, wskazują na klimat ciepły i wilgotny, subtropikalny. Te właśnie cechy przypisuje się klimatowi paleogenu (3, 14, 15, 40, 42).

W paleocenie denudacja musiała być intensywna, skoro nastąpiło ścięcie struktur podłoża. Na tej paleoceńskiej powierzchni działają w eocenie przeróżne w skutkach procesy chemiczne ułatwione wysoką temperaturą, wilgocą i roślinnością. Wiele form krasowych ma założenie eoceńskie. Za słusznością takiego poglądu przemawiają między innymi powłoki żelazisto-manganowe odnajdywane w kopalnych zagłębieniach krasowych (16).

Produkty wietrzenia chemicznego stanowią utwory lądowe trzeciorzędu i określane bywają na mapach geologicznych wspólnym mianem „miocen lądowy”. Dokładna jednak analiza tych osadów, wypełniających z reguły obniżenia terenu i formy krasowe, pozwoliła na ich bliższe rozpoziomowanie wiekowe i stała się podstawą do rozważań nad ustaleniem genezy i chronologii zrównań. Takich argumentów przy datowaniu powierzchni paleogeńskiej użyła Kosmowska-Suffczyńska, która prowadziła badania w okolicach Ostrowca Świętokrzyskiego (16). Dzięki uzyskaniu wyników gęstej sieci wierceń mogła ona przeprowadzić rekonstrukcję całkowicie kopalnej doliny, wyjaśnić wzajemny sposób ułożenia materiału i wykryć powierzchnię erozyjnego rozcięcia.

Rumosz sylifikowany, ze względu na przebadany jego skład faunistyczny, jest materiałem allochtonicznym, a nie residuum wietrzeniowym skał jurajskich podłoża. Rumosz ten uległ erozyjnemu rozcięciu i w to rozcięcie odłożone zostały utwory miocেনskich piasków, mułków i pstrych glin. Miocенski wiek tych osadów wynika z obecności szczątków drewna *Glyptostroboxylon tenerum* (37). Powierzchnia rozcięcia w kopalnej dolinie świadczy o okresie erozji dzielącym rumosz sylifikowany od lądowych utworów miocenu. Jej wiek jest przypuszczalnie oligocенski, a więc masa rumoszu należy do eocenu. W ten sposób udowodniona została eocенska geneza sylifikacji, a równocześnie paleocенski wiek powierzchni degradacyjnej, w której wycięta jest forma dolinna. Poziom paleogeński na tym fragmencie Gór Świętokrzyskich jest dwudzielny (16). Na południe od równoleżnikowego biegu Kamiennej wznosi się w wysokości 280—260 m, a po północnej stronie tej doliny schodzi do wysokości 230—210 m. Ścina on tu skały mezozoiczne, głównie jurajskie i jego kontynuację można prześledzić dalej ku północy na peryferiach przedpola górotworu, gdzie chowa się pod morskie utwory oligocenu.



Ryc. 1. Przekrój geologiczny przez dolinę koszarowską w okolicy wsi Koszary — Kąty Denkowskie wg D. Kosmowskiej-Suffczyńskiej  
(na podstawie materiałów wiertniczych Instytutu Geologicznego)

J<sub>c</sub> — kelowej, J<sub>o</sub> — oksford, 1 — rumosze starszego trzeciorzędu z domieszką mułków i glin, 2 — piaski młodszego trzeciorzędu (miocen) z domieszką rumoszków, mułków i glin, 3 — gliny i piaski czwartorzędowe

Geological section across the Koszary valley near Koszary and Kąty Denkowskie, after D. Kosmowska-Suffczyńska (based on bore hole material supplied by the Geological Institute)

J<sub>c</sub> — Callovian, J<sub>o</sub> — Oxfordian, 1 — Older Tertiary rubble with an admixture of silts and clays, 2 — Younger Tertiary (Miocene) sands with an admixture of rubble, silts and clays, 3 — Quaternary silts and sands

Po południowej stronie Gór Świętokrzyskich powierzchnia paleogeńska ma przeważnie charakter kopalny, gdyż jest to obszar transgresji mórz miocennych. Została ona i tu rozpoznana. Jej datowanie na terenie Niecki Nidziańskiej ustalono na podstawie ułożenia limnicznego helwetu. W Chomentowie i Korytnicy położonych pod Pińczowem limniczny helwet wypełnia formy erozyjne i kotliny krasowe występujące w zrównanym podłożu mezozoicznym (6, 7, 18).

Na Garbie Wójczańsko-Pińczowskim w okolicach Pińczowa dolny toron leży niezgodnie na górnej kredzie. Kopalna powierzchnia paleogeńska ścina pokłady margli mastrychtu. Jej położenie określają w przybliżeniu wysokości mierzone w stropie utworów mastrychtu: po północnej stronie garbu — 240 m, po południowej — 230 m. Powierzchnia ta daje się też pośrednio odtworzyć ze sposobu występowania źródeł. Są one dość liczne po południowej stronie garbu na kontakcie kredy z trzeciorzędem. Sugeruje to przypuszczenie, że powierzchnia paleogeńska jest lekko pochylona w kierunku południowym, czyli przeciwnym do upadu warstw mastrychtu, zapadających pod kątem 10°/NNE (31).

Z przytoczonych przykładów łatwo można wysnuć wniosek, że zrównanie paleogeńskie w Górach Świętokrzyskich znajduje się obecnie na różnych wysokościach. Ogólnie wykazuje ono tendencję do zniżania na peryferiach gór i tu zazwyczaj przybiera charakter kopalny. W najbardziej wyniesionej części gór występuje najwyżej i jest dwudzielne. Taka sytuacja poziomu destrukcyjnego świadczy o wyruszeniu z pierwotnego położenia pod działaniem tektonicznych ruchów trzeciorzędowych.

Dla zrozumienia w pełni doniosłości morfologicznej gradacji paleo-



geńskiej, należy także rozpatrzyć problem ówczesnych rzek. Dzisiejsze rzeki Gór Świętokrzyskich nie przestrzegają zupełnie ogólnego porządku przystosowania rzeźby do litologii. Główne rzeki tną w poprzek pasma górskie i tworzą liczne przełomy. Muszą więc być starsze od rzeźby uwarunkowanej litologią.

Rozważania na ten temat podjął Lencewicz. Zdaniem jego układ sieci hydrograficznej jest „epigenetycznym dziedzictwem po odśrodkowych rzekach konsekwentnych płynących dawniej po pokrywie osadowej masywu w kształcie wydłużonej kopuły; niektóre młodsze rysy subsekwentne powstały na peryferiach masywu”. Z chwilą, gdy pokrywa mezozoiczna została uprzątnięta, odsłonięty masyw paleozoiczny zaatakowała erozja i „rzeki musiały przystosować się częściowo do jego budowy” (22). Ich bieg przedłuża się także na obszarach mezozoicznych.

Nie wszystkie zapewne przełomy mają genezę epigenetyczną, część z nich nawiązuje do linii spękań czy dyslokacji, jak np. Słupianka. Wykorzystuje ona linię tektoniczną, wzdłuż której przesunięty jest ciąg pasma Łysogórskiego.

Idea Lencewicza ma wiele cech prawdopodobieństwa i dobrze tłumaczy układ dolin w obrębie paleozoicznego centrum gór. Wynika z niej dalszy wniosek, że doliny poprzeczne masywu sięgają swym początkiem w okres górnej kredy i paleogenu. Łąd od górnej kredy trwał tu bez przerwy.

Nieco inaczej układają się warunki na NE obrzeżeniu gór. Na ściętej powierzchni mezozoiku powstają zapewne najpierw doliny konsekwentnie o kierunku spływu na północ, gdyż w tę stronę teren wykazuje tendencję do obniżania już od schyłku dolnej kredy (27). Jednak ślady tych większych dolin nie zachowały się z powodu transgresji dolnooligocenkiej oraz późniejszych zmian w rozwoju sieci rzecznej związanych z dziejami doliny Wisły. Przełomowy odcinek doliny nie istniał wtedy. Na przekroju poprzecznym przez dolinę Wisły w Puławach widać, że oligocen nie wypełnia doliny, lecz jest przez nią rozcięty (30). Przypuszczalnie i lewobrzeżne dopływy Wisły z Gór Świętokrzyskich nie były także uformowane.

Są natomiast pewne dane wskazujące na istnienie drobnych dolin w obrębie wapieni jurajskich, np. w Lasach Starachowickich. Stare leje krasowe występują tutaj wzdłuż obniżen o układzie konsekwentnym i subsekwentnym (32). Musiały więc przez jakiś czas funkcjonować rzeki o odpływie naziemnym, które następnie, w miarę zanikania wód w szczelinach, stały się drogami przebiegu procesów krasowych (30). W tej samej strefie wschodni wapieni górnourajskich, nieco bardziej na południe, stwierdzono obecność rozległych obniżen erozyjnych o szerokości 1,5 km i głębokości 3 m zasłanych przez sylikifikowany rumosz, a następnie miocen ładowy (16).

Rola morfologiczna gradacji paleogeńskiej jest w sumie bardzo doniosła, gdyż odsłonił się wówczas masyw paleozoiczny spod pokrywy utworów mezozoicznych i trwale, aż po plejstocen był modelowany subaerycznie. Stanowi więc ona fundamentalny etap rozwoju rzeźby. Założone w starszym trzeciorzędzie pierwsze jej zarysy wytyczyły ogólny kierunek dalszej ewolucji form.

Typ genetyczny zrównania paleogeńskiego jest w dalszym ciągu problemem otwartym (30). Powierzchnia paleogeńska w Górach Świętokrzyskich, jak słusznie stwierdza Klimaszewski, nie była penepłeną, lecz „wiązała obszary znajdujące się w różnych stadiach zaawansowanego roz-

woju". Góry Świętokrzyskie miały rzeźbę późnodojrzałą, głównie denu-dacyjną z licznymi twardzielami, a na obrzeżeniu w obrębie Wyżyny Opatowskiej bardziej dojrzałą w związku z mniejszym zróżnicowaniem litologicznym (14). Podobny obraz jak na Wyzynie Opatowskiej (Sando-mierskiej) przedstawia także NE obrzeżenie gór.

Następną niższą powierzchnią zrównania jest tzw. poziom III według Lencewicza. W okolicach Kielc pojawia się na wysokości 330 m w zrów-nanych szczytach izolowanych wzniesień oraz na zboczach grzbietów górskich. Spłaszczenia występują głównie na peryferiach górotworu. Są „one szersze i wyraźniejsze na południu i wschodzie, niż na północy i zachodzie pasma” (23). Na krańcach wschodnich poziom obniża się i schodzi do wysokości 300 m. Przypisuje mu się wiek mioceniński, gdyż na tej wysokości są leje krasowe wypełnione przez miocenińskie utwory wie-trzeniowe i rzeczne (14). W obwodzie gór omawiane zrównanie przecho-dzi miejscami w platformę abrazyjną. Ten fakt potwierdza również jego miocenińską genezę (14, 23).

Tak jest w centrum gór i na południowym zboczu. W obrębie NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich rozcięcia i zrównania miocenińskiego do-tychczas nie stwierdzono. Są natomiast zapisy działających wówczas pro-cesów. Pod wpływem subaerycznego niszczenia w ciepłym klimacie mio-cenu z odmianami suchymi i wilgotnymi postępuje dalej wietrzenie chemiczne i mechaniczne (40, 41, 42). Wydaje się, że trwające od paleo-genu wietrzenie, szczególnie w suchych fazach miocenu, doprowadziło do pełnego rozwoju rzeźby monoklinalnej, tak charakterystycznej dla tej części gór (30). Na obszarze centralnym formy różnicują się także coraz bardziej pod wpływem selektywnej degradacji: rosną deniwelacje i wy-preparowane są góry twardziele (14, 15). Wietrzenie chemiczne daje róż-nego typu zwietrzeliny: ily, różnobarwne glinki ceramiczne. Gromadzą się one w obniżeniach bruzd erozyjnych i zapełniają stare leje kraso-we. Wiele z suchych dolinek na wychodniach wapieni jurajskich ulega preparowane są góry twardziele (14, 15). Wietrzenie chemiczne daje róż-nego typu zwietrzeliny: ily, różnobarwne glinki ceramiczne. Gromadzą Świętokrzyskiego i Iłży (16, 30). Wody spływające po powierzchni skał nierozpuszczalnych, np. piaskowców doggeru, nikią następnie w szcze-linach wapieni i włączają do osadów chemicznych lejów krasowych py-ły i piaski kwarcowe. Tą samą drogą dostają się przypuszczalnie szczątki roślinne. Wspomniana już uprzednio roślina *Glyptostroboxylon tenerum*, znaleziona w Kątach (pod Iłżą) przez J. Samsonowicza, jest zna-mienna dla miocenu. To stanowisko paleobotaniczne stało się właściwie podstawą datowania lądowego trzeciorzędu w G. Świętokrzyskich (37).

Rozmieszczenie utworów miocenińskich świadczy o powszechności wie-trzenia. Większość ich pochodzi z wietrzenia chemicznego, jednak nie wszystkie. Pyły i piaski kwarcowe spotykane w kotłach krasowych, a przede wszystkim w bruzdach erozyjnych, wskazują na działanie wody płynącej.

Bogatą sieć rzeczna widzi Lencewicz w obrębie masywu łysogórskie-go. Istnieją tam górne odcinki dolin, które przecinają obecnie NE przed-pole gór. Dotyczy to m. in. Kamiennej, która rozwinęła się subsekwent-nie wzdłuż skraju masywu, wykorzystując równocześnie uskoki brzeżny triasu. Spłaszczenia w triasie na wysokości 300 m traktuje on jako mio-cenińskie terasy (22). Potwierdzeniem słuszności takiego twierdzenia jest obecność piasków i żwirów miocenińskich w obrębie dolin.



Podstawową ówczesną bazę erozyjną dla południowego skłonu gór stanowiło morze miocenne i w tym kierunku podążały większe rzeki. Odnajdujemy dziś w nich osady rzeczne miocenu. Tak jest np. w subsekwentnym odcinku Kamiennej w okolicach Ćmielowa (16). Niektóre z tamtych dolin utraciły poważniejszą rolę hydrograficzną: stały się bezwodne, lub nawet całkowicie zagrzebane. Taką sieć rzeczną nie funkcjonującą wykryto w pobliżu Ostrowca Świętokrzyskiego. Jej przebieg i układ został przedstawiony przez Kosmowską-Suffczyńską na mapie paleomorfologicznej (16).

M. Klimaszewski, rozpatrując zagadnienie rozwoju dolin miocennych w Górach Świętokrzyskich, uważa, że rzeki spływające do pobliskiego morza musiały mieć większe spadki niż rzeki północnego zbocza gór. Ich większa żywotność erozyjna mogła się przejawiać w przesuwaniu działu wodnego i prowadzić do kaptaży (14).

Miocenna rzeźba tych gór kształtowana była zarówno pod działaniem czynników klimatycznych, jak i tektonicznych. Ich następstwem są poważne zmiany w centrum i w południowej części górotworu. Po stronie NE obniżony strop osadów oligocennych wskazuje również na tektonikę pooligocenną. Obecne jego położenie jest jednak sumą negatywnych ruchów przedpola w stosunku do wielkopromiennych dźwigań na obszarze masywu (30).

Utwory korelacyjne o najgrubszej frakcji pochodzą z dolnego sarmatu. Budują one deltę pra-Opatówki i Płaskowyż Szaniecki na terenie Kotliny Nidziańskiej, gdzie leżą niezgodnie na tortonie. W tym więc czasie Góry Świętokrzyskie były najsilniej podniesione (14).

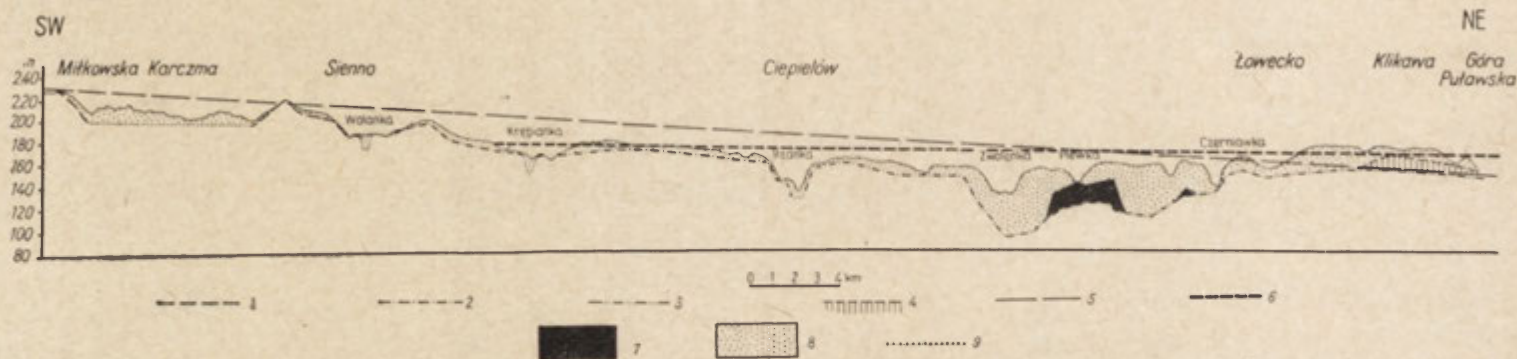
Nowy cykl rzeźbotwórczy, który potem nastąpił, przebiegał w okresie stabilności ładu. Niszczenie i zrównywanie trwające już przez znaczną część sarmatu, dokonało się ostatecznie w warunkach suchego lub półsuchego klimatu dolnego pliocenu (39, 40, 42). Doprowadziło ono do wytworzenia jeszcze jednej niższej powierzchni destrukcyjnej, określanej nazwą zrównania dolnopliocennego. Zrównanie to odpowiada zapewne IV poziomowi według nomenklatury Lencewicza. Występuje ono prawie wyłącznie na peryferiach gór. W stronę południową i wschodnią zrównanie obniża się od 300 do 290 m i jest wycięte w obrębie mezozoicznym. Wkracza ono również w doliny rzeczne, np. Łukawki (22, 23).

Pogląd Lencewicza podtrzymuje Klimaszewski pisząc, że niszczenie postępujące od peryferii w głąb obszarów górskich spowodowało powstanie brzeżnych zrównań w skałach o mniejszej odporności (14).

Po ścisłe datowanie tej powierzchni trzeba sięgnąć na południowe przedpole gór. Największą wartość chronologiczną mają tu odsłonięcia z Kotliny Nidziańskiej. Na Garbie Wójczańsko-Pińczowskim poziom zrównania 290-metrowy ścina wspólną powierzchnią dolnotortoński wapień litotamniowy, iły krakowieckie i piaskowce dolnosarmackie.

Dolnopliocenne zrównanie w wysokości 220—170 m, ścinające zlepienie muszlowe sarmatu, jest także dobrze rozwinięte w SE części Wyżyny Sandomierskiej (Opatowskiej). Na poziomie tym występują formy krasowe (25).

Degradacyjną powierzchnię pliocenną na Wyżynie Sandomierskiej stwierdził już przednio Samsonowicz. Teza jego opiera się na wykryciu obecności żwirów z materiałem karpackim rozrzuconych wysoko nad dzisiejszymi dnami dolin. Świadczą one, że wschodnia część Łysogór stanowiła wraz z Podkarpaciem wspólną równinę nachyloną ku NW, w której nie było jeszcze doliny Wisły (37). O istnieniu jakiegoś przepływu



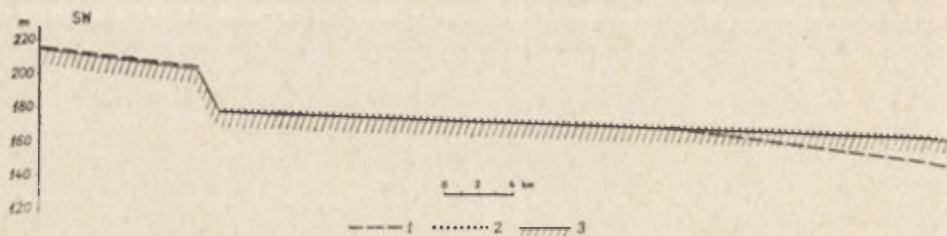
Ryc. 2. Nożycowy układ zrównań trzeciorzędowych na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

1 — strop skał jurajskich, 2 — strop skał kredowych, 3 — strop skał kredowych (dan), 4 — strop skał oligoceńskich, 5 — linia łącząca punkty zrównania paleogeńskiego, 6 — linia łącząca punkty zrównania dolnoplioceniowego, 7 — preglacja, 8 — utwory glacialne, 9 — przypuszczalny strop podłoża

Scissor-type arrangement of Tertiary planations in the NE periphery of the Święty Krzyż Mountains

1 — top of Jurassic rocks, 2 — top of Cretaceous rocks, 3 — top of Cretaceous (Danian) rocks, 4 — top of Oligocene rocks; 5 — line connecting points of Paleogene planation, 6 — line connecting points of Lower Pliocene planation, 7 — Preglacial period, 8 — glacial deposits, 9 — probable top of substratum





Ryc. 3. Schemat układu zrównań trzeciorzędowych na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich

1 — — — zrównanie paleogeńskie, 2 . . . . . zrównanie dolnopliocenne, 3 — — — rzeźba dzisiejsza

Pattern of arrangement of Tertiary planation in the NE periphery of the Święty Krzyż Mountains

1 — Paleogene planation, 2 — Lower Pliocene planation, 3 — Contemporary relief

z południa świadczą jednak rogowce karpackie. Trzeba więc przyjąć, że szły tędy wody szeroką ławą i że zasypywały częściowo zrównaną powierzchnię podłoża. Nie były to wody dzisiejszej Wisły, ale może rzeki, czy rzek, o charakterze okresowym i o przepływie niezorganizowanym, jak by to wynikało z charakteru ówczesnego klimatu (30). Klimaszewski widzi w tej powierzchni Wyżyny Opatowskiej dalszy ciąg poziomego pogórskiego Karpat (14).

Po NE stronie Gór Świętokrzyskich zrównanie dolnopliocenne, a właściwie mio-pliocenne, ogarnęło obszary pokryte pierwotnie przez osady morza oligoceńskiego i wdarło się w strefę rzeźby paleogeńskiej. Występuje ono na wysokości 180—160 m. Nie opanowało jednak całego mezozoicznego obrzeżenia gór. Ponad nim wznosi się 30—40 m wyżej stara powierzchnia o założeniu paleogeńskim. Jej podstawowe rysy nie uległy zniweczeniu. Selektywne wietrzenie i cofanie stoków dało tylko pełny rozwój rzeźby kuestowej i formy krasowe, które wykształcały się i w paleogenie i w miocenie. Zagłębienia krasowe występują blisko powierzchni pod cienką osłoną plejstocenu. Skraj północny zrównania paleogeńskiego ma zarys kręty, z licznymi ostrogami i ostańcowymi pagórami na przedpolu. Jest to rezultat rozwijającego się wstecznie zrównania dolnopliocennego, które zaatakowało peryferie poziomu paleogeńskiego.

Mimo pozoru schodowatego rozmieszczenia tych dwu zrównań, tworzą one faktycznie układ nożycowy. Wzajemny ich stosunek widoczny jest na załączonym przekroju (ryc. 2).

Dzisiejsza sytuacja powstała w sposób następujący (ryc. 3). Na skrajnej północy oba zrównania są kopalne. Zrównanie paleogeńskie występuje poniżej dolnopliocennego (30).

W górnym pliocenie, po ruchach wznoszących wału metakarpackiego następuje ożywienie erozji i odmłodzenie rzeźby. Z tym okresem wiąże się powstanie przełomu Wisły i ostateczne scalenie jej dopływów z Gór Świętokrzyskich. Ruchy wznoszące musiały mieć miejsce przed sawannową fazą klimatu górnopliocennego i przypadają raczej na wilgotniejszą jego odmianę, gdyż inaczej nie byłoby warunków na działalność erozyjną rzek i formowanie się systemu Wisły (30). W sawannowym klimacie górnego pliocenu (18, 40, 42) doliny rzeczne uzyskują znaczną szerokość pod wpływem cofania stoków i przy udziale erozji bocznej wód okreso-

wych płynących całym dnem dolinnym. Na stoku np. ujściowego odcinka doliny Kamiennej istnieje kopalnia listwa skalna w wysokości 149 m przykryta osadami preglacjału. Jest ona zapewne fragmentem górnopliocén-skiego dna.

Klimat górnego pliocenu sprzyja ponownie rozwojowi procesów pedymmentacji, jednak nie zdążyły one ogarnąć większych przestrzeni (12, 30). Mają cechy zrównań przydolinnych.

Rzeźba przedczwartorzędowa Gór Świętokrzyskich jest poligeniczna i policykliczna. Zawiera ona formy różnowiekowe. Spuścizną długiej ewolucji morfologicznej są powierzchnie destrukcyjne i, jako dalsze ich następstwo, przystosowanie rzeźby do litologii. Najlepiej wykształcony jest poziom paleogeński. Im młodsze i niższe zrównanie, tym gorzej rozwinięte i tym mniejszy jego zasięg przestrzenny (13). Fakt ten tłumaczą wyliczenia dotyczące czasu trwania głównych etapów rozwoju rzeźby. Okres od schyłku paleozoikum do połowy mniej więcej trzeciorzędu trwał około 160 milionów lat, gdy tymczasem cały neogen zamyka się w granicach od 20 do 30 milionów lat (24).

#### LITERATURA

- (1) Areń B. *Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne*, z. 11, Trzeciorzęd. Instytut Geologiczny. Warszawa 1957.
- (2) Bobrowski W. *Badania glin na obszarze świętokrzyskim*, PIG, Biul. 15, Warszawa 1939.
- (3) Budel J. *Flächenbildung in den feuchten Tropen*, Deutscher Geographentag. Würzburg 1957.
- (4) Czarnocki J. *Nowe dane o utworach cechsztynu w granicach Gór Świętokrzyskich*. „Spraw. z Pos. Tow. Nauk. Warsz.”, 8, z. 7. Warszawa 1915.
- (5) Czarnocki J. *Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich*. PIG, Spraw. z Pos., t. 2, Warszawa 1924.
- (6) Czarnocki J. *Helwet i węgiel brunatny tego wieku w okolicach Korytnicy i Chomentowa*. PIG. Pos. Nauk. 32, Warszawa 1932.
- (7) Czarnocki J. *O tortonie i helwecie okolic Chomentowa i Jawora*. PIG, Pos. Nauk. 36, Warszawa 1933.
- (8) Czarnocki J. *Arkusz Kielce 1:100 000. Mapa geologiczna odkryta*. PIG, Warszawa 1938.
- (9) Czarnocki J. *Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich*. IG, Prace XVIII, t. 2, z. 1, Warszawa 1957 (wydanie pośmiertne).
- (10) Czarnocki J. *Geologia regionu łysogórskiego*. IG, Prace XVIII, t. 2, z. 3, Warszawa 1957 (wydanie pośmiertne).
- (11) Dylik J. *Zagadnienie powierzchni zrównań i prawa rozwoju rzeźby subaeralnej*. „Czas. Geogr.” 25. Warszawa—Wrocław 1954.
- (12) Jahn A. *Wyżyna Lubelska*. „Prace Geogr. IG PAN” nr 7. Warszawa 1956.
- (13) Klatka T. *Geomorfologia Gór Świętokrzyskich*. „Roczn. Gleboznawcze”, XV, dodatek. Warszawa 1965.
- (14) Klimaszewski M. *Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym*. „Przegl. Geogr.”, XXX, z. 1. Warszawa 1958.
- (15) Klimaszewski M. *Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej*. „Przegl. Geogr.”, XXX, z. 3, Warszawa 1958.
- (16) Kosmowska-Suffczyńska D. *Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa*. „Prace Geogr. IG PAN” nr 54. Warszawa 1966.



- (17) Kotański Z. *Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich*. Warszawa 1959.
- (18) Kowalewski K. *Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. „Kwart. Geol.” z. 1. Warszawa 1958.
- (19) Kowalski K. *Pliocénские owadożerne i gryzonie z Rębielic Królewskich*. „Acta Zool. Crac.” 5, nr 5. Kraków 1960.
- (20) Krach W. *Materiały do znajomości miocenu Polski*. Cz. I. „Roczn. Pol. Tow. Geol.”, XXV, Kraków 1956.
- (21) Książkiewicz M., Samsonowicz J. *Zarys geologii Polski*. Warszawa 1952.
- (22) Lencewicz S. *Le massif hercynien de Łysogóry et ses enveloppes*. „Congr. Inter. de Géogr. Excurs.” B 2/1. Warszawa 1934.
- (23) Lencewicz S. *Surfaces d'aplanissement tertiaire dans les monts Łysogóry*. „Congr. Inter. de Géogr., C. R.”. Warszawa 1936.
- (24) Macar P. *Aperçu synthétique sur l'évolution géomorphologique de l'Ardenne*. „Travaux Géogr. de Liège”, No 150. Liège 1965.
- (25) Mycielska-Dowgiałło E. *Rozwój geomorfologiczny południowo-wschodniej części Wyżyny Sandomierskiej w górnym miocenie i pliocenie*. „Przegl. Geogr.”, XXXVII, z. 4, Warszawa 1965.
- (26) Pietkiewicz S. *Wycieczka do południowej części Gór Świętokrzyskich*. „Przegl. Geogr.”, XIV, Warszawa 1934.
- (27) Pożaryski W. *Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem*. *PIG*, Biul. 46. Warszawa 1948.
- (28) Pożaryski W. *Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpołu Gór Świętokrzyskich*. *PIG*, Biul. 75. Warszawa 1951.
- (29) Pożaryski W. *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Kreda*, z. 10, *IG*. Warszawa 1962.
- (30) Radłowska C. *Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. „Prace Geogr. *IG PAN*” nr 38. Warszawa 1963.
- (31) Radłowska C. Z. *Z geomorfologii okolic Pińczowa*. *Prace Geogr. IG PAN*, Warszawa 1966.
- (32) Różycki S. Z. *Przyczynki do znajomości krasu Polski II „Zapadłe Doły” we wschodniej części Lasów Starachowickich*. „Przegl. Geogr.”, XXII, 1948/49 Warszawa 1950.
- (33) Różycki S. Z. *Guide of Excursion from the Baltic to the Tatras*, part. 2, v. 1. *Middle Poland*. VI. Congress INQUA, Poland 1961.
- (34) Rühle E. *Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 300 000*, ark. Radom, *IG*, Warszawa 1955.
- (35) Samsonowicz J. *Sprawozdanie z badań geologicznych na północnym zboczu Gór Świętokrzyskich*. *PIG*, Pos. Nauk., 6. Warszawa 1923.
- (36) Samsonowicz J. *Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór*. *PIG*, Spraw., 5, z. 1—2, Warszawa 1929.
- (37) Samsonowicz J. *Arkusz Opatów 1:100 000*, mapa geologiczna zakryta, *PIG*, Warszawa 1934.
- (38) Sawicki L. *Przełom Wisły przez średniogórze polskie*. *Prace* 4, *Inst. Geogr. UJ*, Kraków 1925.
- (39) Szafer W. *Flora pliocénська z Krościenka nad Dunajcem*. *Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. PAU* 1. Kraków 1946.
- (40) Szafer W., Kostyniuk M. *Zarys paleobotaniki*. Warszawa 1952.

- (41) Szafer W. *Mioceńska flora ze Starych Gliwic na Śląsku*. IG, Prace XXXIII. Warszawa 1961.
- (42) Тучыńska М. *Климат Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym*. „Czasop. Geogr.” XXVIII, z. 2. Warszawa 1957.

## ЦЕЦИЛИЯ РАДЛОВСКА

### ЭЛЕМЕНТЫ ДОЧЕТВЕРТИЧНОГО РЕЛЬЕФА В СВЕНТОКШИНСКИХ ГОРАХ

Свентокшиские горы являются только частью обширного в древнее время горного массива, северные и южные окраины которого глубоко скрыты под более молодыми образованиями. С юговосточной стороны сильно дислоцированный горный массив прикрыт отложениями третичных морей и лёссом. В геологической истории этих гор наблюдаются следы следующих орогенезисов: сандомерского, каледонского, герцинского, древне и молодого-кимеридского, лорамийского, а также рефлексии третичных альпийских тектонических движений (9, 10, 13, 14, 17, 21, 27, 35, 37). Современный рельеф отражает только косвенно тектонический стиль территории через направление главных форм. Рельеф, тесно связан с литологией (морфологической инверсии).

Несмотря на ярковыраженный отпечаток литологической структуры, в рельефе сохранились разновозрастные поверхности выравнивания расположенные на нескольких уровнях, причем чем поверхности моложе, тем ниже они расположены. Преобладает ступенчатый рельеф, хотя северо-восточной окраине эти выравненные поверхности имеют ножницеобразное расположение вследствие отрицательной тектоники (23, 30). Наиболее древняя, послегерцинская поверхность выравнивания не имеет большего морфологического значения, но ее можно легко реконструировать на основании способа залегания коррелятивных отложений, среди которых выступают также и камбрийские кварциты. Это свидетельствует о том, что градация в то время достигла наиболее внутренних слоев антиклиналей (4, 5, 17, 36).

Лучше всего развитой является палеоценовая поверхность выравнивания, которая срезает палеозойские и мезозойские структуры (11, 13, 14, 16, 23, 26, 30, 31, 37, 38). Точное определение возраста этой поверхности можно установить на основе характера кровли тессы дана (сатурация) под покровом морских отложений нижнего олигоцена (27, 28). В субтропическом климате эоцена на палеоценовой поверхности протекают химические процессы, вызывающие сатурацию, силицификацию и развитие карстовых процессов, а также выделение железисто-марганцевых конкреций (3, 14, 16, 27, 28, 30, 33, 40, 42).

Палеоценовая поверхность выравнивания в настоящее время находится на разных уровнях от 400 до 145 м на северных окраинах гор, где приобретает характер ископаемой поверхности. В центральной части гор — она дихотомическая (400 и 360 м). Такое положение вещей свидетельствует о более поздней тектонической деформации.

Более крупные реки Свентокшиских гор не используют форм рельефа обусловленных литологией и прорезают впоперек горные хребты. По всей вероятности они являются эпигеническим наследием рек, первоначально текущих по мезозойскому покрову, который с интервалами прикрывал массив до турона включительно (22, 29).

Значение палеогеновой градации является очень важным. Обнаженный в то время палеозойский массив формировался вплоть до плейстоцена в субаэрических условиях. Основные очертания древнего третичного рельефа определили общее направление дальнейшей эволюции форм рельефа.



Следующую поверхность выравнивания образует миоценовый денудационный уровень на высоте 330—300 м, переходящий местами в абразионную платформу (14, 23). На этом денудационном уровне сформировавшимся главным образом на окраинах гор, находятся карстовые воронки выполненные миоценовыми продуктами выветривания и алювами (14, 15, 16, 23, 32). В теплом климате миоцена с сухими и влажными периодами протекает дальнейшее химическое и механическое выветривание (40, 41, 42). Оно приводит к развитию куэстового рельефа и к выделению устойчивых пород в центральной части гор (14, 15, 30). Продуктами химического выветривания являются различные глины и пестрый керамический суглинок, которые заполняют эрозионные борозды и древние карстовые воронки при одновременном развитии новых карстовых форм рельефа (15, 16, 30, 32). Размещение миоцена материкового происхождения свидетельствует о повсеместном процессе выветривания (2). Приобладающая масса отложений — химического происхождения, но пыль и кварцевые пески указывают на деятельность проточной воды. Базисом эрозии для северного склона гор являлось в то время миоценовое море, в которое впадали реки. Мы находим в долинах этих рек речные отложения миоценового возраста, например, в долине р. Каменна. Некоторые из долин в настоящее время являются совершенно безводными или целиком погребенными (15, 16, 30, 32).

Миоценовый рельеф гор формировался под воздействием климата и тектонических движений. Корреляционные образования с наиболее крупной фракцией образовались в сармате. В Котловине Ниды они лежат несогласно на отложениях тортонского возраста (14, 31). В то время, таким образом, Свентокшиские горы испытывают наиболее сильное поднятие.

Дальнейшее развитие рельефа протекающее в период материковой стабильности приводит к образованию краевых поверхностей выравнивания в менее устойчивых горных породах. Их окончательная моделировка приходится на период аридного или полуаридного климата нижнего плиоцена (39, 40, 42). В котловине Ниды уровень 290 м общей поверхностью срезает одновременно нижне-тортонский известняк и нижнесарматские глины, а также песчаники (31). Этот уровень обнаружен также на Сандомерской возвышенности (25, 37). На северо-восточной стороне гор миоплиоценовая поверхность выравнивания высотой в 180—160 м, охватывает области с осадочным покровом олигоценового моря и входит в зону с рельефом берущим начало в палеоценовое время. Несмотря на кажущееся ступеньчатое размещение этих двух поверхностей выравнивания они расположены ножницеобразно (рис. 2 и 3).

В верхнеплиоценовое время, после положительных колебательных движений метакарпатской области, наступает оживление эрозии, формируется долина прорыва Вислы и окончательное оформление ее свентокшиских притоков. В условиях саванного климата верхнеплиоценового времени (18, 40, 42), вследствие отступления склонов и боковой эрозии периодических вод, долины значительно расширились. Таким образом образуются скальные карнизы с признаками поверхностей выравнивания, протягивающиеся по речным долинам (30).

Наследие дочетвертичной морфологической эволюции являются поверхности выравнивания и, в качестве дальнейшего следствия, приспособление рельефа к устойчивости пород субстрата.

Лучше всех развитым является палеоценовый уровень. Чем моложе поверхность выравнивания, тем она хуже сформирована и тем меньше ее ареал. Это является, повидимому, связанным с продолжительностью отдельных этапов развития рельефа (24).

CECYLIA RADŁOWSKA

## ELEMENTS OF PRE-QUATERNARY RELIEF OF THE ŚWIĘTY KRZYŻ MOUNTAINS

The Święty Krzyż Mountains constitute an upthrust part of a once more extensive orogeny, the N and S peripheries of which are deeply covered by younger sediments. In the SE, the strongly dislocated massif is overlain by deposits of Tertiary seas and by loesses. The geological history of these mountains record evidence of a number of orogenic periods: the Sandomirian, the Caledonian, the Hercynian, the Old- and Young-Kimmeridgian and the Laramian, as well as reflexes of Alpine movements during the Tertiary [9, 10, 13, 14, 17, 21, 27, 35, 37]. The present-day relief pictures tectonic features merely indirectly, by revealing the directions of their principal forms; but, at the same time, the relief shows a close connection with lithology going as far as morphological inversion of relief.

Notwithstanding the conspicuous stamp left by lithology, planation surfaces of different age have survived here; they are found at several altitudes and these altitudes are the lower, the younger the surfaces are. A step-like relief predominates, although in the NE forefield these surfaces actually form a scissor-type arrangement implanted by a negative tectonic movements [23, 30]. The oldest plantation surface, of Hercynian age, is of no morphological significance; even so, it can easily be reconstructed from the manner how correlated sediments extend, among them Cambrian quartzites. This is proof, that at this ancient time gradation reached to the innermost anticline strata [4, 5, 17, 36].

Most conspicuous is the Paleocene planation surface that shears off Paleozoic and Mesozoic structures [11, 13, 14, 16, 23, 26, 30, 31, 37, 38]. The accurate dating of this surface is gained from the determination of the decalcified top strata of a Danian gaizes, which has been found underlying a cover of marine deposits of the Lower Oligocene [27, 28]; this shows that, under the subtropical conditions of the Eocene, chemical processes were taking place on the Paleocene planation surface leading to decalcification, silicification and karsting, as well as to the formation of ferrugino-manganese concretions [3, 14, 16, 27, 28, 30, 33, 40, 42]. Today the Paleocene planation surface lies at several altitudes: from 400 m to 145 m in the N peripheries of the massif, where it assumes a fossil character. In the central part it consists of two parts (400 m and 360 m); all this is evidence of later tectonic deformations.

The larger rivers of Święty Krzyż Mountains fail to conform with the rule, that the relief adjusts itself to lithological conditions; instead, they dissect mountain ridges. They represent presumably remnants of consequent rivers, originally flowing over the Mesozoic surface which intermittently was mantling the mountain massif through the Turonian [22, 29].

The Paleogene planation processes has been highly important. Until the Pleistocene set in, the Paleozoic massif, uncovered at that time, has been sculptured subaerially. And it is this skeleton of the Old-Tertiary relief, that controlled the general trend of the further evolution of relief forms.

It was the Miocene gradation level which constituted the next planation surface at 330 to 300 m altitude; locally it passed into an abrasive platform [14, 23]. Developed mainly at the peripheries of the mountains, this Miocene surface contains karst kinks filled with Miocene regolith and fluvial deposits [14, 15, 16, 23, 32]. During the warm Miocene climate, with its alternating arid and humid periods, chemical and mechanical weathering continued [40, 41, 42], causing the development of a cuesta relief and monadnock hills in the central part of the massif [14, 15, 30]. The result of this chemical weathering were clays



of different composition, as well as variegated ceramic clays which are filling erosive incisions and older karst sinks; at the same time, new karst forms developed [15, 16, 30, 32]. The extensive spread of the terrestrial Miocene is evidence of widespread weathering processes [2]. The majority of the deposits occurring here are of chemical origin, while dust and quartz sand indicate the activity of flowing water. At that time, the erosive base for the S slope of the mountains was the Miocene sea into which the streams of this region shed their waters; here are fluvial deposits of the Miocene, such as are found in River Kamienna. Some of these ancient valleys of they exist but without water course are completely buried [15, 16, 30, 32]. However, the Miocene relief has been formed by both climate and tectonics. The correlation deposits with the coarsest fractions date back from the Lower Sarmatian period in the Nida Basin they overlie the Tortonian sediments discordantly [14, 31]; this indicates, that during the Sarmatian period the Święty Krzyż Mountains suffered their most powerful uplift.

The further evolution of the relief, proceeding while land had stabilized, led to the formation of marginal planations in less resistant rocks. Their ultimate sculpturing took place during the semiarid climate of the Lower Pliocene [39, 40, 42]. In the Basin of Nida a 290 m level sheared off, by a common surface, both Lower Tortonian limestones and Lower Sarmatian clays. This level is well known in the Sandomierz Upland too [25, 37].

On the NE side of the mountains, the Mio- and Pliocene planation surface comprised, at 180 m and 160 m altitude, areas previously covered by deposits of the Oligocene sea, and penetrated the zone showing Paleocene relief features. And for all their seemingly step-wise arrangement, these two planation surfaces actually form a scissor-type pattern (Figs. 2 and 3).

Succeeding the movements which upthrust the Meta-Carpathian-Ridge, the Upper Pliocene brought renewed erosion, the formation of the Vistula gap, and the adaptation of the Święty Krzyż Mountains and Sandomierz Upland tributaries of this river. During the savannah-type climate of the Upper Pliocene [18, 40, 42], the river valleys grew to considerable widths in consequence of slope back wearing and lateral erosion due to seasonal flood waters. In this manner there developed the rock benches that are discovered today, showing features of planations proceeding along the valleys [30].

The heritage of the Pre-Quaternary morphological evolution are planation surfaces and, as further consequence, as adjustment of the relief to the resistance of the substratum rocks. Best developed is the Paleocene horizon of planation. The younger a planation, the less distinctly it is developed, and the narrower is its spatial range. This must probably be ascribed to the duration of the individual stages of relief evolution [24].

Translated by *Karol Jurasz*

ALICJA TLAŁKA

## Chemizm wody rzeki Rudawy i jego zmiany w ciągu roku \*

*The chemism of the water of River Rudawa and its changes during the year*

Zarys treści: Na podstawie analiz wody z rzeki Rudawy wykonywanych przez laboratorium MPWiK w Krakowie autorka omawia chemizm wody w rzece Rudawie i jego zmiany w ciągu roku pod wpływem wód śnieżnych, deszczowych i gruntowych. Oblicza średnią ogólną mineralizację (biorąc za podstawę 7 jonów występujących w największych ilościach:  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  i  $\text{K}^+$ ), ilość jonów ługowanych z 1 km<sup>2</sup> dorzecza. Omawia zmianę chemizmu wody z biegiem rzeki. Zajmuje się też substancjami biogenicznymi, organicznymi, rozpuszczonymi gazami i jonami wodorowymi. Całość rozpatrywana jest na tle i w powiązaniu ze środowiskiem geograficznym dorzecza.

Artykuł zawiera analizę chemizmu wody rzeki Rudawy i jego zmiany w ciągu roku z określeniem wpływu wód gruntowych, śnieżnych i deszczowych na to zjawisko. Rzekę Rudawę wybrano dlatego, że dysponowano wyjątkowo dużą ilością analiz chemicznych wody powierzchniowej. Praca oparta jest na pełnych analizach wody z rzeki Rudawy, wykonywanych raz w miesiącu przez Miejskie Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji w Krakowie. Wodę do pomiarów pobiera się na ujęciu wodociągowych w Mydlnikach, po przejściu jej przez odpiaskownik. Do rozważań przyjęto okres za lata 1957—1964. Wykorzystano również pełne analizy wody z rzeki Rudawy pobranej w różnych punktach przez Laboratorium Wodno-Ściekowe PWRN w Krakowie w dniach 8, 9, 10 maja 1963 roku. Dane hydrologiczne odnośnie do stanów wody w rzece, objętości przepływu i opadów pochodzą z PIHM w Krakowie.

Rzeka Rudawa jest dopływem Wisły. Uchodzi do niej na terenie miasta Krakowa. Powierzchnia dorzecza do wodowskazu w Balicach wynosi 288,8 km<sup>2</sup>. Całość pracy i obliczeń będzie odniesiona do tego miejsca. Ujęcie wodociągowe w Mydlnikach znajduje się około 4 km poniżej wodowskazu. Między tymi dwiema miejscowościami uchodzą do Rudawy 2 niewielkie ciekі, które przy średnim stanie wody w rzece głównie niosą około 0,01% wody w stosunku do Rudawy. W analizowaniu chemizmu pominięto wpływ tych cieków.

\* Autorka pragnie złożyć podziękowania Dyrekcji Miejskiego Przedsiębiorstwa Wodociągów i Kanalizacji w Krakowie oraz kierownictwu Laboratorium Wodno-Ściekowego PWRN w Krakowie za udostępnienie jej materiałów z analiz wody rzeki Rudawy, prof. drowi M. Klimaszewskiemu, dr J. Dynowskiej, drowi M. Dyrkowi i zespołowi hydrografów przy Katedrze Geografii Fizycznej Uniwersytetu Jagiellońskiego za cenne uwagi w czasie pisania artykułu.

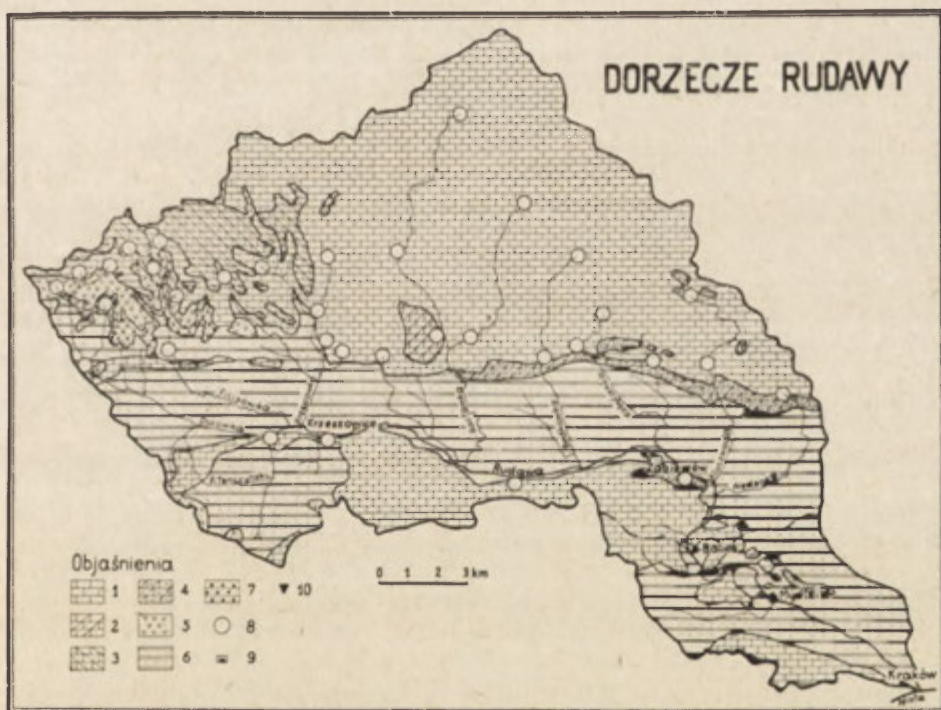


Dorzecze Rudawy leży w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. W obrębie jego wyróżniamy 3 jednostki tektoniczne, zaznaczające się w morfologii terenu: południową część Wyżyny Krakowskiej, Rów Krzeszowski, Garb Tenczyński.

Prawie  $\frac{2}{3}$  dorzecza zajmuje południowa część Wyżyny Krakowskiej. Budują ją na północnym wschodzie wapienie górn jurajskie, wykształcone w postaci wapieni skalistych i płytowych. Miejscami spoczywają na nich niewielkie płyty margli kredowych. Dalej na zachód pojawiają się w niewielkiej ilości wapienie płytowe i margle górn jurajskie oraz utwory środkowo- i doln jurajskie, wykształcone w postaci margli glaukonitowych, piaskowców, piasków, żwirów, ilów, łupków i glinek ogniotrwałych. W górn jurajskich wapieniach rozwinięte są silnie zjawiska krasowe (jaskinie, leje krasowe, wywierzyska). Wywierzyska i liczne, bardzo wydajne źródła zasilają w wodę następujące potoki: Kluczwodę, Bolechówkę, Kobylanę, Będkówkę, Szklarkę i Racławkę. Zachodnia część wyżyny jest bardzo urozmaicona pod względem geologicznym. Jądro antykliny Dębника budują wapienie i dolomity dewońskie, a jej skłony — wapienie karbońskie; wypływają z nich bardzo wydajne źródła dyslokacyjne. Na zachód od antykliny, idąc od Rowu Krzeszowskiego ku północy, występują wapienie górn jurajskie, dające nieliczne źródła, łupki i piaskowce karbońskie — z pewną ilością źródeł o różnych wydajnościach, permskie zlepieńce myślachowickie z dość wydajnymi źródłami, permskie tufy i tufity z małą ilością źródeł o małych wydajnościach oraz wapienie i dolomity triasowe z dużą ilością bardzo wydajnych źródeł. Z tego terenu odprowadzają wody źródlane potoki: Racławka, Krzeszówka, Filipówka i górna część Rudawy zwana Dulówką. Starsze utwory Wyżyny Krakowskiej pokryte są w części zachodniej niewielkimi płatami piasków, na których wytworzyły się gleby bielcowe i szczyrki, pozostała część pokrywają lessy. Tam, gdzie blisko powierzchni zalegają wapienie, wytworzyły się rędziny. Wierzchowina Wyżyny rozpościerająca się na wysokości 350—450 m n.p.m. rozcięta jest głębokimi dolinami dopływów Rudawy o charakterze wąwozów. Opada ona ku południowi stromym progiem tektonicznym w zapadliskowy Rów Krzeszowski. Zapadlisko budują w części północnej i południowej margle kredowe oraz cienka warstwa ilów miocenских o niewielkiej miąższości. Dają one niewielką liczbę źródeł o małych wydajnościach. Centralną część rowu wypełniają tłuste nieprzepuszczalne iły miocenские z wkładkami gipsów. Zachodnia część zapadliska pokryta jest przez piaski, na których wytworzyły się bielice i szczyrki, część środkową i wschodnią pokrywają lessy i aluwia o charakterze pyłowym. Płytko pod powierzchnią zalegające iły miocenские sprzyjają tworzeniu się mokradeł stałych i okresowych. Środkiem rowu płynie rzeka Rudawa. Na południe od zapadliska wznosi się stromo żrąb Garbu Tenczyńskiego. Zbudowany on jest w części wschodniej i środkowej z wapieni skalistych i płytowych górn jurajskich, a w części zachodniej w obniżeniu Tenczynka występują utwory karbonu produktywnego wykształcone z naprzemianległych piaskowców, łupków i węgla. Wschodnia i środkowa część zrębu pokryta jest przez lessy, a część zachodnia przez piaski. Miejscami występują rędziny jurajskie. Z garbu w kierunku Rudawy spływają krótkie cieki biorące początek w nielicznych źródłach. Na ryc. 1 przedstawiono w sposób zgeneralizowany litologię skał budujących dorzecze, a na jej tle większe źródła i grupy mniej-

szych źródeł. Pominięto na niej niektóre utwory, między innymi utwory jury środkowej i dolnej oraz utwory dolnego triasu wykształcone w facji niewapiennej. Zostały one włączone do wapieni, ponieważ zajmują niewielką przestrzeń, tworzą cienką pokrywę i nie wypływają z nich prawie żadne źródła. Wapienie i dolomity dewońskie zostały ujęte w osobną grupę, ponieważ trudno je oddzielić. Łupki, piaskowce i węgiel z okresu karbońskiego oraz utwory miocenijskie wykształcone w postaci ilów zostały potraktowane łącznie. Około 22% dorzecza pokrywają lasy. Łąki i pastwiska zajmują około 4,5% powierzchni, reszta to pola uprawne i tereny zabudowane.

Na chemizm wody w rzece wywierają też wpływ miasta z kanalizacją oraz zakłady przemysłowe. W dorzeczu Rudawy znajduje się miasto Krzeszowice, które odprowadza ścieki bez oczyszczania do Krzeszówki.



Ryc. 1. Zgeneralizowana mapa litologiczna oraz ważniejsze wypływy wód podziemnych

1 — wapienie, 2 — wapienie i dolomity, 3 — dolomity, 4 — margle, 5 — tufy, tuffity i skały wylewne, 6 — zlepieńce, 7 — łupki, iły i piaskowce, 8 — ważniejsze źródła i grupy źródeł, 9 — wodowskaz, 10 — ujęcie wodociągowe.

Litologia zestawiona na podstawie mapy geologicznej S. Doktorowicza — Hrebnickiego, 1959, R. Gradzińskiego, 1960.

Generalized lithological map, and more important places of outflow of underground water

1 — limestones, 2 — limestones and dolomites, 3 — dolomites, 4 — marls, 5 — tuffs, tuffites and effusive ricks, 6 — conglomerates, 7 — shales, clays and sandstones, 8 — more important springs and groups of springs, 9 — water gauge, 10 — water supply intake.

The lithology has been compiled on the basis of the geological map of S. Doktorowicz-Hrebnicki, 1959 and R. Gradziński, 1960



W zlewni Rudawy jest zlokalizowanych kilka masarni i rzeźni, zakłady przetwórstwa owocowo-warzywniczego, hodowle ryb, kilka PGR kamieniołomów, kilka zakładów przerabiających surowce mineralne, fabryka maszyn, zakłady materiałów izolacyjnych, tartak. Ścieki z wyżej wymienionych zakładów i gospodarstw są odprowadzane do dopływów Rudawy, lub bezpośrednio do niej, na ogół bez oczyszczania.

Ilość opadów spadająca na dorzecze decyduje o wsiakaniu, gromadzeniu się wody w skałach, spływie powierzchniowym, przepływie w cieku, a pośrednio o chemizmie wody w rzece. Normalny roczny opad w dorzeczu Rudawy wynosi około 729 mm.

W miesiącach zimowych: grudniu, styczniu i lutym opady są niewielkie i to na ogół w postaci śniegu, nie biorą więc udziału w dopływie. Największy udział w odpływie mają w tym okresie silnie zmineralizowane wody gruntowe. Wody pochodzące ze spływu powierzchniowego zasilają rzekę w tym czasie jedynie w wypadku odwilży. Na wiosnę w marcu i kwietniu opady nieco wzrastają, jednak w odpływie największy udział mają wody roztopowe, które w dużym stopniu rozcieńczają zmineralizowane wody gruntowe. W maju i czerwcu przepływ w rzece maleje, w odpływie wzrasta udział wód opadowych i gruntowych. W lipcu jest największy przepływ w Rudawie ( $3,23 \text{ m}^3/\text{sek}$ ), notuje się w dorzeczu największy opad (138,5 mm). Dominujący udział w odpływie mają wody opadowe. W sierpniu opad i przepływ są niższe. Wody gruntowe odpływają w mniejszej ilości niż w lipcu z powodu wyczerpywania się zapasów, są one jednak mniej rozcieńczone przez wody opadowe niż w poprzednim miesiącu. We wrześniu, październiku i listopadzie przepływ w rzece jest najniższy. Wpływa na to mała ilość opadów w tych miesiącach oraz małe zasoby wód gruntowych, a w związku z tym mała wydajność źródeł.

Podsumowując można przyjąć dla Rudawy 3 typy zasilania rzeki w wodę:

1. śnieżny — przypada na miesiące od XII do IV, są to wody pochodzące z odwilży i roztopów;
2. deszczowy — koniec wiosny, lato i jesień (V—XI);
3. gruntowy — bezdeszczowy okres letni i wczesnojesienny (VII—IX) oraz zimą w czasie mrozów, kiedy brak jest odwilży (XII—II).

O chemizmie wody stanowią następujące jony: wodorowęglanowy  $\text{HCO}_3^-$ , siarczanowy  $\text{SO}_4^{2-}$ , chlorkowy  $\text{Cl}^-$ , wapniowy  $\text{Ca}^{2+}$ , magnezowy  $\text{Mg}^{2+}$ , sodowy  $\text{Na}^+$  i potasowy  $\text{K}^+$ , substancje biogeniczne, rozpuszczone gazy i substancje organiczne (1). Omówię je w kolejności.

**Ważniejsze jony.** W wodzie naturalnej w największym stężeniu i w największej ilości występują jony:  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ , i  $\text{K}^+$ . Decydują one o właściwościach wody. Inne składniki są w niewielkich ilościach. Średnie wartości stężenia jonów (w mg/l wody) dla poszczególnych miesięcy w latach 1957—1964 obliczono metodą średnich arytmetycznych. Dysponowano 93 analizami wykonywanymi w odstępach miesięcznych. Zawartość jonów wodorowęglanowych obliczano z twardości węglanowej, stosując zasadę, że  $2,8^\circ \text{N}$  twardości odpowiada 1 mval jonu wodorowęglanowego (19). Wartości liczbowe dotyczące średniej koncentracji poszczególnych jonów i ogólnej mineralizacji zestawiono w tabeli 1.

Średnia ogólna mineralizacja wody Rudawy wynosi 419,3 mg/l. Według klasyfikacji A l e k i n a (1) można ją zaliczyć do rzek o średniej

Tabela 1

Średnie stężenie jonów w wodzie rzeki Rudawy w ciągu roku (za lata 1957—1964) w mg/l

Jon	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	270,0	255,4	241,0	243,0	253,3	239,9	238,9	248,8	249,4	253,9	266,4	272,9	252,9
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	44,3	49,0	53,5	49,5	40,0	44,8	51,5	45,4	38,4	42,9	36,3	43,3	44,9
Cl <sup>-</sup>	9,3	10,1	11,7	11,8	10,4	9,7	10,3	10,1	10,1	10,4	9,7	10,4	10,3
Ca <sup>2+</sup>	85,9	88,6	88,8	87,7	84,9	84,8	83,9	85,0	85,2	88,2	88,1	89,7	86,7
Mg <sup>2+</sup>	10,5	10,2	9,7	9,5	10,0	10,0	9,5	10,2	9,7	9,6	10,4	10,4	10,0
Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	13,9	13,1	14,8	12,3	12,7	16,5	15,1	13,2	16,3	15,3	15,9	15,1	14,5
Suma jonów	434,1	426,4	419,5	413,8	411,3	405,7	409,2	412,7	409,1	420,3	426,8	441,8	419,3
%	8,6	8,5	8,3	8,2	8,2	8,1	8,1	8,1	8,1	8,4	8,5	8,8	100,0



mineralizacji (200—500 mg/l). Większość rzek świata charakteryzuje się średnim i niskim stopniem mineralizacji. Stopień mineralizacji rzeki Rudawy wiąże się ze sposobem zasilania jej w wodę.

Wody pochodzące z zasilania gruntowego płyną w cieku najczęściej w mroźne okresy zimowe, bezdeszczowe letnie i jesienne. Przepływy w rzece są wtedy najniższe. Woda rzeczna osiąga najwyższą mineralizację. Typowym przykładem mogą być analizy z dnia 5.II.1963 — (471,2 mg/l i z 4.XII. 1964 — 474,4 mg/l (najwyższa notowana w badanym 8-leciu mineralizacja ogólna).

Wody pochodzące z zasilania śnieżnego płyną w rzece w czasie odwilży i roztopów. Powodują one:

a) znaczne obniżenie chemizmu w wypadku, gdy przepływ w rzece jest bardzo wysoki, a główne roztopy są wcześniej poprzedzone odwilżą. Na przykład w czasie odwilży 2.II.1962 r. woda wykazywała silną mineralizację (455,0 mg/l), natomiast w czasie roztopów marcowych i kwietniowych — 3.IV.1962 mineralizacja wody była niska (357,5 mg/l). Duże obniżenie chemizmu wody w czasie roztopów zdarza się również wtedy, gdy w okresie jesiennym występują długotrwałe deszcze, które dokładnie przemyją warstwę gleby z soli mineralnych. Na przykład jesienią 1963 r. w okresie 3 miesięcy spadło 277,8 mm. W czasie roztopów marcowych — 3.II.1964 zanotowano mineralizację 314,4 mg/l (najniższą w ciągu badanego 8-lecia);

b) nieznaczne obniżenie chemizmu wody rzecznej, jeżeli jesienią opad występuje rzadko o niewielkim natężeniu i nie przemyje dobrze gleby ze składników mineralnych. Na przykład jesienią 1961 r. w ciągu 3 miesięcy spadło 94,9 mm deszczu, a w czasie odwilży lutowej — 2.II. 1962 r. ogólna mineralizacja wyniosła 455,0 mg/l. Innym przykładem może być jesień 1957 r. Opad 3-miesięczny wyniósł 122,6 mm, a ogólna mineralizacja w czasie roztopów — 1.IV.1958 roku wyniosła 447,3 mg/l.

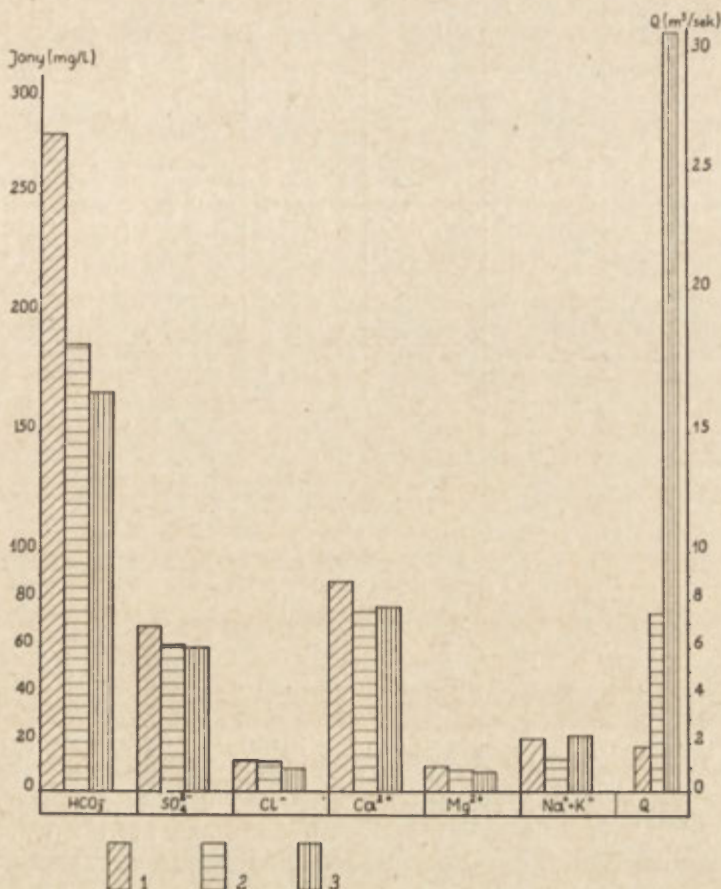
Wody pochodzące z zasilania deszczowego płyną w rzece w okresie późnowiosennym, letnim i jesiennym. Powodują one:

a) znaczne obniżenie chemizmu wody rzecznej w przypadku wysokich przepływów, jeżeli te utrzymują się długo wskutek długotrwałych opadów o dość dużym nasileniu. Na przykład w r. 1962 od dnia 26.IV do 6.VI. spadło 220 mm deszczu. Padał prawie codziennie. W dniu 6.VI. ogólna mineralizacja wyniosła 344,7 mg/l. Dużą obniżkę chemizmu notuje się również wówczas, gdy przez kilka dni występuje opad o dużym natężeniu, którego rezultatem są wysokie stany wody w rzece. Na przykład w r. 1959 w ciągu 3 dni lipca spadło 76,5 mm deszczu, a ogólna mineralizacja w dniu 2.VII.1959 r. wyniosła 334,7 mg/l;

b) nieznaczne obniżenie chemizmu wody w rzece w przypadku, gdy opad trwa długi czas, lecz ma niewielkie natężenie (więcej paruje i wsiąka niż spływa powierzchniowo) i powoduje niewielki wzrost przepływu w rzece. Jako przykład może posłużyć analiza z dnia 7.V.1963 r. (mineralizacja ogólna — 437,4 mg/l), przed której wykonaniem opad w dorzeczu był rozłożony na większą ilość dni.

Ryc. 2 pozwala porównać stężenie różnych jonów w Rudawie w okresie zasilania rzeki przez wody gruntowe, śnieżne, deszczowe (na wykresie uwzględniono analizy wody o najniższym i najwyższym stężeniu soli mineralnych).

Najsilniej zmineralizowana jest woda w zimie (25,9% ogólnej mineralizacji rocznej) i jesienią (25,0%), mniej wiosną (24,7%), a najmniej latem (24,4%). Średni stopień ogólnej mineralizacji jest na ogół wyrów-



Ryc. 2. Zmiana chemizmu wody rzeki Rudawy w zależności od typu zasilania  
 1 — wody gruntowe (4.XII.1964), 2 — wody śnieżne (3.IV.1962), 3 — wody deszczowe (6.VI.1962)

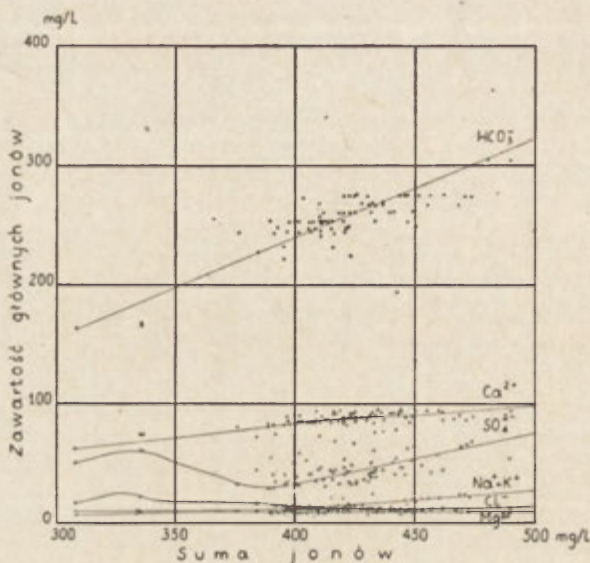
Change in chemism of the water of River Rudawa, depending on type  
 of alimentation

1 — groundwater (Dec. 4, 1964), 2 — meltwater (April 3, 1962), 3 — rainfall water (June 6, 1962)

nany w ciągu roku. Różnica między ekstremalnymi miesiącami wynosi 36,1 mg/l, co stanowi 0,7%. Różnica między najwyższą notowaną w badanym 8-leciu mineralizacją (474,4 mg/l) 4.XII.1964, a najniższą (314,4 mg/l) 31.III.1964 wyniosła 160 mg/l. Istnieje zatem możliwość obniżenia się mineralizacji ogólnej (od średniej mineralizacji z badanego 8-lecia) o około 25%, a podwyższenia o około 13%.

Wraz ze wzrostem ogólnej mineralizacji wzrasta udział poszczególnych jonów (ryc. 3). Najsilniej wzrasta udział jonów wodorowęglanowych, siarczanowych, wapniowych, sodowych i potasowych. Zawartość jonów chlorkowych i magnezowych nie wykazuje większych różnic we wzroście. Większe stężenie poszczególnych jonów związane jest na ogół z przejściem rzeki z zasilania powierzchniowego (śnieżnego, deszczowego) na zasilanie gruntowe. Jedynie zawartość jonów siarczanowych, sodowych i potasowych ulega przy niskiej ogólnej mineralizacji zmianom. Przy mineralizacji od 300 do 350mg/l, wywołanej rozcieńczeniem wód grunto-





Ryc. 3. Zmienność stężenia głównych jonów od stężenia sumy jonów w wodzie rzeki Rudawy w latach 1957–1964 (w mg/l)

Dependence of concentration of principal ions on the concentration of the sum of ions in the water of River Rudawa, in 1957–1964 period (in mg/l)

wych płynących w cieku, przez wody śnieżne czy deszczowe następuje zwiększenie stężenia jonów  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$  i  $\text{K}^+$ . Spowodowane jest ono zmywaniem z powierzchni ziemi nagromadzonych pyłów przemysłowych i ścieków. Natomiast przy mineralizacji 350–400 mg/l zawartość tych jonów ulega obniżeniu, by ponownie systematycznie wzrastać.

Na podstawie średniego stężenia jonów w litrze wody oraz miesięcznych przepływów w rzece Rudawie wyliczyłam średni wieloletni spływ substancji rozpuszczonych, inaczej według Alekina (1) spływ jonowy. Określenie spływu jonowego rzutuje na proces ługowania skał i gleb oraz rozwoju krasu w dorzeczu (tab. 2). Wahania w ilości wynoszonego ze zlewni materiału w ciągu roku, uzależnione są głównie od wielkości przepływu i stężenia jonów w rzece (ryc. 4).

Największe ilości materiału rozpuszczonego wynosi Rudawa w okresie wiosennym (28,6% sumy rocznej). Związane to jest z dużym przepływem w rzece wód pochodzących z zasilania śnieżnego. Najwięcej jonów jest wynoszonych w marcu (10,3%), ponieważ pierwsze wody śnieżne zawierają w sobie duże ilości składników mineralnych. W kwietniu ilość odprowadzanego materiału z dorzecza maleje (10,0%). Obniżka spowodowana jest mniejszym stężeniem jonów w wodzie, gdyż wody powstające z dalszego topnienia śniegu zawierają coraz mniej soli mineralnych. W maju ilość wynoszonych jonów jest najmniejsza (8,3%). Gleby w czasie roztopów zostały przemyte częściowo ze soli mineralnych, a dość dobrze rozwinięta już roślinność w tym okresie chroni glebę przed ich wymywaniem. Zużywa ona również pewną ilość składników mineralnych do budowy komórek.

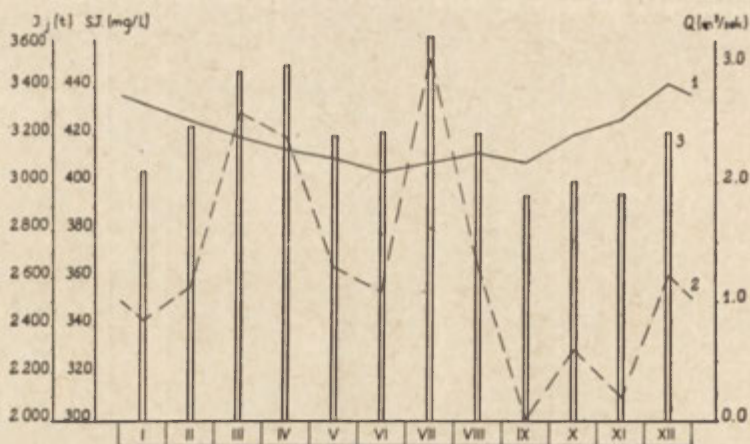
W lecie zmniejsza się ilość wynoszonych z dorzecza soli mineralnych (27,4% sumy rocznej). Najmniej jonów transportuje Rudawa w

Tabela 2

Całkowity miesięczny spływ jonowy z dorzecza Rudawy w okresie lat 1957—1964 w (tonach)

Jon	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
$\text{HCO}_3^-$	1511,4	1546,0	1897,7	1883,3	1635,0	1511,0	2066,8	1612,6	1228,2	1387,3	1312,0	1614,8	19206,1
$\text{SO}_4^{2-}$	248,0	296,6	421,3	383,6	258,2	282,2	445,5	294,3	189,1	234,4	178,8	256,3	3488,3
$\text{Cl}^-$	52,1	61,1	92,1	91,4	67,1	61,1	89,1	65,5	49,7	56,8	47,8	61,6	795,4
$\text{Ca}^{2+}$	480,8	536,3	699,2	679,7	548,0	534,1	725,8	550,9	419,6	481,9	433,9	530,9	6621,1
$\text{Mg}^{2+}$	58,8	61,7	76,4	73,6	64,5	63,0	82,2	66,1	47,7	52,4	51,2	61,6	759,2
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	77,8	79,3	116,5	85,3	82,0	103,4	130,6	85,5	80,3	83,6	78,3	89,4	1092,0
Suma jonów	2428,9	2581,0	3303,2	3196,9	2654,8	2554,8	3540,0	2674,9	2014,6	2296,4	2102,0	2614,6	31962,1
%	7,6	8,1	10,3	10,0	8,3	7,3	11,7	8,4	6,3	7,2	6,6	8,2	100,0





Ryc. 4. Zależność ilości jonów (I. J.) w rzece Rudawie od stężenia jonów (S. j.) i przepływu (Q) na podstawie średnich z lat 1957—1964

1 — stężenie jonów, 2 — ilość jonów, 3 — przepływ

Interdependence between number of ions (I. J.) in River Rudawa, and ion concentration (S. J.) and volume of flow (Q), on the basis of mean values from 1957—1964 period

1 — ion concentration, 2 — number of ions, 3 — flow volume

czerwcu (7,3%). Rośliny w tym miesiącu rozwijają się najbujniej. Pobierają z gleby najwięcej w całym okresie wegetacyjnym składników mineralnych. Pokrywają teren dość szczelnie, chroniąc go przed wymywaniem soli przez spływające powierzchniowo wody deszczowe. Największe ilości materiału w ciągu lata (i całego roku) są wymywane w lipcu (11,7%). W miesiącu tym notuje się najwyższy w ciągu roku przepływ. W okresach posuchy w przypowierzchniowej warstwie gleby nagromadzają się sole mineralne, które w czasie nawalnych opadów są wymywane. Wymywaniu składników mineralnych z gleby sprzyja również brak roślin zbożowych z końcem miesiąca. W sierpniu ilość wynoszonych z dorzecza materiału maleje (8,4%). Związane to jest wyłącznie ze zmniejszeniem przepływu w rzece, a nie ze stężeniem soli mineralnych, gdyż te w stosunku do lipca ulegają zwiększeniu.

Mało składników mineralnych jest wynoszonych z dorzecza w okresie jesieni (20,1% sumy rocznej). We wrześniu ilość ta jest najmniejsza nie tylko w czasie jesieni, lecz i całego roku (6,3%). W miesiącu tym dostawa wód gruntowych do cieku jest niewielka (mała wydajność źródeł). Wody deszczowe spływają po glebie pozbawionej w okresie wegetacyjnym soli mineralnych. W październiku ilość wyniesionych z dorzecza jonów ulega zwiększeniu (7,2%). Wody deszczowe spływają po świeżo zaoranych glebach wzbogaconych przez człowieka w nawozy, a także przez obumarłe szczątki roślin w substancje organiczne i mineralne. W okresie tym występuje też susza (złota jesień), w czasie której w wierzchniej warstwie gruntu nagromadzają się sole. W listopadzie ilość transportowanego materiału ulega zmniejszeniu (6,6%). W miesiącu tym spływ powierzchniowy jest niewielki, ponieważ padają ciągle deszcze o małym natężeniu. Hamuje go również do pewnego stopnia

ozimina, która przy opadach o niewielkim natężeniu chroni glebę przed wymywaniem soli.

W okresie zimy ilość odprowadzanego z dorzecza materiału ulega zwiększeniu (23,9% sumy rocznej). Najwięcej wynosi rzeka w grudniu (8,2%). W cieku płyną w tym okresie głównie zmineralizowane wody gruntowe. W styczniu następuje niewielki spadek w ilości wynoszonych soli (7,6%). Również w tym miesiącu jony w cieku pochodzą z zasilania gruntowego, a w niewielkim stopniu z wymywania z gleby (sporadycznie pojawiające się odwilże). W lutym ilość wynoszonego z dorzecza materiału wzrasta (8,1%). Wyraźnie zaznacza się wtedy w odpływie udział wód śnieżnych (odwilże), które rozcieńczają zmineralizowane wody gruntowe.

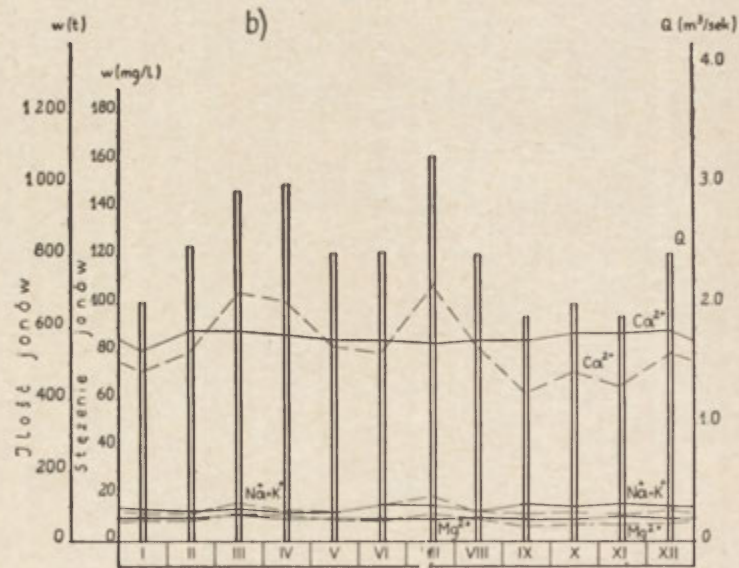
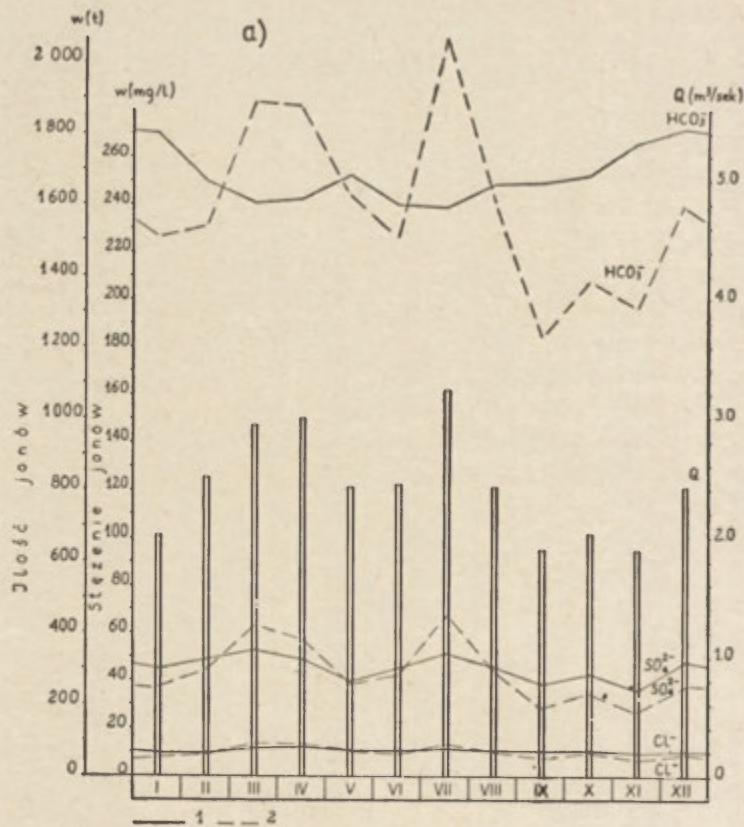
Z 6 najważniejszych jonów w wodzie rzeki Rudawy każdy występuje w innej ilości, podlega różnym wahaniom na przestrzeni roku w zależności od stężenia jonów w litrze wody, ilości wody przepływającej w cieku oraz innych czynników (ryc. 5 a, b).

Spośród anionów (ryc. 5a) najwięcej jest unoszonych w ciągu roku jonów wodorowęglanowych — 19 206,1 t (60,8% ogólnej zawartości 6 jonów). Najwięcej jonów  $\text{HCO}_3^-$  jest odprowadzanych na wiosnę (28,2%) i w lecie (27,1%), mniej zimą (24,2%), a najmniej jesienią (20,5%). Zmiany w zawartości wodorowęglanu w ciągu roku są ściśle związane z zawartością rozpuszczonego w wodzie dwutlenku węgla.  $\text{HCO}_3^-$  i  $\text{CO}_2$  są ze sobą w stałej równowadze. Różnica między ekstremalnymi miesięcznymi wartościami (lipiec — wrzesień) wynosi 738,6 t (4,4%). Źródłem wodorowęglanu są wapienie, dolomity i margle.

Siarczany są wynoszone z dorzecza Rudawy w ilości 3 488,3 t rocznie (10,8% ogólnej sumy 6 jonów). Najwięcej siarczanów jest transportowanych w okresie wiosennym (30,5%). Do rzeki dostają się nagromadzone w czasie zimy ścieki z zakładów przemysłowych i pyły przemysłowe. W okresie lata i jesieni ilość odprowadzanych z dorzecza jonów ulega obniżeniu (18,9%, 17,5%). W miesiącach letnich rośliny pobierają z gleby rozpuszczone w wodzie siarczany i przyswajają sobie siarkę do budowy komórek. W zimie wzrasta ilość transportowanych jonów  $\text{SO}_4^{2-}$  (23,1%). Jony te są w tym okresie głównie pochodzenia gruntowego. Jedynie sporadycznie pojawiające się odwilże mogą dostarczać ich ze ścieków i pyłów przemysłowych. Różnica między ekstremalnymi wartościami miesięcznymi (lipiec — listopad) wynosi 266,7 t (7,1%). Źródłem siarczanów są skały osadowe i źródła mineralne w Krzeszowicach. Pochodzą one również z utleniania substancji organicznej roślinnej i zwierzęcej, ze ścieków przemysłowych i komunalnych oraz pyłów przemysłowych.

Chlorki transportowane są w ilości 795,4 t rocznie (2,4% — ogólnej sumy 6 jonów). Najwięcej jonów  $\text{Cl}^-$  jest wynoszonych w okresie wiosennym (31,5%). W miesiącach wiosennych wody śnieżne odprowadzają do rzeki ścieki z zakładów przemysłowych, PGR, gospodarstw chłopskich i z pyłów przemysłowych, które nagromadziły się w okresie zimy. Również w lecie transport chlorków jest duży (27,1%). Letnie ulewy zmywają z powierzchni ziemi zanieczyszczenia z osiedli i pyły przemysłowe, w których tkwi duża ilość tych składników. W okresie jesiennym odpowiednio do zmniejszającego się przepływu maleje ilość transportowanych jonów  $\text{Cl}^-$  (19,3%). Zimą ilość ta nieznacznie wzrasta (22,1%). W okresie tym jony  $\text{Cl}^-$  pochodzą głównie z rozpuszczania skał osadowych. Różnica między ekstremalnymi miesięcznymi wartościami





Ryc. 5 a, b. Współzależność całkowitego miesięcznego spływu anionowego (ryc. 5a) i kationowego (ryc. 5b) od średniego miesięcznego stężenia jonów i średniego miesięcznego przepływu w latach 1957—1964

1 — stężenie jonów, 2 — ilość jonów

Dependence of total monthly anion (Fig. 5a) and cation (Fig. 5b) runoff on mean monthly ion concentration and mean monthly flow volume in 1957—1964 period

1 — ion concentration, 2 — number of ions

(marzec — listopad) wynosi 44,3 t (5,6%). Źródłem chlorków są morskie skały osadowe budujące dorzecze, ścieki komunalne Krzeszowic, przemysłowe Krzeszowic, Tenczynka i Zabierzowa.

Spośród k a t i o n ó w (ryc. 5b) w największej ilości jest odprowadzony z dorzecza jon w a p n i o w y — 6 621 t (20,6% ogólnej sumy 6 jonów). Duża ilość jonów  $\text{Ca}^{2+}$  jest transportowana wiosną (28,9%) i latem (27,3%). W okresie wiosennym i letnim nieznacznie maleje stężenie jonów wapniowych w wodzie. Rośliny w pełni okresu wegetacyjnego pobierają wówczas ten składnik do budowy komórek. Jesienią ilość wynoszonych z dorzecza soli wapniowych maleje (20,2%), a zimą wzrasta (23,4%). Dostają się one do rzeki w tym czasie z wód podziemnych. Różnica między skrajnymi miesięcznymi wartościami (lipiec — wrzesień) wynosi 306,2 t (5,0%). Źródłem jonów  $\text{Ca}^{2+}$  są wapienie, zlepierce wapienne, margle, dolomity oraz lessy i rędziny.

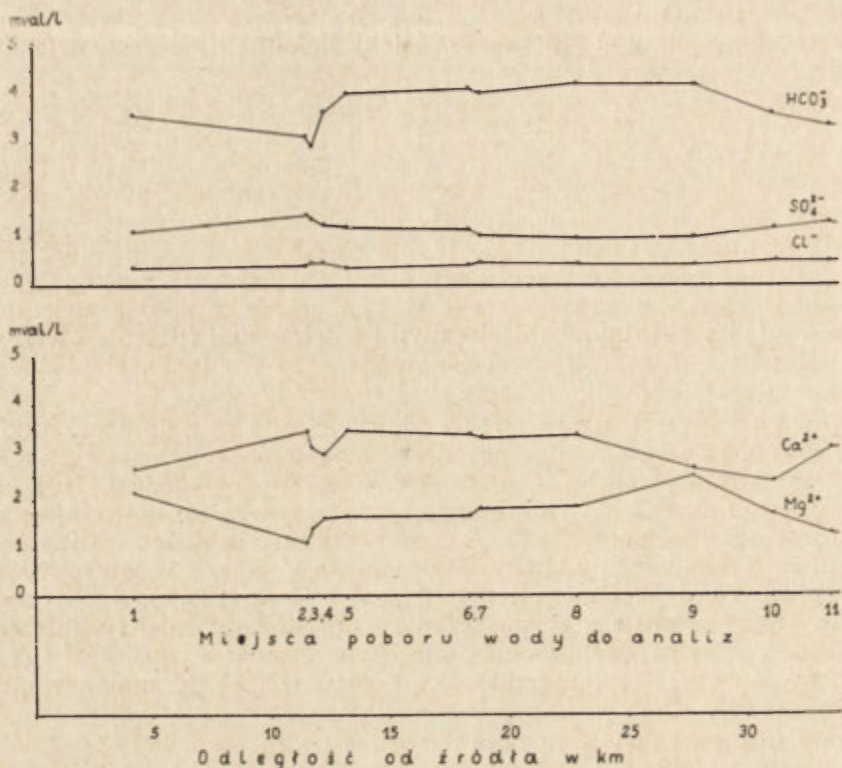
Jony s o d o w e i p o t a s o w e odprowadzane są z dorzecza Rudawy w ilości 1 092 t (3,4% — ogólnej sumy 6 jonów). Najwięcej tych jonów jest transportowanych w lecie (29,2%) i na wiosnę (26,0%). Duża ilość wody w tych okresach zwiększa przepływ w rzece, co powoduje znaczne odprowadzenie jonów  $\text{Na}^+$  i  $\text{K}^+$ , mimo że w tym czasie rośliny pobierają duże ilości potasu z gleby. Podobne ilości jonów sodowych i potasowych są odprowadzane jesienią (22,3%) i zimą (22,5%). Pochodzą one w tym czasie głównie z rozpuszczania skał. Różnica między ekstremalnymi miesięcznymi wartościami (lipiec — wrzesień) wynosi 34,5 t (4,5%). Źródłem  $\text{Na}^+$  i  $\text{K}^+$  są morskie skały osadowe, skały magmowe, tufy i tufity oraz iły.

Jony m a g n e z o w e są odprowadzane z dorzecza w ilości 1 092,0 t (2,0% ogólnej sumy 6 jonów). Największe ilości tego składnika są transportowane na wiosnę (28,2%) i w lecie (27,8%). Związane to jest z większym przepływem w rzece w tych porach roku. W okresie późnowiosennym i letnim pewna ilość soli magnezowych jest pobierana przez rośliny. Mniejsze ilości tego jonu są odprowadzane zimą (24,1%) i jesienią (19,9%). W okresach tych dostaje się on do rzeki głównie z zasilania gruntowego. Różnica między skrajnymi miesięcznymi ilościami wynoszonych z dorzecza jonów  $\text{Mg}^{2+}$  (lipiec — wrzesień) wynosi 52,8 t (4,8%). Źródłem magnezu są produkty wietrzenia i rozpuszczania dolomitów, margli i skał magmowych.

Na podstawie przewagi anionu  $\text{HCO}_3$  można zaliczyć Rudawę do klasy wodorowęglanowej, a na podstawie przewagi kationu  $\text{Ca}^{2+}$  zalicza się ją do grupy wapnia. Zatem Rudawa według klasyfikacji C. M a k s y m o w i c z a (1) należy do grupy rzek wodorowęglanowo-wapniowych.

Zawartość ważniejszych jonów z biegiem rzeki Rudawy ulega zmianie (ryc. 6). W miejscowości Dulowa w 5 km biegu rzeki notuje się dość dużą zawartość soli magnezu. Dostaje się on do rzeki z wydajnych źródeł, które dają początek Rudawie, a wypływają z dolomitów, wapieni i margli triasowych. W kierunku Potoku Tenczyńskiego stężenie jonów  $\text{Mg}^{2+}$  ulega zmniejszeniu, a pozostałych składników zwiększeniu. Spowodowane to jest dostarczaniem wód z wydajnych źródeł wypływających z piaskowców i wapieni jurajskich. Potok Tenczyński prowadzi wody z obszaru zbudowanego z karbonu produktywnego, z terenów podmokłych i ze ścieków przemysłowych. Powodują one wzrost w Rudawie stężenia jonów magnezowych i chlorkowych, a obniżenie — wapniowych, wodorowęglanowych i siarczanowych. Poniżej uchodzi potok Filipówka,





Ryc. 6. Zmienność stężenia ważniejszych jonów w różnych miejscach rzeki Rudawy (w miligramorównoważnikach) w dniach od 8 do 10 maja 1963 roku. Miejsca poboru wody do analiz:

1 — Dalowa, 2 — Rudawa powyżej Potoku Tenczyńskiego, 3 — Rudawa poniżej Potoku Tenczyńskiego, 4 — Rudawa poniżej Filipówki, 5 — Rudawa w Krzeszowicach, 6 — Rudawa powyżej Raclawki, 7 — Rudawa w Kochanowie, 8 — Rudawa poniżej Zabierzowa, 9 — Rudawa w Podkamyczu, 10 — Rudawa powyżej ujęcia wodociągowego w Mydlnikach

Differences in concentration of more important ions at different points of River Rudawa (in mg equivalents), determined on May 8 to 10, 1963. Places where samples were taken, are:

1 — Dalowa, 2 — Rudawa upstream of Tenczyn creek, 3 — Rudawa downstream of Tenczyn creek, 4 — Rudawa below Filipówka, 5 — Rudawa at Krzeszowice, 6 — Rudawa upstream of Raclawka, 7 — Rudawa at Kochanów, 8 — Rudawa downstream of Zabierzów, 9 — Rudawa at Podkamycz, 10 — Rudawa upstream of water supply intake at Mydlniki

która prowadzi wody z obszaru zbudowanego z dolomitów, wapieni i margli triasowych, zlepieńców, tufów permskich oraz piaskowców karbońskich. Wpływa ona na dalsze podwyższenie w rzece głównej stężenia jonów magnezowych, wodorowęglanowych, a obniżenie wapniowych, siarczanowych i chlorkowych. W Krzeszowicach łączy się z Rudawą Krzeszówką, która prowadzi wody z wapieni triasowych i jurajskich, a najwięcej z wapieni karbońskich. Powoduje ona podwyższenie w Rudawie zawartości jonów wapniowych, wodorowęglanowych i chlorkowych. Do ujścia Raclawki ilość jonów magnezowych utrzymuje się na tym samym poziomie, a wapniowych i siarczanowych nieznacznie spada, podwyższa

się zawartość jonów wodorowęglanowych i chlorkowych. Wpływa na to dostawa wód zaskórnych poprzez rowy melioracyjne. Racławka prowadzi wody z wapieni jurajskich, karbońskich, dewońskich i dolomitów dewońskich. Przyczynia się do podwyższenia w rzece głównej zawartości jonów magnezowych i chlorkowych, a obniżenia pozostałych składników. Do miejscowości Kochanów nie zachodzą większe zmiany. Od Kochanowa do Zabierzowa wzrasta stężenie jonów magnezowych (pochodzą one z terenów podmokłych). W kierunku Podkamyczka maleje stężenie jonów magnezowych, wapniowych i wodorowęglanowych, a podwyższa się udział chlorkowych i siarczanowych. Na tym odcinku maleje dostawa wód z utworów wapiennych, a wzrasta z utworów czwartorzędowych. Od Podkamyczka do ujęcia wodociągowego w Mydlnikach maleje stężenie jonów magnezowych, wodorowęglanowych, a wzrasta wapniowych i siarczanowych. W międzyczasie uchodzą cieki z Balic i Rząski, które prowadzą wody z wapienia jurajskiego i terenów lessowych.

Na podstawie stężenia jonów w litrze wody i powierzchni dorzecza Rudawy do Balic obliczono jednostkowy spływ jonowy w ciągu roku. Wynosi on  $110,7 \text{ t/km}^2$  (tab. 3). W ciągu roku z  $1 \text{ km}^2$  zlewni najwięcej spływa jonów  $\text{HCO}_3^-$  —  $66,5 \text{ t}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  —  $22,9 \text{ t}$ ,  $\text{SO}_4^{2+}$  —  $12,1 \text{ t}$ . Według Clarke'a (1) jednostkowy spływ jonowy dla Europy wynosi  $38,7 \text{ t/km}^2$ . W dorzeczu Rudawy jest on około 3 razy większy od obliczonego dla naszego kontynentu. Przyczyna tkwi w budowie geologicznej dorzecza. Z  $1 \text{ km}^2$  zlewni spływa łącznie jonów  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  —  $120,0 \text{ t}$  w ciągu roku. Wartość ta może informować o rozwoju procesu krasowienia w tym terenie. K. Figuła (3) na podstawie pomiaru chemizmu wody w szeregu rzek karpackich w r. 1957 (przy niskich stanach wody) stwierdza, że z  $1 \text{ km}^2$  w tym terenie jest odprowadzane od 50 do 100 ton substancji mineralnych. K. Oleksynowa i T. Komornicki (12, 13) badając wody w Tatrach, wykonali dużą ilość analiz wód źródłanych i wód z potoków. Na podstawie ich materiałów można przyjąć ogólną mineralizację wód źródłanych w Tatrach Zachodnich (wapiennych) od 200 do  $300 \text{ mg/l}$ . Zatem mineralizacja ogólna wody w rzece Rudawie jest wyższa niż wody ze źródeł i potoków w Tatrach. Ogólna mineralizacja wody niektórych rzek Związku Radzieckiego, przepływających przez tereny krasowe zawarta jest w granicach od 350— $600 \text{ mg/l}$ . (1).

Substancje biogeniczne ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{SiO}_2$ ) decydują o zanieczyszczeniu wody w rzece. Zmiany w ilości poszczególnych składników w ciągu roku są głównie uzależnione od wielkości przepływu (ryc. 7) i stężenia jonów w cieku.

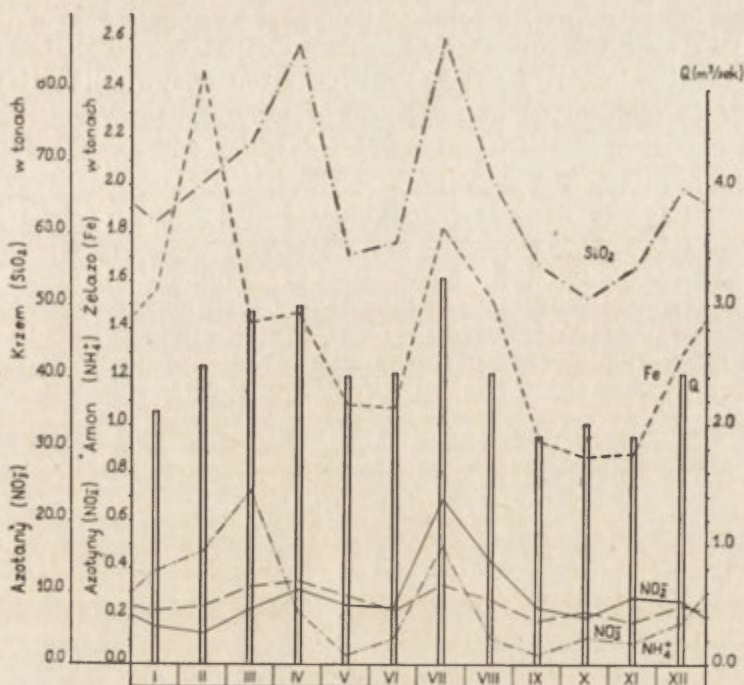
Azotany  $\text{NO}_3^-$  są wynoszone z dorzecza Rudawy w ilości  $105 \text{ t}$  rocznie. Ekstremalne wartości notowane dotyczące stężenia tych jonów w litrze wody w ciągu badanego 8-lecia wynosiły:  $0,4 \text{ mg/l}$  i  $2,0 \text{ mg/l}$  (wartości w granicach od  $0,1$  do  $0,4 \text{ mg/l}$  charakteryzują rzeki poważnie zanieczyszczone). Największa ilość jonów  $\text{NO}_3^-$  jest odprowadzana na wiosnę ( $31,2\%$ ). W okresie tym dostają się do rzeki azotany nagromadzone w okresie zimy w ściekach przemysłowych i gospodarskich. Azotany są również wypłukiwane z pól, które wiosną rolnicy wzbogacają w nawozy. Nieco mniejsza ilość tych składników jest transportowana w lecie ( $27,8\%$ ). Nieznaczny spadek w stosunku do wiosny spowodowany jest tym, że rośliny w pełni okresu wegetacyjnego przyswajają sobie ten składnik z gleby. W miesiącach letnich jony  $\text{NO}_3^-$  dostają się do rzeki z wypłukiwania przez wody opadowe środków owadobójczych, którymi rolnicy



Tabela 3

Jednostkowy, miesięczny spływ jonowy w dorzeczu Rudawy w latach 1957—1964 w tonach/km<sup>2</sup>

Jon	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	5,233	5,353	6,536	6,521	5,662	5,232	7,156	5,584	4,253	4,804	4,543	5,590	66,467
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,859	1,027	1,459	1,328	0,894	0,977	1,543	1,019	0,654	0,881	0,619	0,887	12,147
Cl <sup>-</sup>	0,177	0,211	0,319	0,317	0,232	0,211	0,309	0,227	0,172	0,197	0,165	0,214	2,751
Ca <sup>2+</sup>	1,665	1,857	2,421	2,353	1,897	1,850	2,513	1,908	1,453	1,669	1,502	1,838	22,926
Mg <sup>2+</sup>	0,203	0,214	0,264	0,255	0,223	0,218	0,285	0,229	0,165	0,182	0,177	0,213	2,628
Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	0,269	0,275	0,404	0,295	0,284	0,358	0,452	0,296	0,278	0,290	0,271	0,310	3,782
Suma jonów	8,406	8,937	11,403	11,069	9,192	8,846	12,258	9,263	6,975	8,023	7,277	9,052	110,701



Ryc. 7. Zmienność zawartości substancji biogenicznych w wodzie rzeki Rudawy w zależności od przepływu ( $Q$ ) w latach 1957–1964

Fluctuation in content of biogenic substances in Rudawa water, depending on flow quantity ( $Q$ ), determined for the 1957–1964 period

opylają rośliny. W najmniejszej ilości są odprowadzane azotany w okresie jesiennym (19,5%), a w nieco większej zimą (21,5%). W okresie jesiennym i zimowym zużycie  $\text{NO}_3^-$  jest minimalne. Źródłem azotanów są różne substancje pochodzenia roślinnego i zwierzęcego zawierające białko. Jony  $\text{NO}_3^-$  mogą również powstać z utleniania jonów  $\text{NO}_2^-$  pod wpływem bakterii Nitrobacter. Są one jednak nietrwałe. Pod wpływem działania bakterii denitryfikacyjnych ulegają rozkładowi na  $\text{N}$  i  $\text{CO}_2$ . Proces ten zachodzi przy niedomiarze tlenu i obecności substancji bezazotowych. Innym źródłem  $\text{NO}_3^-$  są tlenki azotu, tworzące się przy wyładowaniach atmosferycznych, które z opadami dostają się do wody.

Azotyny  $\text{NO}_2^-$  są odprowadzane z dorzecza w ilości 3,4 t rocznie. Najniższe stężenie tych jonów w okresie badanego 8-lecia wyniosło 0,004 mg/l, najwyższe — 0,180 mg/l. Należy zaznaczyć, że wartości powyżej 0,05 mg/l charakteryzują rzeki poważnie zanieczyszczone (1). Występują one w Rudawie kilka razy w ciągu każdego miesiąca. W najmniejszej ilości jony  $\text{NO}_2^-$  są odprowadzane zimą (17,5%), w większej na wiosnę (24,3%), a w największej latem (36,0%). W miesiącach zimowych wartość ta spada (22,2%). Duże ilości azotynów na wiosnę są związane z usuwaniem z dorzecza nagromadzonych w czasie zimy ścieków i pyłów atmosferycznych. Podobnie w okresie letnim podwyższona zawartość jonów  $\text{NO}_2^-$  uzależniona jest od zmywania pyłów przemysłowych



i od zawartości w wodzie jonów amonowych. Źródłem azotynów jest jon  $\text{NH}_4^+$ , który przy odpowiedniej ilości tlenu i obecności bakterii *Nitrosomonas* utlenia się w jon  $\text{NO}_2^-$ . Proces ten nazywa się nitryfikacją. Jony  $\text{NO}_2^-$  są nietrwałe i utleniają się w jony azotanowe.

Jon amonowy  $\text{NH}_4^+$  jest odprowadzany z dorzecza w ilości około 3 t rocznie. Zdarza się, że czasem jony  $\text{NH}_4^+$  w ogóle nie występują w rzece. Najwyższe stężenie tego jonu wyniosło 0,90 mg/l. Największe ilości jonu  $\text{NH}_4^+$  są wynoszone z dorzecza Rudawy w zimie (34,9%), a najmniejsze jesienią (8,6%). Duże ilości występujące w zimie i wczesną wiosną związane są z brakiem roślinności w tych okresach. W lecie i jesienią wartość ta spada, gdyż rośliny przyswajają sobie te sole do wzrostu. Źródłem jonu amonowego są substancje organiczne pochodzenia roślinnego i zwierzęcego, wody bagienne bogate w substancje humusowe oraz ścieki przemysłowe, gospodarskie i komunalne Krzeszowic.

Jony żelaza  $\text{Fe}^{3+}$  są odprowadzane w ilości około 16,5 t rocznie. Dość często w ogóle nie stwierdza się jonów żelaza w rzece. Najwyższe notowane stężenie soli tego jonu w badanym 8-leciu wyniosło 2,0 mg/l. Najwięcej jonów  $\text{Fe}^{3+}$  jest transportowanych zimą (32,5%), mniej wiosną (24,3%), nieco więcej latem (26,8%), a najmniej jesienią (16,4%). Zimą sole żelaza pochodzą głównie z ługowania skał, a latem dodatkowo ze spływu z terenów podmokłych. Źródłem tych jonów są skały osadowe budujące dorzecze i tereny podmokłe bogate w substancje humusowe. Przejście soli żelaza w roztwór może zachodzić pod wpływem tlenu, kwasu węglowego i kwasów organicznych występujących w wodach bagiennych.

Związki krzemu w przeliczeniu na  $\text{SiO}_2$  są odprowadzane z dorzecza Rudawy w ilości 783,5 t rocznie. Najwyższe stężenie  $\text{SiO}_2$  w badanym 8-leciu wyniosło 16,1 mg/l, a najmniejsze — 6,5 mg/l. Największe ilości  $\text{SiO}_2$  są transportowane w okresie wiosennym (27,5%), letnim (27,1%), mniejsze zimą (24,9%), a najmniejsze jesienią (20,5%). Wysokie wartości związane są z zasilaniem gruntowym. Niższe stężenie  $\text{SiO}_2$  w okresie późnowiosennym i letnim wywołane jest zużywaniem krzemu przez organizmy żyjące w wodzie. Źródłem związków krzemu są wszystkie skały budujące dorzecze.

### Rozpuszczone gazy i jony wodorowe

Tlen rozpuszczony  $\text{O}_2$  w wodzie rzeki Rudawy znajduje się w ilości od 8,3 mg/l do 12,7 mg/l. Najniższa zanotowana wartość w badanym 8-leciu wynosiła 4,0 mg/l, najwyższa — 13,9 mg/l.

Tabela 4

Średnie ilości rozpuszczonych gazów w wodzie rzeki Rudawy w okresie 1957—1964 (w mg/l)

Gazy	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Średnia roczna
$\text{O}_2$	12,7	12,4	12,5	11,3	10,4	8,5	8,5	9,0	9,1	9,9	10,0	10,2	10,3
$\text{CO}_2$	3,4	4,3	2,8	2,9	3,0	4,5	5,1	4,1	2,8	3,6	3,5	3,6	3,6

Ilość rozpuszczonego tlenu związana jest z temperaturą wody w rzece. Najwięcej rozpuszczonego  $O_2$  jest w wodzie w zimie (24,8%) i na wiosnę (27,4%), nieco mniej jesienią (23,4%) a najmniej latem (20,8%).

Dwutlenek węgla  $CO_2$  znajduje się w wodzie rzeki Rudawy w ilości od 2,8 do 5,1 mg/l. Skrajne zawartości w badanym 8-leciu wynosiły od 0 do 14,0 mg/l. Większe ilości  $CO_2$  są w lecie i w zimie, niższe wiosną i jesienią. Zimą duże ilości dwutlenku węgla (pochodzące z wód gruntowych) gromadzą się pod pokrywą lodową. Po jej zniknięciu na wiosnę ilość ta gwałtownie maleje, nadmiar wydziela się do atmosfery.

Stężenie jonów wodorowych jest na ogół wyrównane w ciągu roku. Średnia wartość zmierzonego pH badanej wody wynosi od 7,8 do 7,9. Jedynie w miesiącu marcu średnia z badanego 8-lecia wyniosła 7,2 pH. Ekstremalne notowane wartości wynosiły od 7,05 do 8,42 pH.

Substancje organiczne w wodzie rzeki Rudawy pochodzą z wymywania z gleb i terenów podmokłych substancji pochodzenia humusowego. O zawartości substancji organicznej w rzece można wnosić na podstawie stopnia utlenialności (tab. 5).

Tabela 5

Średnie wartości stopnia utlenialności w wodzie rzeki Rudawy w latach 1957—1961 (w mg/l)

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Średnia roczna
2,8	3,9	5,5	5,0	3,8	3,6	7,3	5,3	4,5	3,7	3,3	4,3	4,4

Rudawę zaliczamy do rzek o małym stopniu utlenialności (1). Najniższe wartości utlenialności występują w zimie, ponieważ woda zawiera najmniej substancji organicznych. Ilość ta ulega podwyższeniu na wiosnę w okresie roztopów, kiedy to do rzeki są spłukiwane substancje organiczne z gleb. W lipcu wysokie wartości związane są z ulewami, których wody spływające po powierzchni terenu znoszą do rzeki duże ilości substancji organicznych. Jesienią następuje spadek stopnia utlenialności w rzece Rudawie.

### Możliwość praktycznego wykorzystania wody z rzeki Rudawy ze względu na jej chemizm

Woda z rzeki Rudawy nadaje się do picia po odpowiednim oczyszczeniu. Jej skład chemiczny odpowiada przepisom o jakości wody do celów gospodarskich zawartym w rozporządzeniu Ministra Zdrowia i Opieki Społecznej z dnia 16.XI.1961 r. *W sprawie warunków jakim powinna odpowiadać woda do picia i potrzeb gospodarczych* (2). Twardość ogólna wody z rzeki Rudawy wynosi od 13 do 16°n (norma podaje do 20°), sucha pozostałość wynosi od 300 do 350 mg/l (norma 500 mg/l), siarczany wahają się od 36,3 do 53,5 mg/l (norma do 150 mg/l), chlorki wynoszą od 9,3 do 11,8 mg/l (norma do 250 mg/l), sole manganu występuje w ilości 0,1 mg/l (zgodne z normą), jony żelaza wynoszą od 0 do 2,0 mg/l (norma — 0,3 mg/l), a pH jest w granicach 7,0 do 8,0 (norma 6,5 do 9,0).



Woda wodociągowa może być używana bez dodatkowych zabiegów przez wiele gałęzi przemysłu spożywczego.

Woda z rzeki Rudawy nadaje się do nawadniania gleb i łąk, ponieważ mineralizacja jej wynosi od 0,4 do 0,5 g/l. Według Alekina (1) do nawadniania nadaje się woda o mineralizacji do 1 g/l. Również  $\text{HCO}_3^-$  w stosunkach równoważnikowych nie przewyższa  $\text{Ca}^{2+}$  i  $\text{Mg}^{2+}$ , co jest także korzystne dla wód używanych do nawodnień.

W Rudawie i jej dopływach żyją ryby, ponieważ rzeka zawiera dostateczną ilość rozpuszczonego tlenu w wodzie (3 mg/l  $\text{O}_2$  — skrajna życia ryb). W dużych ilościach występuje pstrąg. Wymaga on od 8 do 12 mg/l rozpuszczonego tlenu. W rzece Rudawie rozpuszczony  $\text{O}_2$  waha się od 8,3 mg/l latem do 12,7 mg/l zimą. Prócz pstrąga w rzece głównej i jej dopływach żyje lipień, szczebła, głowacz, minog, karp oraz raki. Poniżej Zabierzowa spotyka się jeszcze szczupaka, brzanę, klenia, okonia i kielbía.

#### Podsumowanie

1. Pod względem mineralizacji ogólnej zalicza się rzekę Rudawę do rzek o średniej mineralizacji.

2. Ze względu na przewagę anionu  $\text{HCO}_3^-$  i kationu  $\text{Ca}^{2+}$  należy zaliczyć Rudawę do grupy rzek wodorowęglanowo-wapniowych.

3. Mineralizacja wody w rzece Rudawie jest przez cały rok stosunkowo wyrównana. Odchyłki w średniej miesięcznej ogólnej mineralizacji nie przekraczają w ciągu roku 0,7%. Różnica między ekstremalnymi wartościami w badaniu 8-leciu wyniosła 160 mg/l wody.

4. Na znaczne obniżenie stężenia jonów w rzece Rudawie wywierają wpływ wody pochodzące z zasilania śnieżnego (w przypadku, gdy jesień poprzedzająca roztopy obfitowała w opady deszczowe lub gdy główne roztopy poprzedzone były odwilżą) i deszczowego (jeżeli przez kilka tygodni padał deszcz o znacznym natężeniu lub przez parę dni były ulewę i deszcze nawalne). Maksymalne stężenie jonów występuje wtedy, gdy rzeka zasilana jest przez wody gruntowe.

5. Największe ilości materiału rozpuszczonego unosi Rudawa na wiosnę (28,6%) i w lecie (27,4%) — związane to jest ze zwiększonym spływem powierzchniowym w tym okresie (roztopy, ulewę) i z wymywaniem soli mineralnych z gleb. Mniejsze ilości jonów są transportowane w zimie (23,9%), a najmniejsze jesienią (20,1%). Jony transportowane w tych porach roku pochodzą głównie z zasilania gruntowego. Najwięcej materiału jest wynoszone w lipcu — 3540 t (11,7%), a najmniej we wrześniu — 2014,6 t (6,3%). Najwięcej jest ługowanych w ciągu roku jonów  $\text{HCO}_3^-$  (60,8%),  $\text{Ca}^{2+}$  (20,6%) i  $\text{SO}_4^{2-}$  (10,8%), mniej  $\text{Na}^+$  i  $\text{K}^+$  (łącznie 3,4%),  $\text{Cl}^-$  (2,4%) i  $\text{Mg}^{2+}$  (2,0%). Ilość jonów wodorowęglanowych, wapniowych i magnezowych uzależniona jest głównie od ługowania skał węglanowych i gleb, pozostałych zaś jonów — siarczanowych, sodowych, potasowych, chlorokowych uzależniona jest oprócz ługowania skał i gleb od pory roku, działalności przemysłowej i rolniej człowieka.

6. Duża ilość jonów wymywanych ze skał węglanowych wskazuje na podobny jak w Tatrach rozwój zjawisk krasowych w tym terenie.

7. Rzeką Rudawą pod względem ogólnej mineralizacji i udziału w niej

poszczególnych jonów zbliża się do rzek przepływających przez tereny o podobnej budowie geologicznej.

8. Podwyższone ilości składników decydujących o zanieczyszczeniu wody w rzece ( $\text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ ) spowodowane są brakiem oczyszczalni ścieków komunalnych w Krzeszowicach, ściekami przemysłowymi i gospodarskimi oraz w niektórych okresach znacznym splukiwaniem pyłów przemysłowych (roztopy, ulewy).

9. Ze względu na chemizm woda z rzeki Rudawy nadaje się do celów komunalnych, przemysłowych, rolniczych i do hodowli ryb.

*Katedra Geografii Fizycznej  
Uniwersytetu Jagiellońskiego*

#### LITERATURA

- (1) Alekin O. *Podstawy hydrochemii*. Warszawa 1956.
- (2) Dziennik Ustaw Polskiej Rzeczypospolitej Ludowej z dnia 21.XII.1961 nr 59 poz. 333.
- (3) Figuła K. *Erozja w terenach górskich*. IMiUZ t. 1, z. 4. Warszawa 1960.
- (4) Gaudyn-Tlałka A. *Charakterystyka hydrograficzna dorzecza Będkówki, Bolechówki, Kobyłanki i Kluczwody (Wyżyna Krakowska)*. „Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego” LXIII. „Prace Geograficzne” z. 7 Kraków 1963.
- (5) Gradziński R. *Przewodnik Geologiczny po okolicach Krakowa*. Warszawa 1960.
- (6) Gradziński R. *Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej*. „Rocznik PTG” t. XXXII, z. 4. Kraków 1962.
- (7) Gruszczyk H., Ostrowicki B. *Przyczynek do znajomości utworów wapienia muszlowego w okolicy Chrzanowa*. „Prace Geologiczne” nr 19 PAN Warszawa 1964.
- (8) Kamiński M. *Skały budowlane w Polsce*. Warszawa 1949.
- (9) Kotlicka C. *Uwagi o mineralizacji wód podziemnych regionu Śląsko-Krakowskiego*. „Kwartalnik Geologiczny”. R. 6. Warszawa 1962.
- (10) Marchacz W. *Hydrogeologia*. Warszawa 1964.
- (11) Niemczyk E. *Stosunki krenologiczne w dorzeczu górnej Rudawy*. Kraków 1966 (Praca magisterska).
- (12) Oleksynowa K., Komornicki T. *Materiały do znajomości wód w Tatrach*. „Zeszyty Naukowe WSR w Krakowie”. Rolnictwo. Cz. I — Dolina Strążyska z. 1, 1956, Cz. II — Dolina Małej Łąki z. 3, 1957, Cz. IV — Dolina Kościeliska z. 5, 1958, Cz. V — Dolina Chochotowska z. 7, 1960, Cz. VI — Dolina Rybiego Potoku i Roztoki z. 8, 1961, Cz. VII — Dolina Waksmundzka i Filipki, z. 11, 1964.
- (13) Oleksynowa K., Komornicki T. *The Chemical Composition of Water in the Polish Tatra Mountains and the Problem of its Variation in Time*. Wydział Nauk Rolniczych i Leśnych. PAN. Komitet Zagospodarowania Ziemi Górskich, z. 11. Kraków 1965.
- (14) Oleksynowa K. *Zestawienie oznaczeń chemicznych wykonanych w tu-fach filipowickich*. Kraków 1952 (rękopis). Archiwum Dokumentacji Źródłowej. Instytut Geologiczny w Warszawie.
- (15) Pazdro Z. *Hydrogeologia*. Warszawa 1964.
- (16) Praca zbiorowa — *Stan zanieczyszczenia rzeki Rudawy na podstawie badań w latach 1961–1963*. Kraków 1963. Maszynopis w PWRN, Wydział Gospodarki Wodnej w Krakowie.



- (17) Prikłóński W. A., Łaptiew E. F. *Własności fizyczne i skład chemiczny wód podziemnych*. Warszawa 1955.
- (18) Rutkowski F. *O budowie paleozoicznego grzbietu Dębnickiego*. Sprawozdanie PIG. t. IV, z. 3—4. Warszawa 1927.
- (19) Siemichatow A. N. *Hydrogeologia*. Warszawa 1964.
- (20) Stangenberg M. *Skład chemiczny i bakteriologiczny. Wskaźnik zanieczyszczenia rzek Wieprza i Pilicy*. „Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej” t. II, z. 4—5 Warszawa 1951.
- (21) Wójcik K., Grzybowski J. *Szkic budowy geologicznej Zagłębia Węglowego Śląsko-Krakowskiego*. Kraków 1909.
- (22) Zaręczny S. *Mapa geologiczna okolic Krakowa i Chrzanowa*. Warszawa 1954.

## АЛИЦИЯ ТЛЯЛКА

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ РЕКИ РУДАВА И ЕГО ИЗМЕНЕНИЕ В ТЕЧЕНИЕ ГОДА

Бассейн Рудава расположен в южной части Краковско-Ченстоховской возвышенности, сложенной преимущественно карбонатными породами различного возраста (девонский меловой период), а также в меньшей степени, другими породами. Площадь бассейна р. Рудава равняется 288,8 кв. км. На р. Рудава находится водозабор для краковского водопровода, в связи с чем выполняется там раз в месяц полный анализ речной воды. В настоящей работе учитываются 93 анализа, которые были выполнены в 1957—1964 гг. Для каждого месяца подсчитываются средние величины отдельных ионов и общая минерализация воды (таб. 1). На основании этого материала река Рудава причисляется к рекам со средней минерализацией воды. Устанавливается, что значительное понижение концентрации ионов в реке вызывается: тальми водами, если оттепели предшествовала влажная осень (минеральные ингридиенты являются вымытыми из почвы) или же более ранней оттепелью; водами дождевого происхождения, если атмосферные осадки продолжительное время являлись обильными или же несколько дней сряду шел ливневый дождь.

Максимальная концентрация ионов наблюдается в морозный зимний период или в сухой летний и осенний (река питается грунтовыми водами). Наибольшее количество ионов река Рудава выносит весной (28,6%) и летом (27,4%), что связано с повышением поверхностного стока (март — оттепели, июль — ливневые осадки). Пониженный вынос наблюдается зимой (2%, 9%), а наименьший — осенью (20,1%), что также связано с объемом расхода воды, т.к. в эти периоды концентрация ионов является наиболее сильной. Наибольшее количество ионов выносятся в июле (11,7%), а наименьшее в сентябре (6,3%). В наибольшем количестве выносятся из бассейна ионы  $\text{HCO}_3$  (60,8%),  $\text{Ca}^{2+}$  (20,6%),  $\text{SO}_4^{2-}$  (10,8%), а в наименьшем — ионы  $\text{Na}$  и  $\text{K}^+$  (вместе 3,4%),  $\text{Cl}^-$  (2,4%),  $\text{Mg}^{2+}$  (2,9%). Колебания количества отдельных ионов зависят от расхода воды в реке, а в некоторых месяцах — от концентрации солей в воде. Кроме того, зависят они также от типа питания реки, от вегетативного периода и деятельности человека (промышленность, коммунальные устройства, земледелие).

Модуль стока ионов из площади 1 кв. км равняется 110,7 т (табл. 3). Химический состав воды реки Рудава близок к химическому составу воды рек, бассейны которых имеют похожее геологическое строение на бассейн реки Рудава. Большое количество вымываемых ионов из карбонатных пород указывает на сходное развитие карстовых явлений на Краковской возвышенности и в Татрах.

В настоящей работе рассматриваются также биогенные элементы, растворенные газы (таб. 4) и органические вещества (таб. 5). Колебания количества этих элементов в воде реки Рудава в течение года зависят от загрязнения воды промышленной и коммунальной деятельностью, а также от смыва промышленной пыли во время некоторых сезонов года (таяние снега, ливневые осадки).

В заключении автор приходит к выводу, что воды реки Рудава могут быть использованы для коммунальных, промышленных и сельскохозяйственных целей, а также для рыбоводства.

Пер. Б. Миховского

ALICJA TLAŁKA

#### THE CHEMISM OF THE WATER OF RIVER RUDAWA AND ITS CHANGES DURING THE YEAR

The Rudawa drainage basin is situated in the southern part of the Cracow-Częstochowa Upland, build mainly of carbonaceous (Devonian-Cretaceous) rocks of different age and, to a minor degree, of other rocks. The area under investigation is 288.8 sq.km. In the Rudawa channel is located the intake for the Cracow water supply, and for this reason comprehensive analyses of the river water are being made once a month. The present paper takes into consideration 93 such analyses, made between 1957 and 1964, where for every month the mean values of individual ions and the overall mineralization have been calculated (Table 1). With this material as basis, the author assigns River Rudawa to the class of rivers showing a medium-grade mineralization. She also determined, that any considerable decrease in ion concentration in the river water must be ascribed to: meltwater, when the thawing period was preceded by a wet autumn (a leaching out of mineral soil components) or by earlier thaws, or to rain water when rainfall continued for a longer period of time or when for several days torrential rains were falling.

A maximum ion concentration takes place during winter periods with heavy frost, and in dry summers and autumns (because then the river carries groundwater). Maximum amounts of material are carried by River Rudawa in spring (28.6%) and in summer (27.4%), caused principally by increased surface runoff (in March — meltwater, in July — rains), whereas the amounts are less in winter (23.9%) and least in autumn (20.1%); the latter is mostly controlled by the amount of flow in the river, because during low water stages the ion concentration is highest. The ion amount carried off is greatest in July (11.7%) and lowest in September (6.3%). Among the ions carried off from the drainage basin most numerous are  $\text{HCO}_3^-$  (60.8%),  $\text{Ca}^{2+}$  (20.6%),  $\text{SO}_4^{2-}$  (10.8%), while less plentiful are:  $\text{Na}^+$  and  $\text{K}^+$  (together 3.4%),  $\text{Cl}^-$  (2.4%) and  $\text{Mg}^{2+}$  (2.9%). Fluctuations in the amount of individual ions depend on flow quantity in the river, in some months on salt concentration also. On top of this, fluctuations like these are also brought about by the manner how the creeks are fed, by periods of plant vegetation, and by man's industrial, communal and agricultural activities.

The unit runoff of ions from 1 sq. km area is 110.7 t (Table 3). The chemism of the water of River Rudawa is much like that of rivers passing through regions of a similar geological structure. The great amount of ions washed out from calcareous rocks indicates a similarity of evolution between the karst features of the Cracow Upland and those of the Tatras.



In her paper the author also deals with biogenic constituents of the water, with dissolved gases (Table 4), and with organic substances (Table 5). Oscillations in the amount of these constituents, determined during the course of a year in the Rudawa water, are caused by industrial, agricultural and communal waste water, and by industrial dusts washed down during certain by meltwater floods or torrential rains.

In the final chapter the author states, that water from River Rudawa is fit to serve as communal, industrial or agricultural water supply, as well as for purposes of pisciculture.

Translated by *Karol Jurasz*

MAŁGORZATA GUTRY-KORYCKA

## Temperatura potoków tatrzańskich o różnych źródłach zasilania

### *Analysis of temperature changes in Tatra creeks of different sources of alimentation*

**Zarys treści.** Na podstawie analizy termicznej trzech potoków tatrzańskich części dorzecza Czarnego Dunajca i Białki przedstawiono związek, jaki zachodzi pomiędzy przebiegiem dobowym temperatury powietrza i wody.

Ponadto wykazano w jaki sposób różnice przebiegu temperatury wody potoków są zależne od sposobu zasilania i warunków fizycznogeograficznych.

W sierpniu i wrześniu roku 1964 i 1965 przeprowadziłam pomiary temperatury kilku potoków tatrzańskich przy udziale członków Koła Naukowego Geografów Uniwersytetu Warszawskiego. Jako miejsca pomiarów wybrano: Dolinę Roztoki, Wielki Kocioł Mięguszwiecki nad Morskim Okiem w Tatrach Wysokich oraz Dolinę Tomanową w Tatrach Zachodnich, przy czym obserwowano zmiany temperatury powietrza i wody potoków w przebiegu dziennym. Dla wszystkich punktów jako terminy obowiązkowe przyjęto godziny obserwacji klimatycznych (7.40, 13.40, 21.40). Wybrane punkty pomiarowe znajdują się na potokach o trzech różnych sposobach zasilania właściwych dla wód górskich: jeziornego, lodowcowego i źródlanego. Pomiary prowadzone były we wszystkich punktach jednocześnie, co pozwalało na porównywanie z dużym prawdopodobieństwem przebiegu dobowego ich temperatury.

Dotychczasowe badania z zakresu termiki wód tatrzańskich sprowadzały się głównie do sporadycznych obserwacji temperatury wód w potokach, źródłach i jeziorach.

Pierwsze materiały do znajomości ciepłoty źródeł tatrzańskich podał L. Świerż w r. 1881 (6). Późniejsze prace E. Romera (3, 4), S. Pawłowskiego (2) i J. Szafarskiego (5) z zakresu badań nad temperaturą wody potoków górskich i jezior oparte są głównie na pomiarach sporadycznych lub jednorazowych. Ostatnio zagadnieniem temperatury źródeł tatrzańskich zajmowała się Z. Ziemońska (9), określając jej związek ze wzniesieniem nad poziom morza.

Celem niniejszych rozważań jest poznanie mało znanego mechanizmu zmian temperatury wody potoków górskich w przebiegu dziennym i ich zależności od warunków pogodowych. Warunki pogodowe w okresie obserwacji podaje tab. 1.

**Dolina Roztoki.** Punkt obserwacyjny w potoku Roztoka znajdował się przy szalaszach w Nowej Roztoce na wysokości 1285 m n.p.m.

Potok Roztoka wypływa z Wielkiego Stawu na wysokości 1665 m n.p.m. Poniżej jezior potok przepływa po granitowych progach, zbierając wody z południowych stoków Granatów, Wołoszyna i z północnych stoków Opalonego. Od jezior do Nowej Roztoki woda potoku przepływa

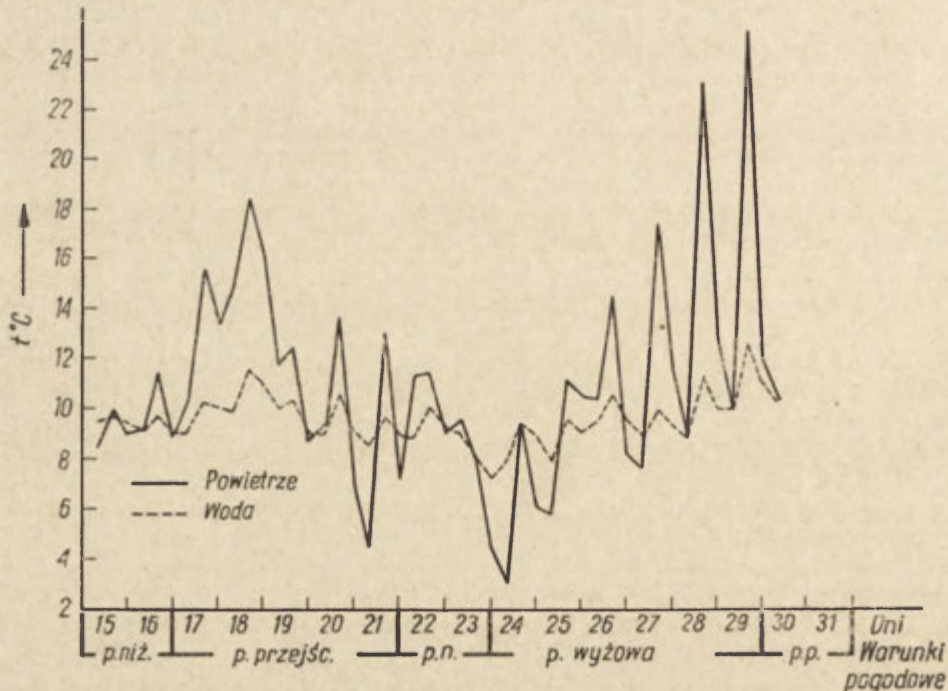


Tabela 1

Rok	Ilość dni z pogodą		
	niżową	przejściową	wyżową
1964	4	12	6
1965	6	1	6

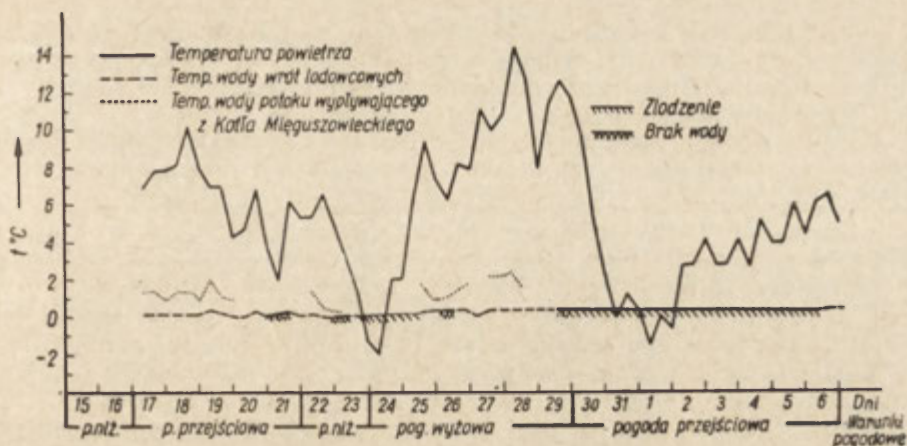
odcinek 2,2 km. Największe spadki osiąga poniżej wypływu z Wielkiego Stawu, tworząc wodospad Siklawę. Od wysokości około 1400 m n.p.m. potok Rozтока wkracza na obszar regła górnego.

Wyniki pomiarów temperatury powietrza i wody w potoku prowadzone w dniach od 15 VIII do 30 VIII — 1964 r. zestawiono na ryc. 1 i w tabeli 2. Poranne temperatury wody Rozтока wykazywały mniejsze wahania niż południowe i wieczorne. Najwyższa poranna temperatura wynosiła  $+10^{\circ}\text{C}$ , a najniższa  $+7,9^{\circ}\text{C}$ . Poranne pomiary temperatury wody Rozтока pozbawione wpływu insolacji mają wahania zbliżone do pomiarów Romera (4). Większe różnice wynikają z odległości od jeziornego źródła zasilania o wielkiej bezwładności cieplnej. Przy ekspozycji wschodniej całego potoku, działanie insolacji w godzinach rannych jest szczególnie silne. Bezładne, dosyć ciemne granity w górnych partiach biegu Rozтока, wystawione na działanie słońca pochłaniają ciepło w ilości zależnej od typu pogody, oddając je drogą przewodnictwa płynącej po nich prze-



Ryc. 1. Przebieg temperatury powietrza i wody. Rozтока — sierpień 1964 r.

The course of temperature and air. Rozтока — august 1964



Ryc. 2. Przebieg temperatury powietrza i wody. Wielki Kocioł Mięguszwiecki sierpień 1964 r.

The course of temperatura and air. Wielki Kocioł Mięguszwiecki — august 1964

zroczystej, płytkiej wodzie. W związku z tym temperatury południowe przypadające po maksimum insolacji wykazują największą amplitudę.

Proces ochładzania powietrza i wody zaczyna się już około godz. 15-tej. Obserwacje notowane o godzinie 21.40 są już w mniejszym stopniu zależne od insolacji dziennej, o ich ciepłocie decyduje temperatura wody w jeziorach zasilających. Dla wieczornych temperatur wody, z reguły wyższych od temperatur powietrza, można wyciągnąć analogiczne wnioski, jak i dla obserwacji rannych, jednak przy większej amplitudzie.

Pomiary i spostrzeżenia prowadzone sporadycznie przez E. Romera (4) na tymże potoku w sierpniu 1910 r., lecz przy wypływie z Wielkiego Stawu, wykazałyienne wahania od 8,0°C do 9,0°C, niezależnie od temperatury powietrza (od 6,0°C do 16,0°C). E. Romer podawał dla Rybiego Potoku przy wypływie z Morskiego Oka analogiczne wahania dzienne od 11,0°C do 12,0°C. Potok Rozтока zasilany przez zbiornik jeziorny wykazywał według obserwacji stałe temperatury ranne i wieczorne, w południe zaś zależne od insolacji. Wpływ opadów na temperaturę wody w Roztoce był nieznaczny. Pomiary nasze potwierdzają obserwacje Romera, temperatura poranna potoku, zasilanego z basenu jeziornego, jest wyższa od temperatury powietrza.

Wielki Kocioł Mięguszwiecki. Pomiary temperatury w Wielkim Kotle Mięguszwieckim prowadzono w dwóch punktach: przy wypływie wody spod lodowczyka mięguszwieckiego na wysokości 1970,0 m n.p.m. oraz na tym samym potoku o 10 metrów niżej (1960,0 m n.p.m.). Kilkadziesiąt metrów dalej strumień gubi wodę w piargach.

Lodowczyk mięguszwiecki, spoczywający na granitowych piargach, ma powierzchnię średnią 0,6 ha, a maksymalną miąższość lodu przeszło 20 metrów (7). Pod lodowczykiem przebiega tunel o długości 94 m, średniej szerokości 2,5 m i wysokości około 1,5 m. Rozpoczyna się on szeroką szczeliną pomiędzy ścianą skalną Mięguszwieckiego, która z góry otacza lodowczyk, a lodem. Tunel kończy się wąskim gardłem przy wrotach lodowcowych, z których wypływa woda. Potok wypływający spod lodowczyka jest zasilany ze zlewni Kotła wodami opadowymi i wodami z topniejącego lodu. Pomiary mikroklimatyczne stwierdziły wpływ powietrza



w kierunku wrót. Przy braku opadów na temperaturę wody u wrót lodowczyka ma wpływ głównie temperatura powietrza wpływającego do tunelu. Determinuje ona w tym przypadku zarówno ilość wypływającej wody (ryc. 2), jak i wahania jej temperatury (od  $0,0^{\circ}\text{C}$  do  $0,4^{\circ}\text{C}$ ).

Podczas dużych opadów woda spływa szczeliną do tunelu z górnego obszaru alimentacyjnego, omywając lodowiec, topi go i ochładza się do temperatury bliskiej  $0,0^{\circ}\text{C}$ . Ciepło niesione przez powietrze nie wystarcza na ogrzanie tak dużej ilości wody. Woda spływająca wrotami ma wówczas temperatury niższe w granicach  $0,1^{\circ}\text{C}$  do  $0,2^{\circ}\text{C}$ . Temperatura powietrza otaczającego lodowiec i wpływającego do tunelu decyduje o wahaniami dziennych temperatury wody wypływającej. Nocne spadki temperatury powietrza powodują częste braki wody lub jej zamarznięcia.

Obserwacje prowadzone na tym samym potoku 10 metrów niżej wykazywały większe wahania temperatury wody (od  $0,2^{\circ}\text{C}$  do  $2,4^{\circ}\text{C}$ ). Tak mała odległość przy dużym spadku i ciemnych skałach granitowych podłoża odgrywa dużą rolę. Pozwala na tym krótkim odcinku nagrzzać się wodzie podczas bezpośredniej insolacji, szczególnie tu silniej w godzinach rannych. Skutkiem tego poranne temperatury wody osiągają wartości najwyższe, zaś wieczorne temperatury wykazują wartości najniższe. Temperatura wody przy wypływie zależy od wpływu temperatury powietrza i opadów na pokrywę lodową, w minimalnym zaś stopniu od insolacji, której wpływ wzrasta w miarę odległości od lodowczyka.

**Dolina Tomanowa.** Pomiarzy temperatury wody prowadzono w sierpniu 1964 r. i 1965 r. w odcinku źródłowym Potoku Tomanowego. Punkt pomiarowy wybrano na skraju lasu w pobliżu szaleścu na Polanie Tomanowej Wyżniej (wysokość 1374 m n.p.m.).

Obszar źródłowy zasilający potok stanowią drobne wycieki o wydajnościach od 0,1 l/sek. do 1,0 l/sek. (8). Potok bierze początek ze źródeł morenowych w Suchej Dolinie Tomanowej na zboczu o ekspozycji północno-zachodniej, na wysokości 1405,0 m n.p.m. Źródła zasilające potok występują gromadnie w postaci linii źródeł, wydajność ich ulega dużym wahanom związanym głównie z ilością wód roztopowych i opadowych (9). Kilkakrotne serie pomiarów (1964—1965 r.) źródeł zasilających potok wykazały małe wahania temperatury od  $+4,8^{\circ}\text{C}$  do  $+5,2^{\circ}\text{C}$  co jest zgodne z obserwacjami Z. Ziemońskiej (9).

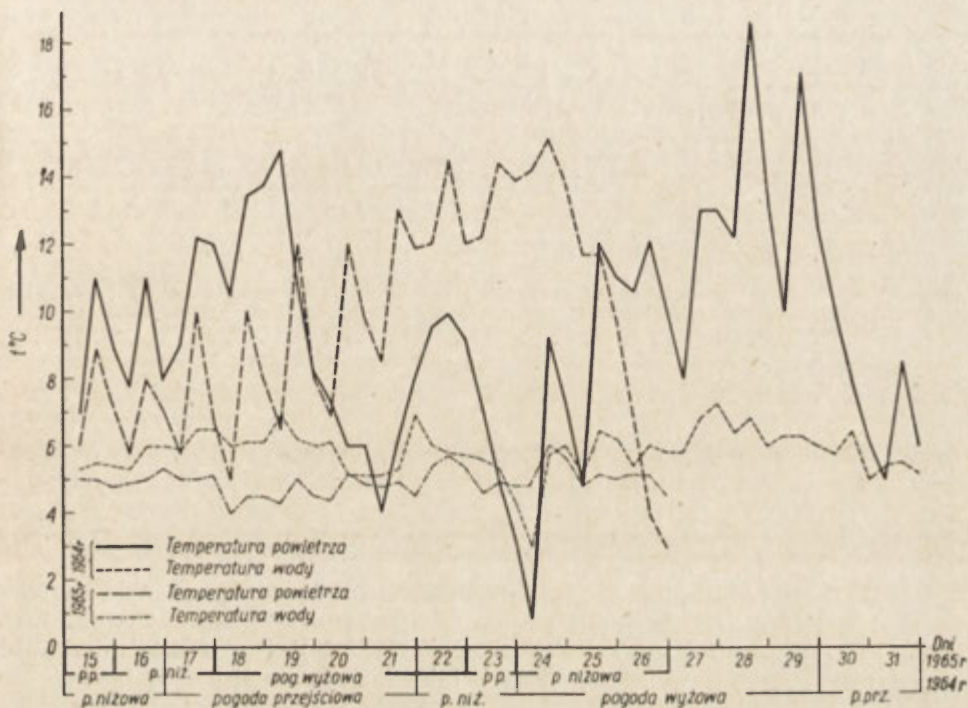
Od źródeł potok płynie w obrębie regła górnego składającego się głównie ze świerka, przesącza się między kwarcytami pokrytymi w górnych partiach stoków warstwą mchów. Poniżej punktu pomiarowego gubi wodę w przepuszczalnym podłożu. Koryto potoku wycięte jest w materiale akumulacyjnym zbudowanym z głazów kwarcytowych, łupków krystalicznych z granitami.

Niskie temperatury wody mają uzasadnienie w tym, że źródło zasilania ograniczone jest głównie do południowych zboczy doliny. Północne zbocze doliny (ekspozycja południowa) wystawione w większej części dnia na duże działanie promieniowania słonecznego, nie ma większego znaczenia dla zasilania potoku w wodę. Bezwodność zboczy związana jest z uszczelnionym podłożem wapiennym, wobec tego z dużym wsiąkaniem i doprowadzaniem wód podziemnych do niższych partii zlewni.

Niska temperatura wód źródła zasilającego jest związana z małą ilością dostarczanej energii słonecznej. Grają tu rolę: ekspozycja północna stoku, krótki okres nasłonecznienia, bardzo mały kąt padania promieni oraz warunki lokalne podłoża i szaty roślinnej.

Płytko zalegający podziemny zbiornik wód przy dużych opadach szyb-

ko ulega nasyceniu, wówczas potok zasilają w większości wody opadowe mające temperaturę zbliżoną do temperatury powietrza. Ponieważ potok ma małe rozmiary, woda dosyć szybko reaguje na zmiany temperatury powietrza. Na ogół wahania dobowe temperatury wody nie przekraczają  $2,0^{\circ}\text{C}$ . (ryc. 3). Zależą one głównie od typu pogody. Przy pogodzie niżo-



Ryc. 3. Przebieg temperatury powietrza i wody. Hala Tomanowa Wyżnia sierpień 1964, 1965

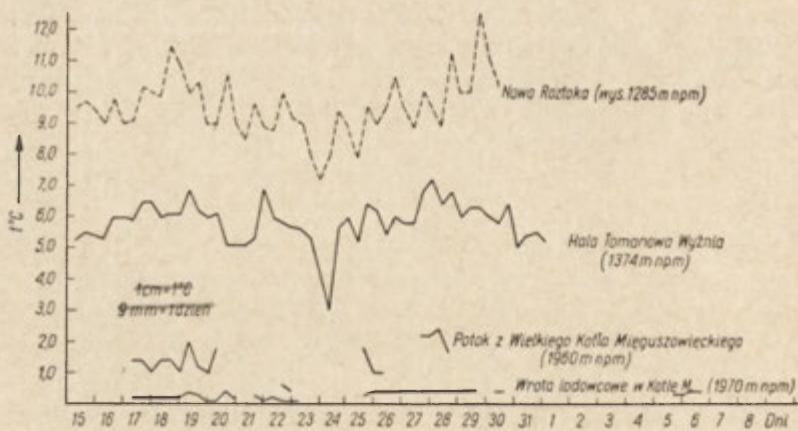
The course temperature and air. Hala Tomanowa Wyżnia — august 1964, 1965

wej temperatury powietrza, a w związku z tym wody ulegają nieco mniejszym wahaniom ( $0,3^{\circ}\text{C}$ ) pod wpływem dużego zachmurzenia, a tym samym niewielkiego nasłonecznienia i wypromieniowania ciepła. Przy pogodzie wyżowej zaznaczają się większe wahania temperatury (około  $1,0^{\circ}\text{C}$ ) związane z wysokimi temperaturami w dzień i wypromieniowaniem ciepła w bezchmurne noce.

Podczas pogody przejściowej wahania dochodzą do  $2,0^{\circ}\text{C}$  i wynikają ze zmian źródła zasilania ze źródłanego na cieplejsze opadowe. Wahania przekraczające  $3,0^{\circ}\text{C}$  amplitudy dobowej zanotowano w dniu 24 sierpnia 1964 r. W ciągu 22 i 23 sierpnia przeszedł front zimny i związany z nim długotrwały (około 30 godz.) ulewny deszcz. Temperatura powietrza spadła z  $13,0^{\circ}\text{C}$  do  $4,5^{\circ}\text{C}$ . Wieczorem 23 sierpnia nastąpiło rozpogodzenie, a w związku z tym znaczne wypromieniowanie ciepła w nocy. Przy tak chłodnej masie powietrza, spowodowało to spadek temperatury do  $-1,4^{\circ}\text{C}$  i silne oszronienie. Tak duże ochłodzenie spowodowało spadek temperatury wody do  $+3^{\circ}\text{C}$  (niższa od temperatury źródeł zasilających).

Temperatury wody w Potoku Tomanowym zależą od temperatury źró-





Ryc. 4. **Bezwzględne** temperatury wody w wybranych potokach tatrzańskich (sierpień 1964 r.)

Absolute temperatures of water in the selected Tatra creeks (august 1964)

deł zasilających. W źródłach tych o małej wydajności i wolnym ruchu wody, zaznaczają się dość wyraźne korelacje temperatury wody z przebiegiem dobowym temperatury powietrza (9). O temperaturze wody decydują tu także ilości i temperatury opadów atmosferycznych. Charakterystyczne temperatury powietrza i wody we wszystkich punktach pomiarowych podano w tab. 2.

W n i o s k i. Opierając się na powyższych obserwacjach można zauważyć, że wahania dzienne temperatury wody zaznaczyły się najbardziej na potoku o zasilaniu jeziornym, wykazując jednocześnie silną zmienność temperatur dziennych, wynikającą z insolacji i odległości od jezior.

Przy zasilaniu źródlanym wahania okazały się mniejsze, a tempera-

Tabela 2  
Charakterystyczne temperatury powietrza i wody wybranych potoków tatrzańskich

Rok	Nazwa potoku	Powietrze				Woda			
		maks.	min.	ampl.	średnia z bad. okr.	maks.	min.	ampl.	średnia z bad. okr.
1964	Potok na Polanie	18,6	0,8	17,8	9,4	7,2	3,0	4,2	5,8
1965	Tomanowej	15,1	5,0	10,1	9,6	6,0	4,0	2,0	4,9
1964	Potok Rostoka	25,0	3,0	22,0	11,0	12,5	7,2	5,3	9,5
1964	Wypływ z lodow- czyka w Wielkim Kotle Mięg.	—	—	—	—	2,4	0,2	2,2	1,4
1964	Potok 10 m poniżej lodowczyka w W. Kotle Mięg.	14,4	—1,9	16,3	5,5	0,4	0,1	0,3	0,3

туры związane były głównie z temperaturą powietrza i opadów. Wpływ insolacji był ograniczony warunkami geograficznymi.

Wody u wrót lodowca wykazują bardzo nieznaczne wahania, temperatura ich wzrasta wraz z temperaturą powietrza i opada podczas deszczów. W miarę oddalania się od lodowczyka wahania temperatury szybko rosną, co potwierdzają badania F. von Kerner a (1) na większych lodowcowych potokach alpejskich.

Analizowane potoki znajdowały się w stosunkowo niewielkiej odległości od swojego alimentatora. Należy sądzić, że w dalszym biegu potoki będą zatracać piętno swego głównego źródła zasilania, a bezwzględne wartości temperatur i ich wahania zależą od warunków klimatycznych i środowiskowych.

#### LITERATURA

- (1) Kerner F. *Zur Kenntnis der Temperatur der Alpenbäche*. „Met. Zeitschrift”. Wien 1905 r.
- (2) Pawłowski S. *Temperatura wód płynących w Galicji*. „Rozprawy Wydz. Mat. Przyrod.. Akademii Umiejętności” t. XA— 1910 r.
- (3) Romer E. *O niezwykłym ruchu temperatury górskich źródeł i potoków*. „Kosmos” z. 8—12, 1905.
- (4) Romer E. *Kilka spostrzeżeń nad termiką wód Tatr i Podhala*. „Ziemia” t. II 1911 s. 780—781, 797—799, 821—823.
- (5) Szaflarski J. *Z badań nad termiką jezior tatrzańskich*. „Przegląd Geograficzny” t. 12, 1932.
- (6) Świerż L. *Materiały do znajomości ciepłoty źródeł tatrzańskich zebrane w latach 1877—1881*. „Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego” t. VII s. 95—96, 1881.
- (7) Wdowiak Sz. *Współczesny lodowiec karowy w Wielkim Kotle Mięguszwieckim nad Morskim Okiem w Tatrach*. „Biuletyn Geologiczny” t. I, cz. 1 wyd. przez UW 1961 r.
- (8) Wit K., Ziemońska Z. *Hydrografia Tatr Zachodnich*, objaśnienia do mapy hydrograficznej „Tatry Zach” 1 : 50 000 Kraków 1960 r. PAN.
- (9) Ziemońska Z. *Związek temperatury źródeł morenowych z wysokością ich występowania na północnych stokach Tatr Zachodnich*. „Przegląd Geograficzny” t. XXXII, z. 3, 1960.

#### МАЛГОЖАТА ГУТРЫ-КОРЫЦКА

#### АНАЛИЗ ТЕМПЕРАТУРЫ ИЗМЕНЕНИЙ ВОДЫ В ВЫСОКОГОРНЫХ ПОТОКАХ ТАТР В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИСТОЧНИКА ИХ ПИТАНИЯ

Температура воды изменялась в потоках с различными типами питания: озерным (долина Розтока), ледниковым („Вельки котел Менгушовецки”) и ключевым (долина Томанова).

Наблюдения проводились ежедневно в августе и сентябре 1964 и 1965 гг. в климатологические сроки, т.е. в 7 ч. 40 мин., 13 ч. 40 мин. и 21 ч. 40 мин.

Удалось установить взаимосвязь между суточным ходом температуры воздуха и воды, а затем была обнаружена зависимость хода температуры воды потоков от вида их питания и физико-географических условий.

Долина Розтоки: температура воды озера, являющегося главным источником питания Розтоки, имеет решающее значение в суточном ходе температуры воды в потоке.

Утренние температуры воды в потоке, зависящие от температуры воды в озере обнаруживали меньшие колебания температуры воды больше — от 0,2°C



до 2,4С и зависят от радиации. Утренние температуры воды являются наивысшими, а вечерние — наименьшими.

Долина Томанова: наблюдения велись на потоке, который питают маленькие родники. Суточный ход температуры воды обнаруживал большую зависимость от количества осадков, их температуры и условий погоды.

Верхние участки потоков находятся в относительно небольшом расстоянии от места их питания. Можно полагать, что в дальнейшем течении потоки теряют признаки своего главного источника питания, а абсолютные величины температур и их колебания приходят в зависимости от климатических и других условий среды.

Пер. Б. Миховского

MAŁGORZATA GUTRY-KORYCKA

#### ANALYSIS OF TEMPERATURE CHANGES IN TATRA CREEKS OF DIFFERENT SOURCES OF ALIMENTATION

For sites where to measure temperatures, the author chose mountain creeks each of which is fed from a different source characteristic for Tatra runoff: by either a lake (Dolina Roztoki), or by a glacial outflow (Wielki Kocioł Mięguszowiecki), or by springs (Dolina Tomanowa).

She carried out her observations day by day during August and September 1964 and 1965 at fixed climatological intervals, that is, at 7.40 a.m., 1.40 p.m. and 9.40 p.m.

The author then compiled the interrelation between daily temperatures of air and of water, indicating how the differences of the course of temperatures in the creek water are controlled both by the kind of creek feeder and by physico-geographic conditions. Thus:

Dolina Roztoki: the temperature of the lake water which principally feeds Roztoka creek played a decisive part in the diurnal course of temperatures, because they are profoundly affected by the warmth of the lake water; the morning temperatures showed less variations than did noon and evening temperatures.

Wielki Kocioł Mięguszowiecki: here temperature measurements were made at two places: at the outflow from under the Mięguszowiecki dwarf glacier, and in the creek 10 m farther downstream. The temperatures of the air surrounding the glacier, thus air entering the tunnel underneath the glacier, condition the diurnal temperature changes of the issuing water. The measurements made 10 m farther downstream show here fluctuations of water temperatures greater by 0.2° to 2.4°C, depending on the intensity of insolation. Highest are morning temperatures of the water, lowest the evening temperatures.

Dolina Tomanowa: this creek is fed by seepage outflow and by minor springs. The diurnal water temperatures are strongly affected by the amount and the temperatures of precipitation, as well as by weather conditions.

The upper reaches of the creeks analyzed by the author are situated relatively near respective sources of alimentation. It may be assumed, that in their further course these creeks lose the temperature features imbued by the main sources from which they were fed, and that the absolute values of their temperatures and temperature fluctuations will rather be controlled by climatic and environmental conditions.

Translated by *Karol Jurasz*

MARIA WANDA KRAUJALIS

## Porównanie wyników określenia promieniowania efektywnego dwiema metodami

*Comparison of the results of determining effective radiation, obtained from two different methods*

**Zarys treści.** Przedmiotem niniejszego studium jest porównanie średnich miesięcznych wartości natężenia promieniowania efektywnego, określonych wzorem Monteitha (6) i przy pomocy diagramu Konstantinowa (1), dla 81 stacji meteorologicznych w Polsce. Zarówno wzór, jak i diagram pozwalają na pośrednie określenie szukanych wartości, w oparciu o standardowe pomiary temperatury powietrza, zawartości w nim pary wodnej i wielkości zachmurzenia. Wykorzystano archiwalne materiały obserwacyjne Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego, dotyczące wymienionych elementów, z okresu 1951—1960. Przeprowadzono analizę otrzymanych wyników.

Brak jest dotychczas, nie tylko w Polsce, dostatecznej ilości serii obserwacyjnych promieniowania efektywnego na powierzchni ziemi. Mierzy się je lub rejestruje w sposób sporadyczny w nielicznych obserwatoriach i to od niedawna.

Taka sytuacja powoduje konieczność pośredniego wyznaczania jego wielkości drogą teoretycznych obliczeń lub stosowania empirycznych wzorów. Większość z tych pośrednich metod opiera się na funkcyjnej zależności promieniowania efektywnego, lub często utożsamianego z nim bilansu promieniowania długofalowego, od temperatury i wilgotności powietrza oraz wielkości zachmurzenia.

W „Przeglądzie Geograficznym” nr 1 z 1965 r. przedstawiono pierwszą próbę określenia bilansu promieniowania długofalowego na obszarze Polski, traktowanego jako promieniowanie efektywne na powierzchni czynnej. Korzystano w obliczeniach z wzoru Monteitha (6). Otrzymane wówczas rezultaty przedstawiono w tabeli średnich sum miesięcznych dla 81 stacji meteorologicznych i na mapach rozkładu średnich wartości natężenia w kolejnych miesiącach (4).

Obecnie przeprowadzono ocenę tych wyników, konfrontując je z wartościami, otrzymanymi inną metodą — przy pomocy diagramu Konstantinowa i Gojsy (1).

Różnice między odpowiadającymi sobie wartościami podane są w tekście w  $\text{cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , lub w % średnich miesięcznych wartości obliczonych wzorem Monteitha.



## Charakterystyka zastosowanych metod

Dla otrzymania możliwie dobrego przybliżenia wartości badanego promieniowania niezbędne są dane o pionowych różnicach temperatury i wilgotności powietrza, o temperaturze podłoża, która w jednych metodach odnosi się do odkrytego gruntu, w innych do górnej powierzchni warstwy szorstkości, dane o wielkości zachmurzenia oraz o temperaturze wysokich i niskich chmur. Często brak i tych informacji, wobec tego stosuje się szereg sposobów, umożliwiających określenie badanego zjawiska przy pomocy dostępnych materiałów, porównywalnych, pochodzących głównie z sieci meteorologicznych. Podstawowym zagadnieniem stał się więc dobór odpowiednich danych wyjściowych, należało bowiem ze wszystkich meteorologicznych elementów, obserwowanych powszechnie, wybrać takie, które stanowiłyby zasadnicze czynniki związane z wielkością bilansu radiacyjnego i efektywnego promieniowania ziemi.

Takimi elementami, zdaniem Konstantinowa (1), okazały się temperatura i wilgotność powietrza, mierzone w klatkach meteorologicznych na wysokości 2 m nad powierzchnią gruntu.

Podstawą metody Konstantinowa jest diagram, skonstruowany w oparciu o wieloletnie dane empiryczne. Przedstawia on zależność promieniowania efektywnego od temperatury powietrza w °C i prężności pary wodnej w mb. Takie diagramy sporządził Konstantinow zarówno dla wartości chwilowych promieniowania, jak i dla średnich dobowych i rocznych.

Wyjściowe dane z obserwacji standardowych, dotyczące wymienionych elementów muszą być jednak uzupełnione odpowiednimi poprawkami, zastępującymi informacje o pionowych gradientach tych elementów. Ponieważ zastosowana tu koncepcja Konstantinowa jest ciekawa i przydatna dla celów praktycznych, warto ją pokrótce omówić. Opiera się ona na spostrzeżeniu, oczywistym z fizycznego punktu widzenia, przesunięcia w czasie, odpowiadających sobie, faz dobowego przebiegu temperatury powierzchni czynnej i temperatury powietrza na poziomie standardowym.

Maksimum temperatury powierzchni gruntu wypada około godz. 13-tej, maksimum temperatury powietrza na wysokości 2 m — w dwie do trzech godzin później. Aby związać temperaturę powietrza z temperaturą podłoża Konstantinow proponuje dobowy wykres temperatury powietrza przesunąć w lewo, tak, aby czas występowania maksimum sprowadzić do godz. 13-tej. Różnice między krzywą przesuniętą a rzeczywistą dają szukaną poprawkę. W podobny sposób uzyskuje on poprawkę wilgotności.

Dla wykonania wykresu poprawek przeanalizował Konstantinow przebiegi dobowe omawianych elementów z 27 stacji meteorologicznych, reprezentujących różne typy klimatu w Związku Radzieckim, od przykładu Kola do Środkiej Azji. Na podstawie tej analizy zostały skonstruowane (3) typowe przebiegi tych poprawek dla różnych pór roku i różnych przedziałów temperaturowych.

Wartości otrzymanych poprawek okazały się zależne od temperatury powietrza w rozpatrywanym terminie pomiarów, a bardzo mało związane z wilgotnością. Wyniki przedstawili autorzy w postaci wykresów i tablic (3, 5). Korzystając z omawianego diagramu na określenie dobowych wartości promieniowania efektywnego w  $\text{cal cm}^{-2}\text{d}^{-1}$  wyznaczono je dla wybranych 81 stacji, na podstawie średnich z dziesięciolecia miesięcznych

wartości temperatury i prężności pary. Wyniki oznaczono symbolem  $E_K$ , dla odróżnienia od obliczonych uprzednio (4).

We wspomnianej na wstępie, poprzedniej publikacji stosowano empiryczne równanie, nazwane umownie wzorem Monteitha, jakkolwiek jest on jedynie autorem ostatecznej postaci tego równania:

$$L = (1 - c)(\varepsilon - 1) \sigma T_A^4 + c \Delta_{L1} - \Delta_{L2} \quad (1)$$

gdzie:

- $L$  — bilans promieniowania długofalowego
- $c$  — wartość zachmurzenia w częściach pokrycia nieba
- $\sigma T_A^4$  — promieniowanie podłoża o temperaturze z klatki meteorologicznej
- $\Delta_{L1}$  i  $\Delta_{L2}$  — poprawki na różnice między temperaturą powierzchni czynnej i temperaturą podstawy chmur z jednej strony, a temperaturą powietrza z klatki — z drugiej strony
- $\varepsilon$  — stosunek promieniowania zwrotnego do promieniowania ciała czarnego, o temperaturze powietrza, będący funkcją prężności pary wodnej i wynoszący  $0,53 + 0,065 \sqrt{e}$ , gdzie
- $e$  — prężność pary wodnej w mb, zmierzona również w meteorologicznej klatce

Powyższy wzór został empirycznie wyprowadzony z obserwacji, w Kew, przy czym do stwierdzenia powyższych zależności doprowadziły wcześniejsze spostrzeżenia Brunta, Lönnquista, Belasco i Roacha (6), dotyczące promieniowania ziemi i atmosfery w Kew.

Wspomniane poprawki  $\Delta_{L1}$  zostały określone w sposób teoretyczno-empiryczny, drogą odpowiednich przeliczeń, przez porównanie rejestrowanych strumieni promieniowania (od maja 1953 do kwietnia 1954) z wartościami wyznaczonymi dla tego okresu wzorem:

$$L = \{\varepsilon + c(1 - \varepsilon)\} \sigma T_A^4 \quad (2)$$

który określa promieniowanie, dochodzące do ziemi od atmosfery w warunkach, gdy temperatura podstawy chmur jest równa temperaturze z klatki meteorologicznej.

Wyznaczono szukaną poprawkę przy założeniu, że nie ma sezonowych zmian w jej przebiegu rocznym; wyniosła średnio —  $18 \text{ cal cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ .

Drugą poprawkę stanowiła przeciętna różnica między temperaturą z klatki a temperaturą podłoża. Jest ona uzależniona od lokalnych, fizycznych warunków podłoża i aktualnych sytuacji atmosferycznych, podlega zmianom sezonowym i dobowym. Rano i w ciągu dnia występuje zwykle normalna stratyfikacja atmosfery, przy której temperatura powierzchni gruntu lub górnej warstwy szorstkości przewyższa temperaturę z klatki, umieszczonej na standardowym poziomie 2 m.

Wieczorem i w nocy przeważają inwersje termiczne, wskutek wypromieniowania następuje wychłodzenie powierzchni gruntu i jej temperatura spada poniżej temperatury powietrza na 2 m wysokości.

Z obserwacji, prowadzonych w Kew Monteith określił średnie miesięczne wartości tych różnic. Wynoszą one: od —  $12 \text{ cal cm}^{-2}\text{d}^{-1}$  w grudniu, do  $+20 \text{ cal cm}^{-2}\text{d}^{-1}$  w czerwcu, z najmniejszymi wartościami w lutym i we wrześniu. Dla miesięcy wiosennych otrzymał Monteith poprawki dodatnie (marzec:  $+5$ , kwiecień:  $+10$ , maj:  $+17 \text{ cal cm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ), dla jesiennych ujemne, o mniejszych niż wiosną wartościach bezwzględnych.



Wartości obydwu poprawek (6) przyjęto również dla naszych warunków, wobec braku własnych danych w tym zakresie.

## Omówienie danych podstawowych

### Posiadane materiały

W opracowaniu posłużono się materiałami obserwacyjnymi z Archiwum Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego. Wybrano 81 stacji meteorologicznych (4), posiadających ciągle i jednorodne serie standardowych pomiarów temperatury powietrza, prężności pary wodnej i zachmurzenia w okresie 1951—1960.

Na podstawie zestawień miesięcznych obliczono średnie z dziesięciolecia wartości tych elementów. Dwa z nich uwzględnia się w metodzie Konstantinowa, wszystkie trzy — w równaniu Monteitha.

Mapę rozmieszczenia stacji podano w publikacji wspomnianej na wstępie (4).

W opracowaniu nie wzięto pod uwagę stacji górskich, leżących powyżej 500 m n.p.m. W odniesieniu do takich obszarów żadna z przyjętych metod nie może być stosowana. Wymiana ciepła między podłożem a atmosferą w warunkach klimatu górskiego ma bowiem bardziej złożony charakter niż na niżu i wybrane schematy obliczeń nie oddawałyby tego zjawiska z dostatecznym przybliżeniem.

### Wartości średnie dla miesięcy

Punktem wyjścia dla wszystkich rozważań, zawartych w niniejszym opracowaniu stały się średnie miesięczne wartości natężenia promieniowania efektywnego (oznaczonego przez  $E_K$  i  $E_M$ ) określone przy zastosowaniu obu omówionych uprzednio metod. Wartości te zamieszczono w tab. 1.

Tabela 1

Średnie z 81 stacji wartości promieniowania efektywnego w  $\text{cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$E_K$	47	68	118	122	113	112	101	79	61	49	41	32
$E_M$	54	72	97	101	109	106	96	96	96	83	51	47

Wyjaśnienie przyjętych symboli:

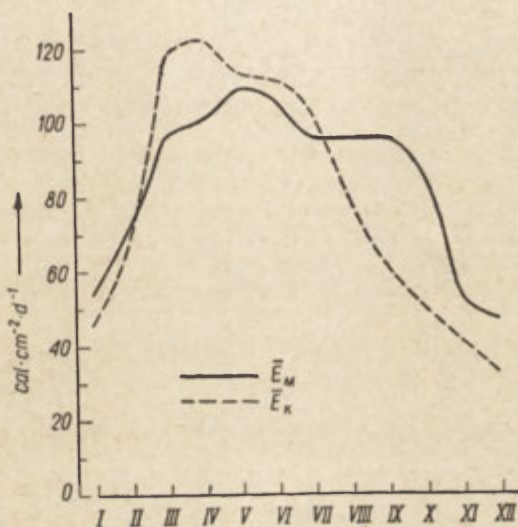
$E_K$  — promieniowanie efektywne określone diagramem Konstantinowa (1)

$E_M$  — promieniowanie efektywne (utożsamiane z bilansem radiacyjnym w zakresie długofalowym, tj. long-wave net radiation) w wyniku równania Monteitha (6).

Przyjmując, że 1) każda z metod stara się możliwie dokładnie określać rzeczywistość w badanym zakresie, 2) zakładając ich równorzędną stosowalność w naszych warunkach wydaje się słuszne zgodzić z trzecim

założeniem, wynikającym z dwóch poprzednich, a mianowicie, że wyniki bliskie sobie co do wielkości podlegają mniejszym zastrzeżeniom niż odpowiadające sobie wartości znacznie różniące się między sobą.

W porach roku, w których warunki wymiany radiacyjnej między powierzchnią ziemi a atmosferą są zbliżone na całym obszarze Polski, tj. I—II i V—VII odpowiadające sobie średnie wartości natężenia promieniowania efektywnego  $E_K$  i  $E_M$  są dość zgodne (tab. 1). W pozostałych okresach różnice są znaczne (ryc. 1).



Ryc. 1. Średnie miesięczne wartości natężenia promieniowania efektywnego (cal cm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)

$E_K$  — promieniowanie efektywne z diagramu Konstantinowa,  $E_M$  — promieniowanie efektywne (jako bilans promieniowania długofalowego) obliczone wzorem Monteitha

Mean monthly totals of intensity of effective radiation (in cal cm<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)

$E_K$  — effective radiation read from Konstatinow's diagram,  $E_M$  — effective radiation (as long wave net-radiation) calculated after Monteith's formula

Wartości z diagramu Konstantinowa ( $E_K$ ) są w porze wiosennej we wszystkich przypadkach znacznie wyższe niż  $E_M$ , natomiast o wiele niższe w drugiej połowie roku, od sierpnia do grudnia (ryc. 1).

Jest to prawdopodobnie związane z wielkością stosowanych w obu metodach poprawek na pionowe różnice temperatury.

Poprawki te w jednym przypadku wyprowadzone empirycznie z obserwacji w Kew, są spełnione w dość ściśle określonych, wąskich warunkach, zarówno jeśli chodzi o rodzaj podłoża, jak i typową dla badanego obszaru cyrkulację atmosferyczną. W drugim są z konieczności bardzo zgeneralizowane, wyprowadzone z empirycznych obserwacji nad różnymi powierzchniami są tak uogólnione, aby mogły być stosowane niemal wszędzie; jak podaje sam autor (5) są słuszne dla wszelkich warunków klimatycznych i krajobrazowych. Na ich przeznaczenie wskazują bardzo szerokie zakresy temperatury i prężności pary wodnej, jakie obejmują. Jednak, jak każdy schemat aproksymujący rzeczywistość, mogą być stosowane w różnych warunkach — z różnym prawdopodobieństwem wia-



rogodności. Są zbyt ogólne, aby mogły być zawsze prawdziwe, w przypadku różnych powierzchni gruntu — pokrytego śniegiem, roślinnością, lub odkrytego, o różnej pojemności cieplnej i różnej zdolności absorpcji i emisji ciepła. Nie mogą one w sposób poprawny zobrazować liczbowo wszystkich przypadków tych dość złożonych prawidłowości, którym podlega związek temperatury powierzchni czynnej z temperaturą przylegających do niej warstw powietrza.

Na to, że przyczyną różnych, niezgodnych wyników, szczególnie w przejściowych porach roku, są w głównej mierze przyjęte poprawki, wskazuje duża regularność odchyłeń  $E_K - E_M$ , zarówno w odniesieniu do wielkości bezwzględnych, jak i znaku. Problem ten zostanie szczegółowo przedstawiony w ostatnim rozdziale.

#### Odchylenia standardowe i współczynniki korelacji

Jedną z bardziej istotnych statystycznych charakterystyk rozkładu przestrzennego otrzymanych wyników jest ich rozproszenie (dyspersja) wokół wartości średnich dla całej Polski. Miara tego rozproszenia jest

Tabela 2

Odchylenia standardowe  $D$  i współczynniki korelacji Pearsona  $r_{KM}$

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$D_K$	7,0	7,6	8,2	5,3	10,1	13,1	8,1	6,7	9,7	6,2	10,7	4,4
$D_M$	6,8	7,5	4,2	7,4	8,8	8,5	7,0	8,8	6,7	9,8	14,8	7,2
$r_{KM}$	0,27	0,16	0,35	0,07	0,21	0,46	0,62	0,24	0,25	0,45	0,61	0,49

Objaśnienie:  $D$  podano w cal cm—2; wartości  $r$  są wielkościami względnymi.

odchylenie standardowe  $D$  (jako pierwiastek kwadratowy z wariancji), uznane za najbardziej rzetelną miarę stopnia zmienności badanego zjawiska.

Analiza wartości tego odchylenia nabiera szczególnego znaczenia w przypadku stosowania dwu różnych metod pomiarów tej samej wielkości fizycznej, jaką jest promieniowanie efektywne; metod, które należy ocenić w sposób możliwie obiektywny, przy czym z góry wykluczona jest jedyna, najbardziej właściwa ocena, tj. zestawienie z rzeczywistymi wartościami bezpośrednich obserwacji — wobec braku tych ostatnich.

Oba schematy obliczeń — diagram Konstantinowa i wzór Monteitha — są graficznym bądź matematycznym przedstawieniem związków stwierdzonych empirycznie dla określonych terenów.

Przeniesione na inny obszar mogą w każdym razie służyć celom porównawczym, nawet jeśli uzyskane przy ich pomocy wartości bezwzględne różnią się od rzeczywistych, wskutek niewłaściwie przyjętych stałych.

Powinno się zatem w wyniku uzyskać podobne rozkłady zjawiska,

a więc dyspersja wartości promieniowania efektywnego wokół odpowiednich średnich miesięcznych powinna mieć podobny przebieg roczny, przynajmniej w ogólnym zarysie. Tak jest rzeczywiście tylko w okresach wczesnego lata (maj—czerwiec) i pełnej zimy (styczeń—luty). W miesiącach zimowych (tab. 2) odchylenia standardowe w obu przypadkach są tego samego rzędu: około  $7 \text{ cal cm}^{-2}$ , co jest zrozumiałe z uwagi na dość wyrównane warunki atmosferyczne, panujące wtedy w całym kraju. Jak i mało zróżnicowane, wskutek pokrywy śnieżnej wpływy podłoża na wymianę radiacyjną z atmosferą. Przy tym, jak stwierdzono, obie metody w odniesieniu do tych miesięcy dają na ogół zbliżone wyniki. Latem dyspersja wartości jest większa, przy czym daleko bardziej zróżnicowany rozkład dała metoda Konstantinowa. Znalazło to wyraz w odpowiednich wielkościach  $D_K = 10,1$  i  $D_M = 8,8$  w maju oraz  $D_K = 13,1$  i  $D_M = 8,5$  w czerwcu.

W przebiegu rocznym wzór Monteitha daje nieco większą rozpiętość wyników, na co wskazują odpowiednie wartości  $D_M$ : od minimalnego odchylenia standardowego w marcu ( $4,2 \text{ cal cm}^{-2}$ ) do maksymalnego w listopadzie ( $14,8 \text{ cal cm}^{-2}$ ). Wartości te wydają się przypadkowe, są jednak związane z rozkładami zachmurzenia, które w równaniu Monteitha odgrywa znaczną rolę.

W pozostałych miesiącach rozkład przestrzenny wartości  $E_M$  jest daleki od przytoczonych sytuacji ekstremalnych, tj. w marcu i listopadzie.

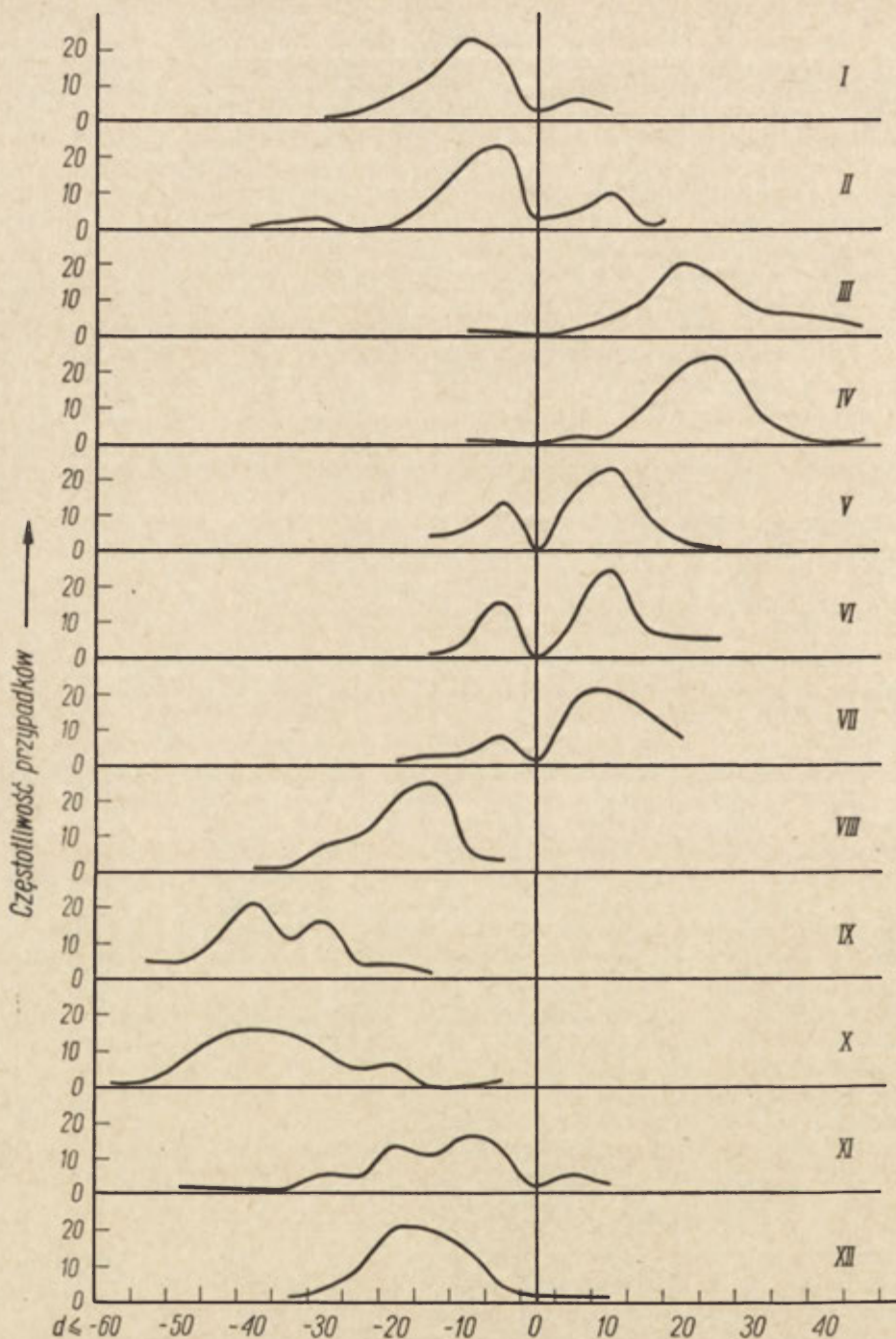
Ogólnie biorąc, w ciągu sześciu miesięcy (I, II, IV, VII, IX, XII) rozproszenie jest prawie jednakowe:  $D_M = \text{około } 7 \text{ cal cm}^{-2}$ , w ciągu czterech, tj. V, VI, VIII, X tylko nieco wyższe — 8 do  $9 \text{ cal cm}^{-2}$ .

Odchylenia standardowe przy zastosowaniu metody Konstantinowa wyniosły odpowiednio: od  $4,4 \text{ cal cm}^{-2}$  w grudniu do  $13,1$  (tab. 2) w czerwcu. Zmiany w kolejnych miesiącach nie zawsze mają podobny charakter w obu przypadkach i są możliwe do wytłumaczenia tylko w zestawieniu z rozkładami elementów wyjściowych.

Zastanawiający na przykład może wydać się fakt wystąpienia krajowo różnych rozkładów przestrzennych otrzymanych wartości w dwu kolejnych miesiącach: w listopadzie i grudniu. Można by sądzić, że ogólne warunki wymiany radiacyjnej między podłożem a atmosferą w tych miesiącach nie są na tyle zróżnicowane, aby uzasadniały tak znaczną rozpiętość wyników:  $D_K = 10,7 \text{ cal cm}^{-2}$  w listopadzie, wobec minimalnej wartości w następnym miesiącu,  $D_K = 4,4 \text{ cal cm}^{-2}$ . Podobne dane uzyskano drugą metodą; i w tym przypadku rozkład otrzymanych wartości jest daleko bardziej zróżnicowany w listopadzie niż w grudniu, co nie znajduje dość przekonującego fizycznego ani geograficznego uzasadnienia, jakkolwiek podjęto pewną próbę w tym zakresie (4). Stwierdzono mianowicie istnienie w tym okresie dwóch, skrajnie różniących się między sobą obszarów. Jeden obejmujący północno-wschodnią część kraju, o niskich temperaturach i bardzo dużym zachmurzeniu i drugi o odmiennych warunkach, obejmujący część południowo-zachodnią. W listopadzie regiony te zajmują bardzo duże przestrzenie, stąd wielka ilość stacji o bardzo zróżnicowanych wartościach promieniowania efektywnego.

W grudniu wprawdzie utrzymuje się, w ogólnym zarysie, ten sam układ, jednak wartości skrajnych jest mniej. Przeważającą część kraju stanowi bowiem obszar z przejściowymi — wobec skrajnych — wartościami temperatury i zachmurzenia i dlatego większość badanych stacji ma wyrównane wartości  $E$ , co znajduje odbicie w zmniejszeniu odchylenia standardowego.





Ryc. 2. Częstotliwości odchyłeń  $E_K - E_M$  ( $\text{cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) w przebiegu rocznym (ilości przypadków)

Frequencies of deviations  $E_K - E_M$  (in  $\text{cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) in the annual course (numbers of cases)

Natomiast zgodny z tym, czego można się było spodziewać, jest fakt większego zróżnicowania średnich miesięcznych w maju i w czerwcu, w porównaniu z poprzednimi miesiącami, co zaznacza się w wynikach obu metod. Składa się na to prawdopodobnie zarówno duże zróżnicowanie szaty roślinnej, jak i warunki ogólnej cyrkulacji atmosferycznej, umożliwiającej przejawianie się wyraźniejszych wpływów lokalnych podłoża na wymianę radiacyjną z atmosferą.

Z kolei charakter przypadkowy i nieuzasadniony mają rozkłady wartości średnich w sierpniu, wrześniu i październiku, przy czym większemu zróżnicowaniu wyników jednej metody towarzyszy mniejsze zróżnicowanie wyników drugiej — i odwrotnie. Można na tej podstawie przypuszczać, że co najmniej jedna grupa otrzymanych wartości jest błędna. Nie jest wykluczone, że niezależnie od budzących wątpliwości poprawek, problem tkwi w fakcie nieuwzględniania zachmurzenia przez metodę Konstantinowa. Zachmurzenie ma niewątpliwą, często decydujący wpływ na wielkość promieniowania efektywnego.

Z drugiej strony — nawet uwzględnianie zachmurzenia, przy niezmiernie prymitywnej formie oceny jego rodzaju i wielkości i wobec braku informacji o aktualnych parametrach fizycznych pokrywy chmur — może często również prowadzić do zupełnie błędnych wyników.

Rozpatrując dwie równorzędne metody określania tego samego zjawiska, celowe może być przeanalizowanie otrzymanych wyników w aspekcie ich wzajemnych związków, czy zależności (liczbowych).

Dla obiektywnej oceny tych związków użyto współczynnika korelacji Pearsona, obliczanego według wzoru:

$$r_{xy} = \frac{N\Sigma YX - (\Sigma X)(\Sigma Y)}{\sqrt{N[\Sigma X^2 - (\Sigma X)^2][N\Sigma Y^2 - (Y\Sigma)^2]}}$$

gdzie za  $X$  podstawiano wartości  $E_K$   
za  $Y$  " "  $E_M$

Współczynniki te obliczono osobno dla każdego miesiąca i zamieszczono w tab. 2. Nie zawsze potwierdzają one to, czego można było oczekiwać. Na przykład w przypadku miesięcy zimowych, tj. stycznia i lutego, w których zarówno wartości średnie, jak i odchylenia standardowe wskazują na dość wyraźną zgodność wyników — współczynniki korelacji są zaskakująco niskie. Nawet dla zbioru 40 stacji o stwierdzonej znacznej zgodności otrzymanych rezultatów omawiane współczynniki są tylko niewiele wyższe: dla stycznia  $r_{KM} = 0,43$ , dla lutego:  $r_{KM} = 0,24$  (wobec: 0,27 i 0,16 z 81 stacji).

Dla okresu letniego (ale tylko od maja do lipca) dane ze wspomnianych 40 stacji pozwalają na uzyskanie współczynników również wyższych niż ogólnokrajowe; wynoszą one odpowiednio: 0,40 w maju, 0,56 w czerwcu i 0,74 w lipcu.

Stosunkowo wysokie wartości współczynników w marcu i październiku mogą świadczyć o pewnych prawidłowościach, łączących obie metody, mimo że różnice w wynikach tych miesięcy są ogromne.

Na zakończenie omawianego zagadnienia należy stwierdzić, że o ile wartości odchylenia standardowego upoważniają do wyciągnięcia szeregu wniosków, o tyle współczynniki korelacji stanowią ciekawą, lecz nie zobowiązującą informację statystyczną. Wysokie wartości mogą sugerować wyraźniejsze współzależności, nie są jednak wystarczającym dowodem ich istnienia. Bardziej prawdopodobny jest jednak oczywiście brak zależności, jeśli odpowiedni czynnik korelacyjny jest mały.



### Analiza różnic między odpowiadającymi sobie średnimi wartościami miesięcznymi

Szczegółowe rozważenie różnic w otrzymanych wartościach umożliwia uzyskanie ich interesującego przebiegu w ciągu roku.

Dla uproszczenia różnice te oznaczymy symbolem  $d$ , nazywając umownie odchyleniami i rozumiejąc pod tym wartość, wynikłą z działania:  $E_K - E_M$ .

Przeciętne różnice  $E_K - E_M$  zostały określone jako średnie arytmetyczne odchyłeń w poszczególnych miesiącach; zamieszczono je w tab. 3.

#### Miesięczne wartości różnic $E_K - E_M$ i ich rozkład

Zestawione w tab. 3 wartości sugerują, w odniesieniu do przejściowych pór roku, popełnianie systematycznych błędów, dających znaczne przewyższanie lub zaniżanie wyników z tych okresów. Może się to odnosić do jednej z metod — bądź też do obu, o ile utrzymamy przyjęte

Tabela 3

Średnie miesięczne wartości odchyłeń wyników  $d = E_K - E_M$  w  $\text{cal cm}^{-2} \text{d}^{-1}$

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$d$	-7	-4	+21	+20	+3	+6	+5	-7	-35	-34	-11	-14

poprzednio założenia. Potwierdzają to (tab. 4) rozkłady częstotliwości odchyłeń w poszczególnych przedziałach liczbowych, wykazując ponadto ich wyraźną regularność sezonową.

Są miesiące (tab. 4, ryc. 2), w których metoda Konstantinowa daje wartości z reguły wyższe niż wzór Monteitha i to w odniesieniu do wszystkich stacji. Występuje to w marcu i kwietniu, kiedy 75% wszystkich odchyłeń stanowią wartości powyżej  $16 \text{ cal cm}^{-2} \text{doba}^{-1}$ , a pozostałe różnice w tym okresie są także dodatnie. Ogólnie — odchyłeń ujemnych jest daleko więcej. Od sierpnia do lutego wartości  $E_K$  są niższe — bądź znacznie niższe (jak np. we wrześniu i październiku) i obserwujemy to zjawisko również na wszystkich stacjach, uwzględnionych w niniejszym opracowaniu. Te fakty sugerują, że przyjęte stałe w którymś z omawianych schematów nie są poprawne. Powszechność i regularność świadczą, że nie są to odchylenia, związane z położeniem geograficznym, lokalizacją miejscowości, lecz wskazujące na niedostatek metody.

#### Średnie roczne wartości odchyłeń $E_K - E_M$ na obszarze Polski

Jak wynika z sumarycznych przeciętnych odchyłeń dla poszczególnych stacji, metoda Konstantinowa daje wartości ogólnie niższe. Większość stacji ma ujemne odchylenia średnie roczne, i to w wielu przypadkach odchylenia bardzo znaczne, na przykład Cieplice:  $-15,50 \text{ cal cm}^{-2} \text{doba}^{-1}$ , Chodzież:  $-16,75$ , Bieruń  $-18,33$ , Sieradz:  $-20,25$ ; jakkolwiek nie jest

Tabela 4

Rozkład odchyleń  $E_K - E_M$  w przebiegu rocznym częstotliwości w przedziałach liczbowych

$d \leq$	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
— 60										1			1
— 55									5	2			7
— 50									5	8	1		14
— 45									12	14			26
— 40		1						1	22	15			39
— 35			1					2	11	15	1	2	31
— 30	1	3						8	16	10	6	4	48
— 25	3							11	4	5	5	9	37
— 20	8	2					1	22	4	7	14	21	79
— 15	13	9			5	2	3	26	1	3	11	20	93
— 10	23	19	2	1	7	5	4	7			17	15	100
— 5	18	23	1	1	14	16	8	4		1	14	4	104
0	3	3					1				1	2	10
5	7	7	2	3	17	11	19		1		6	1	74
10	4	11	6	3	24	25	21				3	1	98
15		1	10	11	10	8	16						56
20	1	2	21	22	3	7	8						64
25			16	24	1	6							57
30			8	10									18
35			7	3		1							11
40			5	1									6
45			3	2									5

wykluczone, że tak duże odchylenia mogą być związane z warunkami lokalnymi stacji, bądź też z błędami w ocenie wartości ich elementów wyjściowych (tj. temperatury powietrza, zawartości w nim pary wodnej lub wielkości zachmurzenia).

Zaledwie 10 stacji ma odchylenie dodatnie, przy czym są to wartości niewielkie, bliskie zeru. Wyjątek stanowią tu Kraków, Cieszyn i Aleksandrowice z odchyleniami: 7,5; 5,17; i 3,83 cal  $\text{cm}^{-2} \text{d}^{-1}$ .

Interesująca jest ogólna statystyka otrzymanych wyników. Przyjmując za umowną ocenę ich zgodności wartość odchylenia między odpowiadającymi sobie średnimi miesięcznymi poniżej  $\pm 10 \text{ cal cm}^{-2} \text{doba}^{-1}$  (zblżoną do granicy błędu jednej z metod) można stwierdzić, że w odniesieniu do 40 stacji (tj. około 50%) uzyskano wyraźną zgodność w sezonach letnim i zimowym. Są to stacje z różnych regionów:

- |                       |                       |
|-----------------------|-----------------------|
| 1. Antopol            | 9. Kalisz             |
| 2. Białowieża         | 10. Katowice-Lotnisko |
| 3. Białystok          | 11. Kętrzyn           |
| 4. Brwinów            | 12. Kielce            |
| 5. Bydgoszcz IMUZ     | 13. Kłodzko           |
| 6. Bydgoszcz-Lotnisko | 14. Kołobrzeg         |
| 7. Chojnice           | 15. Koszalin          |
| 8. Jelenia Góra       | 16. Kudowa-Zdrój      |



17. Łęborg	29. Słubice
18. Lublin	30. Słupsk
19. Mława	31. Szczecin-Dąbie
20. Młochów	32. Szczecinek
21. Olsztyn Dajtki	33. Szprotawa
22. Ostrołęka	34. Śrem
23. Polanica-Zdrój	35. Świbno
24. Połczyn-Zdrój	36. Tarnów
25. Racibórz	37. Wałcz
26. Resko	38. Warszawa-Okęcie
27. Siedlce	39. Włodawa
28. Skierniewice	40. Zgorzelec

Około 25% stacji wykazuje zgodność wyników w jednym z wymienionych sezonów, grupę o najmniejszej zgodności stanowią stacje:

1. Bieruń Stary	8. Legnica
2. Częstochowa	9. Łódź-Lublinek
3. Elbląg	10. Mielec
4. Gorzów Wlkp.	11. Poznań-Ławica
5. Inowrocław	12. Skroniów
6. Iwonicz	13. Więclawice
7. Koło	14. Wieluń

Niektóre jednak stacje z tej ostatniej grupy mają bardzo niewielkie odchylenia w średnich rocznych, np. Gorzów, Łódź, Elbląg i Wieluń obok innych, które również nie znalazły się w grupie „największej zgodności”: tj. Legionowo, Gdańsk, Płock, Rzeszów i Wrocław.

### Podsumowanie

Uzyskane wyniki pozwalają na wyciągnięcie wniosków o charakterze poznawczym i metodycznym.

1. W odniesieniu do miesięcy, w których obie metody dały najbardziej zbliżone wartości średniego natężenia promieniowania efektywnego, można przyjąć, że wielkości te w sposób adekwatny określają badane zjawisko i dokładność ich dla wielu celów może być wystarczająca.

Odmiernym zagadnieniem jest tu sprawa zagęszczenia punktów pomiarowych. Zwiększenie ich umożliwiłoby dokładniejsze poznanie rozkładu przestrzennego wielkości tego promieniowania. Nie było to jednak możliwe w pierwszym ani w drugim etapie pracy. W celu uzyskania względnie dokładnych wartości promieniowania efektywnego należało oprzeć się na możliwie długich seriach obserwacji standardowych, spełniających warunek ciągłości i jednorodności. Otrzymano obraz bardzo zgeneralizowany, lecz reprezentatywny dla prawie całego kraju (z wyjątkiem rejonów górskich, nieobjętych badaniami).

2. Wydają się więc wiarogodne wartości, otrzymane dla miesięcy letnich (głównie VI—VII) i zimowych (XII—II), kiedy różnice średnich wartości natężenia promieniowania efektywnego, wyznaczonego przy pomocy obu metod, są z reguły niewielkie, na ogół nie przekraczając  $\pm 10 \text{ cal cm}^{-2} \text{ doba}^{-1}$ .

3. W przejściowych porach roku otrzymane wartości różnią się znacznie. Dlatego szczególnie celowe byłoby prowadzenie odpowiednich ba-

dań nad przebiegiem i wielkością promieniowania efektywnego w okresach: marzec—kwiecień i sierpień—październik.

4. Zastanawiający jest fakt, że tylko w 50% ilości badanych stacji otrzymano wyniki zgodne, niewiele różniące się między sobą. Jednak uwzględniając również 25% stacji z wynikami zgodnymi w jednym z sezonów (zimowym lub letnim) otrzymano jako resztę około 20 stacji, w których przebieg różnic ulega zupełnie innym prawidłowościom, lub jest zakłócony czynnikami przypadkowymi.

5. Szczególnie interesująco wypadło porównanie w odniesieniu do miejscowości o nietypowym przebiegu odchyleń. Jest to grupa stacji o niewielkiej zgodności wyników, podana uprzednio, ponadto np. Toruń, Sieradz, Kórnik, Oborniki Śl., Zielona Góra, Kudowa, Kraków Suwałki.

Oddzielnego zbadania wymagałoby stwierdzenie, w jakim stopniu te różnice spowodowane zostały przyczynami fizycznymi, a w których przypadkach ewentualnymi błędami.

6. Przeprowadzona analiza wyników daje twierdzącą odpowiedź na dwa interesujące pytania: 1) czy są okresy większej i mniejszej zgodności wyników i 2) czy są obszary (miejscowości) większej i mniejszej zgodności. Określenie warunków tej „zgodności” wymaga jednak odrębnych, bardziej szczegółowych studiów.

#### LITERATURA

- (1) Konstantinow A. R., Gojsa N. I. — *Mietodika rasczieta radiacjonnoego tieploobmiena powierchnosti poczwy s atmosfieroj po tiempieraturie i wlaźnosti wozducha, izmieriennym na mietieorologiczieskich stancjach*. „Trudy Ukr. NIGMI”, 35, 1963.
- (2) Konstantinow A. R. — *Mietodika rasczieta isparenija s poczwy, wody i sniega po tiempieraturie i wlaźnosti wozducha, izmieriennym na mietieorologiczieskich stancjach*. „Trudy GGI”, 81.
- (3) Konstantinow A. R., Sakali L. J. — *Mietodika rasczieta turbulentnogo bałansa i effiektiwnoego izłuczenija po tiempieraturie i wlaźnosti wozducha, izmieriennym na mietieorologiczieskich stancjach*. „Trudy Ukr. NIGMI”, 35, 62—71, 1963.
- (4) Kraujalis M. W. — *Próba określenia wielkości promieniowania efektywnego na obszarze Polski*. „Przegląd Geograficzny” t. XXXVII, z. 1, 1965.
- (5) „Mietodiczeskije Ukazanija” No 62, Leningrad 1961.
- (6) Monteith I. L. — *An empirical method for estimating long-wave radiation exchanges in the British Isles*. „Quart. J. Roy. Met. Soc.” vol. 87, 1961, nr 372, 171—179.

МАРИЯ ВАНДА КРАУЯЛИС

#### СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ДВУМЯ МЕТОДАМИ

Предметом публикации является анализ разниц между величинами интенсивности эффективного излучения (отождествленного с радиационным балансом в долгосрочный период), определенными косвенным путем помощи двух методов. Автором одного из них является Д. Л. Монтейт, а второго — А. Р. Константинов.



При помощи эмпирической формулы Монтейта (6) вычисляется эффективное излучение на территории Польши (4). Соответствующие среднемесячные величины в  $\text{см}^{-2} \text{ д}^{-1}$  получили обозначение —  $E_M$  (таб. I). В подсчетах использовались архивные материалы государственной метеорологической службы относительно стандартных измерений температуры воздуха, упругости водяного пара и облачности. Эти материалы получены от 81 метеорологических станций за период 1951—1960 гг.

Те же наблюдательные материалы были использованы во втором методе. В этом случае применялись диаграмма Константинова (1) вместе с соответственными поправками того же автора (2, 3, 5). Эти поправки замещают информации по вертикальным градиентах температуры и влажности воздуха. Указанная диаграмма представляет функциональную зависимость эффективного излучения от средних величин температуры воздуха в метеорологической будке и упругости водяного пара. Полученные по диаграмме среднемесячные величины интенсивности излучения обозначаются символом  $E_K$  (таб. I).

Для сравнения полученных величин  $E_M$  и  $E_K$  вычисляются их стандартные отклонения и коэффициенты корреляции Пирсона для очередных месяцев (таб. 2), а также распределение этих отклонений в течение года (рис. 1). Установлено, что в летние месяцы (июнь — июль) и зимние (декабрь — февраль) оба метода дают довольно согласные результаты: величины отклонений между ними на отдельных станциях не превышает зимой 10% среднемесячных величин по формуле Монтейта и 20% — летом. Весной и осенью разницы между результатами по диаграмме и величинам полученным по формуле Монтейта очень большие. Весной величины  $E_K$  значительно выше чем  $E_M$ , а осенью наоборот.

Пер. Б. Миховского

MARIA WANDA KRAUJALIS

#### COMPARISON OF THE RESULTS OF DETERMINING EFFECTIVE RADIATION, OBTAINED FROM TWO DIFFERENT METHODS

The subject-matter of this paper is an analysis of the difference between the values of intensities of effective radiation (identical with long wave net-radiation) that had been determined indirectly by two methods. The author of one of these methods is J. K. Monteith, the other is A. R. Konstantinow.

By the use of Monteith's empirical formula (6) the authoress calculated the effective radiation for Poland's territory (4). The respective mean monthly values in  $\text{cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$  are expressed by symbol  $E_M$  (Table 1). In these calculations the author used archival material of the State Meteorological Service recording standard measurements of air temperature, water-vapour pressure and clouding, as established at 81 meteorological stations in the 1951—1960 period. The same observation material was used in the second method; in this method Konstantinow's (1) diagram was applied, with suitable corrections later introduced by Konstantinow himself (2, 3, 5). These corrections take the place of the gradients of vertical air temperature and humidity. The diagram mentioned illustrates the functional dependence of effective radiation on mean values of air temperatures read at the screen, and of water-vapour pressure. The mean monthly totals of radiation intensity read from the diagram are marked by sybol  $E_K$  (Table 1).

For comparing values  $E_M$  and  $K_K$  the author calculated their standard deviations

and Pearson's correlation coefficients for successive months (Table 2), and the respective distribution of these deviations within the year (Fig. 2). For the summer months (June and July) and the winter months (December to February) she found both methods to yield fairly similar results; at individual stations their differences, figured after Monteith, do not exceed in mean monthly values 10% in summer, and 20% in winter. On the other hand, in the transition seasons, the differences between what the diagram shows and Monteith's figures are very high indeed: in spring the  $E_K$  values are much higher than those of  $E_M$ , while autumn shows the reverse (Fig. 2).

Translated by *Karol Jurasz*





JERZY L. OLSZEWSKI

## O kompleksowej charakterystyce klimatu

### *On a complex characteristic of the climate*

Zarys treści. Omówiono ogólnie zagadnienie terminów: kompleks, typ i klasa pogody w klimatologii. Scharakteryzowano system kompleksowego opracowania klimatu na przykładzie klasyfikacji Czubukowa, podając proces opracowywania danych meteorologicznych. Przytoczono opinie różnych autorów na temat klimatologii kompleksowej. Dla przykładu opracowano kompleksowo z NE Polski pogodę z Mikołajek i Suwałk z 1962 r. oraz z Białowieży z lat 1962 i 1948—1964.

Klimatologia kompleksowa w ujęciu zmarłego w 1965 r. J. F i o d o r o w a, rozwinięta przez L. C z u b u k o w a i innych stała się popularna w ostatnich latach (8). Kompleksowa charakterystyka klimatu znajduje zastosowanie w wielu dziedzinach, od ogólnej klimatografii przez bioklimatologię po zastosowania w potrzebach gospodarczych (6).

### Kompleks i typ (klasa) pogody

Chcąc pokrótce zaznaczyć się z tym kierunkiem klimatologii, należałoby zacząć od terminu *complexus* — objęcie, połączenie. Oznacza on ogół, zespół przedmiotów lub zjawisk uzupełniających się wzajemnie, tworzących całość. Definicja słowa kompleks nie zakłada więc wyraźnej konieczności istnienia związku skutkowo-przyczynowego występujących elementów. Powoduje to niekiedy takie konsekwencje, że różne elementy bywają czasem łączone sztucznie, zupełnie dowolnie i przypadkowo.

Pierwszym, który określił klimat jako zespół pogód był W o j e j k o w, a F i o d o r o w tę definicję rozpowszechnił (3). Z kolei klimatologia kompleksowa zapoczątkowana przez Fiodorowa, a rozwinięta przez Czubukowa i innych w latach powojennych wykazała przekonywająco swą wartość przy opisie warunków klimatycznych ZSRR.

W rozdziale o bioklimatologii F l a c h (10) używa terminu „Wirkungskomplex”, między innymi „chemiczny”, „meteorologiczny”, w sensie jak najbardziej ogólnym, gdyż omawia różne związki elementów środowiska, czynników meteorologicznych i organizmów.

Między innymi przymiotnik „kompleksowy” otrzymały klimogramy: termopluiogramy, termohistogramy (12) i inne. Tego typu klimogramy zawiera przykładowo dla 24 stacji *Climatological Atlas of Canada* (32) i noszą one tam w oryginale nazwę „hythergraphs”. Wykresy takie są często spotykane w opracowaniach klimatologicznych (4).

B. Alisow (1) używa terminu „typ pogody” w powiązaniu z częstością



występowania określonych wartości elementów meteorologicznych przy określonej sytuacji barycznej na danej stacji. Korzysta się przy tym z codziennych terminowych obserwacji. Wielkość prawdopodobieństwa wystąpienia określonych przedziałów wartości elementów meteorologicznych jest czynnikiem determinującym określenie typu pogody. Można przy tym kierować się różnymi kryteriami ważności tych przedziałów, na przykład z punktu widzenia znaczenia gospodarczego niskiej temperatury, dni z deszczem itp. Autor ten sugeruje, by kierować się 30% wartością prawdopodobieństwa jako granicą typu pogody. Występowanie typów pogody wiąże się następnie z sytuacjami barycznymi. Całość metody Alisowa jest interesująca ze względu na jej plastyczność — przystosowanie wielkości przedziałów do amplitud elementów meteorologicznych w konkretnym punkcie. Mogłoby to mieć istotne znaczenie przy opracowywaniu mniejszych obszarów w celach praktycznych (24).

### Próby stosowania metod kompleksowych w Polsce

Próbie opracowania oryginalnego kompleksu pogody przeprowadził Zinkiewicz (41), określając jedną liczbą powierzchnię trójkąta, powstałego z naniesienia 3 par elementów meteorologicznych: temperatury i wilgotności względnej powietrza, zachmurzenia i opadu, prędkości wiatru i ciśnienia atmosferycznego. Metoda ta nie daje jednak wyników jednoznacznych, gdyż różnym stanom pogody mogą przypadkowo odpowiadać takie same pola trójkątów i odwrotnie. Różnice wynikają też z braku zależności między polem a kształtem trójkąta.

W Państwowym Instytucie Hydrologiczno-Meteorologicznym prowadzono w latach pięćdziesiątych opracowania pogody metodą kompleksową. Ze względu na pracochłonność tej metody i brak w tamtym czasie odpowiednich maszyn liczących opracowania zawieszono. W ostatnich latach kilka miejscowości czasowo-uzdrowiskowych (Busko, Ciechocinek, Sokołowsko) otrzymało kompleksową charakterystykę klimatu dzięki opracowaniom wykonanym w Katedrze Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Bioklimat Inowrocławia, częściowo w ujęciu kompleksowym, został opracowany przez S. Tyczkę (37). Klimat Zakopanego sklasyfikowany na podstawie zmodyfikowanej metody Czubukowa został przedstawiony przez M. Orlicza (przy współpracy z Š. Petrovičem z Czechosłowacji) na Sesji Naukowej PIHM w Krakowie w 1964 r. W druku jest poza tym praca A. Wosia (43), przedstawiająca typy pogody lokalnej w Ustce. Klimat Białowieży (25) i Wrocławia (26) doczekał się także kompleksowej charakterystyki.

### Termin typ (klasa) pogody w innych dziedzinach meteorologii i klimatologii

Terminami tymi posługuje się niezależnie od klimatologii kompleksowej także meteorologia synoptyczna. Z wielu względów poświęcamy temu kilka słów.

Z typami cyrkulacji atmosferycznej i typami sterowania wiążą się określone stany czyli „typy” pogody (35, 36 i inni). Pod terminem „typ pogody” rozumie się wówczas pewien określony zespół średnich wartości

podstawowych elementów meteorologicznych, jak temperatura powietrza, opad, zachmurzenie. Typ cyrkulacji to określone średnie pole ciśnienia (42 i inni). Stworzono liczbowe systemy klasyfikacji typów pogody, polegające na zaliczaniu wartości elementów meteorologicznych do jednej z trzech klas rozkładu miesięcznego: 1) Poniżej normy, 2) W normie, 3) Powyżej normy. W klasach I i III jest przy tym po 25% przypadków, w klasie II zaś 50% (19, 42). Liczba otrzymanych typów zależy tu od liczby elementów wziętych pod uwagę i od liczby klas każdego elementu. Najczęściej bierze się temperaturę i opad (po 3 klasy), co razem daje 9 typów. Wprowadzono oznaczenia liczbą dwucyfrową, na przykład 31, co oznacza, że temperatura leży w klasie III (powyżej normy), a opad w klasie I (poniżej normy).

Wyróżnienie typów cyrkulacji, które warunkują typy pogody, polega na śledzeniu przebiegu ciśnienia w wybranych punktach, gdzie wprowadza się podział analogiczny, jak w typach pogody (19). Dokładny opis typów cyrkulacji można znaleźć w pracach Z. Lityńskiej i in. (18), M. Wodzińskiej (40), M. Wodzińskiej i in. (41), B. Osuchowskiej (27). Dla Górnego Śląska opracowana została przez J. Michalczewskiego (21) powtarzalność typów pogody, opartych na podziale Diubiuka (18), zmodyfikowanym i rozszerzonym. Ten genetyczny schemat oparty został na związku pogody z procesami atmosferycznymi, frontami, masami powietrza i czynnikami cyrkulacyjnymi. Z powyższą tematyką wiąże się też pojęcie „Grosswetterlage” (13), całość ma głównie zastosowanie w celach synoptyczno-prognostycznych.

Próbowano także stworzyć typy pogody w zupełnej innej dziedzinie, mianowicie dla celów ekologii zwierząt (33, 23). Chodziło tu o wpływ warunków meteorologicznych (pośrednio) na aktywność drobnych ssaków *Micromammalia*. Cytowani autorzy skorzystali z wartości temperatury powietrza, opadów atmosferycznych i stanu nasycenia powietrza, parą wodną (mylnie identyfikowanego z rosą). W rezultacie stworzone jednostki-typy pogody w liczbie 6 okazały się za szczegółowe, o wpływie niekiedy nie różniącym się statystycznie. Chociaż wyniki mogą budzić zastrzeżenia, metoda zasługuje na uwagę za względu na oryginalność.

W celach fitoklimatologicznych V. Krečmer (17) wydzielił 8 typów pogody, otrzymując zadowolające i interesujące wyniki.

### Metoda kompleksowa Fiodorowa-Czubukowa

a. *Zasady ogólne.* Ponieważ metoda ta polega na wydzieleniu przedziałów klasowych elementów meteorologicznych i układaniu kombinacji tych elementów, jest więc głównie zastosowaniem w klimatologii prostych metod statystycznych, mogących dawać wielką liczbę kombinacji czyli klas lub typów pogody. Ta liczba kombinacji zależy od liczby elementów wziętych pod uwagę ( $n$ ) i liczby klas każdego elementu ( $m$ ). Liczba kombinacji równa się więc  $m^n$ . W praktyce Fiodorow, Czubukow i inni łączyli kombinacje (typy), grupując je w klasach, z odmianami dla niektórych.

Najczęściej przytaczanym zarzutem jest ten, że metoda kompleksowa jest pracochłonna, co wynika właśnie z kombinacji przedziałów klasowych. Inną sprawą jest formalno-naukowa słuszność tych kombinacji elementów meteorologicznych.

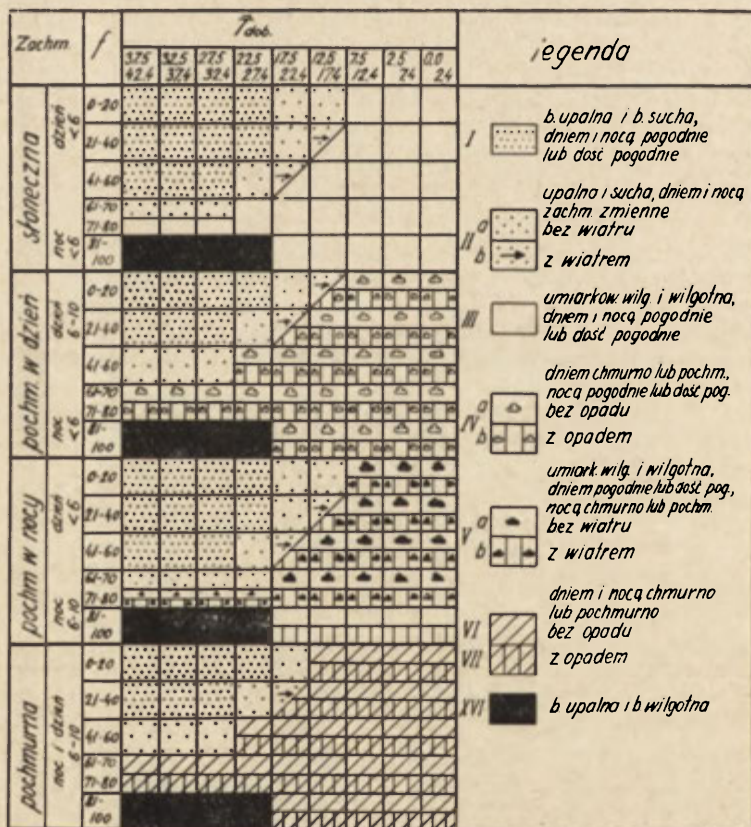
Zastosowany przez Fiodorowa, Czubukowa i innych autorów system



kombinacji klas jest na tyle oryginalny, że został użyty po raz pierwszy w klimatologii na tak dużą skalę. Istotne jest powiązanie jego ze zjawiskami niemeteorologicznymi. Tak więc Niewrajew-lekarz i Czubukow-klimatolog, stosując w swoich opracowaniach (15, 22) interesujący schemat klasyfikacji pogody dni do klas i typów, zajmują się aspektami bioklimatologii człowieka. Ta modyfikacja metody kompleksowej została przedstawiona przez Czubukowa w 1949 r. (5), stając się wzorem dla wielu autorów radzieckich, czechosłowackich, bułgarskich i chińskich.

b. *Przebieg klasyfikacji pogody dni do klas pogody.* Jest to zasadniczy element charakterystyki kompleksowej. Czynności składają się zasadniczo z dwóch etapów:

I. Na podstawie 5 elementów meteorologicznych (prędkość wiatru, opad, temperatura, wilgotność względna powietrza i zachmurzenie) trzeba określić, do jakiej klasy daną dobę należy zaliczyć. Trzeba oceniać, w jakim przedziale klasowym mieści się każda wartość przez porównanie z legendą (ryc. 1 i 2). Tę klasę wpisuje się w osobnym zestawieniu pod



Ryc. 1. Pogody dodatnich temperatur powietrza. Cyframi rzymskimi oznaczono klasy pogody. Według (22), nieco uproszczone

Weather with plus temperatures of the air. Weather classes are marked by Roman numerals. Prepared after (22), but somewhat simplified

Nr klas	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV
nazwa klasy pogody	pogoda z przejściem Temper 0°		słabo	umiark.	znacznie	silnie	ostro	skrajnie
	z dnia październy 6-10	z dnia listopadowy 0-5	mroźna	mroźna	mroźna	mroźna	mroźna	mroźna
$\bar{T}_{dob}$	±	±	-0,0 - 2,4	-2,5 - 12,4	-12,5 - 22,4	-22,5 - 32,4	-32,5 - 42,4	< -42,5
$T_{max}$	+	+	ujemna					
$T_{min}$	-	-	ujemna					
bez wiatru								
z wiatrem								

Ryc. 2. Pogody z przejściem temperatury powietrza przez 0° oraz pogody z mrozem. Według (22) nieco uproszczone

Weather with air temperatures passing through zero, and frost eather. Prepared after (22), but somewhat simplified

konkretną datą. Chcąc dowiedzieć się, jakie dokładnie wartości w danym dniu miały elementy meteorologiczne brane pod uwagę, trzeba sięgnąć z powrotem do zasadniczego arkusza spostrzeżeń lub dziennika obserwacji, gdyż w naszym wykazie notujemy tylko datę i klasę pogody.

Inny ręczny sposób, zwany w statystyce kartkowym, o wiele bardziej pracochłonny i kłopotliwy, to sporządzanie dla każdego dnia osobnej karty pogody (składają się one na zbiór-katalog pogody), na której wypisuje się w odpowiednich stałych miejscach konkretne wartości elementów. Dodatkowo (po porównaniu z legendą) zapisuje się oczywiście klasę pogody. Samo przepisywanie danych na kartkę jest jednak niewspółmiernie dłuższe aniżeli zaliczenie dnia do klasy od razu tylko na podstawie wykazu spostrzeżeń meteorologicznych lub dziennika obserwacji. Takie karty pogody mogą być w dalszych etapach odpowiednio grupowane i segregowane, oczywiście ręcznie. Jest tyle kart, ile jednostek (dni) w zbiorze.

Przy omawianiu metody kompleksowej charakterystyki klimatu podkreśla się najczęściej, że jest ona zasadniczo dostosowana (a raczej wymaga) do kart perforowanych i maszyn statystycznych. Tu tak samo umieszcza się na karcie (odpowiadającej jednemu dniu) konkretne dane meteorologiczne w postaci zakodowanej. Przy pomocy odpowiedniej maszyny wycina się w karcie otworki, które później umożliwią drugiej maszynie segregowanie kart według różnych kombinacji. Przy małych stosunkowo opracowaniach nie opłaca się stosowanie tego systemu ze względu na koszty dziurkowania kart. Opłacalność zależy bowiem od stosunku kosztu robocizny do kosztu maszyn. Sprawa byłaby uproszczona, gdyby dane obserwacyjne od razu były nanoszone na karty perforowane na stacjach meteorologicznych lub w centrali zbiorczej.

Pewnym sposobem pośrednim, wprowadzonym w Anglii, a dziś rozpowszechnionym także w Polsce (korzysta z tego u nas kilkadziesiąt instytucji) jest system dziurkowanych kart i prętów. Kodowanie jest ręczne, segregowanie na pół ręczne i ręczne liczenie kart.

Tak pokrótce nakreśliliśmy możliwości techniczne opracowań w pierwszym etapie, jakim jest zaliczenie doby do klasy pogody. Ze stosunku



pracochłonności etapu pierwszego do pracochłonności etapu drugiego wynika wybór odpowiedniego systemu opracowania w etapie pierwszym.

II. Gdy mamy już najważniejszą czynność za sobą, możemy dokonać dalszych zestawień już samych klas. W pierwszej kolejności oblicza się liczbę klas w przedziałach miesięcznych (gdy trzymamy się tego tradycyjnego i nieprzyrodniczego odcinka czasu). Wyniki pozwalają na sporządzenie klimogramu frekwencji klas pogody w miesiącu, o co nam zasadniczo chodzi. Z zasady bierze się pod uwagę okresy wieloletnie i sporządza średni klimogram roku. Ma on na osi pionowej procenty frekwencji klas pogody (1 dzień — 3%).

Inne dalsze opracowania zależą od celu i charakteru pracy. Można przykładowo obliczyć rozkład czasów trwania poszczególnych klas pogody, prawidłowość ich następstw po sobie itd.

c. *Przebieg klasyfikacji pogody dni do typów pogody.* W przypadku klasyfikowania dni do typów, a więc jednostek mniejszych — składających się na klasy, postępujemy podobnie. Typami pogody mogą być pojedyncze kratki na ryc. 1. Rycina ta przedstawia schemat klasyfikacji pogód ciepłych, to znaczy takich, które nie miały przypadku wystąpienia żadnej temperatur ujemnych. Uwzględnia się stopień zachmurzenia dziennego i nocnego, średnią dobową wilgotność względną powietrza, średnią dobową temperaturę powietrza oraz wiatr, który bierze się pod uwagę, gdy osiąga podczas obserwacji południowej 3 m/sek.

Przy zachmurzeniu bierze się pod uwagę stopień pokrycia nieba przez chmury niskie w czasie obserwacji południowej oraz nocnej. W naszych warunkach na stacjach klimatologicznych nie wykonuje się obserwacji nocnych, dlatego zdecydowaliśmy się użyć w tym przypadku wartości zachmurzenia z obserwacji wieczornej (26). Zachmurzenie niskie zastąpiliśmy także wartością zachmurzenia całkowitego. Podobnie postąpili autorzy czechosłowaccy. Petrovič (28) i Krečmer (16) posłużyli się przy tym wartością średnią zachmurzenia całkowitego z obserwacji wieczornej i rannej dnia następnego.

Przy klasyfikowaniu uwzględnia się także opad. Jednak zależnie od autora i publikacji można spotkać się z różnie przyjmowaną wartością, od której opad uwzględnia się. Fiodorow i Baranow (7) oraz Il'ko (14) uwzględniają opad dopiero od wartości 1,0 mm, Krečmer (16), Petrovič (28) od 0,6 mm. W swoich pracach (25,26) przyjęliśmy wartość 0,0 mm uważając, że jest większa różnica jakościowa między całkowitym brakiem opadu a jego nawet najmniejszym wystąpieniem (0,0 mm) aniżeli między wartościami 0,6 mm i 1,0 mm oraz 0,0 mm. Z punktu widzenia agrometeorologii czy znaczenia przemysłowego można i należy przyjmować takie wartości graniczne, które mają już istotny wpływ. Możliwe, że w przypadku agrometeorologii opad odgrywa decydującą jakościowo rolę dopiero przy wartości 1,0 mm.

Podobnie jest z prędkością wiatru, gdzie zależnie od opracowania uwzględnia się 2 lub 3, a niekiedy 4 m/sek, jako wartość graniczną.

Te różne kryteria uniemożliwiają pełną porównywalność danych.

d. *Opracowanie graficzne.* Zasadnicze opracowanie polega na sporządzeniu (po uprzednich obliczeniach) klimogramu, składającego się z dwóch części: 1) frekwencja klas pogody w poszczególnych miesiącach, 2) wartości miesięczne opadu, temperatur i przy okresach wieloletnich czas trwania określonych przedziałów termicznych.

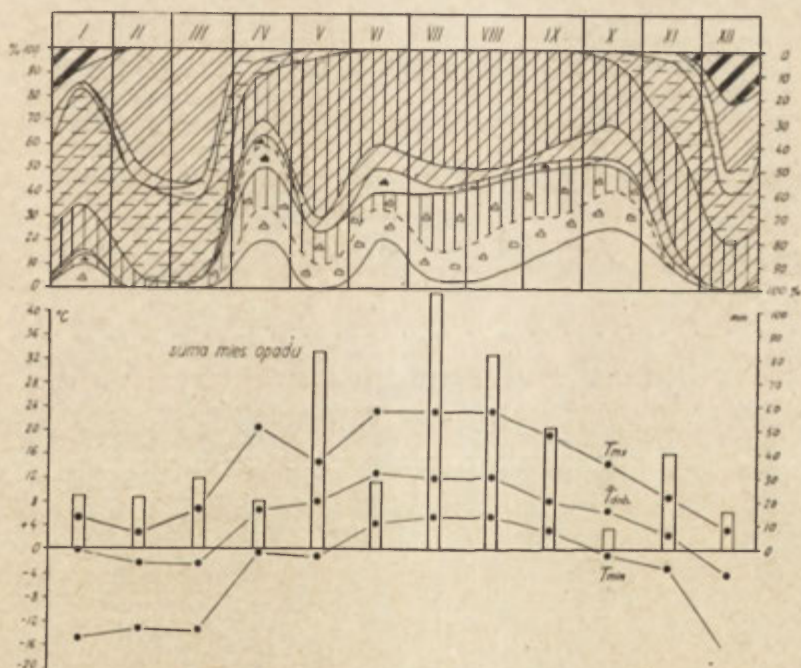
Części 1 i 2 posiadają wspólną oś czasu. Opracowania oryginalne Czubukowa i innych stosują cięcie temperatury co 5°. Pożyteczne wydaje

się zaznaczanie w tym przypadku przedziałów klimatycznych pór roku, które i tak są wielokrotnością przedziałów  $5^{\circ}$ .

Przedstawione na ryc. 1 i 2 schematy klasyfikacji mogą być zależnie od celu opracowania zastąpione innymi układami. Można korzystać z innych przedziałów klasowych i innych elementów meteorologicznych, przykładowo z insolacji, usłonecznienia, ochładzania, parowania.

### Kompleksowa charakterystyka klimatu na przykładzie Mikołajek, Suwałk i Białowieży

Próbie przedstawienia pogody metodą kompleksową podają ryc. 3, 4 i 5, oparte na materiałach obserwacyjnych z Mikołajek, Suwałk i Białowieży z 1962 r. W tym roku zima najwcześniej wystąpiła w Suwałkach



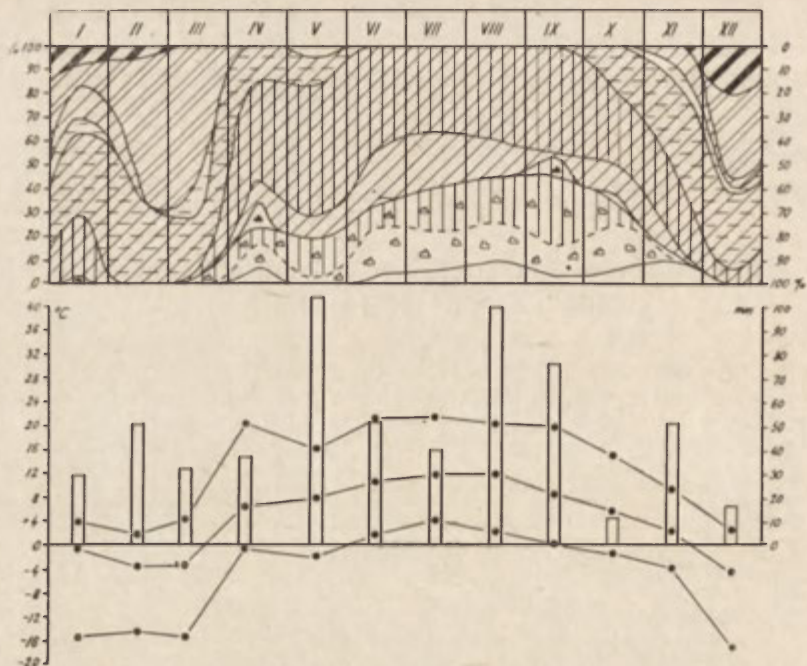
Ryc. 3. Frekwencja klas pogody w Mikołajkach w roku 1962

Frequency of weather classes recorded at Mikołajki in 1962

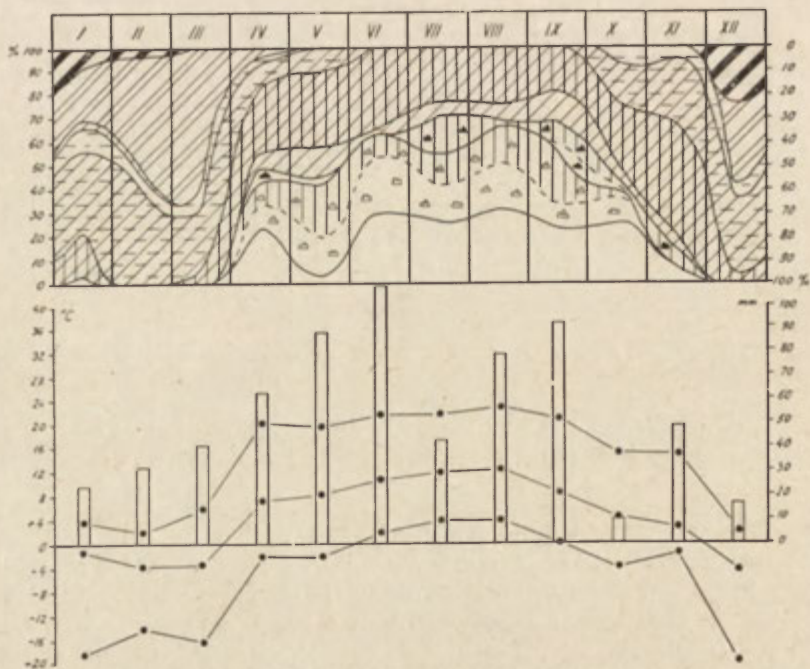
(pogody zimne w listopadzie), najdłużej trwając z poprzedniego roku w Białowieży (udział klasy XI do kwietnia). Klasa III jako najcieplejsza i z największym usłonecznieniem ma największy udział w Białowieży od kwietnia do listopada, w porównaniu z Mikołajkami i Suwałkami, a dodatkowo pojawiła się jeszcze w styczniu. Rekordowo niskie temperatury były podczas tej zimy w Białowieży. Największą zmiennością temperatury wyróżniają się położone najbardziej na zachód Mikołajki.

Ryc. 5 i 6 umożliwiają dokonanie porównania pojedynczego roku ze stanem średnim z siedemnastolecia w przypadku Białowieży. Przebiegi

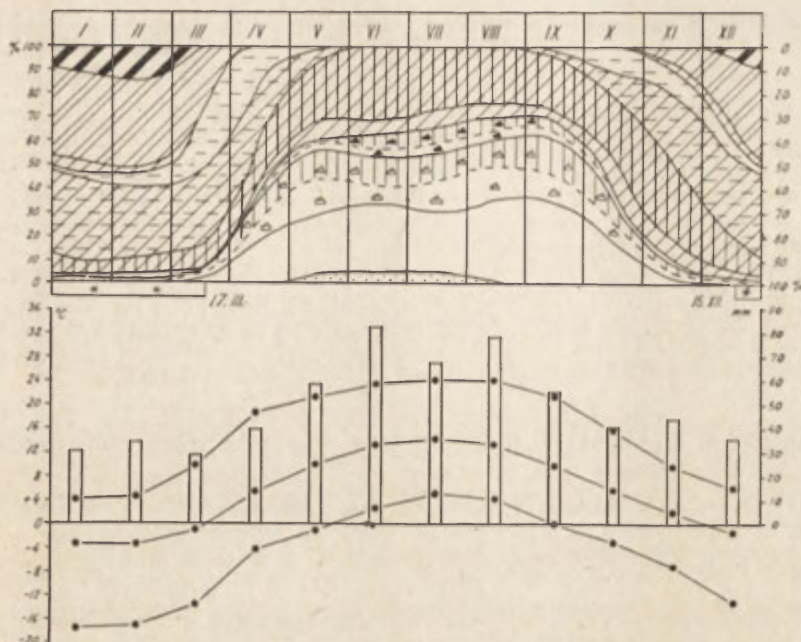




Ryc. 4. Frekwencja klas pogody w Suwałkach w roku 1962  
Frequency of weather classes recorded at Suwałki in 1962



Ryc. 5. Frekwencja klas pogody w Białowieży w roku 1962  
Frequency of weather classes recorded at Białowieża in 1962



Ryc. 6. Średnia frekwencja klas pogody w Białowieży w okresie 1948—1964. Wg (25)  
Mean frequency of weather classes at Białowieża for the time 1948—1964, after (25)

wszystkich elementów ulegają wyrównaniu i dodatkowo można wprowadzić okres trwania pokrywy śnieżnej jako średni dla wielu lat.

### Aspekty bioklimatologiczne kompleksowej charakterystyki klimatu

Podstawowe zasady metody kompleksowej w modyfikacji Czubukowa z punktu widzenia znaczenia dla organizmu żywego omawia Witkiewicz (38, 39): „Niska ujemna temperatura powietrza odczuwana jest przez człowieka i zwierzęta różnie, zależnie od obecności wiatru. Już niewielki mróz z wiatrem znoszony jest z trudnością. Wpływ wysokiej temperatury jest też różny, zależnie od odpowiednich wartości i wilgotności względnej powietrza i wiatru. Jeżeli wilgotność jest wysoka i wiatru brak, to roślina dobrze znosi takie warunki, człowiek zaś i zwierzęta z trudem. Obecność wiatru osłabia wpływ wysokiej temperatury. Jeżeli wilgotność względna powietrza jest niska, to człowiek i zwierzę dobrze znosi wysoką temperaturę, ale roślina już z trudnością egzystuje w takim kompleksie, szczególnie przy obecności wiatru, który powoduje silne parowanie z powierzchni roślin i niekiedy doprowadza do ich uschnięcia. Z tego powodu brane oddzielnie wartości pojedynczych elementów klimatologicznych jak temperatura, wilgotność, prędkość wiatru nie mogą służyć jako charakterystyka klimatu środowiska, w którym wzrasta i rozwija się roślina. Dla charakterystyki klimatu nie jest szczególnie ważne, ile razy w określonym czasie wystąpiły tylko dni z wysoką temperaturą bądź tylko z niską wilgotnością, czy z wiatrem. Istotne jest, ile było dni z jednoczesnym wystąpieniem wysokiej temperatury, niskiej wilgotności i wiatru, to znaczy ile było dni w tym przypadku z suchowiejem”.

Autor ten jest zdania (38), że metoda kompleksowa różni się zasadni-



czo od metod klasycznej klimatologii, a najbardziej wskazane byłoby stosowanie obu tych metod na raz. Witkiewicz podkreśla znaczenie metod kompleksowych przy opracowywaniu zagadnień bioklimatologicznych czy biometeorologicznych, jako że „... organizm zależy nie od oddzielnych elementów środowiska zewnętrznego, ale od ich kompleksu. Wpływ każdego elementu na organizm w znacznej mierze zależy od wartości innych elementów kompleksu”. W podręcznikach swoich Witkiewicz stosuje karty pogody wypisywane ręcznie, licząc się z możliwościami stosowania maszyn statystycznych.

Związkowi organizmów żywych z pogodą (klimatem) poświęconych jest wiele prac. Kompletnie zestawienie całej bibliografii na temat klimatologii kompleksowej zawiera publikacja Instytutu Geografii AN ZSRR pod tytułem „Woprosy Kompleksnoj Klimatologii”, wydana w 1963 r.

### Kompleksowa charakterystyka klimatu w opinii niektórych autorów

V. Conrad i L. W. Pollack (4) uważają metodę kompleksową Fiodorowa (w jej pierwotnej postaci) za zbyt skomplikowaną, dodając przy tym może z odrobiną ironii, że zasady przedstawiania nie powinny być bardziej skomplikowane niż samo zjawisko („... the principles of the representation should not be more complex than the phenomenon itself”).

F. Rein (29,30) dostrzega większe podobieństwo metod kompleksowych do metod klimatologii klasycznej. Omawia różne rodzaje klasyfikacji klimatu, a między innymi i system Fiodorowa—Czubukowa oraz prace Petroviča (31). W przeglądzie schematycznym wymienia zasadnicze cechy między innymi tej metody, będącej w podgrupie zatytułowanej *Charakterystyki rocznego przebiegu elementów i ich grup*. Obok scharakteryzowane są klasyfikacje Supana, Hulta i Ravensteina, jako mające te same zasadnicze cechy. W tym samym *Schematycznym przeglądzie*... sklasyfikowanych jest kilkanaście innych metod. Rein widzi zalety klimatologii kompleksowej Fiodorowa i jego uczniów w postaci wprowadzenia zespołu elementów meteorologicznych. Dalej jednak stwierdza, że jest to zbyt pracochłonne i wymaga urządzeń liczących. Gdyby nie to, byłoby jednym z lepszych sposobów określenia stosunków klimatycznych na mniejszym czy większym terenie. Z tego samego powodu nie można stosować, zdaniem Reina, klimatologii kompleksowej do klasyfikacji klimatu Czechosłowacji.

N. Gałachow (11) dostrzega zalety metod kompleksowych w możliwości przedstawienia prawidłowości sezonowych klimatu. Określenie przy pomocy tej metody granic pór roku jest też według Gałachowa możliwe. Natomiast bardziej skomplikowane byłoby określenie wewnątrzsezonowej struktury pór roku według klas pogody. Zasadniczą przeszkodą ma tu być sztywność istniejących przedziałów elementów meteorologicznych, według których wyróżnia się klasy i typy pogody. W tym miejscu trudno zgodzić się z Gałachowem, gdyż możliwe jest przedstawienie struktury pogody dowolnego okresu, a poza tym metoda kompleksowa zakłada między innymi dobieranie wielkości przedziałów i ich kombinacji zależnie od celu badań. Natomiast trzeba przyznać rację, że stosowanie wartości miesięcznych w metodzie kompleksowej ma pewne wady. Dotyczy to jednak w podobnym stopniu wszystkich innych przypadków, gdy z takich okresów się korzysta.

K. Schneider-Carius (32) widzi duże podobieństwo między

zasadą metod kompleksowych a systemem „Luftkörperklimatologie” L i n k e g o i D i n i e s a z 1930 r., choć typy pogody różnią się u nich całkowicie. Uważa, że metoda kompleksowa nadaje się do przedstawienia klimatu lokalnego, nie zaś klimatu większych obszarów. W tym trudno jest przyznać rację autorowi, gdyż między stacjami leżącymi blisko nie ma tak dużych różnic klimatycznych i to wykaże każda metoda. Metoda kompleksowa może okazać się niekiedy jeszcze bardziej bezwładna w takich przypadkach, gdyż z zasady kompleks zmienia się wolniej (mniej) niż pojedynczy jego składnik. Dalej Schneider-Carius miał chyba rację, że u Fiodorowa było za dużo typów, co nie polepszało przejrzystości tej metody. Obecnie jednak klasyfikacja ta została zmodyfikowana i uproszczona przez Czubukowa i innych.

B ö e r (2) stwierdza, że próba Fiodorowa i innych dojścia do klimatologii pogody przy pomocy charakterystyki kompleksowej nie może całkowicie zadowolić. Klimatologia kompleksowa uwzględniła wprawdzie kompleksowy charakter pogody i klimatu (pogoda i klimat jako łączne zjawisko), zaniedbuje jednak opracowania procesów dynamiczno-termodynamicznych. Uwzględniła zatem wielkość stanów i procesów pogodowych, brak jej natomiast nadrzędnej syntezy, przez co staje się nieprzejrzysta.

\*

Wyżej przytoczyliśmy szereg niekiedy kontrowersyjnych opinii na temat kompleksowej charakterystyki klimatu<sup>1</sup>. Metoda ta na pewno nie rozwiązuje wszystkich problemów. Można było zasygnalizować zaledwie sporne czy wątpliwe kwestie, wiele z nich pominięto. Stale należy mieć na względzie, że prawda najczęściej leży po środku.

Klimatologia kompleksowa rozwinięła się najbardziej w największym pod względem geograficznym państwie, posiadającym większość stref klimatycznych. W ZSRR dziesiątki, jeśli już nie setki w tej chwili stacji klimatycznych ma już materiał obserwacyjny opracowany kompleksowo (15, 9). Trzeba przyznać, że sprawność metody kompleksowej w jakimś stopniu jest proporcjonalna do klimatycznego zróżnicowania opracowywanych obszarów. Niemniej, mając na względzie jej dużą plastyczność i możliwość modyfikacji można dokonać klimatograficznego zróżnicowania obszarów w skali regionu geograficznego Polski. W tym kierunku idą kompleksowe opracowania Wielkopolski i Pojezierza Mazurskiego, prowadzone aktualnie pod kierunkiem prof. dra W. O k o ł o w i c z a i doc. dr Z. K a c z o r o w s k i e j z Katedry Klimatologii Uniwersytetu Warszawskiego.

#### PIŚMIENICTWO

- (1) A l i s o w B. K *mietodikie klimatologičeskoj charakteristiki tipow pogody*. „Trudy Wsies. Naucz. Mietieorol. Sowieszcz.” t. 4, 1962.
- (2) B ö e r W. *Einige Überlegungen zu den Grundlagen einer Witterungsklimatologie, Einfluss der Karpaten auf d. Witterungserscheinungen*. Budapest 1963.
- (3) C h r o m o w S. *Klimat, makroklimat, miestnyj klimat, mikroklimat*. „Izw. Wsies. Gieogr. Obszcz.” t. 84, 1952, nr 3.

<sup>1</sup> Dużą pomocą okazał się zeszyt 2/1964 „Przeglądu Zagranicznej Literatury Geograficznej”.



- (4) Conrad V., Pollack L. W. *Methods in Climatology*. Cambridge 1950.
- (5) Czubukow L. A. *Kompleksnaja klimatologia*. M. — L. 1949.
- (6) Czubukow L. A. *Sowriemiennye osnovy teoreticzeskogo i prikladnogo ispolzowanija kompleksnoj klimatologii*. „Trudy Wsies. Naucz. Mieteoroł. Sowieszcz.” t. 4, 1962.
- (7) Fiodorow J. J., Baranow A. I. *Klimat rawniny jewropiejskoj czasti SSSR w pogodach*. „Trudy Inst. Gieografii”, 1949, nr 49.
- (8) Fiodorow J. J., Czubukow L. A. *Osnovy kompleksnoj klimatologii, jejo razwitiie i sowriemiennoje sostojanije*. „Wopr. Kompl. Klimatologii”. Moskwa 1963.
- (9) *Fiziko-geograficzeskij atlas mira*. Moskwa 1964.
- (10) Flach E. *Grundbegriffe und Grundtatsachen der Bioklimatologie*, (W:) *Linkes meteorologisches Taschenbuch* t. 3, red. F. Baur. Leipzig 1957.
- (11) Gałachow N. N. *Izuczenije struktury klimaticzeskich sezonow goda*. Moskwa 1959.
- (12) Gregorczyk M. *Próba zastosowania klimogramów dla oceny wartości klimatu w hodowli zwierząt*. „Zesz. Nauk WSR we Wrocławiu”, Zootechnika. t. 13, 1965, nr 59.
- (13) Hess P., Brezowsky H. *Katalog der Grosswetterlagen Europas*. „Ber. dt. Wettd. in US-Zone”, 1952, nr 33.
- (14) Il'ko J. *Komplexná bioklimaticá charakteristika kúpel'ow Silač*, „Meteor. Zprávy” t. 18, 1965, nr 4.
- (15) *Karta struktur klimata kurortow i leczebnych miestnostiej SSSR* (red. G. A. Niewrajew i L. A. Czubukow). Moskwa 1962.
- (16) Krečmer V. *Nástin podnebi Nového Hradce Králové metodou komplexní klimatologie a s použitím statistických strojů*. „Meteor. Zprávy” t. 11, 1958, nr 1.
- (17) Krečmer V. *Mikroklimatický a vodní režim borových kotlíků*. „Prace Vyk. ústavů lesn. ČSR” t. 19, 1960.
- (18) Kunic A. W. *Sinopticzeskaja mieteorologija*, Moskwa—Leningrad 1947.
- (19) Lityńska Z., Lityński J., Morozowska I., Osuchowska B., Wodzińska M. *Typy cyrkulacji atmosferycznej w Europie i ich zastosowanie przy opracowywaniu prognoz 5-dniowych dla Polski*. Cz. I. miesiące zimowe (XII, I, II). „Wiadom. Śl. Hydr. i Met.” t. 6, 1958, nr 3.
- (20) Lityński J. *Liczbowe systemy klasyfikacji typów pogody i typów cyrkulacji*, Prace PIHM, z. 64, 1962.
- (21) Michalczewski J. *Powtarzalność typów pogody na obszarze Górnego Śląska*, „Przegląd Geofizyczny” t. 5 (13), 1960, nr 3.
- (22) *Metodika izuczenija i schiema opisanija klimata kurortow*, (red. G. A. Niewrajew i L. A. Czubukow). Moskwa 1964.
- (23) Mystkowska E. T., Sidorowicz J. *Influence of the weather on captures of Micromammalia. II. Insectivora*. „Acta Theriol.” t. 5, 1961, nr 18.
- (24) Okołowicz W. *Wstęp do „Przegl. Zagran. Literatury Geograf.” Zadania i metody współcz. klimatologii*, 1964, z. 2.
- (25) Olszewski J. L. *Rozdział Klimat w pracy zbiorowej „Przyroda Puszczy Białowieskiej i jej ochrona* (red. J. B. Faliński), 1967.
- (26) Olszewski J. L., Woźniak A. T. *Kompleksowa charakterystyka klimatu na przykładzie Wrocławia i Białowieży*. „Przegl. Geogr.” t. 38, 1966, nr 4.

- (27) Osuchowska B. O wschodnich typach cyrkulacji w zimie. „Wiadom. Śl. Hydr. i Met.” t. 8, 1961, nr 5.
- (28) Petrovic S. Wymedzenie typov počasia metódou komplexnej klimatologie v Hurbanove. Praha 1954.
- (29) Rein F. Pomer mezi methodami klasické, komplexni a dynamické klimatologie. „Meteor. Zpravy” t. 7, 1954, nr 1.
- (30) Rein F. Poznamku k článku L. Krivského „Klasická, komplexni a dynamická klimatologie. „Meteor. Zpravy”, t. 7, 1954, nr 5.
- (31) Rein F. Způsoby klasifikace klimatu. „Meteor. Zpravy” t. 9, 1956, nr 1.
- (32) Schneider-Carius K. Das Klima, seine Definition und Darstellung; zwei Grundsatzfragen der Klimatologie. „Veroff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig” t. 17, 1961, nr 2.
- (33) Sidorowicz J. Influence of the weather on capture of Micromammalia. I Rodentia. „Acta Theriol.” t. 4, 1960, nr 9.
- (34) Thomas M. K. Climatological atlas of Canada. Ottawa 1953.
- (35) Tomaszenko R. Niektoretyje osobienności indiekasa zonalnoj cirkulacji w Jewropie. „Acta Geoph. Pol.” t. 5, 1957, nr 4.
- (36) Tomaszenko R. O niektórych zależnościach między wskaźnikiem cyrkulacji strefowej a typami sterowania w Europie. „Wiadom. Śl. Hydr. i Met.” t. 7, 1959, nr 3.
- (37) Tyczka S. Klimat i bioklimat Inowrocławia. „Przegl. Geofiz.”, t. 4 (12), 1959, nr 1.
- (38) Witkiewicz W. I. Sielskochoziajstwiennaja mieteorologija. Moskwa 1960.
- (39) Witkiewicz W. I. Praktyczeskie zaniatija po sielskochoziajstwiennoj mieteorologii. Moskwa 1962.
- (40) Wodzińska M. Podobieństwa i różnice w rozkładzie i przebiegu średniej temperatury powietrza w zimie w różnych częściach Europy Środkowej. „Wiadom. Śl. Hydr. i Met.” 1961, nr 46.
- (41) Wodzińska M., Osuchowska B., Morozowska I., Lityński J., Lityńska Z. Typy cyrkulacji atmosferycznej w Europie z zastosowaniem do pięciodniowych prognoz pogody dla Polski (część II — miesiące III—XI). „Wiadom. Śl. Hydr. i Met.” t. 8, 1961, nr 5.
- (42) Wodzińska M., Osuchowska B. Miesięczne i sezonowe typy pogody. „Wiadom. Śl. Hydr. i Met.”, 1963, nr 55.
- (43) Woś A. Typy pogody lokalnej występujące w Ustce. „Bad. fizjograf. nad Polską Zach.” t. 17, 1967 (w druku).
- (44) Zinkiewicz W. Zagadnienie kompleksów pogodowych. „Annales UMCS”, s. B, t. 8, 1953, nr 6.

ЕЖИ Л. ОЛЫШЕВСКИ

## О КОМПЛЕКСНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ КЛИМАТА

В статье в общих чертах обсуждается вопрос следующих терминов: комплекс, тип и класс погоды в климатологии. Дается характеристика системы комплексной разработки климата с приведением в качестве примера процесса разработки метеорологических данных по классификации Чубукова. Приводятся мнения разных авторов о комплексной климатологии. В качестве примера приводится комплексная разработка погоды северо-восточной Польши — в Миколайках и Сувалках с 1962 г., а в Беловежи с 1962 и 1948—1964 гг.

Пер. Б. Миховского



JERZY L. OLSZEWSKI

## ON A COMPLEX CHARACTERISTIC OF THE CLIMATE

The author discusses, in general, problems as to terms used in climatology, like: complex, type, and class of weather. He characterizes a system of a complex study of the climate with Chubukov's classification as example, and describes how to proceed in preparing meteorological data; he also mentions the opinions of a number of authors on what is considered a complex climatology. As an example the author presents complex weather data from NE Poland: for Mikołajki and Suwałki from 1962, and for Białowieża from 1962 and from 1948—1964.

Translated by *Karol Jurasz*

DANUTA KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA

## O genezie polji „krasowych“ na podstawie badań w Jugosławii\*

### *On the origin of „Karst” poljes in Yugoslavia*

**Z a r y s t r e ś c i.** Na podstawie badań w trzech wybranych tzw. poljach krasowych na terenie Hercegowiny w Jugosławii, autorka wysuwa nową koncepcję genezy tych form. W odróżnieniu od dawniejszych poglądów, które mówiły, że są to formy tektoniczne i krasowe, autorka uważa, że główną rolę odegrała denudacja i erozja selektywna. Procesy te powodowały obniżanie powierzchni fliszu złożonego w starych, preeoceńskich wapiennych synklinach i doprowadziły do powstania rozległych, kotlinowatych zagłębień o wielkości dochodzącej do 30 km<sup>2</sup>.

Na obszarze wapiennego Krasu Dynarskiego w Jugosławii spotyka się często rozległe, płaskodenne obniżenia otoczone górami. Zwane są one poljami krasowymi. Badania geomorfologiczne i geologiczne przeprowadzono w trzech poljach wschodniej Hercegowiny, a mianowicie w Dabarsko, Fatničko i Plansko Polju (ryc. 1). Omawianym poljom towarzyszą na północy Nevesinjsko i Gatačko Polje, na południu Ljubisko, Ljubomirsko i znacznej wielkości Popovo Polje. Cechą charakterystyczną tych wszystkich polji, rzucającą jednocześnie światło na ich genezę, jest ich wyciągnięcie w kierunku NW—SE, to jest zgodnie z głównym kierunkiem fałdowań dynarskich, oraz podobna budowa geologiczna (ryc. 2).

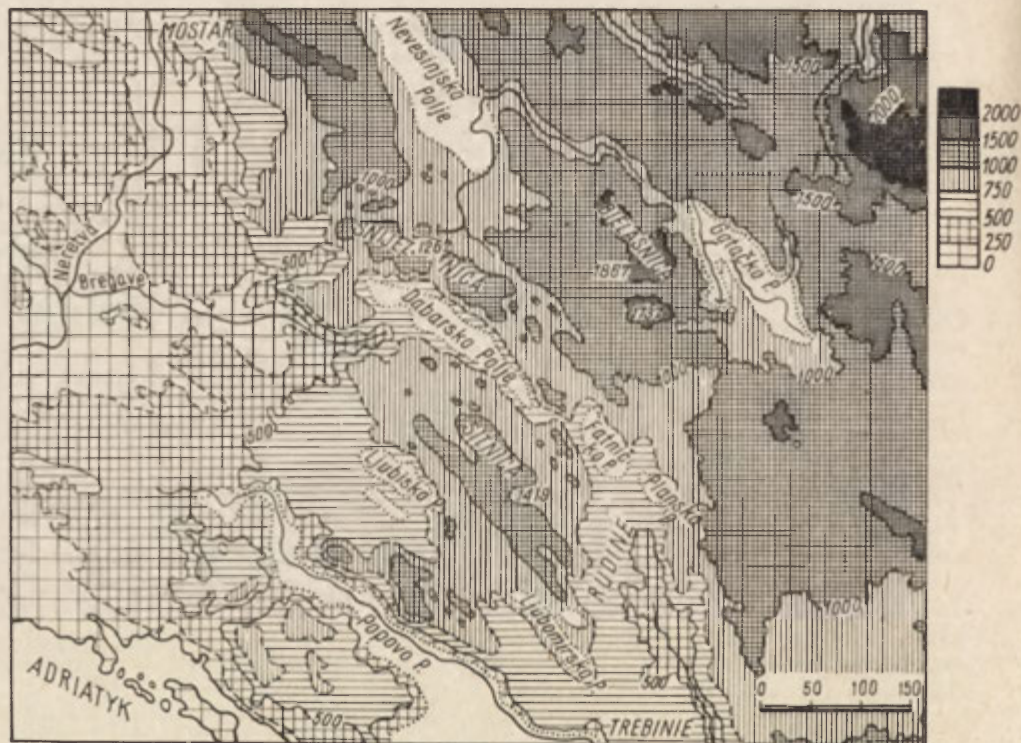
Fatničko i Plansko Polja położone są w środkowej części rozległej powierzchni krasowej Rudine, wznoszącej się na wysokość 600 m n.p.m. Od NW otaczają je pasma górskie: Sniježnica (1262), Trušine (1149) i Panik, a od SE Sitnica (1149), Oblo Brdo (1114) i Kubaš (1021). Wysokość względna tych pasm nad poziom polji wynosi około 500 m.

Dabarsko Polje jest największe z trzech opisywanych polji. Długość jego wynosi 21 km, szerokość waha się od 0,7 do 3,5 km. Dno polja zajmuje powierzchnię około 30 km<sup>2</sup> i leży na wysokości 490 m n.p.m. W Dabarsko Polju wyróżnić można trzy obszary: 1) część północną-zachodnią, która zasypywana jest w znacznej miąższości osadami rzecznyymi, 2) rozległe, fliszowe, płaskie dno polja i 3) — Kutsko, który jest najniższą częścią polja i związany jest z istnieniem ponorów. Na południo-wschód od Dabarsko-Polja ciągnie się znacznie mniejsze Fatničko Polje. Jest ono od-

\* Dzięki wymianie naukowej zorganizowanej w r. 1959 między Uniwersytetem w Warszawie i w Belgradzie, miałam możliwość zapoznać się z tematyką krasową na terenie Jugosławii. Korzystając z uprzejmości dr J. B. Petrovića przeprowadziłam, wspólnie z nim, badania terenowe na obszarze trzech wybranych polji krasowych Hercegowiny. W wyniku tych badań zarysował się nowy pogląd na genezę tych ciekawych i powszechnie spotykanych na terenie Krasu Dynarskiego form. Odpowiedni artykuł ukazał się w „Glasnik Serbskog Geogr. Društva” t. XLI, 1961, z. 1. Beograd.



dzielone od Dabarsko Polja wapiennym garbem — Prevlaka, o szerokości 2 km i wysokości względnej około 150 m (ryc. 3). Oś podłużna Fatničko Polja wynosi 5,3 km, dno zajmuje powierzchnię około 10 km<sup>2</sup> i leży na wysokości 470 m n.p.m. Fatničko Polje jest szczególnie ciekawe ze względu na występowanie w jego dnie odosobnionego wzgórza wapiennego Humac (510 m), sterzącego wśród osadów fliszowych. Najmniejsze



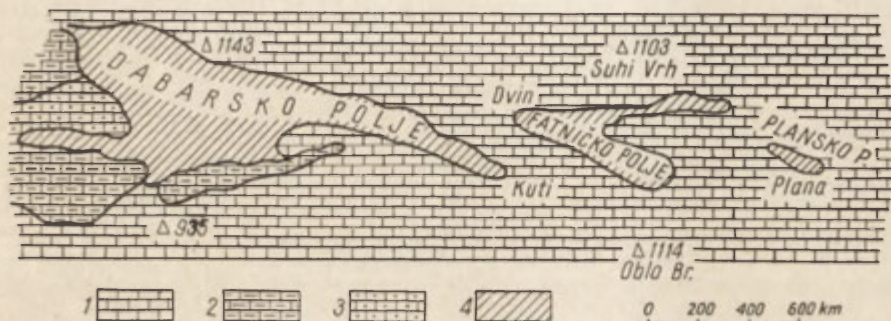
Ryc. 1. Większe polja we wschodniej Hercegowinie  
Larger poljes in East Herzegovina

z omawianych jest Plansko Polje wysunięte najbardziej ku SE. Długość mierzona wzdłuż linii północ-zachód — południe-wschód wynosi około 4,0 km, szerokość 1,4 km. Dno polja zajmuje powierzchnię około 5,5 km<sup>2</sup> i leży na wysokości 480 m n.p.m.

Budowa geologiczna i tektonika Dabarsko, Fatničko i Plansko Polja jest podobna w tych trzech obszarach. W budowie polji i terenów do nich przylegających biorą udział tylko skały wieku górnokredowego i górnocenońskiego (ryc. 2).

Górna kreda reprezentowana jest przez wapień cenomanu i senonu. Dla dalszych rozważań istotny jest kąt nachylenia warstw górnokredowych. Wzdłuż południowo-zachodniego obrzeżenia polji pochylają się one ku północy pod kątem około 30°, wzdłuż północno-wschodniego obrzeżenia mają one natomiast przeciwny kierunek upadu, pochylają się one tu na południe pod kątem również około 30°. Wynika z tego, że warstwy górnokredowe dają tu rozległą synklinę.

Osady górnioeocénskie wykształcone są tutaj w postaci wapieni i fliszu. Seria wapienna występuje jedynie w otoczeniu Dabarsko Polja i zachowuje kierunek dynarski, to jest rozciąga się z NW na SE. Seria fliszowa składa się z piaskowców, margli i glin i złożona została w preeoceńskich synklinach. Występowanie fliszu ogranicza się dziś wyłącznie do dna polji i najniższych partii ich obrzeżenia. Strefa fliszu eoceńskiego Dabarsko i Fatničko Polja przerwana jest występowaniem ławic górnokredowych, z których zbudowany jest wyraźny garb oddzielający Dabarsko Polje od Fatničko Polja (ryc. 2). Podobna przegroda wapienna, ale o wiele mniejsza, występuje między Fatničko i Plansko Poljem.



Ryc. 2. Mapa geologiczna Dabarsko, Fatničko i Plansko Polja

- 1 — wapień kredowe, 2 — wapień eoceńskie, 3 — piaskowce i wapień eoceńskie,  
4 — flisz eoceński

Geological map of Dabarsko, Fatničko, and Plansko Poljes

- 1 — Cretaceous limestones, 2 — Eocene limestones, 3 — Eocene sandstones and limestones,  
4 — Eocene flysch

Dawni badacze tego obszaru sądzili, że w dnach polji występuje wapień przykryty osadami czwartorzędowymi o niewielkiej miąższości. Według J. Cvijića (2) polja te wypełnione były neogeńskimi osadami jeziornymi. Dzięki badaniom geofizycznym i wierceniom, które zostały tu wykonane w latach 1958—1959, stwierdzono, że pod osadami czwartorzędowymi nie znajdują się osady jeziorne lub wapień, lecz znacznej miąższości flisz eoceński. Miąższość osadów fliszowych w Fatničko Polju przekracza na przykład 180 m. Dopiero na tej głębokości natrafiono na wapień górnej kredy (8). Te najnowsze dane są szczególnie ważne dla zagadnień morfologii krasowej i rzucają całkiem nowe światło na genezę polji.

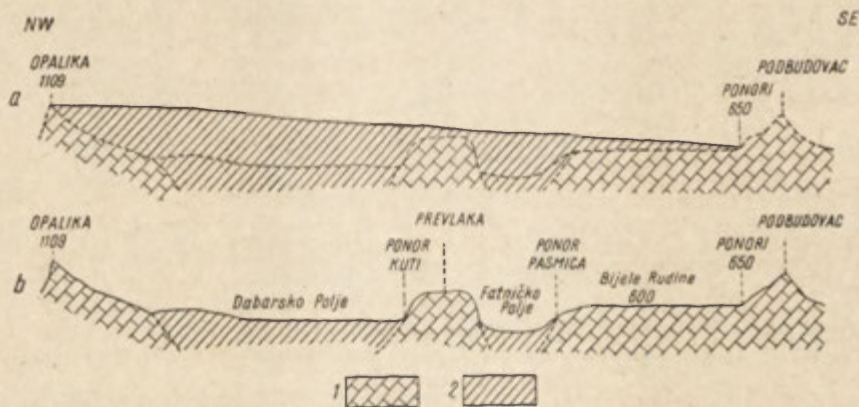
Tektoniczne zjawiska są tu stosunkowo proste. Według ostatnich badań geologicznych stwierdzono istnienie tylko jednej linii dyslokacyjnej, która ciągnie się wzdłuż północno-wschodniego skraju Dabarsko, Fatničko i Plansko Polja. Wzdłuż tej linii wapień kredowe nasunięte są w postaci łuski na eoceński flisz. Jest to strefa tektonicznie żywa, wzdłuż niej i obecnie odbywają się nieznaczne wstrząsy.

Dzisiejsze stosunki hydrograficzne Dabarsko, Fatničko i Plansko Polja charakteryzują się występowaniem trzech systemów hydrograficznych, gdyż każde z tych polji przedstawia odrębny basen wodny. Powierzchniowa sieć rzeczna otrzymuje wodę bezpośrednio z opadów deszczowych oraz ze źródeł. Deszcze stanowią zresztą nieznaczny udział w bilansie



wodnym, głównym „żywicielem” powierzchniowych rzek są źródła. Dalszą cechą charakterystyczną tych polji jest ich okresowe zalewanie przez wodę. W Dabarsko i Fatničko Polju trwa ono przeważnie od listopada do końca maja. Plansko Polje posiada zalewy krótkotrwałe, nie przekraczające jednego miesiąca.

Dabarsko Polje jest najobficiej zasilane w wodę. Głównym ciekim jest tu Opačica. Z Trusinsko Polja dochodzi do Opačicy Trusinski Potok, jest ona ponadto zasilana wodą Ljelješničkih źródeł i Bilejim Potokiem. Podczas średniego poziomu wody Opačica ginie w ponorze w południowo-zachodniej części polja, przy wysokim wodostanie łączy się ze strugą Vrijeką, która wypływa z ogromnej jaskini, znajdującej się w północnym obrzeżeniu polja. Przy niskich stanach Opačica ginie w ponorze Ponikve (6). Podczas zalewu polja, które trwa od listopada do maja, woda odprowadzana jest przez ponor Kuti znajdujący się w południowo-wschodniej części polja (ryc. 3b).



Ryc. 3. Schematyczny profil podłużny przez Dabarsko, Fatničko i Plansko Polje  
1 — wapienie kredowe, 2 — flisz eoceński, a — inicjalny stan rozwoju, b — stan dzisiejszy

Diagrammatical longitudinal profile across Dabarsko, Fatničko, and Plansko Poljes

1 — cretaceous limestones, 2 — Eocene flysch, 3 — incipient stage of evolution,  
4 — today's stage

Fatničko Polje jest hydrograficznie bardzo mało urozmaicone. Nie posiada ono żadnych stałych cieków powierzchniowych. W okresie letnim wzdłuż północnego obramowania polja bije tylko kilka mało wydajnych źródeł, zaś w zimie, w deszczowej porze roku, czynne jest największe okresowe źródło na tym terenie — źródło Obod. Wówczas środkiem polja płynie w płytkim korycie Fatnička Rijeka, tworząc na terenach przyległych mały zalew. Wodę z Fatničko Polja odprowadza grupa ponorów w południowo-wschodniej części polja z głównym ponorem Pasmicą (ryc. 3b).

Plansko Polje również nie ma stałych cieków ani źródeł. Okresowe źródła dają wodę tylko na jesieni i wówczas zalewają środkową część polja. Wodę z polja odprowadza ponor na południowym jego skraju.

Zagadnieniem genezy badanych polji zajmowali się szczególnie J. Cvijić (2), A. Lazić (6), V. Havelka (4) i ostatnio O. Zubčević (9).

J. Cvijić uważa, że polja te powstały na drodze tektonicznej i przyznaje głównym ruchom tektonicznym wiek przedneogeński, ponadto twierdzi on, że „na podstawie osadów neogeńskich, które występują zwłaszcza na brzegach polja, jasne jest, że w neogenie było tam jezioro. Jezioro odpływało przez Prijevojač i Predolje głębokim obniżeniem, które ma charakter doliny rzecznej”. Drugi badacz tych polji A. Lazić (6) wyraża opinię, że „główne linie tych polji powstały dzięki ruchom tektonicznym, które miały miejsce w końcu trzeciorzędu. Ruchy te spowodowały ponowne sfałdowanie i wypiętrzenie mas wapiennych, dzięki czemu zaczęły się tu rozwijać zjawiska krasowe...” V. Havelka (4) na podstawie położenia konglomeratów eoceńskich na wysokości względnej około 400 metrów ponad obecne dno polja wnioskuje, że główne linie tych polji są tektoniczne i powstały w młodszym trzeciorzędzie.

W drugim zeszycie „Geografskog Pregleda” z 1957 r. E. Zubčević (9) wydrukował swoją rozprawę o Dabarsko i Fatničko Polju. I ten badacz w najważniejszych punktach zgadza się ze swoimi poprzednikami. Według niego „Dabarsko i Fatničko Polje są rezultatem ruchów tektonicznych i procesów krasowych. Początkowe zagłębienie tektoniczne w warunkach klimatu dyluwialnego zostało przemodelowane przez procesy krasowe. Pocięcie uskokami i zapadanie się terenu, co miało miejsce pod koniec pliocenu, dokonało się według zasadniczych linii tektonicznych... Wskutek zachodzących tu ruchów tektonicznych, poprzednio istniejące płaskie poziomy zachowały się tylko we fragmentach na obrzeżeniach Fatničko i Dabarsko Polja oraz na garbie krasowym dzielącym te polja”. O. Zubčević sądzi, że zapadanie tych polji nie nastąpiło jednocześnie.

Jak widać z tego przeglądu, wszyscy autorzy zgadzają się, że Dabarsko i Fatničko Polja powstały głównie dzięki zjawiskom tektonicznym, a następnie zostały przemodelowane przez procesy krasowe. Wysłunięte spostrzeżenia i poglądy opierają się jednak na niedostatecznym poznaniu faktów geologicznych.

Ostatnie badania (1, 8) wykazały, że w dnach polji nie występują osady jeziorne lub wapienie, lecz flisz eoceński (ryc. 1). Fakt ten przeczy występowaniu w omawianych poljach jezior. Najnowsze wyniki badań geofizycznych zaprzeczyły także pogładowi, że polja te stanowią obszary zapadnięte wzdłuż pewnych linii tektonicznych, stwierdzono bowiem tylko jedną linię dyslokacyjną wzdłuż północnozachodniego ich obrzeżenia. Nie sposób również przyjąć obecnie twierdzenia dawniejszych badaczy o występowaniu dwu pęknięć tektonicznych z jednej i drugiej strony grzędy wapiennej, która dzieli Dabarsko i Fatničko Polje, a której długość wynosi dwa kilometry.

Wobec nowych faktów geologicznych częściowo lub całkowicie upadają poprzednie koncepcje genezy Dabarsko, Fatničko i Plansko Polja.

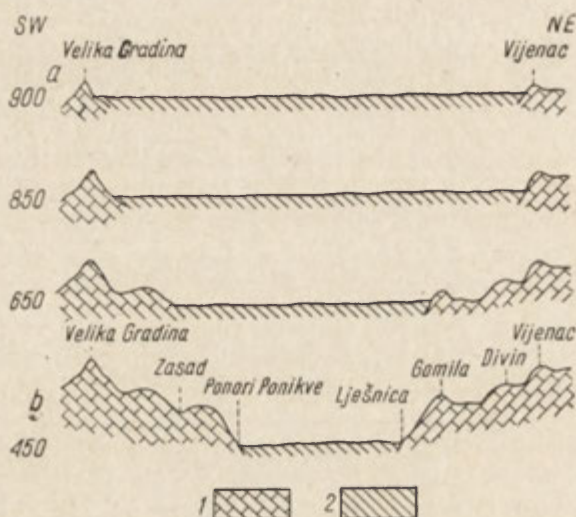
Jak już zauważono, flisz eoceński złożony jest w preeoceńskich synklinach, zgodnych z kierunkiem fałdowań dynarskich. Jedną z takich synklin wypełnioną fliszem stanowiło jednolite niegdyś obniżenie Dabarsko, Fatničko i Plansko Polja, ciągnące się na przestrzeni około 80 km i dochodzące do 5 km szerokości (ryc. 3a).

Na podstawie absolutnej wysokości występowania osadów eoceńskich można wnosić, że dno obniżenia fliszowego było dużo wyższe od obecnego poziomu dna polji, a niewiele niższe od okolicznych przełęczy górskich o wysokości 900—1000 m n.p.m. Warto też zauważyć, że na tej wysokości znajduje się również najwyższy poziom zrównania krasowego, który ota-



cza Dabarsko i Fatničko Polje w postaci wyraźnego wieńca zrównanych pasm górskich.

W obniżeniu fliszowym, otoczonym wapiennymi antyklinalnymi pasmami, miała zapewne miejsce intensywna erozja i denudacja selektywna. Dzięki tym procesom wynoszone były osady fliszowe mało odporne na niszczenie, a obniżenie stale pogłębiane, podczas gdy wznoszące się ponad nimi pasma górskie, na które nie działały tak silnie procesy denudacyjne, zachowały w przybliżeniu swą wysokość (ryc. 4, 5). Wskutek stałego



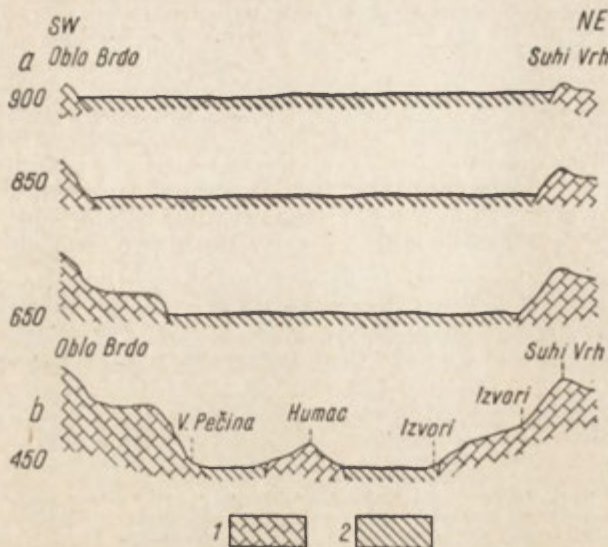
Ryc. 4. Dabarsko Polje — profil syntetyczny

1 — wapień kredowy, 2 — flisz eoceński, a — inicjalny stan rozwoju, b — stan dzisiejszy

Dabarsko Polje — synthetic profile

1 — Cretaceous limestones, 2 — Eocene flysch, 3 — incipient stage of evolution,  
4 — today's stage

wynoszenia fliszu i prawdopodobnie energicznych ruchów pliocenских, które spowodowały ożywienie procesów erozyjnych, zostaje zdeorganizowana istniejąca sieć rzeczna. Rzeki powierzchniowe stają się ponornicami, tj. rzekami płynącymi częściowo pod ziemią. Jedną z takich ponornic uformowała się w obniżeniu Dabarsko, Fatničko i Plansko Polja. Świadczyłyby o niej ogromne, dziś nieczynne i jakby zawieszone ponory, znajdujące się we wschodniej części powierzchni Bijele Rudine na południe od wsi Bijele Rudine, poniżej góry Podbudovac na wysokości około 650 m n.p.m. (ryc. 3). Ponornica Dabarsko i Fatničko oraz Plansko Polja, płynąc przez obszary fliszowe, wynosiła ten stosunkowo mało odporny materiał i składała go w tych ponorach. Przy dalszym obniżaniu powierzchni fliszu zaczęły odsłaniać się spod niego wapienne garby nierównego podłoża paleorzeźby. Od chwili ukazania się na powierzchni terenu skał wapiennych datuje się moment przełomowy w rozwoju polji, następuje bowiem przerwanie ciągłości sieci hydrograficznej, w obniżeniu Dabarsko, Fatničko i Plansko Polja i stworzenie podstaw do rozwoju trzech izolowanych obniżień fliszowych, dających początek trzem poljom o własnej sieci hydrograficznej.



Ryc. 5. Fatničko Polje — profil syntetyczny

1 — wapień kredowy, 2 — flisz eoceński, a — inicjalny stan rozwoju, b — stan dzisiejszy

## Fatničko Polje — synthetic profile

1 — Cretaceous limestones, 2 — Eocene flysch, 3 — incipient stage of evolution,  
4 — today's stage

Najwcześniej została przerwana łączność fliszu i odkryte wapień garbu dzielącego obecnie Fatničko i Plansko Polje. Plansko Polje powstało jako pierwsze niezależne, samodzielne polje wśród trzech omawianych. Gdy zostały odkryte wapień podścielające osady fliszowe, ponornica nie docierała już do poprzednio wspomnianego ponoru, lecz ginęła w niższej położonych ponorach w obniżeniu Padjene, bezpośrednio nad Fatničko Poljem, oddalonych od poprzednich o około 5 km. Od tego momentu Plansko Polje zaczęło funkcjonować jako niezależny izolowany basen — pierwszy z dawnego obniżenia fliszowego.

Fatničko i Dabarsko Polje jako osobne baseny w obniżeniu fliszowym zaczynają się tworzyć na wysokości 650 m n.p.m. Na tej wysokości odkryte są wapień na wspomnianej już przegrodzie pomiędzy tymi poljami. Napotykać na uszczelnione wapień rzeka Dabarsko i Fatničko Polja znów skraca swój bieg i zaczyna w nich ginać. Dowodzą tego ponory Kuti, znajdujące się na południowo-wschodnim skraju fliszowego basenu Dabarsko Polja (ryc. 3b). Wraz z otworzeniem się ponorów Kuti oddziela się północno-zachodnia część obniżenia fliszowego i od tej chwili powstają dwa całkiem niezależne od siebie baseny z własnymi systemami rzeczny. Dalsza ewolucja tych basenów zależy już od warunków lokalnych, z których najważniejszym jest rozmieszczenie osadów fliszowych, gdyż one przede wszystkim decydują o wielkości polja. Nie bez znaczenia jest również położenie i rozwój ponorów oraz ilość wody, jakiej dostarczają źródła i opady atmosferyczne.

Erozja selektywna i denudacja zachodziła w obrębie izolowanych polji w dalszym ciągu i przez obniżanie dna polji i odsłanianie coraz to nowych obszarów wapiennych otwierały się coraz to nowe ponory, w któ-

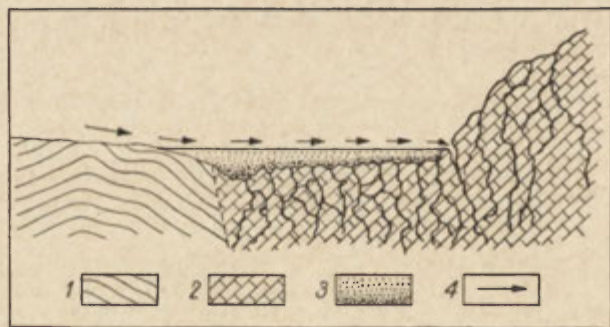


rych gineły ponornice wynoszące flisz. W okresie czwartorzędowym ponory te nie mogły przyjąć wszystkich wód, tak że często były one zalwane.

Powyżej polji zaobserwowano występowanie pewnych płaskich poziomów. Do wyraźnie zachowanego poziomu należy powierzchnia krasowa o wysokości 600—700 m n.p.m., wznosząca się ponad południowo-zachodnim obrzeżeniem Dabarsko i Fatničko Polja. Na południo-wschodzie przechodzi on we wspomnianą już powierzchnię Bijele Rudine. Powstanie tej płaskiej powierzchni związane jest ściśle z ewolucją obniżenia fliszowego. Znajduje się ona bowiem na tej wysokości, na której istniały ponory Dabarsko i Fatničko rzeki płynącej przez obniżenie fliszowe przed powstaniem osobnych basenów-polji.

Według J. Roglića (7) płaskie powierzchnie krasowe stanowią bardzo charakterystyczny element Krasu Dynarskiego, chociaż w istocie swojej są sprzeczne z rozwojem rzeźby krasowej. Nie można powstania ich bowiem tłumaczyć procesami krasowymi, które działają pionowo, a nie poziomo.

Genezę tych powierzchni zajmowali się również i poprzedni badacze. J. Cvijić (2) i A. Lazić (6) sądzili, że powstały one w okresie fazy jeziornej. Zagadnieniem tym interesował się również O. Zubčević (9). Powierzchnie te według Roglića i Zubčevića powstały dzięki działaniu procesów korozyjnych w okresie względnego spokoju tektonicznego (ryc. 6).



Ryc. 6. Powstawanie powierzchni korozyjnych

1 — utwór nieprzepuszczalny, 2 — wapienie, 3 — równina akumulacyjna, 4 — kierunek płynięcia wody, wg J. Roglića

Development of corrosive surfaces

1 — impervious sediment, 2 — limestones, 3 — accumulation plain, 4 — direction of runoff, after J. Roglić

Rozpatrując przykładowo poziom Bijele Rudine może stwierdzić, że ewolucja jego była następująca: po skrasowieniu rzeki płynącej przez polja i zamienieniu jej w ponornicę, która gineła w ponorze u podnóża góry Podbudovac i wynosiła materiał z fliszowego obniżenia, dookoła ponoru utworzyła się rozległa równina akumulacyjna zbudowana z nanosów tej rzeki. Na poziomie tym odbywały się bardzo intensywne procesy biochemiczne, szczególnie w warunkach ciepłego klimatu trzeciorzędowego. Wpływały one na szybkie niszczenie — rozpuszczanie poniżej leżących wapieni. Szybkość rozszerzania się tej powierzchni zależała od takich czynników, jak ilość wody, wielkość zalanej powierzchni, czystość

petrograficzna wapienia, skład skał budujących równinę akumulacyjną, warunki klimatyczne i szereg innych. Tego typu procesy korozyjne obserwuje się również i w warunkach dzisiejszych. Można zauważyć wyraźnie, że na wysokości równiny Fatničko Polja koło ponoru Pasmica powstaje współcześnie równina korozyjna poszerzająca stale polje.

Związek między powstawaniem polji i tzw. „krasowych powierzchni” polega na tym, że powierzchnie te powstają tylko na obszarach, gdzie występują skały nierozpuszczalne i skały wapienne. Na skałach niekrasowujących, w danym przypadku na fliszu eoceńskim, organizuje się sieć rzeczna. We fliszu rozwija ona działalność erodującą, a wynoszony materiał składa w pobliżu ponorów, które znajdują się już w spękanych wapieniach. Buduje ona dzięki temu akumulacyjne równiny, z których powstają później płaskie, rozległe powierzchnie korozyjne wskazujące na dawny poziom płynięcia rzeki, a więc na etapy rozwoju polji.

### Wnioski

W stosunku do istniejących poglądów odnośnie do powstania i rozwoju tzw. polji krasowych zarysowuje się nowa koncepcja oparta na badaniach trzech wybranych polji we wschodniej Hercegowinie. Dotychczas przeważały poglądy, że „Głównym czynnikiem przy powstawaniu polji są krasowe procesy rozpuszczające, w wyniku których powstają lejki i uwały, łączące się ze sobą i tworzące rozległe zagłębienia — polja. Procesy te ułatwia tektonika krasu, fałdowa lub uskokowa” (5).

W przypadku opracowanych polji nie można genezy ich wytłumaczyć procesami krasowymi, gdyż w dnie tych polji znajduje się niekrasowięjący materiał — flisz o miąższości dochodzącej do 180 m, nie sposób również przyjąć genezy tektonicznej, gdyż stwierdzono tylko jedną linię tektoniczną wzdłuż NE obrzeżenia polji. Na podstawie badań Fatničko, Dabarsko i Plansko Polja wydaje się, że niemałą rolę w rozwoju polji odgrywa denudacja i erozja selektywna, prowadząca do niszczenia i wynoszenia fliszu, którym wypełnione są dawne synkliny w skale wapiennej. O roli erozji selektywnej w powstawaniu polji na terenach krasowych świadczy między innymi fakt występowania w dnie Fatničko Polja odosobnionego wapiennego wzgórza — Humac (ryc. 5), które zostało dobrze zachowane, podczas gdy mniej odporne na niszczenie osady fliszowe zostały przez procesy erozyjne i denudacyjne wyniesione z tego obszaru. Istnienie homu wśród znacznej miąższości osadów fliszowych przeczy krasowej genezie polja i wskazuje, że procesy krasowe niszczące powierzchnie wapienne, przebiegają znacznie wolniej, niż procesy erozyjne obniżające powierzchnie fliszowe. Analogicznym do homu świadectwem uzasadniającym znaczenie erozji selektywnej jest występowanie wysokich do 180 m wapiennych garbów — przegród oddzielających wspomniane polja. Znaczenie erozji selektywnej w rozwoju polji zaznacza się również i w tym, że najlepiej rozwinięte jest z trzech omawianych polji Dabarsko Polje, które posiada stałą sieć rzeczną, a nie Plansko Polje, które powstało najwcześniej, ale na skutek małej powierzchni, jaką zajmuje flisz i braku stałej sieci rzecznej, jest najmniejsze i najpłytsze.

Na przykładzie badań w Dabarsko, Fatničko i Plansko Polju można stwierdzić, że w rozwoju tzw. polji krasowych procesy krasowe i tektoniczne odegrały rolę tylko pośrednią. Tektoniczne w ułożeniu osadów



fliszowych lub w paleorzeźbie, krasowe natomiast tylko w umożliwieniu odpłyńnięcia wody z obszarów fliszowych drogą podziemną przez ponory. Ponieważ udział tych procesów w powstawaniu polji w porównaniu z pracą erozji selektywnej i denudacji jest znikomy, wydaje się, że istniejący termin *kraska polja* — krasowe polja — należałoby zastąpić bardziej adekwatnym i nie sugerującym z góry krasowej genezy terminem *polja u krši* — polja na krasie lub polja na terenach krasowych.

#### LITERATURA

- (1) Besić Z. — *Još nešto o geotektonici Crne Gore*. „Geološki Glasnik” knj. II. Zavod za geološka istraživanja” Črne Gore. Titograd 1958.
- (2) Cvijić J. — *Karsna polja zapadne Bosne i Hercegovine*. „Glasnik SKA” LIX, Beograd 1900.
- (3) *Geološka karta Bosne i Hercegovine, list Mostar, 1:200 000*. Zavod za geološka istraživanja NR Bosne i Hercegovine. Sarajevo 1955.
- (4) Havelka V. — *Geologische Reiseskizzen aus der Hercegovina. Sudost-bosnien und dem angrenzenden Teile der Crna Gora (Montenegros)*. „Glasnik Zemaljskog Muzeja u Bosni i Hercegovini” XLII, Sarajevo 1930.
- (5) Kunsky J. — *Zjawiska krasowe*. Warszawa 1956.
- (6) Lazić A. — *Podzemne otoke i hidrografske prilike Dabarskog i Fatničkog Polja*. „Spomenik SKA” LXXIII. Beograd 1933.
- (7) Roglić J. — *Zaravni u vapnencina*. „Geografski Glasnik” knj. XIX. Zagreb 1957.
- (8) Zavod za geološka, geofizička i rudarska istraživanja NR Srbije. Izvestaj o geofizičkim i geološkim istraživanjima u Dabarskom i Fatničkom Polju. Beograd 1960.
- (9) Zubčević O. — *Dabarsko i Fatničko Polje. Prilog poznavanju kraske hidrografije*. „Geografski Pregled” knj. II, Sarajevo 1958.

#### ДАНУТА КОСМОВСКА-СУФЧИНЬСКА

#### О ГЕНЕЗИСЕ КАРСТОВЫХ ПОЛЬЕВ АН ОСНОВАНИИ ИССЛЕДОВАНИЙ В ДАВАРСКО, ФАТНИЧКО И ПЛАНСКО ПОЛЬЕ В ЮГОСЛАВИИ

В отношении к существующим взглядам об образовании и развитии т.н. карстовых полье можно выдвинуть новую концепцию, которая основана на исследованиях проведенных на территории трех избранных польев, расположенных в восточной Герцеговине. Исследователи этих польев считали до настоящего времени, что полье образовались главным образом вследствие тектонических движений и затем были оформлены карстовыми процессами. Последние исследования показали, что на днищах польев выступает оценовый флиш мощностью до 180 м и что имеется только одна дислоцированная линия вдоль их северозападной окраины. В связи с новыми геологическими фактами становятся неактуальными прежние концепции относительно генезиса этих польев.

Автор считает, что в образовании исследуемых польев наибольшее значение имели денудация и селективная эрозия. Эволюция этих форм рельефа следующая:

Оценовый флиш отлагался до оценовых синклиналях, согласных с направлением динарской складчатости. Одной из таких синклиналей, выполнен-

ных флишем, является единое некогда понижение Дабарско, Фатничко и Плянско Поля, тянущееся на пространстве 80 км и шириной доходящей до 5 км. Во флишевом понижении, которое окружает антиклинальные гряды сложенные известняками происходит интенсивная денудация. Благодаря этим процессам подвергаются выносу слабо устойчивые отложения флиша, а понижение постоянно углубляется. Вследствие постоянного выноса флиша и, по всей вероятности, энергичных плиоценовых тектонических движений дезорганизуется древняя речная сеть и текущие на поверхности реки преобразуются в понорницы, о существовании которых свидетельствуют громадных размеров поноры. Во время дальнейшего понижения поверхности флиша, начинают обнажаться известняковые выпуклые участки неровного субстрата палеорельефа. С момента появления на поверхности известняковых пород наступает переломный момент в развитии полей, т.к. вслед за этим наступает разрыв гидрографической сети в древнем едином понижении Дабарско, Фатничко и Плянско Поля и возникают основы для образования трех независимых флишевых понижений, называемых полями, с собственной гидрографической сетью.

Исследования проведенные в Дабарско, Фатничко и Плянско Полях позволяют сделать вывод, что в развитии т.н. карстовых полей, карстовые и тектонические процессы сыграли только посредственную роль. Тектонические — в расположении флишевых отложений в палеорельефе местности, а карстовые, предположительно, только в создании условий для стока воды подземных путем через поноры из флишевых участков. Так как участие этих процессов в возникновении полей, в сравнении с селективной эрозией и денудацией, является ничтожным или говоря осторожно может быть ничтожным, кажется, что существующий термин „kraska polja” — карстовые поля, следовало бы заменить более адекватным не внушающим заранее понятия карстового генезиса. Таким термином могло бы быть: „polja u krsi” — поля на карстовых территориях.

Пер. Б. Миховского

DANUTA KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA

#### ON THE ORIGIN OF „KARTS” POLJES IN YUGOSLAVIA

With regard to the opinions held at present as to the origin and evolution of what is called *warst poljes*, there stands out a new concept, based on field examinations of three selected *poljes* situated in East Herzegovina. Up to now, students of these *poljes* were of the opinion, that they originated due to tectonic phenomena, and afterwards they were resculptured by karsting processes. However, recent examinations have revealed, that the bottom of the *poljes* consists of Eocene flysch, up to 180 m thick; further, only one line of dislocation has been discovered, running along the NW periphery of the *poljes*. By reason of these new geological findings the concepts held heretofore as to the origin of the *poljes* appear to be misapprehensions.

In the author's opinion, denudation and selective erosion have been playing the dominant role in the formation of the *poljes* under discussion, and the evolution of these forms has proceeded as follows:

Eocene flysch was deposited in Pre-Eocene synclines, running parallel with the direction of Dinarian foldings. One of these synclines, with its flysch filling, constitutes the — once homogeneous — depression comprising Dabarsko, Fatničko and Plansko *Poljes*; it extended for a length of some 80 km, with a width up to



5 km. In this flysch depression, surrounded by calcareous anticlinal ridges, intensive erosion and selective denudation set in. By these processes the flysch sediments, little resistant to destruction, were gradually carried off, so that the depression grew in depth. This continuous removing of the flysch, combined probably with powerful Pliocene disturbances, led to the disarrangement of the then existing hydrographical system: the surface rivers turned into underground streams (*ponornice*), as witnessed today by enormous sink and cavern forms (*ponori*). Upon further lowering of the flysch surface there began to be exposed, from under the flysch cover, calcareous humps of the uneven paleorelief substratum. From the appearance of calcareous rocks upon the surface dates the break in the evolution of the poljes that now followed: the original hydrographical system, heretofore continuous in the Dabarsko, Fatnicko and Plansko Polje depression, was disrupted, and this conditions conducive to the formation of three separate flysch depressions called poljes, each with a hydrographical system of its own.

With the examinations made at Dabarsko, Fatnicko and Plansko Poljes as basis it might be asserted that, in the evolution of the so-called karst poljes, karsting and tectonic processes must have played a minor, rather indirect, role: tectonics merely by depositing flysch sediments and sculpturing the paleorelief, karsting only insofar as it facilitated runoff from the flysch regions by way of underground flow. And because, compared with selective erosion and denudation, tectonic and karsting processes have — or, to be cautious, might have — played a trivial part, it would seem that the present-day term: *kraska polje*, meaning karst polje, should be replaced by a more adequate term, that would not outright imply a karst origin, a term like *polje u krši*, that is a polje situated in karst regions.

Translated by Karol Jurasz

JERZY POKORNY

## Rozwój wąwozów w Shasha (Zachodnia Nigeria)

### *Development of gullies at Shasha (Western Nigeria)*

**Zarys treści.** Niniejsze opracowanie jest wynikiem badań geomorfologicznych, podjętych przez autora w lecie 1966 r. na terenie osiedla Shasha na propozycję Ministerstwa Planowania Ekonomicznego i Rozwoju Społecznego (Ministry of Economic Planning and Social Development) Zachodniej Nigerii. W osiedlu tym znajduje się ośrodek szkolenia instruktorów, którego urządzeniom grozi zniszczenie wskutek szybkiego rozwoju wąwozów, głównie w wyniku suffozji.

### Metoda badań

Badania polegały na kartowaniu geomorfologicznym obszaru (M. Klimaszewski, 5) w podziale 1:1200, z pomocą taśmy mierniczej, busoli z klinometrem, altimetru i klizymetru. Poza rzeźbą uwzględniono w badaniach także i inne elementy środowiska geograficznego (budowa geologiczna, stosunki klimatyczne i wodne, szata roślinna). Do wykonania mapy geomorfologicznej wykorzystano plan poziomicowy 1:1200 sprzed okresu powstania wąwozów. W celu ułatwienia pomiarów wbito w stoki powyżej zamknięć wąwozów drewniane repery.

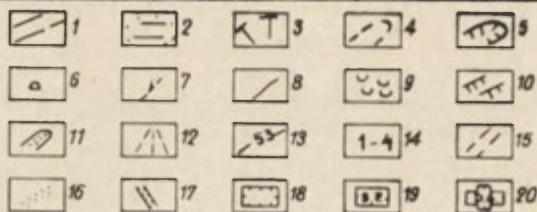
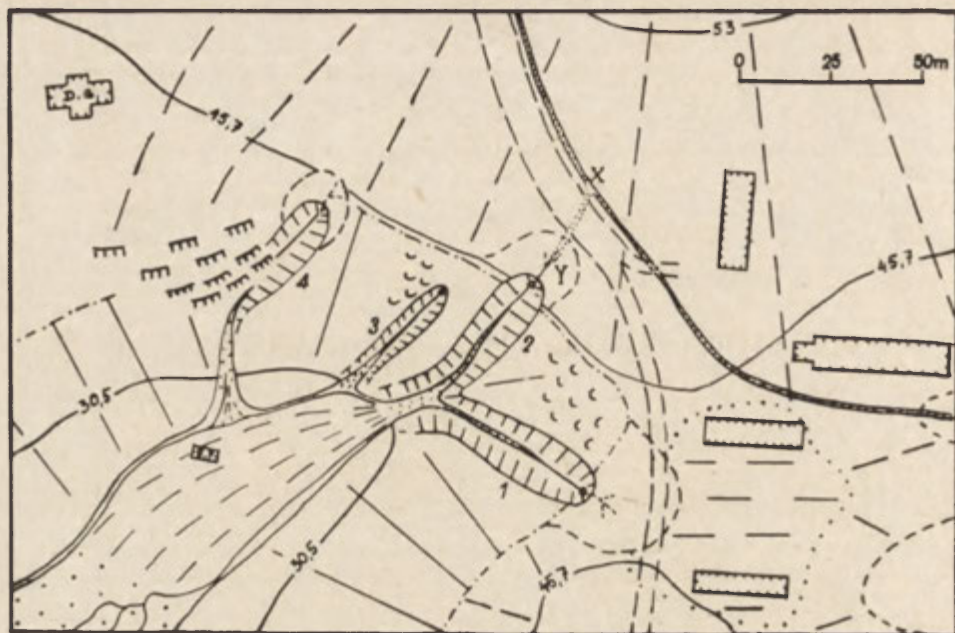
### Położenie, orografia, budowa geologiczna, klimat i szata roślinna obszaru

Osiedle Shasha leży w południowej części Zachodniej Nigerii (6° 43' szer. geogr. półn. i 4° 15' dług. geogr. wschodniej) na falistej wysoczyźnie, naciętej od S dwoma dolinami dopływów rzeki Shasha. Na garbie wododzielnym pomiędzy tymi dolinami znajdują się budynki ośrodka szkoleniowego (mapa 1).

Obszar ten należy do rozczłonkowanego obrzeżenia („dissected margins” — K. M. Buchanan i J. C. Pugh, 1). wyżyny zachodniogeryjskiej, gdzie prekambryjskie skały krystalicznego cokołu („basement complex”, R. A. Reymont, 9) zanurzają się ku S pod utwory kredowe i trzeciorzędowe.

Starsze podłoże, odsłonięte na badanym obszarze w zamknięciach i zboczach wąwozów, zbudowane jest z rozsypliwych zlepieńców i piaszczystych. Utwory te, oznaczone w tym miejscu na mapie geologicznej Nigerii (6) jako górnokredowe, zapadają na ogół ku S pod kątem kilku stopni i przechodzą ku górze w czerwoną glinę piaszczystą o średniej





Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna

I. Formy sprzed września 1965 r.:

- 1 — stok wysoczyzny i garbu,
- 2 — spłaszczenia wierzchwinowe,
- 3 — zbocza i lej źródłowy doliny głównej,
- 4 — doliny nieckowate;

II. Formy młodsze:

- 5 — zbocza i zamknięcia wąwozów,
- 6 — wnęki suffozyjne,
- 7 — bruzdy erozyjne w obrębie dolin nieckowatych,
- 8 — koryta cieków,
- 9 — osuwiska,
- 10 — zerwy,
- 11 — akumulacyjne dna dolin,
- 12 — stożki napływowe;

III. Inne:

- 13 — poziomice (w m n.p.m.),
- 14 — numery wąwozów,
- 15 — drogi,
- 16 — dawny przebieg rowu odwadniającego,
- 17 — obecny przebieg rowu odwadniającego,
- 18 — budynki ośrodka,
- 19 — stacja pomp,
- 20 — dom gościnny.



Fot. 1. Krawędź zamknięcia wąwozu nr 1



Fot. 2. Wnęka suffozyjna w dolnej części zamknięcia wąwozu nr 3





Fot. 3. Górny odcinek wąwozu nr 1



Fot. 4. Stożek napływowy w górnym odcinku doliny głównej (po lewej zniszczona stacja pomp)

<http://rcin.org.pl>

mniejszości 5 m. Jest ona podobna do pokryw zwietrzelinowych, będących rezultatem głębokiego wietrzenia chemicznego, charakterystycznych dla południowej części Nigerii (G. E. K. Ofoata, 8).

Warunki klimatyczne badanego obszaru (K. Buchanan i J. C. Pugh, 1, *Nigeria Junior Atlas*, 7) cechuje duża ilość opadów (około 16600 mm rocznie), z czego około 2/3 przypada na porę deszczową (maj — październik). W pierwszych i ostatnich miesiącach tej pory deszcze mają charakter nawałnic, pędzonych przez wiatry południowo-zachodnie. Temperatura powietrza (średnia roczna ok. 27°C) i wilgotność względna (średnia roczna około 70%) są wysokie i nie ulegają większym zmianom w ciągu roku, co wraz z dużą ilością opadów sprzyja rozwojowi wilgotnego lasu tropikalnego z gęstym podszyciem. Korzenie wysokich drzew penetrują do głębokości kilku metrów w gliniaste podłoże. Wysoczyzna u nasady garbu i jego wierzchowina zostały wylesione w r. 1962 w związku z budową ośrodka szkoleniowego i tylko miejscami rośnie tu niska trawa.

### Formy terenu

W rzeźbie omawianego obszaru wyróżniają się 2 główne elementy: 1.) szeroki garb o przebiegu południkowym i 2) głęboka dolina, nazywana w dalszej części opracowania doliną główną, której lej źródłowy nacina od SW nasadę garbu.

Prawie płaska wierzchowina garbu obniża się ku S od 53 m do 45 m n.p.m. w jego środkowej części, po czym wznosi się ona w tym samym kierunku do 48 m n.p.m. Garb w przekroju równoleżnikowym jest asymetryczny. Jego stoki zachodnie są bardziej strome (5—10°) niż wschodnie (33—7° nachylenia). Oba stoki rozczłonkowane są płytkimi dolinami nieckowatymi, których dna na stokach zachodnich nacięte są bruzdami erozyjnymi o głębokości do 0,2 m, uchodzącymi do zamknięć wąwozów.

Dolina główna ma strome zbocza (22—28°) i biegnie na SSW. Jej rozległy lej źródłowy jest rozczłonkowany wąwozami, osuwiskami i zerwami ziemnymi.

Wąwozy tworzą sieć palczastą. Łukowate zamknięcia dwóch z nich, oznaczonych na mapie geomorfologicznej numerami 1 (fot. 1) i 2, uległy cofnięciu poza ściany leja źródłowego, nacinając wierzchowinę garbu. Rozmiary wąwozów (stan z dnia 28.8.1966 r.) przedstawia tab. 1.

Tabela 1

Wąwóz nr	Długość	Maks. szerokość	Maks. głębokość
	w metrach		
1	48	16	10
2	42	13	8
3	36	7	6
4	40	11	7

Górne partie zboczy wąwozów, zbudowane ze spoistej gliny, są pionowe a miejscami nawet przewieszone. W zamknięciach wąwozów nr 1, 2 i 3 (fot. 2) zaznaczają się wnęki o szerokości i głębokości około 1 m,



w których odsłaniają się rozsypliwe, przepojone wodą piaskowce i zlepieńce. Dolne partie zboczy tworzą strome ( $35\text{--}50^\circ$ ) hałdy usypiskowe, złożone głównie z brył gliny zwietrzelinowej. Podobne bryły zaścielają górne, bardziej strome ( $15\text{--}20^\circ$  spadku) odcinki den wąwozów (fot. :). W dolnych odcinkach ich piaszczysto-gliniaste dna mają mniejszy spadek ( $7\text{--}10^\circ$ ) i są prawie płaskie, a maksymalna ich szerokość osiąga 5 m po niżej połączenia wąwozów nr 1 i 2.

Płytkie osuwiska ziemne o powierzchni urozmaiconej nabrzmieniami i obniżeniami o wysokości do 1 m, występują pomiędzy wąwozami nr 1 i 2 oraz nr 3 i 4 w obszarach nie porośniętych lasem. Zerwy ziemne piętrzą się ponad prawym zboczem wąwozu nr 4, częściowo go zasypując.

Dno górnego odcinka doliny głównej wypełnia stożek napływowy, (fot. 4). Jest on wypukły zarówno w osi podłużnej, jak i poprzecznej i zbudowany z warstwowanego piasku gliniastego z okruchami kwarcu. Maksymalna szerokość stożka wynosi 40 m. W dolnej jego części, poniżej stacji pomp, ma on mniejszy spadek (około  $3^\circ$ ) i prawie płaską powierzchnię. W tym odcinku doliny koryto potoku, płynącego pod jej wschodnim zboczem, przerzuca się meandrami no środek jej dna, ulegając miejscami bifurkacji.

### Rozwój wąwozów

Według informacji uzyskanych od kierownika ośrodka, wąwozy zaczęły się rozwijać we wrześniu 1965 r., powodując w następnym miesiącu unieruchomienie stacji pomp wskutek częściowego zasypania budynku. Dalszy rozwój omawianych form uległ zahamowaniu w czasie pory suchej (listopad — kwiecień), po czym znowu nastąpiło jego ożywienie. W ostatnim okresie tylnie krawędzie zamknięć wąwozów uległy cofnięciu, jak wykazano na tab. 2 (w metrach).

Tabela 2

Wąwóz nr	1	2	3	4
15.7.—9.8.1966 r.	0,8	0,5	1,0	0,2
9.8.—28.8.1966 r.	—	0,2	0,6	—

Cofanie się zamknięć wąwozów dokonuje się głównie wskutek wypłukiwania przez wodę podziemną mało spoistych, wodonośnych piaskowców i zlepieńców i obłamywania się spoistej gliny zwietrzelinowej w stropach wnek suffozyjnych. Procesom suffozyjnym towarzyszy erozja powierzchniowa epizodycznych cieków, związanych z ulewami.

W miarę wydłużania się wąwozów zbocza ich ulegają cofaniu w wyniku ruchów masowych i spłukiwania, a dna wypełniane są materiałem oderwanym, osuniętym i spłukanym ze zboczy. Procesom tym nie jest w stanie zapobiec szata roślinna, gdyż nawet głęboko zakorzenione drzewa ulegają obaleniu w wyniku cofania się zamknięć i zboczy wąwozów.

## Gospodarcze skutki rozwoju wąwozów w Shasha

Poza zniszczeniem lasu i stacji pomp, zaobserwowano w ostatnich miesiącach zarysowanie się zachodnich części budynków (posadowionych na płytach betonowych) w sąsiedztwie zamknięcia wąwozu nr 1. Zjawisko to wskazuje na proces osiadania, obejmujący swoim zasięgiem otoczenie tego zamknięcia. Cofanie się nisz wąwozów zagraża także drodze, łączącej budynki ośrodka, a krawędź, rozwijającą się ponad prawym zboczem wąwozu nr 4, może spowodować zniszczenie domu gościnnego, w którym również stwierdzono świeże zarysowania.

### Wnioski

Katastrofalny rozwój wąwozów, szczególnie intensywny we Wschodniej Nigerii na stokach krawędzi strukturalnych zbudowanych z piaskowców kredowych, był przedmiotem zainteresowania różnych badaczy (B. Floyd, 2, A. T. Grove, 3, G. E. K. Ofomata, 8). Uważają oni że przyczyną tego zjawiska są intensywne opady, wylesienie, niewłaściwy sposób uprawy i budowy rowów odwadniających oraz wydeptywanie ścieżek przez ludzi i zwierzęta. Obok tych przyczyn, zdaniem G. E. K. Ofomaty, największe znaczenie dla przyspieszenia rozwoju wąwozów ma duża odporność (stabilność) tamtejszych pokryw zwietrzelinowych na uderzenia kropel deszczu i na splukiwanie powierzchniowe. W rezultacie tej odporności woda, spływająca po stokach, ma tendencję do spływu liniowego (zwłaszcza wzdłuż spękań w pokrywach), powodując tworzenie się bruzd erozyjnych, a potem wąwozów.

W wypadku rozwoju wąwozów w Shasha główną jego przyczyną jest obok dużej stromości terenu i wielkiej ilości opadów, pozbawienie obszaru pokrywy roślinnej, chłonej wodę i ułatwiającej nieorganizowany spływ powierzchniowy, a przede wszystkim niekorzystna budowa geologiczna sprzyjająca suffozji i ruchom masowym. Oprócz tego do rozwoju wąwozu nr 2 mogło się przyczynić niewłaściwie poprowadzenie rowu odwadniającego X—Y, zasilającego jego zamknięcie. Z początkiem sierpnia 1966 r. za radą autora, zarząd ośrodka zmienił przebieg tego rowu, odprowadzając wodę opadową na wschodnie, długie stoki garbu. W ten sposób pozbawiono wąwóz nr 2 liniowego dopływu wody oraz zmniejszono zasilanie zachodnich stoków garbu w wodę, która uprzednio spływała tu po stoku wysoczyzny.

W celu ratowania ośrodka szkoleniowego przed zniszczeniem opracowano plany ujęcia wód powierzchniowych ściekami betonowymi, otaczającymi lej źródłowy doliny głównej, przewidując na ten cel wydanie kilku tysięcy funtów nigeryjskich. Projektuje się także zasadzenie drzew i krzewów w wąwozach i dookoła budynków oraz posianie trawy. Uważam, że planowane zabiegi nie potrafią całkowicie zahamować rozwoju wąwozów, zwłaszcza, że nie przewiduje się objęcia ich zasięgiem wierzchowiny, wznoszącej się na N od garbu i zaopatrującej zamknięcia wąwozów nie tylko w wodę powierzchniową, lecz i podziemną.



## LITERATURA

- (1) Buchanan K. M., Pugh J. C. *Land and People in Nigeria*. London 1964.
- (2) Floyd B. *Soil Erosion and Deterioration in Eastern Nigeria*. „Nig. Geogr. Journal”. Vol. 8, nr 1, 1965, s. 33—44.
- (3) Grove A. T. *Soil Erosion in Nigeria*. „Geogr. Essays on British Tropical Lands”. London 1956, s. 77—111.
- (4) Klimaszewski M. *Geomorfologia ogólna*. Warszawa 1961.
- (5) Klimaszewski M. *The Principles of Geomorphological Mapping in Poland*. „Problems of Geomorph. Mapping”, IG PAN, Geogr. Studies nr 46 Warszawa 1963, s. 67—71.
- (6) *Geological Map of Nigeria 1:2 000 000*, Federal Surveys of Nigeria, 1964.
- (7) *Nigeria Junior Atlas*, red. E. E. Soladoye, Nelson. London 1965.
- (8) Ofomata G. E. K. *Factors of Soil Erosion in the Enugu Area of Nigeria*. „Nig. Geogr. Journal”. Vol. 8, nr 1, Ibadan 1965, s. 45—59.
- (9) Reyment R. A. *Aspects of the Geology of Nigeria*. Ibadan 1965.

## ЕЖИ ПОКОРНЫ

РАЗВИТИЕ ЭРОЗИОННЫХ РАСЧЛЕНЕНИЙ В ШАША  
(ЗАПАДНАЯ НИГЕРИЯ)

Быстрое развитие эрозионных расчленений, которое началось в сентябре 1965 г. на крутых склонах замыкающих долину притока реки Шаша, угрожает разрушением находящихся вблизи построек и дорог подготовительного центра в Шаша, в юго-западной части Нигерии.

Развитие эрозионных расчленений наступило после обезлесения территории этого центра. Его причинами являются как суффозия в пределах пористых конгломератов и песчаников, прикрытых мощным слоем песчаного суглинка, так и поверхностная эрозия, массовое движение и смыв. Эти процессы являются наиболее активными в дождевую пору (май — октябрь) с ливневым характером осадков.

Для предохранения от дальнейших разрушений планируются мероприятия в форме залесения эрозионных расчленений и насаждения кустарников, посевов травы между зданиями поселка, а также проведение открытых бетонных сооружений, обеспечивающих отведение воды с этой территории. По мнению автора эти мероприятия могли бы быть более эффективными, если бы они охватывали также и северную часть склона, поднимающегося над рассматриваемой территорией и снабжающего его как поверхностной, так и грунтовой водой.

Пер. Б. Миховского

## DEVELOPMENT OF GULLIES AT SHASHA (WESTERN NIGERIA)

Rapid development of gullies, which started in September 1965 along steep sides of a river valley head (tributary of the Shasha river), threatens to damage the neighbouring buildings and roads of the Community Development Training Centre at Shasha, South West Nigeria.

Following the deforestation of the camp site, the pulling is due to both sap-ping within porous conglomerates and sandstones covered with a thick layer of red sandy clay, as well as to surface erosion, mass-wasting and sheetwash. These processes are mostly active during the rainy season (May — October) due to heavy downpours.

In order to prevent further damage the authorities are planning afforestation of the gullies and planting up of the camp site, as well as construction of concrete drains. In the present writer's opinion these measures should also be extended to the northern part of the slope above the gullies and camp site areas, which supplies them with both surface and underground water.

*Translated by the author*





WŁADYSŁAW BIEGAJŁO, WIESŁAWA TYSZKIEWICZ

## Badania użytkowania ziemi w Rumunii

*Investigations of land utilization in Roumania*

Zarys treści. Autorzy przedstawiają badania w zakresie użytkowania ziemi i typologii rolnictwa, prowadzone przez Zakład Geografii Rolnictwa IG PAN w r. 1966 na terenie Rumunii, wskazując na różnice regionalne tamtejszego rolnictwa.

Zakład Geografii Rolnictwa Instytutu Geografii PAN już od 1960 r. prowadzi studia porównawcze w zakresie użytkowania ziemi w oparciu o badania terenowe w krajach socjalistycznych Europy. Ścisłą współpracę w tej dziedzinie, obejmującą wymianę doświadczeń i metod badawczych zarówno w formie wymiany publikacji, jak i wymiany stażystów i ekip badawczych, nawiązano najpierw z Bułgarią i Jugosławią, następnie z Węgrami i Czechosłowacją. Rok 1966 przyniósł dalsze rozszerzenie tej współpracy, którą objęto Rumunię i NRD.

W roku 1966 w ramach wymiany naukowej między Rumuńską a Polską Akademią Nauk przebywali w Rumunii: prof. dr Jerzy Kostrowicki, dr Władysław Biegajło i mgr Wiesława Tyszkiewicz.

Program naukowy pobytu obejmował:

1. przeprowadzenie w oparciu o polskie metody wspólnych badań użytkowania ziemi i typologii rolnictwa na przykładzie reprezentatywnych gospodarstw spółdzielczych i państwowych, położonych w odmiennych warunkach przyrodniczych na obszarze wybranych regionów Rumunii,

2. zebranie materiałów statystycznych dotyczących struktury przestrzennej rolnictwa Rumunii nieodzownych dla kontynuacji podjętych przez Zakład Geografii Rolnictwa studiów porównawczych nad rolnictwem krajów socjalistycznych Europy,

3. zapoznanie się z dorobkiem oraz metodami i problematyką badań w zakresie geografii ekonomicznej, w szczególności zaś z geografii rolnictwa.

Organizacją pobytu i realizacją naszego programu naukowego zajęli się Instytut Geologii i Geografii RAN. Z ramienia Instytutu dr I. Velcea i asystent A. Caramfil wzięli też udział we wspólnych badaniach terenowych prowadzonych w okresie od 27 maja do 10 czerwca 1966 r. na obszarze regionów Dobrudża i Mołdawia.

Szczegółowe badania terenowe użytkowania ziemi na obszarze regionu Dobrudża rozpoczęto w Rolniczej Stacji Doświadczałnej Basarabii-Murfatlar, położonej w odległości 30 km na zachód od Konstancy. Gospodarstwo to w ogólnej powierzchni 4280 ha cechuje wysoki udział użytków rolnych (98%) z dużym odsetkiem upraw trwałych (13%) z dominantą winnic w strukturze użytkowania ziemi, kukurydziano-pszenney kierunek



użytkowania gruntów ornych i dość dobrze rozwinięta hodowla (52 sztuki duże na 100 ha użytków rolnych) z głównymi działami chowu bydła mięsno-mlecznego, trzody chlewnej i owiec typu mięsno-mleczno-wełnistego. Gospodarka rolna ma charakter intensywny z uwagi na wysoki stopień mechanizacji prac i duże nakłady na środki trwałe i obrotowe. Badania prowadzone w rolniczym gospodarstwie doświadczalnym, kierowanym przez liczną kadrę specjalistów z udziałem pracowników naukowych, dały możliwość zapoznania się nie tylko z organizacją i ekonomiką jednego wielkiego gospodarstwa, lecz pozwoliły także przedyskutować główne problemy i zebrać materiał dający pogląd na całość gospodarki rolnej regionu Dobrudża.

Z głównych problemów rolnictwa Dobrudży wymagających rozwiązania wymienić należy poważny niedobór wody (suchość klimatu) oraz niedostatek siły roboczej. Jednocześnie rolnictwo Dobrudży, z uwagi na najwcześniejszy zakończony proces kolektywizacji w Rumunii, ma już poważne osiągnięcia zarówno w zakresie organizacji socjalistycznych gospodarstw rolnych, jak i efektów produkcyjnych. Znaczne obszary dawnych mało produktywnych stepów zostały wzięte pod bardziej intensywne rolnicze użytkowanie. Obecnie cały obszar Dobrudży wykazuje wysoki udział użytków rolnych z dominantą gruntów ornych wykorzystywanych nie tylko dla uprawy pszenicy i kukurydzy, lecz w znacznym stopniu i uprawy roślin technicznych (len, słonecznik, rycynus, soja) oraz strączkowych jadalnych (groch, fasola). Na obszary stokowe dzięki ich starasowaniu wprowadzono uprawę winnej latorośli, której obszar zwiększono o ponad 10 tys. ha. Zapoczątkowano także rozwój sadownictwa, które w warunkach miejscowego klimatu przy nieznacznych nawodnieniach daje dobre rezultaty.

Pozytywne wyniki doświadczalne i efekty produkcyjne Rolniczej Stacji Doświadczalnej w Basarabii-Murfatlar sprawiają, że stosunkowo szybko przekazywane są one i wprowadzane do praktyki w innych gospodarstwach rolnych tego regionu.

Potwierdziły to badania prowadzone w spółdzielni produkcyjnej Cobadin, położonej na wyżynie południowej części Dobrudży. Spółdzielnia o powierzchni 3875 ha poza niedostatkiem wody ma doskonałe warunki przyrodnicze szczególnie glebowe dla rolnictwa. Niemal cały obszar stanowią użytki rolne z dominantą gruntów ornych wykorzystywanych głównie dla uprawy kukurydzy (36,2%) i pszenicy (33,2%) w strukturze zasiewów. Z upraw technicznych duży udział zajmuje uprawa słonecznika (7,7%). W sumie w strukturze zasiewów występuje ubogi zestaw roślin uprawnych.

Bardziej wielokierunkowa jest hodowla z przewagą bydła mlecznego i znacznym udziałem trzody i owiec rasy merinos „spanca”. Jest to również gospodarstwo prowadzone dość intensywnie, uzyskujące wysoką produktywność i odznaczające się wysokim stopniem towarowości — 60% w zakresie produkcji roślinnej i 90% produkcji zwierzęcej.

Ponadto badania szczegółowe na terenie Dobrudży przeprowadzono w dwóch państwowych gospodarstwach rolnych Stupina i Mihail Cogalniceanu, położonych na trasie łączącej Hirsowa z Konstancą.

W porównaniu z gospodarką spółdzielni produkcyjnych, gospodarstwa państwowe cechuje wyższy poziom intensywności, towarowości oraz bardziej wyraźna specjalizacja produkcji.

Jako przykład może posłużyć GAS-Stupina. Gospodarstwo to o powierzchni 6850 ha z dominantą gruntów ornych (92,3%) w strukturze

użytkowania ziemi nastawione jest na uprawę pszenicy (59%) w strukturze zasiewów ze znacznym udziałem kukurydzy (21,5%) i słonecznika (7,9%). Na obszarach nawadnianych wprowadza się uprawę lucerny. W hodowli z niską ogólną obsadą inwentarza (28,5 sztuk dużych na 100 ha użytków rolnych) na czoło wysuwa się chów owiec mleczno-wełnistych i bydła mlecznego rasy czerwonej besarabskiej o wysokiej produktywności (3300 l mleka od krowy). Dominującym kierunkiem w globalnej produkcji rolniczej jest tu produkcja roślinna. Również w produkcji towarowej przeważa produkcja roślinna.

W sumie w regionie Dobrudża badaniami objęto obszar 21 200 ha.

Drugim obszarem naszych zainteresowań i badań było rolnictwo Mołdawii. Szczegółowymi badaniami objęto spółdzielnię produkcyjną Movileni o powierzchni 3564 ha, położoną w dolinie rzeki Jijiu (Žižiu) w odległości 30 km na północo-zachód od Jassy i spółdzielnię Tirzii (1827 ha), położoną na wzgórzach lessowych na południo-wschód od Vasului.

W porównaniu z rolnictwem Dobrudży gospodarka rolna regionu Jassy wykazuje znaczne różnice. Dotyczą one przede wszystkim organizacji terenu rolniczego, poziomu intensywności oraz towarowości rolnictwa.

Badane spółdzielnie regionu Jassy wykazują również wysoki odsetek użytków rolnych (93—95%) w strukturze użytkowania ziemi. Występuje tu jednak znacznie większy udział trwałych użytków zielonych i upraw trwałych (winnice i sady). W strukturze zasiewów występuje obok przeważających upraw kukurydzy i pszenicy, znaczny udział słonecznika, buraka cukrowego (Movileni), tytoniu (Tirzi) na całym obszarze uprawy kukurydzy występuje współrzędna uprawa fasoli i dyni. W zmianowaniu upraw obserwuje się system zbliżony do trójpółówki uprawowej, podczas gdy w Dobrudży dominował 2-letni system zmianowania.

Gospodarka spółdzielni jest mniej intensywna, co wynika z niższego zużycia nawozów mineralnych i niższego odsetka mechanizacji prac polowych i podwórzowych. Główną siłę pociągową stanowią woły i konie.

W produkcji rolnej przeważa produkcja roślinna. Hodowla stoi na niskim poziomie (30—37 sztuk dużych na 100 ha użytków rolnych) z przewagą chowu bydła i udziałem trzody (Tirzi) lub owiec (Movileni). Produkcja towarowa stanowi zaledwie 30—37% produkcji globalnej.

Poważnym problemem w gospodarce spółdzielni, podobnie jak w całym rolnictwie regionu Jassy, jest powstrzymanie procesów erozji występujących tu w przewadze gleb lessowych. Znaczne obszary stokowe użytkowane jako pastwiska zostały silnie zdegradowane przez erozję i stanowią często nieużytki. Podejmowane prace nad zagospodarowaniem tych obszarów polegają na terasowaniu zboczy i wprowadzaniu upraw trwałych (winnej latorośli lub sadów owocowych). Obszary zagospodarowane stanowią obecnie jeszcze niewielki odsetek terenów zniszczonych przez erozję.

Badania sondażowe przeprowadzono również na terenie 2 spółdzielni produkcyjnych w pobliżu Suczawy. Są to CAP-Dumbraveni o powierzchni 4600 ha położona w dolinie rzeki Seretu i CAP-Bosanci o powierzchni 4750 ha, położona na wyżynie Suczawy w odległości 10 km na południe od miasta Suczawy.

Bardziej wilgotny klimat tych terenów (opad roczny powyżej 500 mm), dostępne zasoby wód dla nawodnienia, a także dostateczna ilość siły roboczej (45—50 osób zawodowo czynnych na 100 ha użytków rolnych) sprawiają, że w strukturze zasiewów występuje tu większy udział roślin okopowych (burak cukrowy, ziemniaki, warzywa) i pastewnych wielo-



letnich (lucerna i koniczyna). Spółdzielnie stosują zmianowanie regularne o 4-letnim cyklu rotacji. Wykorzystanie gruntów ornych ma kierunek kukurydziano-pszenno-buraczano-zmieniaczany z koniczyną. W hodowli o stosunkowo niskiej obsadzie inwentarza przeważa chów bydła mlecznego i owiec rasy cygaie.

W sumie badaniami szczegółowymi użytkowania ziemi na terenie Rumunii w regionie Dobrudża, Jassy i Suczawa objęto obszar 360 km<sup>2</sup>. Jakkolwiek wytypowane do badań jednostki stanowiły gospodarstwa lepiej zorganizowane i pod względem produktywności odbiegały od przeciętnych, to jednak zebrany bogaty materiał z badań reprezentacyjnych w zakresie form i sposobów i kierunków użytkowania ziemi będzie stanowił cenną pomoc w opracowaniu typologii rolnictwa obszarów Dobrudży i Mołdawii.

W czasie pobytu w Rumunii zapoznano się także z metodami i problematyką badań oraz dorobkiem geografów rumuńskich w zakresie geografii ekonomicznej i rolnictwa, wizytując Instytut Geologii i Geografii RAN w Bukareszcie oraz katedry geografii ekonomicznej w Cluj i Jassach. Zagadnienia oceny warunków przyrodniczych dla potrzeb rolnictwa oraz problematykę struktury przestrzennej rolnictwa Rumunii przedyskutowano w Centralnym Instytucie Agronomicznym (ICAR) w Bukareszcie, w Instytucie Upraw Zbożowych i Roślin Technicznych w Funduli oraz regionalnych stacjach doświadczalnych regionu Dobrudża, Jassy i Suczawa.

Pobyt nasz był dobrze zorganizowany przez Instytut Geografii RAN, z którego ramienia opiekę sprawował dr I. Velcea. Dzięki dużej życzliwości geografów rumuńskich, poza doświadczeniem metodycznym wynikającym z badań w odmiennych warunkach naturalnych i społeczno-gospodarczych, możliwe było poznanie wielu problemów, nad których rozwiązaniem pracują geografowie w Rumunii.

ВЛАДИСЛАВ БЕГАЙЛО, ВЕСЛАВА ТЫШКЕВИЧ

#### ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ЗЕМЕЛЬ В РУМЫНИИ

Авторами представляются исследования в области использования земли и типологии земледелия, которые проводились Кабинетом географии сельского хозяйства ИГ ПАН на территории Румынии в 1966 г.

На основании полученных результатов по исследованию некоторых сельскохозяйственных кооперативных и государственных единиц, находящихся в различных природных условиях, авторы обращают внимание на региональные различия сельского хозяйства Румынии. Затем, отдельным исследовательским объектам в районе: Добруджа, Яссы и Сучава, они дают краткую характеристику способов и направлений использования земли, а также направления производства и специализации сельского хозяйства.

Пер. Б. Миховского

WŁAŚLAW BIEGAŁO, WIEŚLAWA TYSZKIEWICZ

#### INVESTIGATIONS OF LAND UTILIZATION IN ROUMANIA

The authors present investigations that were made in 1966 in Roumania by the Department of Agricultural Geography of the Institute of Geography PAN on the subject of land utilization and typology in agriculture.

Using as basis selected examples of units of cooperative and State farms situated under different natural conditions, the authors point out the regional differentiation existing in Roumania's agriculture. Afterwards they furnish, for individual objects examined in the region of Dobrudja, Jassy and Suczawa, a brief characteristic of the ways and orientations of land utilization; moreover the orientations involved in the production and farming specialization are given for the particular areas investigated.

Translated by *Karol Jurasz*





JOANNA JAROSZEWSKA

## Kilka uwag na temat artykułu B. Rosy

Nie wszystkie poglądy, zawarte w polemicznym artykule B. Rosy<sup>1</sup> — wydają mi się dostatecznie jasno sformułowane. Jednak, o ile dobrze rozumiałam intencje autora, mój artykuł o szkolnictwie w Siedlcach<sup>2</sup> posłużył mu jako przykład tezy, iż prace geograficzne oparte na analizie danych statystycznych są powierzchowne, jeśli nie zawierają daleko idących wniosków jakościowych. Pozostawiając rozstrząsanie ogólnometodologicznych problemów poruszonych przez B. Rosę osobom bardziej kompetentnym, pragnę zwrócić uwagę tylko na pewne wybrane zagadnienia.

Przede wszystkim pojęcie podejścia jakościującego, które jest motywem przewodnim artykułu B. Rosy, wcale nie jest jasne. Trudno przypuścić, aby autor miał tu na myśli po prostu ogłaszanie sądów naukowych w postaci nieskwantyfikowanej. Walka z językiem matematycznym byłaby walką z precyzją pojęć. Czyżby zatem produktem podejścia jakościującego miały być uogólnienia, odnoszące się nie tylko do badanego obiektu czy obszaru, lecz także do innych obiektów czy obszarów, nie objętych bezpośrednią analizą? Takie rozumienie mogłoby sugerować wysunięty przez doc. B. Rosę zarzut wobec mego artykułu. Jeśli tak jednak jest, to przecież również w geomorfologii z jednej odkrywki nie wyprowadza się zazwyczaj regionalnych czy krajowych uogólnień. Elementarna zasada proporcjonalności wniosków, ich rozległości i stanowczości, do materiału faktycznego obowiązuje też w badaniach ekonomicznogeograficznych, których przedmiotem jest tak zmienny i ruchliwy żywioł, jak człowiek i jego wytwory.

W tym świetle wnioski z materiału zebranego przeze mnie w Siedlcach, których szczupłość uraziła doc. B. Rosę, nie mogły chyba być dużo obszerniejsze. (Nawiasem mówiąc, propozycja organizowania dojazdów do szkół bynajmniej nie była jedynym wnioskiem zawartym w moim artykule. Istotniejsza odeń była konkluzja, że założenie w badanym mieście szkół półwyższych jest koniecznym warunkiem jego pełnej aktywizacji). Badając szkolnictwo tylko w jednym ośrodku nie jest się przecież upoważnionym do formułowania ogólnych prawidłowości. Uznałam więc za słuszniejsze zacytowanie pracy K. L. Toeplitza<sup>3</sup>, który, rozporządzając dużo obszerniejszym materiałem, opublikował odpowiednie

<sup>1</sup> B. Rosa. *Na marginesie artykułu K. Dziewońskiego*. „Przegl. Geogr.” t. XXXVIII, z. 4, 1966.

<sup>2</sup> J. Jaroszevska. *Siedlce jako ośrodek szkolnictwa*. „Przegl. Geogr.” t. XXXVII, z. 3, 1965.

<sup>3</sup> K. L. Toeplitz. *Przyrosty i ubytki wędrownicze miast województwa warszawskiego w latach 1955—1959*. „Biuletyn Komitetu Przestrzennego Zagospodarowania Kraju” nr 3 (12), 1962.



wnioski; moje opracowanie potwierdziło te wnioski w dziedzinie migracji szkolnych.

Cytowany przez doc. B. Rosę artykuł M. Kiełczewskiej-Zaleskiej<sup>4</sup> jest właśnie przykładem, że dysponując wielką liczbą faktów (w tym przypadku z terenu całej Polski), można dokonać głębokiej analizy problemu. I tu nasuwa się wątpliwość ogólniejszej natury: czy w ogóle należy ogłaszać drukiem fragmentaryczne opracowania geograficzne, siłą rzeczy mające przewagę materiału opisowego? Tendencja do wzrostu procentowego udziału takich prac w piśmiennictwie naukowym nie ogranicza się jednak do geografii ekonomicznej ani do geografii w ogóle; obserwuje się ją we wszystkich naukach o Ziemi, a także w wielu innych. Zagadnienie to wymaga więc dużo bardziej generalnej dyskusji w całym świecie naukowym.

---

<sup>4</sup> M. Kiełczewska-Zaleska. *O typach sieci osiedli wiejskich w Polsce i planie ich przebudowy*. „Przegl. Geogr.” t. XXXVII, z. 3, 1965.

## Nominacje

Uchwałą z dnia 21.IV.1967 r. Rada Państwa nadała tytuł naukowy profesora zwyczajnego w Uniwersytecie Warszawskim prof. dr Wincentemu Okołowiczowi, a profesora nadzwyczajnego w Uniwersytecie Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie — doc. dr Tadeuszowi Wilgatowi.

## Nadanie stopni naukowych

Rada Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu nadała stopień naukowy docenta drowi Bolesławowi Augustowskiemu (uchwałą z dnia 20.IV.1966 r.). Stopień docenta w Uniwersytecie Jagiellońskim w Krakowie otrzymał dr Karol Bromek (15.VI.1966 r.), w Wyższej Szkole Ekonomicznej w Poznaniu — dr Bolesław Winiarski (29.VI.1966 r.), w Instytucie Geografii PAN w Warszawie — dr Teofil Lijewski (26.I.1967 r.).

Rada Naukowa Instytutu Geografii PAN nadała stopień doktora Mirosławie Opałło (uchwałą z dnia 26.I.1967 r.).

Stopień doktora na Wydziałach Biologii i Nauk o Ziemi i Przyrodniczym otrzymali:

Tadeusz Churski — Uniwersytet Mikołaja Kopernika (23.IV.1965 r.).

Stefan Żmuda — Uniwersytet Wrocławski (27.V.1965 r.).

Stanisława Chudy — Uniwersytet Łódzki (8.VI.1965 r.).

Tadeusz Sobolewski — Uniwersytet Wrocławski (16.VI.1965 r.).

Zbigniew Rzepa — Uniwersytet Wrocławski (2.XII.1965 r.).

Jerzy Cegła — Uniwersytet Jagielloński (22.I.1966 r.).

Beniamina Tchórzewska — Uniwersytet Warszawski (13.VI.1966 r.).

Stopień doktora w Szkole Głównej Planowania i Statystyki otrzymała Zdzisława Czyżowska (1.IV.1965 r.).

## Nagrody

Nagrody Ministra Szkolnictwa Wyższego otrzymali w 1966 roku następujący geografowie — pracownicy naukowo-dydaktyczni szkół wyższych:

prof. dr Rajmund Galon i doc. dr Józef Bajerlein — za szczególne osiągnięcia w dziedzinie dydaktyczno-wychowawczej, organizacji procesu dydaktycznego oraz prac związanych z kształceniem młodej kadry naukowej;

prof. dr Jerzy Kondracki — za szczególne osiągnięcia w dziedzinie autorstwa wyróżniających się podręczników dla studentów;

doc. dr Stefan Kozarski — za szczególne osiągnięcia w dziedzinie badań naukowych.



## SPRAWOZDANIE Z DZIAŁALNOŚCI KOMITETU NARODOWEGO MIĘDZYNARODOWEJ UNII GEOGRAFICZNEJ ZA ROK 1966

Komitet działał w nowym składzie, ustalonym decyzją Sekretariatu Naukowego III Wydziału PAN na okres lat 1966—1968: prof. prof. S. Leszczycki (przewodniczący), M. Klimaszewski (z-ca przewodniczącego), J. Dylik, K. Dziewoński, R. Galon, A. Jahn, J. Kondracki, J. Kostrowicki oraz doc. L. Kosiński (sekretarz).

Na posiedzeniach Komitetu, których w sumie odbyło się cztery, dyskutowano i uzgadniano stanowisko Polski wobec Unii i jej władz, omawiano też imprezy krajowe i zagraniczne odbywające się w ramach Unii lub pod jej auspicjami, w których udział brali geografowie polscy. W jednym z posiedzeń wziął udział przebywający w Polsce na zaproszenie Komitetu przewodniczący Unii, prof. S. P. Chatterjee.

Przewodniczący Komitetu, który jest równocześnie urzędującym wiceprezydentem Unii, brał aktywny udział w pracach zarządu. Uczestniczył on w Konferencji Regionalnej Krajów Ameryki Łacińskiej w Meksyku, w której ponadto wzięły udział dalsze dwie osoby z Polski (prof. J. Kostrowicki i dr M. Jarochowska) oraz w posiedzeniu Komitetu Wykonawczego MUG w Hakone (Japonia), które odbyło się w trakcie XI Międzynarodowego Kongresu Pacyficznego.

Działalność Komisji MUG, w których uczestniczyli Polacy, była w r. sprawozdawczym następująca:

*Komisja Ewolucji Stoków* — sympozjum w Liège i Louvain (Belgia) z udziałem członków Komisji Geomorfologii Stosowanej oraz dwu podkomisji związanych z tymi Komisjami — Kartowania Geomorfologicznego i Dynamiki Fluwialnej. Wśród 50 uczestników z 20 państw było 10 osób z Polski (prof. prof. J. Dylik — przew. Kom. Geomorfologii Peryglacialnej, R. Galon — czł.-koresp. Kom. Geomorfologii Litoralnej, A. Jahn — współprzewodniczący Kom. Ewolucji Stoków, M. Klimaszewski — przew. Podkom. Kartowania Geomorfologicznego, doc. L. Starkel — czł.-koresp. Kom. Ewolucji Stoków, dr dr M. Jahnowa, H. Klatkova, S. Gilewska, T. Gerlach, J. Szupryczyński), które wygłosiły 8 referatów. Polacy brali także udział w odbywających się przy tej okazji spotkaniach komisji i podkomisji.

W związku z przewidzianym na r. 1967 w Polsce sympozjum, organizowanym przez komisje Ewolucji Stoków i Geomorfologii Peryglacialnej — prowadzono intensywne prace przygotowawcze zwłaszcza w ośrodku wrocławskim pod kierunkiem prof. A. Jahna, w łódzkim pod kierunkiem prof. J. Dylika, oraz w ośrodku krakowskim pod kierunkiem doc. L. Starkla.

Podkomisja Kartowania Geomorfologicznego przy Komisji Geomorfologii Stosowanej odbyła posiedzenie robocze w Krakowie pod przewodnictwem przew. Podkomisji — prof. M. Klimaszewskiego, z udziałem doc. L. Starkla, dr dr T. Gerlacha i S. Gilewskiej oraz 4 gości zagranicznych.

*Komisja Geomorfologii Litoralnej* opracowywała bibliografię prac w zakresie geomorfologii brzegów morskich z udziałem czł.-koresp. Komisji prof. R. Galona, który opracowuje nową metodę klasyfikacji brzegów morskich.

*Komisja Atlasów Narodowych* zwołała posiedzenie plenarne w Paryżu z udziałem 29 osób z 18 krajów, w tym czł.-koresp. Komisji z Polski, prof. J. Kondrackiego, który wygłosił 2 komunikaty.

*Komisja Geograficznej Typologii Rolnictwa* odbyła poprzedzone rozesłaniem i opracowaniem 2 ankiet posiedzenie plenarne w Meksyku, w czasie Konferencji Regionalnej MUG. Przewodniczył uczestniczący w posiedzeniu przewodniczący Komisji — prof. J. Kostrowicki, który przygotował 2 referaty.

*Komisja Użytkowania Ziemi* prowadziła badania terenowe z udziałem ekip

międzynarodowych. Ekipy polskie uczestniczyły w badaniach w Rumunii (prof. J. Kostrowicki — czł.-rzech. Komisji oraz dr W. Biegajło i mgr W. Tyszkiewicz) i Bułgarii (dr W. Biegajło i mgr mgr W. Gadowski, S. Hauzer, R. Kulikowski). W badaniach na terenie Polski udział brała 4-osobowa ekipa z NRD oraz po 1 osobie z Bułgarii, Czechosłowacji i Jugosławii.

*Komisja Geografii Stosowanej* odbyła posiedzenie plenarne w Kingston, Rhode Island (USA) z udziałem 40 osób z 29 krajów, w tym czł. rzecz. reprezentującego Polskę — prof. L. Straszewicza, który przedstawił referat.

*Komisja Geografii i Kartografii Ludności Świata* miała dwa posiedzenia robocze zespołu organizującego sympozjum międzynarodowe, poświęcone problemom presji demograficznej w krajach rozwijających się, które ma się odbyć w r. 1967 w USA. W obu posiedzeniach, w Warszawie i State College, Pensylwania (USA) wziął udział czł. rzecz. Komisji doc. L. Kosiński oraz 2 pozostali członkowie zespołu.

*Komisja Metod Regionalizacji Ekonomicznej* — w związku z posiedzeniem plenarnym Komisji mającym się odbyć w r. 1967 w Strasburgu (Francja), prowadziła intensywne prace przygotowawcze z udziałem przew. Komisji prof. K. Dziewońskiego i czł.-koresp. doc. A. Wróbla.

Komitet informowany był bieżąco o współpracy międzynarodowej i posiedzeniach, w których udział brali geografowie polscy. Dotyczyło to następujących problemów:

badan nad geomorfologią Karpat i Bałkanu. W r. 1966 odbyło się w Bułgarii II sympozjum Komisji Geomorfologicznej Karpacko-Bałkańskiej pod przew. prof. W. Klimaszewskiego z udziałem sekr. Komisji doc. L. Starkla, dra T. Gerlacha i mgra A. Kotarby,

badan nad zlodowaceniami europejskimi. W r. 1966 odbyła się polsko-niemiecka konferencja w Polsce i NRD z udziałem prof. R. Galona, doc. doc. S. Kozarskiego i W. Niewiarowskiego, dr dr A. Karczewskiego i J. Szuprzyńskiego, a w części polskiej dalszych kilkunastu osób z prof. prof. J. Dylikiem i S. Z. Różyckim. W konferencji brało udział 5 uczestników z NRD, a w części niemieckiej dalszych 3,

badan nad regionalizacją fizycznogeograficzną. W r. 1966 odbyło się w Polsce zorganizowane przez PTG pod kierunkiem prof. J. Kondrackiego sympozjum międzynarodowe z udziałem 23 gości zagranicznych z 5 krajów i około 40 geografów polskich,

badan regionalnych. W r. 1966 odbył się VI Europejski Kongres Regional Science Association w Wiedniu, w którym uczestniczyło około 170 osób z 24 krajów, w tym z Polski: prof. K. Dziewoński, doc. doc. Z. Chojnicki i A. Wróbel oraz dr J. Mycielski.

*Leszek Kosiński*

## SPRAWOZDANIE Z DZIAŁALNOŚCI KOMITETU NAUK GEOGRAFICZNYCH PAN ZA ROK 1966

W roku 1966 Komitet Nauk Geograficznych PAN rozpoczął działalność w zmienionym składzie. Decyzją Sekretariatu Naukowego Wydziału III PAN z dnia 21 lutego 1966 r. powołany został na okres nowej 3-letniej kadencji, obejmującej lata 1966—1968, nowy skład osobowy Komitetu.

W okresie sprawozdawczym Komitet odbył trzy posiedzenia.

1. Posiedzenie w dniu 6 maja 1966 r. poświęcone było sprawom organizacyjnym, omówieniu zadań Komitetu w świetle nowych zaleceń Prezydium i Sekretariatu Naukowego PAN i przedyskutowaniu prac Komitetu na okres lat 1966—1968. Dla zrealizowania podstawowego zadania stojącego przed Komitetem w latach



1966—1967 — opracowania prognoz rozwoju nauk geograficznych na lata 1966—1985 — powołano 3 zespoły problemowe:

1. Zespół do spraw kształcenia kadr i rozwoju bazy organizacyjno-materiałnej (prof. dr K. Dziewoński i prof. dr A. Jahn).

2. Zespół do spraw badań szczególnie ważnych z punktu widzenia potrzeb gospodarki i kultury narodowej (doc. dr A. Kukliński — kierownik i prof. prof. L. Straszewicz, J. Paszyński, S. Szczepankiewicz i dr J. Szupczyński).

3. Zespół do spraw opracowania perspektywicznych kierunków badań geograficznych (do. dr L. Starkel — kierownik, doc. L. Kosiński i H. Maruszczak oraz dr dr H. Kłatkowa, B. Rossa i Z. Wysocki).

W celu prawidłowego opracowania perspektywicznych kierunków badań geograficznych powołano ponadto cztery zespoły specjalistyczne:

a. do spraw geografii fizycznej (prof. dr J. Kondracki i prof. dr J. Dylik),

b. do spraw geografii ekonomicznej (prof. prof. M. Dobrowolska, S. Berzowski i J. Kostrowicki),

c. do spraw geografii regionalnej (prof. prof. M. Kiełczewska-Zaleska i doc. doc. J. Barbag i T. Żebrowski),

d. do spraw kartografii (prof. dr F. Uhorczak i doc. dr L. Ratajski), z prawem dokooptowania przez poszczególne zespoły według swego uznania dalszych współpracowników.

Komitet ustalił ponadto wstępnie listę konferencji naukowych, organizowanych przy jego współudziale w latach 1966—1968.

2. Głównym przedmiotem posiedzenia Komitetu w dniu 24 czerwca 1966 roku była ocena 5-letnich planów badań z zakresu geografii na lata 1966—1970. Ocenę planów z zakresu geografii fizycznej przedstawili prof. dr J. Kostrowicki oraz (ocenę przygotowaną przez nieobecnego prof. A. Jahn) prof. dr S. Golachowski, a z zakresu geografii ekonomicznej prof. prof. A. Wrzosek i J. Paszyński. W referatach i w toku szerokiej dyskusji zwrócono uwagę na szereg istotnych usterek ocenianego planu.

3. Dla przedyskutowania wstępnych opracowań dotyczących prognozy rozwoju nauk geograficznych zorganizowane zostało w dniach 16—17 listopada 1966 r. w Jabłonie posiedzenie Komitetu z udziałem biorących udział w pracach na ten temat geografów spoza Komitetu. W toku dwudniowych obrad przedyskutowano wykonane dotychczas opracowania na temat oceny stanu istniejącego i kierunków rozwoju ważniejszych dyscyplin geograficznych, zreferowane przez prof. prof. M. Dobrowolską, M. Kiełczewską-Zaleską, J. Kondrackiego, J. Paszyńskiego, F. Uhorczaka, doc. doc. A. Kuklińskiego, L. Starkla, T. Wilgata i dra Z. Wysockiego.

Reasumując należy podkreślić, że w okresie sprawozdawczym Komitet Nauk Geograficznych skoncentrował swą uwagę głównie na sprawie przygotowania perspektywicznych prognoz rozwoju nauk geograficznych. Prace w tym zakresie są już poważnie zaawansowane. Ich ukończenie przewidziane jest zgodnie z terminem ustalonym przez Prezydium PAN na koniec I kwartału 1967 r.

*Stanisław Misztal*

#### SPRAWOZDANIE Z DZIAŁALNOŚCI INSTYTUTU GEOGRAFII PAN ZA ROK 1966

Decyzją Sekretariatu Naukowego PAN (uchwała nr 48/66 z dnia 13 września 1966 r.) w strukturze organizacyjnej Instytutu zatwierdzone zostały następujące zmiany: 1) rozwiązano: Zakład Geografii Zaludnienia i Osadnictwa; Pracownię

Geografii Historycznej oraz Pracownię Regionalizacji Ekonomicznej; 2) w miejscach utworzono: Zakład Geografii Osadnictwa pod kierunkiem prof. M. Kiełczewskiej-Zaleskiej; Pracownię Geografii Zaludnienia pod kierunkiem doc. L. Kosińskiego oraz Pracownię Teorii i Metodologii Geografii pod kierunkiem doc. A. Wróbla.

Rada Naukowa Instytutu działała w składzie ustalonym uchwałą Wydziału III PAN z dnia 13 maja 1963 r. do dnia 18 marca 1966 r., w którym to terminie Sekretariat Naukowy Wydziału III PAN powołał nową Radę Naukową na okres dalszych trzech lat, tj. do 30 kwietnia 1969 r. W dniu 5 września 1966 r. zmarł członek Rady Naukowej dr Józef Staszewski.

Skład osobowy Dyrektora Instytutu Geografii PAN był w 1966 r. następujący: Dyrektor Instytutu prof. dr S. Leszczycki; z-ca dyrektora do spraw nauki prof. dr K. Dziewoński; z-ca dyrektora do spraw ogólnych doc. dr M. Chilczuk — do dnia 30.IX.1966 r., a od 1.X.1966 r. doc. dr T. Żebrowski; z-ca dyrektora do spraw administracyjnych mgr E. Grabowski.

Stan zatrudnienia w Instytucie Geografii PAN na dzień 30.XII. 1966 r. wynosił 155 pracowników (w 1965 r. — 152 prac.), w tym: 132 pracowników działalności podstawowej (w 1965 r. — 128), 12 pracowników administracyjnych (w 1965 r. — 12), 11 pracowników obsługi (w 1965 r. — 12).

Wśród pracowników działalności podstawowej było:

a. 17 samodzielnych pracowników naukowo-badawczych (w 1965 r. — 16), w tym: 8 profesorów zwyczajnych (bez zmian), 3 profesorów nadzwyczajnych (w 1965 r. — 2), 5 docentów (w 1965 r. — 6), 1 doktor (dr A. Zarychta został mianowany samodzielnym pracownikiem naukowo-badawczym);

b. 41 pracowników naukowo-badawczych, w tym: 29 adiunktów (w 1965 r. — 27), 8 st. asystentów (w 1965 r. — 9), 4 asystentów (bez zmian);

c. 54 pracowników inżynierjino-technicznych (w 1965 r. — 51), w tym: 40 z tytułem naukowym inżyniera i magistra; 5 pracowników dokumentacji naukowej; 14 pracowników służby bibliotecznej (bez zmian) i 2 pracowników wydawnictw (bez zmian).

W roku 1966 Rada Naukowa Instytutu przyznała 2 osobom stopień naukowy docenta nauk przyrodniczych (drowi T. Lijewskiemu i drowi J. Babczowi).

Krajowe stypendia naukowe Polskiej Akademii Nauk w 1966 r. otrzymało 14 osób (w tym 10 osób habilitacyjne i 4 doktorskie).

Nagrody Wydziału III PAN w 1966 r. otrzymali: za osiągnięcia naukowe doc. dr L. Kosiński (14 000 zł), a za naukowo-organizacyjne: prof. dr K. Dziewoński (4000 zł), doc. dr A. Kukliński (2500 zł), doc. dr T. Lijewski (3000 zł), dr J. Grzeszczak (3000 zł) i dr W. Trzebiński (2000 zł).

Prof. dr S. Leszczycki został wybrany członkiem honorowym Towarzystwa Geograficznego w Paryżu i Węgierskiego Towarzystwa Geograficznego; otrzymał również odznakę i medal 1000-lecia Państwa Polskiego; prof. dr M. Klimaszewski został powołany na członka-korespondenta Wszechzwiązkowego Towarzystwa Geograficznego ZSRR.

*Badania naukowe.* W roku 1966 prowadzono prace na odcinku teorii i metodyki nauk geograficznych, kontynuowano dawniej rozpoczęte prace badawcze, związane z potrzebami gospodarki narodowej oraz organizowane na forum międzynarodowym.

I. W zakresie badań podstawowych posunięto poważnie naprzód zagadnienie zastosowania metod matematycznych w naukach geograficznych, a zwłaszcza w geografii ekonomicznej. Podjęto szerzej zakrojoną pracę nad uporządkowaniem pojęć i schematu logicznego, klasyfikacji, generalizacji zjawisk oraz konstruowania hipotez i teorii. W kwietniu 1966 r. została zorganizowana Konferencja metodolo-



giczna w zakresie geografii ekonomicznej, poświęcona przedyskutowaniu osiągniętych postępów na tym odcinku oraz określeniu kierunku dalszych prac.

Ukończone zostało studium rozwoju pojęć metod i zastosowań stosowanych w analizie funkcjonalnej miast, które pozwoliło na integrację koncepcji tzw. jazy ekonomicznej miasta w obrębie regionu ekonomicznego.

Kontynuowano prace nad charakterystyką poszczególnych części kraju przy pomocy zespołu ogólnych, zagregowanych wskaźników ekonomicznych oraz nad teorią gospodarki regionalnej.

W końcowej fazie opracowania redakcyjnego znajduje się Atlas Narodowy Polski.

II. W zakresie badań bezpośrednio użytecznych dla gospodarki narodowej ukończono prace na temat przepływów towarowych i powiązań międzyregionalnych na obszarze Polski oraz na temat modeli lokalizacji przemysłu. Zgodnie z ustalonym programem współpracy PAN z Komisją Partyjno-Rządową do spraw ograniczenia wzrostu zatrudnienia w m. st. Warszawie podjęto i częściowo ukończono szereg badań na temat deglomeracji wielkich zespołów miejskich i przemysłowych w perspektywie regionalnego wzrostu ekonomicznego Polski. Prace te będą kontynuowane w następnych latach.

Ponadto w ramach prac pozaplanowych wykonano na Sympozjum w sprawie rozmieszczenia ośrodków naukowych w Polsce, organizowane przez Wydział I i Komitet Przestrzennego Zagospodarowania Kraju PAN studium aktualnego układu rozmieszczenia ośrodków i kadr naukowych w Polsce.

III. W zakresie współpracy naukowej na terenie międzynarodowym kontynuowano wspólne badania nad geomorfologią Karpat i Bałkanów. Odbyło się w Sofii II Sympozjum poświęcone tym zagadnieniom, przy czym ogólna organizacja i koordynacja prac pozostała nadal w rękach geografów polskich. Wylano II tom Studiów na temat geomorfologii Karpat („Geographia Polonica” nr 10) oraz podjęto w Krakowie wydawnictwo seryjne pt. „Acta Geomorphologica Carpathica”.

Odbyła się również konferencja w Toruniu w sprawie genezy i rozwoju Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, stanowiąca kontynuację współpracy geomorfologów z Polski i z NRD.

W ramach prac organizacyjnych prowadzonych dla Międzynarodowej Unii Geograficznej kontynuowano badania w zakresie geomorfologii peryglacjalnej i procesów stokowych (odbyło się wspólne posiedzenie odpowiednich Komisji NUG w Liege, następne ma się odbyć w Polsce w 1967 r.); geomorfologii stosowanej (opracowanie i koordynacja prac w zakresie kartowania geomorfologicznego) oraz metod regionalizacji ekonomicznej (przygotowanie raportów, które mają być dyskutowane na posiedzeniu odpowiedniej Komisji NUG w 1967 r. w Strasburgu).

Dobrze zapowiada się współpraca geografów polskich w Komisji Geografii i Kartografii Ludności, która uzyskała fundusze oraz oficjalne poparcie UNESCO na prowadzenie badań w krajach rozwijających się. Kontynuowano również prace nad typologią rolnictwa oraz rolniczym użytkowaniem ziemi. W szczególności prowadzono studia terenowe łącznie z geografami bułgarskimi, czechosłowackimi, jugosłowiańskimi i z NRD oraz zorganizowano szeroko zakrojoną ankietę na temat typologii rolnictwa w skali światowej.

W sumie prace Instytutu Geografii PAN były prowadzone w ramach 38 problemów obejmujących 156 tematów.

Z przewidzianych do ukończenia 28 tematów, faktycznie zakończono prace nad 17 tematami, a ponadto ukończono przed terminem 2 tematy pozaplanowe. Łącznie ukończono prace nad 17 tematami planowymi i 9 tematami pozaplanowymi.

Podobnie jak w latach ubiegłych na uwagę zasługuje dalszy wzrost ilości i zakresu prac z geografii stosowanej, są to opracowania w formie ekspertyz,

Zestawienie publikacji pracowników Instytutu Geografii PAN w 1966 r.

Zakłady — Pracownie	Rozprawy i artykuły naukowe	Sprawozdania naukowe, organizacyjne, życiorysy i bibliogr.	Artykuły i książki naukowo-popularne	Podręczniki, skrypty, programy nauczania	Tłumaczenia	Recenzje	Dyskusje i polemiki	Hasła do encyklopedii	Notatki naukowe i abstrakty	Przewodniki	Razem
1. Zakład Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn w Krakowie	11	3	—	—	—	1	—	—	—	1	16
2. Zakład Geomorfologii i Hydrografii Niżu w Toruniu	12	9	—	—	—	7	—	3	2	—	33
3. Zakład Klimatologii	5	9	—	—	—	3	—	—	6	—	23
4. Pracownia Geomorfologii Ogólnej w Łodzi	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6
5. Pracownia Geografii Fizycznej Jezior	4	3	—	—	—	—	1	—	—	—	8
6. Zakład Geografii Przemysłu i Komunikacji	7	6	—	—	—	7	—	—	—	4	24
7. Zakład Geografii Rolnictwa	21	—	—	—	—	1	—	—	20	—	42
8. Zakład Geografii Osadnictwa	10	—	2	—	4	4	1	—	—	—	21
9. Pracownia Geografii Zaludnienia	3	7	3	—	—	5	—	—	1	—	19
10. Pracownia Geografii Krajów Słabo Rozwiniętych	2	—	1	—	—	3	—	—	1	—	7
11. Pracownia Kartografii	1	2	1	—	—	2	—	—	3	—	9
12. Pracownia Teorii i Metodologii Geografii	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
13. Pracownia Historii Geografii i Kartografii we Wrocławiu	—	6	—	—	—	—	—	53	—	—	59
14. Zakład Przestrzennego Zagospodarowania Kraju	12	1	2	—	—	3	—	—	—	—	18
15. Dział Dokumentacji i Informacji Naukowej	3	6	—	—	1	1	—	—	—	—	11
	98	52	9	—	5	37	2	56	33	5	297



wykonywanych dla potrzeb gospodarki narodowej. W pracach tych przodują radał ośrodki: toruński, krakowski i warszawski.

Wykaz publikacji pracowników Instytutu w 1966 r. zawiera tab. 1, działalność wydawniczą obrazuje tab. 2, a stan ilościowy i wzrost zbiorów zainwentaryzowanych Biblioteki — tab. 3.

Tabela 2

## Wydawnictwa Instytutu Geografii PAN

Wydawnictwa	Ilość pozycji			Objętość w ark. wyd.		
	Planowano	Wykonano	%	Planowano	Wykonano	%
1. Prace Geograficzne	8	8	100	80	84,75	106
2. Przegląd Geograficzny	4	4	100	75	76,5	102
3. Geographia Polonica	2	2	100	20	20	100
4. Dokumentacja Geograficzna	6	6	100	36	36,5	100
5. Przegląd Zagranicznej Literatury Geograficznej	4	3	75	32	29	90
	24	23	95	243	246,75	101

Tabela 3

## Stan ilościowy i wzrost zbiorów zainwentaryzowanych Bibliotek i Instytutu Geografii PAN

Druki zwarte, seryjne i zbiorowe	Czasopisma	Atlasy	Mapy	Mikrofilmy, fotokopie, przeźroczka, płyty	Razem
w o l u m i n ó w			arkuszy	jednostek bibliotecznych	jednostek bibliotecznych
Rok 1966 63 260	28 736	1 541	63 331	13 474	170 242
Rok 1965 58 986	28 869	1 399	60 418	301	147 973

Biblioteka Instytutu prowadziła wymianę wydawnictw z 852 instytucjami zagranicznymi (w 1965 r. — 863) w 83 krajach i z 72 instytucjami w Polsce (w 1965 r. — 74).

W roku sprawozdawczym Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk zorganizował następujące konferencje naukowe:

1. Sesję sprawozdawczą IG PAN w dniach 11—12.III.1966 r., poświęconą wynikom prac badawczych w latach 1961—1965;
2. Zjazd poświęcony zagadnieniom erozyjnym Kraków, 6—9.IX.1966 r.;
3. Symposium polsko-niemieckie poświęcone Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej, Toruń, 4—14.IV.1966 r.;

4. Ogólnopolską Konferencję poświęconą kartowaniu i klasyfikacji gleb, Toruń, 12—16.VII.1966 r.;

5. Konferencję metodologiczną poświęconą geografii ekonomicznej, Jabłonna, 16—19.IV.1966 r.;

6. Współudział w zorganizowaniu sesji naukowej Komitetu Nauk Geograficznych, poświęconej perspektywom rozwoju nauk geograficznych w Polsce, Jabłonna, 16—17.XI.1966 r.

Ponadto pracownicy Instytutu uczestniczyli w licznych konferencjach naukowych, organizowanych przez inne instytucje w kraju.

Wielu pracowników Instytutu, podobnie jak w latach ubiegłych, brało żywy udział w pracach różnych Komitetów i Komisji Polskiej Akademii Nauk, przede wszystkim w pracach Komitetu Nauk Geograficznych, Komitetu Narodowego MUG, oraz Komitetu Przestrzennego Zagospodarowania Kraju PAN, a ponadto w Komitecie Ochrony Przyrody i jej Zasobów, Polskim Komitecie Międzynarodowej Współpracy Geofizycznej, w komitetach: Demograficznym, Nauk Ekonomicznych, Geofizyki, Badań Morza, Agrometeorologicznym i w innych.

Ponadto brali oni czynny udział w pracach Komitetu do spraw Kartografii CUGiK-u, Komitetu 1000-lecia Państwa Polskiego, Polskiego Komitetu do spraw UNESCO, Polskiego Towarzystwa Met. i Hydrogr., Państwowego Komitetu PUGWASH, Państwowej Rady Ochrony Przyrody oraz innych.

Pracownicy Instytutu pracowali czynnie w radach naukowo-ekonomicznych prezydów woj. rad narodowych w Warszawie, Bydgoszczy, Białymstoku, Kielcach, Olsztynie, Opolu, Krakowie i Rzeszowie oraz pełnili funkcje konsultantów w pracowniach planów regionalnych kilku województw.

Nadal bardzo pomyślnie rozwijała się współpraca z Polskim Towarzystwem Geograficznym.

Współpraca naukowa Instytutu Geografii PAN z zagranicą rozwijała się w oparciu o zasady i ustalenia z lat poprzednich.

W 1966 r. 54 pracowników wyjeżdżało lub przebywało z ramienia Instytutu za granicą (w 1965 r. — 50), a odwiedziło Instytut około 85 gości zagranicznych (w 1965 r. — około 60).

Pracownicy Instytutu Geografii PAN uczestniczyli w następujących zjazdach i konferencjach naukowych za granicą:

1. Międzynarodowa Konferencja na temat przestrzennego zagospodarowania wsi. Paryż — Francja, 2—4.III.1966 r.

2. Doroczny Zjazd Geografów Francuskich. Caen — Francja, marzec 1966 r.

3. Symposium poświęcone zmianom klimatu w holocenie. Londyn — W. Brytania, 18—19.IV.1966 r.

4. Polsko-Niemiecka Konferencja poświęcona geomorfologii Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, część II na terenie NRD, 9—13.V.1966 r.

5. Sympozjum Komisji Geomorfologii Stosowanej i Komisji Badań Stokowych MUG. Liege-Louvain — Francja, 8—15.VI.1966 r.

6. Międzynarodowy Kongres i Wystawa Reprografii. Praga — Czechosłowacja, 13—20.VI.1966 r.

7. Konferencja Regionalna Krajów Ameryki Łacińskiej (LARC). Meksyk — 3—15.VIII.1966 r.

8. Komisja Typologii Rolnictwa MUG. Meksyk, sierpień 1966 r.

9. IV Międzynarodowy Kongres Biometeorologiczny. New Brunswick — USA, 26.VIII. — 2.IX.1966 r.

10. VI Europejski Kongres Regional Science Association. Wiedeń — Austria, 29.VIII. — 1.IX.1966 r.

11. Posiedzenie Komitetu Wykonawczego MUG. Hakone — Japonia, wrzesień 1966 r.



12. XI Międzynarodowy Kongres poświęcony zagadnieniom naukowym Pacyfiku. Tokio — Japonia, wrzesień 1966 r.

13. II Sympozjum Komisji Geomorfologicznej Karpacko-Balkańskiej. Sofia — Bułgaria, 27.IX. — 5.X.1966 r.

14. Międzynarodowe Sympozjum na temat hydrologii jezior i zbiorników wodnych. Garda — Włochy, 10—15.X.1966 r.

15. Posiedzenie robocze Podkomisji Komisji Geografii i Kartografii Ludności Świata MUG dla zorganizowania sympozjum na temat presji demograficznej na zasoby w krajach rozwijających się. University Park — USA, 17—23.XI.1966 r.

16. Posiedzenie robocze w sprawie przeglądowej mapy geomorfologicznej Karpat. Bratysława — Czechosłowacja, 26—30.XI.1966 r.

W ramach wymiany naukowej między akademiami krajów socjalistycznych indywidualnie wyjeżdżali: *do Bułgarii* — doc. L. Starkel; *do Chińskiej Republiki Ludowej* — dr S. Gilewska; *do Czechosłowacji* — dr R. Szczesny; *do Mongolskiej Republiki Ludowej* — prof. dr S. Leszczycki i prof. dr M. Klimaszewski; *do Niemieckiej Republiki Demokratycznej* — dr A. Synowiec; *do Rumunii* — prof. dr J. Kostrowicki, mgr W. Tyszkiewicz; *do Węgierskiej Republiki Ludowej* — doc. L. Kosiński; *do Związku Radzieckiego* — dr J. Szupryczyński oraz na kurs języka rosyjskiego mgr M. Jerczyński. Grupowo wyjeżdżali do Bułgarii: mgr W. Gadowski, mgr S. Hauzer, mgr R. Kulikowski.

Na zaproszenie zagranicznych placówek naukowych wyjeżdżali z wykładami i odczytami oraz w celu zapoznania się z aktualnym stanem prac w poszczególnych dziedzinach geografii, koordynacji badań, w celach szkoleniowych itp.: prof. dr M. Kiełczewska-Zaleska do Jugosławii, na zaproszenie Uniwersytetu w Lublanie; prof. dr R. Galon do NRF, na zaproszenie uniwersytetów w Würzburgu, Hanowerze i Göttingen; doc. dr L. Kosiński do USA (prelekcje na Uniwersytecie Stanowym Pensylwanii w University Park); do W. Brytanii, na zaproszenie Royal Geographical Society w Londynie i Polsko-Szkockiego Towarzystwa w Glasgow (prelekcje w ramach uroczystości milenijnych Państwa Polskiego, nadto odczyty na zaproszenie Uniwersytetów w Keele, Liverpool i Nottingham, w London School of Economics and Political Science); prof. dr J. Kostrowicki do USA, na zaproszenie University of Oregon w Evanston, w charakterze „visiting professor”; doc. dr A. Kukliński do Szwajcarii, angagement w Europejskiej Komisji Gospodarczej ONZ; prof. dr S. Leszczycki do W. Brytanii na zaproszenie Royal Geographical Society (prelekcje w ramach uroczystości milenijnych Państwa Polskiego w RSG w Londynie; wykłady na Uniwersytetach w Cambridge i Nottingham oraz uczelniach londyńskich); do Belgii na zaproszenie Uniwersytetu w Liège, jak również na Węgry na zaproszenie Uniwersytetu w Debrecenie; prof. dr B. Olszewicz do Austrii, na zaproszenie Austriackiego Towarzystwa Geograficznego w Wiedniu i w Salzburgu; prof. dr J. Paszyński do Francji, na zaproszenie Centrum Badań Urbanistycznych w Paryżu (nadto prelekcje na zaproszenie Uniwersytetu Paryskiego i Stacji Naukowej PAN w Paryżu).

Na stażach naukowych za granicą w 1966 r. przebywali: dr J. Bączyk w ZSRR na studiach z zakresu oceanografii fizycznej i geomorfologii wybrzeży; dr W. Biegajło w Rumunii na badaniach naukowych w zakresie użytkowania ziemi i struktury przestrzennej rolnictwa; dr M. Kluge w ZSRR na badaniach bilansu cieplnego przyziemnych warstw atmosfery; dr M. Najgrakowski w Szwajcarii na studiach z zakresu planowania przestrzennego; dr D. Kosmowska-Suffczyńska na Węgrzech na studiach nad lessami i badaniach eksperymentalnych w zakresie wód płynących; mgr B. Wicik w ZSRR na studiach porównawczych z zakresu badań geograficzno-glebowych; dr Z. Ziemońska we Francji na studiach z zakresu hydrografii.

Wydatki Instytutu Geografii PAN w 1966 r. wynosiły 11 557 000 zł. Wartość majątku (środków trwałych) Instytutu wzrosła o 326 426 zł i wynosiła na dzień 31.XII.1966 r. 5 468 192 zł, zaś wartość księgozbioru i map wynosiła w tym samym czasie 6 940 251 zł.

Kazimierz Więckowski i Teodora Jeżewska

## SESJA SPRAWOZDAWCZA INSTYTUTU GEOGRAFII PAN

W dniach 20—21 marca 1967 r. odbyła się w Warszawie doroczna Sesja sprawozdawcza Instytutu Geografii PAN, poświęcona działalności Instytutu oraz przeglądowni ostatnich badań z zakresu geografii zaludnienia i osadnictwa. W Sesji udział wzięło około 120 osób reprezentujących poszczególne uczelnie, instytuty naukowe oraz instytucje i urzędy państwowe.

Sesję otworzył prof. dr F. Barciński, przewodniczący Rady Naukowej Instytutu Geografii PAN. Powitał on zebranych i poinformował, że poza sprawozdaniem dyrektora Instytutu przewidziana jest część naukowa, poświęcona geografii zaludnienia i osadnictwa. Zwrócił on uwagę, że wymienione działy geografii nie były dotychczas na poprzednich sesjach prezentowane. Na zakończenie prof. Barciński poprosił zebranych by minutową ciszą uczcili pamięć zmarłego prof. dra J. Staszewskiego.

Następnie zabrał głos prof. dr S. Leszczycki. Wyjaśnił on, że obszerne sprawozdanie zostało powielone i rozesłane zainteresowanym<sup>1</sup>. Wobec tego w wystąpieniu swoim pragnie zwrócić uwagę jedynie na momenty szczególnie istotne.

Omawiając zmiany organizacyjne, prof. Leszczycki podkreślił, że w najbliższych latach nie będą tworzone nowe zakłady lub pracownie, natomiast cała uwaga będzie poświęcona rozwojowi już istniejących oraz możliwie najlepszemu ich wyposażeniu technicznemu. Zwrócił on także uwagę, że kierownictwo dwu nowo utworzonych pracowni powierzono docentom — co jest wyrazem polityki odmiładzania kadry kierowniczej.

Obecnie struktura kadry naukowej nie jest zadowalająca. Na 15 zakładów i pracowni jest bowiem jedynie 17 samodzielnych pracowników naukowo-badawczych, a powinno być co najmniej 30. Podstawową kadrę pracowników naukowych powinni tworzyć doktorzy i odpowiednia liczba pracowników inżynieryjno-technicznych. Obecnie Instytut zatrudnia 155 pracowników. Planuje się, że liczba ta wzrośnie do około 200 w ciągu przyszłych 10 lat.

Jeśli chodzi o system kształcenia kadr, to będzie kontynuowana, rozwijana i usprawniana działalność „Studium doktorskiego”, można bowiem żywić uzasadnioną nadzieję, że spełni ono bardzo ważną rolę, przyczyni się bowiem niewątpliwie do podniesienia i ujednolicenia poziomu wykształcenia doktorów, w szczególności zaś spowoduje pogłębienie przez nich znajomości nauk ścisłych oraz nowych metod i technik badawczych.

Następnie prof. Leszczycki stwierdził, że nawet najbardziej pobieżne przedstawienie prac badawczych prowadzonych przez Instytut w ciągu ubiegłego roku byłoby, ze względu na ich zakres bardzo trudne. Uważa, że najważniejszym wykładnikiem są publikacje naukowe, ich liczba i jakość. W ocenach będą też uwzględniane ekspertyzy opracowywane dla potrzeb różnych działów gospodarki narodowej. Jest rzeczą oczywistą, że brany będzie również pod uwagę szereg dalszych elementów składających się na całokształt działalności naukowej.

<sup>1</sup> Patrz również *Sprawozdanie z działalności IG PAN za 1966 r.*, zamieszczone w niniejszym numerze.



W ciągu najbliższych lat działalność Instytutu będzie się koncentrowała głównie wokół następujących grup zagadnień:

1. główną uwagę poświęci się rozwojowi prac teoretycznych i metodologicznych we wszystkich dziedzinach geografii, oraz opracowywaniu, wprowadzaniu i upowszechnianiu nowych metod i technik badawczych. Specjalny nacisk położony będzie na doskonalenie i upowszechnienie metod prac zespołowych one bowiem powinny odgrywać coraz większą rolę,

2. nadal w możliwie szerokim zakresie kontynuowane będą badania podstawowych elementów przyrodniczych środowiska geograficznego oraz poszczególnych dziedzin gospodarki narodowej w skali całego kraju i jego regionów.

3. powinien nastąpić zasadniczy rozwój badań w zakresie geografii regionalnej w skali poszczególnych krajów, kontynentów i całego świata. Szczególną uwagę należy zwrócić na opracowania nawet stosunkowo drobnych problemów, ale opracowywanych w skali całego świata. W związku z tym na coraz szerszą skalę będą podejmowane badania poza granicami kraju. W bieżącym roku Instytut zapoczątkuje badania terenowe na Islandii i w Mongolii. Będą kontynuowane w krajach Europy południowo-wschodniej badania z zakresu geografii rolnictwa. Należy jednak zdawać sobie sprawę z trudności badań za granicą,

4. bardzo ważną pozycję w programie działalności Instytutu muszą stanowić opracowania z tzw. „geografii stosowanej”, tj. ekspertyzy wykonywane dla potrzeb gospodarki narodowej, głównie planowania przestrzennego oraz związane z obronnością kraju,

5. w ciągu najbliższych lat powinny również zostać opracowane kompleksowe syntezy działów i gałęzi geografii fizycznej i ekonomicznej w skali całej Polski.

Unowocześnieniu powinna ulec praca działu dokumentacji i informacji naukowej. Przy obecnej bowiem ilości publikacji, gdy w skali kraju ukazuje się 1000—1200 pozycji z zakresu geografii rocznie, a w skali świata około 50 tys., dotychczasowe metody gromadzenia i udostępniania danych nie pozwalają już na śledzenie bieżącego rozwoju nauki. Konieczne więc jest znalezienie odpowiednich metod opracowywania i selekcji informacji.

Po referacie sprawozdawczym prof. Leszczyckiego i dyskusji rozpoczęła się druga naukowa część Sesji, poświęcona zagadnieniom geografii zaludnienia i osadnictwa.

Jako pierwszy wystąpił prof. K. D z i e w o ŋ s k i. W referacie pt. *Nowe ujęcie teoretyczne w geografii miast* dał obszerną, wnikliwą charakterystykę problemu jako takiego oraz podsumowanie dotychczasowej dyskusji, ciągnącej się od szeregu lat na łamach czasopism fachowych, zwłaszcza amerykańskich. Przedstawił on także własne przemyślenia i koncepcje w tym zakresie.

Następnie doc. L. K o s i ŋ s k i przedstawił opracowany przy udziale mgra A. G a w r y s z e w s k i e g o i mgra A. Ż u r e k referat pt. *Studia nad rozmieszczeniem i migracjami ludności w Polsce*. Ilustrację tego interesującego tematyycznie i metodycznie opracowania stanowiła opublikowana ostatnio przez autorów mapa rozmieszczenia ludności Polski w skali 1 : 1 000 000 oraz około 30 map rękopiśmienne, przedstawiających różne elementy oraz różne etapy i warianty opracowania. W celach porównawczych przedstawiono kilkanaście podobnych map z różnych krajów opracowanych zgodnie z zaleceniami Międzynarodowej Unii Geograficznej.

Dalsze dwa referaty prof. M. K i e ł c z e w s k i e j - Z a l e s k i e j pt. *Z badań nad typami wsi południowego Mazowsza* i dr H. S z u l c pt. *Chronologia osiedli a typy układów przestrzennych wsi Śląska Opolskiego* stanowiły ciekawe przykłady kompleksowego zastosowania metod historycznych i geograficznych do badań z geografii historycznej. W szczególności wskazywały na korzyści, jakie daje umiejętne wykorzystywanie źródeł pisanych oraz starych map i planów katastralnych połączone z badaniami terenowymi i konfrontacją w terenie.

Kolejny referat dr J. Szewczyk pt. *Włoka jako jednostka powierzchni w polskim systemie metrologicznym* stanowił oryginalny przykład badań problemu z pogranicza geografii historycznej, etnografii i językoznawstwa.

Drugi dzień Sesji poświęcony był w całości przeglądowi dotychczasowych wyników badań kompleksowych „Ośrodka przemysłowego Tarnowa”, prowadzonych zespołowo przez Zakład Geografii Osadnictwa IG PAN, Katedrę Geografii Ekonomicznej Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Krakowie i Katedrę Geografii Ekonomicznej Uniwersytetu Jagiellońskiego.

Obrady zagałę prof. Dziewoński wyjaśniając, że Tarnów wybrano jako obiekt badań dlatego, iż jest on klasycznym przykładem prężnego, szybko rozwijającego się (w odmiennych warunkach dwu formacji społeczno-ekonomicznych) ośrodka przemysłowego, który od 20 tys. mieszkańców w okresie międzywojennym wyrósł do 76 tys. obecnie, a w ciągu następnych 20 lat osiągnie prawdopodobnie około 120 tys. mieszkańców. Można więc śledzić tu mechanizm procesu szybkiego przekształcania się małego miasta, nieuprzemysłowionego w średni i duży ośrodek przemysłowy oraz to, jak w konsekwencji zmieniała się jego rola w skali regionalnej i pozaregionalnej, jego funkcje produkcyjne, powiązania przestrzenne itp. Istotnym czynnikiem wyboru był także fakt istnienia opracowanej w okresie międzywojennym *Monografii Tarnowa i okolicy* Z. Simchego, obejmującej również rozdział dotyczący życia gospodarczego Tarnowa i jego zaplecza, napisany przez Władysława Ormickiego. Stwarzało to możliwość nawiązania do tych badań i ich wyników.

Przedstawione referaty obejmowały tak obszerną tematykę i bogactwo materiału faktograficznego, że w szczupłych ramach niniejszego sprawozdania trudno je omówić w sposób zadowalający. Ponieważ zostaną one opublikowane w „Pracach Geograficznych”, ograniczam się jedynie do wymienienia nazwisk autorów i tytułów ich referatów.

1. dr L. Pakuła — *Ośrodek przemysłowy Tarnowa, czynniki jego rozwoju i powiązania produkcyjne*,
2. prof. dr M. Kiełczewska-Zaleska — *Region usługowy Tarnowa*,
3. dr J. Herma — *Tarnów — rynek zatrudnienia i dojazdu do pracy*,
4. dr J. Warszyńska — *Rola i funkcja Tarnowa w świetle przewozów towarowych*,
5. dr A. Jelonek — *Struktura demograficzna miasta Tarnowa*,
6. dr A. Werwicki — *Struktura przestrzenna Tarnowa*.

W sumie, w czasie dwudniowych obrad wygłoszono 11 referatów, a w obszernej dyskusji zabierało głos 20 osób.

Dyskusję podsumował prof. Dziewoński, podkreślając jej konstruktywny charakter.

Kazimierz Więckowski

#### I POSIEDZENIE RADY NAUKOWEJ IG PAN w dniu 23.VI.1966 r.

Posiedzenie Rady Naukowej IG PAN w dniu 23.VI.1966 r. było pierwszym jej posiedzeniem w nowym składzie osobowym — powołanym decyzją Sekretariatu Naukowego Wydziału III PAN w dniu 18.IV.1966 r. na okres trzech lat.<sup>1</sup>

Na posiedzeniu tym nowo powołana Rada Naukowa dokonała wyboru następujących swoich stałych komisji:

1. *Komisja Kształcenia i Doskonalenia Kadr Naukowych oraz Kwalifikacyjna dla pracowników naukowo-badawczych*;

<sup>1</sup> Por. „Przegl. Geogr.” t. XXXVIII, z. 3, 1966, s. 528.



Przewodniczący: doc. dr A. Wróbel.

Członkowie: prof. dr K. Dziewoński, prof. dr R. Galon, prof. dr J. Paszyński, doc. dr L. Kosiński, doc. dr A. Kukliński, doc. dr L. Starkel.

2. *Komisja Biblioteczna:*

Przewodnicząca: prof. dr J. Kobendzina.

Członkowie: prof. dr K. Dziewoński, prof. dr M. Łodyński, prof. dr B. Olszewicz, prof. dr St. Pietkiewicz, prof. dr F. Uhorcza, doc. dr Z. Kaczorowska, dyr. dr W. Trzebiński;

3. *Rada Wydawnicza (Redakcyjna):*

Przewodnicząca: prof. dr M. Kiełczewska-Zaleska;

Z-ca Przewodniczącej: prof. dr J. Kostrowicki.

Członkowie: prof. dr K. Dziewoński, prof. dr R. Galon, prof. dr M. Klimaszewski, prof. dr J. Kobendzina, prof. dr S. Leszczycki, prof. dr B. Olszewicz, dr J. Grzeszczak.

4. *Komisja Ustalania Nazw Geograficznych:*

Przewodniczący: doc. dr L. Ratajski.

Z-ca Przewodniczącego: prof. dr F. Uhorcza.

Członkowie: prof. dr J. Kondracki, prof. dr B. Olszewicz, prof. dr St. Pietkiewicz, prof. dr A. Wrzosek, prof. dr P. Zwoliński.

Sekretarz: dr J. Szewczyk.

Po przeprowadzeniu dyskusji i wniesieniu poprawek uchwalono nowy regulamin Rady Naukowej IG PAN.

Po zapoznaniu się z jednogólną decyzją Komisji do spraw przewodu habilitacyjnego dra Teofila Lijewskiego, dopuszczającą Kandydata do kolokwium habilitacyjnego i po przeprowadzeniu tego kolokwium — odbyła się dyskusja nad jego wynikiem, po czym Rada Naukowa jednogólnie uznała w głosowaniu tajnym wynik tego kolokwium za pomyślny (tytuł rozprawy habilitacyjnej dra T. Lijewskiego: *Dojazdy do pracy w Polsce*).

Wobec pozytywnego wniosku Komisji do spraw przewodu habilitacyjnego dra Stefana Jewtuchowicza, dotyczącego wszczęcia tego przewodu — Rada Naukowa po przeprowadzeniu dyskusji podjęła w głosowaniu tajnym jednogólną decyzję w tej sprawie i powołała na recenzentów rozprawy habilitacyjnej i całego dorobku naukowego Kandydata prof. prof.: A. Dylikową, R. Galona i E. Rühle (tytuł rozprawy habilitacyjnej dra S. Jewtuchowicza: *Geneza pradoliny Warszawsko-Berlińskiej między Nerem a Moszczenicą*).

Rada Naukowa powołała Komisję w składzie: prof. dr F. Barciński, prof. dr A. Wrzosek i doc. dr A. Kukliński, która po zapoznaniu się z całością materiałów w sprawie wszczęcia postępowania o powołanie mgra Stanisława Malessy, adiunkta Zakładu Przestrzennego Zagospodarowania Kraju IG PAN, na stanowisko samodzielnego pracownika naukowo-badawczego — przedłoży Radzie Naukowej odpowiedni wniosek.

Następnie Rada Naukowa podjęła uchwały o wszczęciu przewodów doktorskich, zatwierdzeniu tematów rozpraw doktorskich i powołaniu promotorów dla dwóch hospitantów: mgr S. Hołderna-Litwińskiej (promotor — doc. dr A. Kukliński) i mgra S. Rzymowskiego (promotor — prof. dr J. Kostrowicki) oraz trzech kandydatów na stypendium PAN z puli Ministerstwa Oświaty: mgra B. Staszewskiego (promotor — doc. dr T. Żebrowski), mgr M. Pułinowej (promotor — prof. dr A. Jahn) i mgr D. Majdzińskiej-Woś (promotor — prof. dr J. Paszyński).

Rada Naukowa powołała przewodniczącego zespołu egzaminacyjnego (prof. dr K. Dziewoński) i recenzentów rozprawy doktorskiej: mgr M. Opallo (prof. dr F. Barciński i prof. dr K. Secomski).

Wniosek doc. dra A. Kuklińskiego o zaangażowanie dra Stanisława Hermana na stanowisko adiunkta do Zakładu Przestrzennego Zagospodarowania Kraju IG PAN został pozytywnie przez Radę Naukową zaopiniowany.

## II POSIEDZENIE RADY NAUKOWEJ IG PAN w dniu 14.X.1966 r.

W związku ze śmiercią Członka Rady Naukowej IG PAN, zasłużonego geografa, prof. dra Józefa Staszewskiego, przewodniczący posiedzeniu prof. dr R. Galon przypomniał zebrany twórczość i działalność naukową Zmarłego oraz Jego zasługi na polu geografii, po czym Rada Naukowa uczciła Jego pamięć minutą ciszy.

Rada Naukowa powołała przewodniczącego zespołu egzaminacyjnego (prof. dr St. Zb. Różycki) i recenzentów rozprawy doktorskiej mgr Hanny Korolec (prof. dr R. Galon i prof. dr B. Krygowski).

Na wniosek prof. dra S. Leszczyckiego Rada Naukowa powołała Komisję w składzie: prof. prof.: F. Barciński, K. Dziewoński i S. Leszczycki, która po zapoznaniu się z całością materiałów w sprawie wszczęcia postępowania o powołanie mgra inż. Kazimierza Liera, pracownika Zakładu Przestrzennego Zagospodarowania Kraju IG PAN, na stanowisko samodzielnego pracownika naukowo-badawczego — przedłożył Radzie Naukowej odpowiedni wniosek.

Rada Naukowa zaakceptowała zreferowane przez prof. dra K. Dziewońskiego sprawozdanie ze współpracy naukowej IG PAN z zagranicą za lata 1961—1965.

Sprawozdanie Kierownika Studium Doktorskiego IG PAN — doc. dra A. Wróbla z dotychczasowej działalności Studium wywołało szeroką i ożywioną dyskusję Rady Naukowej.

W dyskusji tej podkreślono: eksperymentalny charakter Studium Doktorskiego IG PAN, duże zdyscyplinowanie jego uczestników, przejściowość obecnego układu zajęć na Studium, który ma na celu wyrównanie kwalifikacji doktorantów, konieczność ustalenia pewnego minimum wymagań w stosunku do uczestników Studium pracujących zawodowo oraz zorganizowania pomocy dla tych, którzy jej potrzebują.

W podsumowaniu dyskusji nad tym punktem porządku obrad podkreślono duże zasługi i ogromny wysiłek doc. dra A. Wróbla zarówno w zorganizowaniu tej eksperymentalnej placówki szkoleniowej, jak i w jej prowadzeniu oraz zobowiązano go do szczegółowego przeanalizowania i — w miarę możliwości — uwzględnienia i wprowadzenia w pracy Studium postulatów zgłoszonych w toku dyskusji.

Następnie Rada Naukowa pozytywnie zaopiniowała zreferowane przez prof. dra K. Dziewońskiego wnioski IG PAN w sprawie stypendiów doktorskich i habilitacyjnych oraz w sprawie stypendiów doktoranckich.

Wnioski o przyznanie nagród naukowych Wydziału III PAN doc. drom L. Kosińskiemu i S. Kozarskiemu za wyróżniające się prace naukowe z dziedziny geografii w okresie ostatnich trzech lat (rozprawy habilitacyjne) — zostały pozytywnie przez Radę Naukową zaopiniowane.

## III POSIEDZENIE RADY NAUKOWEJ IG PAN w dniu 17.XI.1966 r.

Rada Naukowa IG PAN na posiedzeniu w dniu 17.XI.1966 r. podjęła uchwałę o wszczęciu postępowania w sprawie wysunięcia doc. dra Tadeusza Żebrowskiego do tytułu naukowego profesora nadzwyczajnego, wybrała spośród swoich członków trzysobową komisję w tej sprawie oraz wyznaczyła następujących recenzentów: prof. dra S. Leszczyckiego i prof. dr B. Olszewicza.



Zgodnie z wnioskami powołanych przez Radę Naukową Komisji i po przeprowadzeniu wyczerpującej dyskusji — Rada Naukowa podjęła uchwały o wszczęciu postępowania w sprawie powołania na stanowiska samodzielnych pracowników naukowo-badawczych mgra S. Malessy i mgra inż. K. Liera oraz wyznaczyła rzeczoznawców dla opracowania szczegółowej charakterystyki ich kwalifikacji naukowych i dorobku naukowego (w odniesieniu do mgra S. Malessy: prof. prof. W. Czerny, K. Wejchert i F. Uhorcza, w odniesieniu do mgra inż. K. Liera: prof. J. Goryński, prof. M. Kaczorowski i doc. A. Kukliński).

Wobec pozytywnych wyników kolokwiów przeprowadzonych pięciu kandydatom na stypendia doktoranckie przez powołaną w tym celu Komisję — Rada Naukowa podjęła uchwały o wszczęciu przewodów doktorskich, zatwierdzeniu tematów rozpraw doktorskich i powołaniu promotorów dla następujących osób: mgra Słupika (hydrografia, prom. doc. L. Starkel), mgr A. Orlicz (klimatologia, prom. prof. dr J. Paszyński), mgr A. Michałowskiej-Smak (klimatologia, prom. prof. dr J. Paszyński), mgra L. Daukszy (geomorfologia i hydrografia, prom. doc. dr L. Starkel) i mgra E. Gila (geografia fizyczna kompleksowa, prom. doc. dr L. Starkel).

Prof. dr S. Leszczycki szczegółowo poinformował zebranych o wynikach kontaktów nawiązanych z Mongolską Akademią Nauk w czasie 10-dniowego pobytu w Mongolii w lipcu br. prof. dra M. Klimaszewskiego i prof. dra S. Leszczyckiego. W wyniku rozmów przeprowadzonych z prezesem MAN, dyrektorem Instytutu Geografii MAN oraz kierownikami poszczególnych działów tego Instytutu został nakreślony szeroki program mongolsko-polskiej wymiany i współpracy naukowej w dziedzinie geografii w latach 1967—1970.

W sprawach bieżących — prof. dr S. Leszczycki poinformował zebranych o przyjeździe do Polski w najbliższym czasie czteroosobowej delegacji geografów chińskich na okres jednego miesiąca.

#### IV POSIEDZENIE RADY NAUKOWEJ IG PAN

w dniu 10.XII.1966 r.

Po zapoznaniu się z opiniami recenzentów rozprawy doktorskiej mgr M. Opallo pt. *Dysproporcje w strukturze przestrzennej przemysłu w Polsce Ludowej* oraz po przeprowadzeniu dyskusji — Rada Naukowa IG PAN na posiedzeniu w dniu 10.XII.1966 r. podjęła uchwałę o przyjęciu w. w. rozprawy.

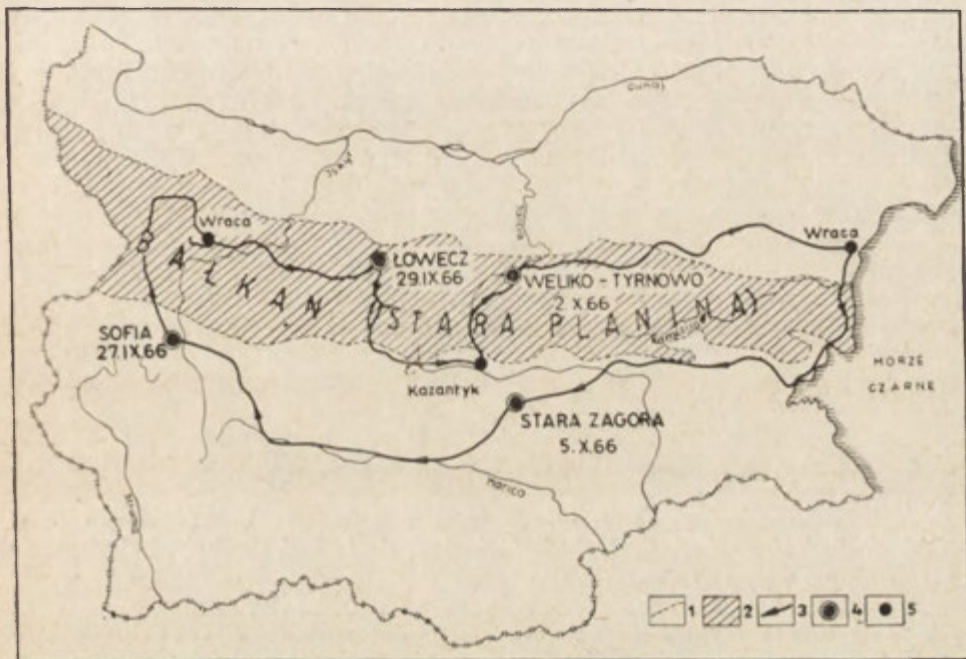
Rada Naukowa podjęła uchwałę o wszczęciu przewodu doktorskiego, zatwierdzeniu tematu rozprawy doktorskiej i powołaniu promotora dla pracownika Zakładu Przestrzennego Zagospodarowania Kraju IG PAN — mgra Michała Stalskiego.

Następnie Rada Naukowa powołała przewodniczących zespołów egzaminacyjnych i recenzentów rozpraw doktorskich: mgra J. Ostrowskiego (przew. prof. J. Kondracki, rec. prof. F. Uhorcza, prof. F. Piątkowski), mgra W. Morawskiego (przew. prof. F. Barciński, rec. prof. K. Secomski, prof. K. Dziewoński, doc. A. Wróbel) i mgra J. Żurkowskiego (przew. prof. K. Dziewoński, rec. prof. W. Sadowski, doc. P. Czartoryski, doc. Zb. Chojnicki) oraz przewodniczącego zespołu egzaminacyjnego mgra J. Skoczka (prof. J. Kondracki).

Zreferowane przez profesora K. Dziewońskiego wnioski w sprawie atestacji studiów osób pobierających stypendia doktoranckie zostały przez Radę Naukową pozytywnie zaopiniowane.

## II SYMPOZJUM POŚWIĘCONE GEOMORFOLOGII KARPAT I BAŁKANU

W dniach od 27.IX do 5.X.1966 r. odbyło się na terenie Bułgarii II Sympozjum Geomorfologicznej Komisji Karpacko-Bałkańskiej, zorganizowane przez Instytut Geografii Bułgarskiej Akademii Nauk przy wydatnej pomocy pracowników naukowych Instytutu Geograficznego Uniwersytetu w Sofii.<sup>1</sup> Kierownikiem naukowym był prof. dr Ż. Gałabow, a funkcje sekretarza organizacyjnego pełnili doc. Vl. Popow i pani D. Popowa.



Ryc. 1. Trasa wycieczki po Bułgarii

1 — granica Bałkanu, 2 — obszar Bałkanu, 3 — trasa wycieczki, 4 — miejsce obrad, 5 — inne miejsca noclegów

Celem II Sympozjum było zaprezentowanie i ocena prac Komisji za okres minionych trzech lat, wymiana doświadczeń między członkami Komisji, zapoznanie się ze stanem i nowszymi wynikami badań nad ewolucją rzeźby Starej Płaniny oraz opracowanie programu badawczego Komisji na następne trzy lata.

W Sympozjum uczestniczyło 47 osób, w tym 24 z Bułgarii, 2 z Czechosłowacji, 3 z Jugosławii, 7 z Polski, 4 z Rumunii, 2 z Węgier i 5 ze Związku Radzieckiego.

Na Sympozjum złożyły się posiedzenia naukowe i wycieczka. Posiedzenia odbyły się w Sofii, Łowecz, Wieliko Tyrnowo i Starej Zagorze. Wygłoszono na nich 27 referatów. W czasie objazdu terenowego czterokrotnie przekraczano Bałkan. Trasa wiodła z Sofii przez Michajłowgrad — Wracę — Łowecz — Kazanlyk — Wieliko Tyrnowo i Warnę do Starej Zagory. Zespół geomorfologów z IG BAN i Uniwersytetu Sofijskiego zaznajomił uczestników ze stanem badań nad ewolucją rzeźby różnych części Starej Płaniny.

II Sympozjum rozpoczęło uroczyste otwarcie i powitanie uczestników — członków Geomorfologicznej Komisji Karpacko-Bałkańskiej, którego dokonał dyrektor

<sup>1</sup> I Sympozjum odbyło się na terenie Karpat polskich i czechosłowackich we wrześniu 1963 r. („Przegl. Geogr.”) t. XXXVI, z. 1, 1964).



IG BAN prof. dr Ż. Gałabow oraz przedstawiciele władz Akademii Nauk, Uniwersytetu i instytutów naukowych. Po przemówieniach powitalnych prof. dr M. Klimaszewski, przewodniczący Prezydium Komisji, złożył sprawozdanie z prac i działalności Komisji za okres 1963—1966. Najbardziej zaawansowane są prace nad przeglądową mapą geomorfologiczną Karpat i Bałkanu. Zostały rozpoczęte prace nad zestawieniem i ujednoliceniem metod badań współczesnych procesów morfogenetycznych oraz terminologią geomorfologiczną obszarów górskich. Na polu wydawniczym Komisja posiada już swój dorobek. Referaty wygłoszone na I Sympozjum w Krakowie ukazały się w „Geographia Polonica” t. 9, 1965, a referaty wygłoszone w Bratysławie w „Geografický Časopis” t. 14, z. 3, 1964. Ponadto ukazały się dwa tomy „Geomorphological Problems of Carpathian”, pierwszy wydany w 1965 r. przez Słowacką Akademię Nauk, a drugi w Polsce, w 1966 r. wydany przez IG PAN. Sprawozdanie prof. dra M. Klimaszewskiego uzupełnili: doc. dr L. Starkel i dr T. Gerlach. Wystąpienie doc. dra L. Starkla dotyczyło stanu prac nad przeglądową mapą geomorfologiczną Karpat i Bałkanu, a dra T. Gerlacha przeglądu dotychczas stosowanych metod w badaniach współczesnych procesów morfogenetycznych na obszarze Karpat i Bałkanu.

Referaty naukowe wygłoszone na II Sympozjum dotyczyły:

1. *Rozwoju geomorfologicznego poszczególnych części Karpat i Bałkanu ze szczególnym zwróceniem uwagi na związki ze strukturą* (prof. dr V. Mihailescu, prof. dr N. V. Dumitraszko, prof. dr V. Tufescu, kand. nauk L. Badea, doc. D. A. Lilienberg),

2. *Zagadnień genezy i wieku powierzchni zrównań* (prof. dr Ż. Gałabow, prof. dr S. Lang, prof. dr D. V. Cereteli, doc. K. Miszew, doc. D. A. Lilienberg),

3. *Zagadnień rzeźby glacialnej i krasowej* (prof. dr M. Klimaszewski, prof. dr P. Penczew, doc. D. Manacovik, dr J. Petrovič, dr D. Gavrilovič, mgr A. Kotarba),

4. *Współczesnych ruchów tektonicznych* (doc. D. Kaniew),

5. *Zagadnień kartowania geomorfologicznego* (prof. dr Ż. Gałabow, prof. dr M. Lukniś),

6. *Badania teras rzecznych* (doc. N. S. Błagowolin, dr N. Pop),

7. *Zagadnień metodyki badań* (prof. dr B. Krygowski, doc. dr L. Starkel, dr T. Gerlach).

Na kolejnych posiedzeniach przewodniczyli: prof. dr D. V. Cereteli, prof. dr N. V. Dumitraszko, prof. dr I. Iwanow, doc. D. A. Lilienberg, prof. dr S. Lang, prof. dr M. Lukniś, prof. dr M. Klimaszewski, prof. dr V. Mihailescu, prof. dr V. Tufescu.

Po każdym referacie odbywała się ożywiona dyskusja. W wypowiedziach podkreślano konieczność stosowania różnych metod badawczych dla rozwiązywania poszczególnych problemów związanych z ewolucją rzeźby, oraz zwrócenia większej uwagi na rolę zmian klimatycznych i związanych z nimi zmian szaty roślinnej. Niejednokrotnie wysuwano potrzebę ściślejszej koordynacji badań i utworzenia specjalistycznych grup roboczych.

Część druga Sympozjum poświęcona była studiom terenowym. W czasie 6-dniowej wycieczki prowadzonej przez prof. dr Ż. Gałabowa i jego współpracowników z IG BAN i Uniwersytetu Sofijskiego przedstawiono i przedyskutowano:

1. zagadnienia rozwoju rzeźby Starej Płaniny ze szczególnym uwzględnieniem genezy i wieku powierzchni zrównania,

2. zagadnienia wpływu struktury na charakter rzeźby Starej Płaniny i Przedbałkanu,

3. zagadnienia ruchów tektonicznych w czwartorzędzie,

4. zagadnienia rozwoju rzeźby krasowej wapiennych części Starej Płaniny,
5. zagadnienia korelacji teras rzecznych z terasami morskimi w obszarze staropłanińskiej części półwyspu Morza Czarnego.

Symposium całkowicie spełniło swoje cele i zadania. W czasie posiedzeń naukowych uczestnicy zapoznali się ze stanem badań geomorfologicznych w Karpatach i Starej Płaninie, a studia terenowe rozszerzyły i pogłębiły znajomość zagadnień geomorfologicznych południowej części łuku karpacko-bałkańskiego oraz metod badawczych stosowanych przez kolegów bułgarskich. Zacieśniono współpracę naukową między członkami Komisji. Wyrazem tego było zarysowanie planu prac na okres następnych trzech lat i powołanie specjalistycznych zespołów roboczych. Rezultatem końcowym Symposium było uchwalenie rezolucji.

### Rezolucja

1. Uczestnicy Symposium stwierdzają, że zarówno posiedzenia II Symposium, jak też wycieczki w góry Stara Płanina rozszerzyły naszą znajomość geomorfologii łuku Karpat i Bałkanu, pozwoliły na zebranie materiału porównawczego, umożliwiły zapoznanie się z metodami badawczymi stosowanymi przez geomorfologów naszych krajów.

2. Uczestnicy Symposium zapraszają kolegów jugosłowiańskich pracujących w Karpatach i Bałkanie do udziału w pracach Komisji. W związku z tym Prezydium Komisji zwróci się do Instytutu Geografii im. J. Cwijića i do Wydziału Przyrodniczo-Matematycznego Uniwersytetu w Beogradzie z propozycją włączenia geomorfologów do naszej Komisji, wprowadzenia do planu badań obu instytucji programu badawczego Komisji i delegowania przedstawiciela Jugosławii do Prezydium Komisji.

3. Członkowie Komisji uchwalili następujący program badawczy na okres 1966—1969 w oparciu o zespoły badawcze:

a) Kontynuowanie prac nad przeglądową mapą geomorfologiczną Karpat i Bałkanu w skali 1:500 000 przez zespół kierowany przez doc. L. Starkla,

b) Kontynuowanie studiów nad terasami rzecznyymi głównie w dolinach transwersalnych w ramach roboczego zespołu kierowanego przez dr E. Badea (Karpaty Rumuńskie, Bałkan) i doc. E. Mazura (inne części Karpat).

c) Kontynuowanie prac nad unifikacją metod badania współczesnych procesów morfogenetycznych i rozpoczęcie badań procesów uzgodnionymi metodami, szczególnie na stacjach naukowych. Zestawienie wyników dotychczasowych badań. Zespół roboczy będzie prowadzony przez dr T. Gerlacha.

d) Kontynuowanie prac nad wielojęzycznym słownikiem terminów geomorfologicznych i nazw regionalnych stosowanych na obszarze łuku Karpat i Bałkanu przez zespół pod kierunkiem prof. V. Mihailescu.

e) Prowadzenie studiów nad powierzchniami zrównań (ich rozmieszczeniem, genezą, wiekiem, osadami korelatnymi) oraz opracowanie metodyki badania zrównań przez zespół pod kierunkiem prof. Z. Gałabowa.

f) Prowadzenie studiów nad rzeźbą i hydrografią krasową w Karpatach i Bałkanie w ramach zespołu kierowanego przez dr D. Gavrilovića.

g) Prowadzenie studiów nad rzeźbą glacialną obszarów wysokogórskich Karpat i Bałkanu w ramach zespołu roboczego prowadzonego przez dr Gh. Niculescu.

Kierownicy zespołów roboczych wybrani przez członków Komisji na II Symposium zaproszą do współpracy specjalistów geomorfologów ze wszystkich naszych krajów dla zestawienia wyników, prowadzenia wspólnych badań i wypracowania najlepszych metod badawczych. Kierownicy organizują i koordynują prace zespołów. Na III Symposium Komisji w 1969 roku przedstawią i podsumują wyniki badań zespołów. Na następnym symposium na raport i wybrane referaty z zakresu prac



każdego zespołu roboczego przeznacza się wraz z dyskusją 2—3 godziny. Przewidziane są też oddzielne zebrania grup roboczych.

4. Uczestnicy Sympozjum uważają za bardzo wskazane zorganizowanie następnego III Sympozjum Komisji w Rumunii i powiązanie go z wycieczkami przekrojowymi przez Karpaty. Po zaznajomieniu się z przekrojami geomorfologicznymi przez Karpaty Zachodnie i Starą Planiną poznania rzeźby Karpat Rumuńskich, najbardziej zróżnicowanej w obrębie całego łuku górskiego, będzie bardzo istotne dla zrozumienia ewolucji całych Karpat i Bałkanu.

W związku z tym uczestnicy zalecają Prezydium Komisji zwrócenie się z taką propozycją do Prezydium Rumuńskiej Akademii Nauk i do Dyrekcji Instytutu Geografii RAN.

5. Uczestnicy Sympozjum, stwierdzając, że oficjalnymi reprezentantami poszczególnych krajów są przedstawiciele Instytutów Geografii różnych Akademii Nauk, zalecają przesłanie rezolucji wszystkim Katedrom Geografii Fizycznej Uniwersytetów prowadzących badania na terenie Karpat i Bałkanu z równoczesnym zaproszeniem ich do współpracy.

6. Członkowie Komisji uznają za swój organ rocznik „*Studia Geomorfologica Carpatho-Balcanica*” wydawany przez Komisję Geograficzną Krakowskiego Oddziału PAN w Krakowie. Do komitetu redakcyjnego wejdą geomorfologowie z wszystkich krajów. Członkowie Komisji popierają propozycję polską drukowania w tym czasopiśmie krótkich artykułów z zakresu geomorfologii Karpat i Bałkanu oraz recenzji i komunikatów o stanie prac komisji.

7. Serdeczne podziękowanie dla organizatorów II Sympozjum powiązanego z wycieczkami naukowymi poprzez góry Stara Planina, za doskonałe przygotowanie całości Sympozjum. Szczególnie jesteśmy wdzięczni prof. Ż. Gałabowi, dyrektorowi Instytutu Geografii BAN oraz jego współpracownikom, którzy przedstawili wyniki bardzo interesujących badań geomorfologicznych bułgarskiej części łuku Karpacko-bałkańskiego.

Dziękujemy również Prezydium Bułgarskiej Akademii Nauk, Bułgarskiemu Towarzystwu Geograficznemu, Katedrom Geografii Uniwersytetu Sofijskiego i Głównemu Urzędowi Geodezji i Kartografii za aktywną pomoc w organizacji II Sympozjum.

8. Uczestnicy Sympozjum wyrażają gorące podziękowanie prof. Ż. Gałabowi za gotowość wydrukowania referatów i sprawozdań z II Sympozjum Geomorfologicznej Komisji Karpacko-Bałkańskiej w publikacjach Instytutu Geografii Bułgarskiej Akademii Nauk.

9. Członkowie Komisji wyrażają duże zadowolenie z udziału w Sympozjum geomorfologów pracujących w innych obszarach górskich i uważają za bardzo celowy ich udział w grupach roboczych przy rozwiązywaniu problemów rozwoju młodych gór.

10. Ze względu na dobre rezultaty pracy dotychczasowego Prezydium Komisji, kierowanego przez przewodniczącego Prezydium, prof. M. Klimaszewskiego i sekretarza doc. L. Starklę, uczestnicy Sympozjum wybrali prof. M. Klimaszewskiego przewodniczącym i doc. L. Starklę sekretarzem Komisji na następne 3 lata.

Rezolucja została przygotowana w jednobrzmiących tekstach w języku bułgarskim, rosyjskim, francuskim i polskim.

Sympozjum było bardzo starannie przygotowane zarówno pod względem naukowym, jak i organizacyjno-technicznym. Wszyscy uczestnicy otrzymali szczegółowy program, streszczenia referatów w języku rosyjskim i francuskim, przewodnik wycieczkowy ilustrowany mapkami i rysunkami oraz szereg publikacji dotyczących Starej Planiny i regionów sąsiednich. W Sofii zorganizowano wystawę dorobku

geografów bułgarskich, a w czasie pobytu w Wracy, Łowecz, Tyrnowo i Starej Zagorze odbyły się spotkania z przedstawicielami miejscowych władz.

Tadeusz Gerlach, Adam Kotarba

#### KONFERENCJA POŚWIĘCONA PROBLEMOM PALEOGEOGRAFII HOLOCENU W POLSCE

W dniach 20 i 21 stycznia 1967 roku odbyła się w Krakowie konferencja robocza poświęcona problemom paleogeografii holocenu z nawiązaniem do późnego glacjału na terenie Polski. Konferencja zorganizowana została przez Zakład Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii PAN w Krakowie oraz przez Zakład Paleobotaniki Instytutu Botaniki PAN w Krakowie.

W konferencji wzięło udział około 150 osób: geografów fizycznych, geomorfologów, geologów, klimatologów, botaników, gleboznawców, zoologów i archeologów.

Konferencję otworzył rektor UJ prof. dr Mieczysław Klimaszewski, a zagał obrady prof. dr Władysław Szafer.

Konferencja spotkała się z dużym zainteresowaniem, o czym świadczyła bardzo ożywiona dyskusja. Wygłoszone referaty przyczyniły się do lepszego poznania najmłodszego okresu w historii Ziemi, trwającego od 10 000 lat. Referaty wraz z dyskusją zostaną opublikowane w „Folia Quaternaria”.

W czasie konferencji wygłoszono 17 referatów, w większości opracowanych przez geografów. Dziesięć referatów poświęcono paleogeografii holocenu i różnym procesom morfogenetycznym, prowadzącym do przekształcenia starych i powstawania nowych form rzeźby: doc. dr L. Starkel — *Holocen Polski na tle ewolucji paleogeograficznej Europy*; doc. dr H. Maruszczak — *Procesy denudacyjne w późnym glacialu i holocenie w świetle badań suchych dolin w Polsce*; dr T. Klatka — *Procesy denudacyjne w holocenie w regionie Gór Świętokrzyskich*; dr Z. Churska — *Procesy denudacyjne i formy późnoglacialne nad dolną Wisłą*; doc. dr L. Roszkówna — *Z historii rozwoju doliny dolnej Wisły*; doc. dr L. Starkel — *Przebieg erozji i akumulacji rzecznej w holocenie*; doc. dr S. Kozarski i dr K. Tobolski — *Holocenne przeobrażenia wydym śródlądowych w Wielkopolsce w świetle badań geomorfologicznych i palynologicznych*; dr K. Więckowski — *Geneza, wiek i dalsza ewolucja jezior północnej Polski*; dr B. Rosa — *Z historii polodowcowej wybrzeża południowego Baltyku*.

W holocenie ostatecznie wykształcił się współczesny krajobraz Polski. W rzeźbie największe zmiany miały miejsce w dolinach rzecznych na terenie całej Polski oraz na pojezierzach wskutek ostatecznego wytopienia się martwych lodów i powstania zbiorników jeziornych i zaakumulowania niektórych z nich torfami, a także na terenach wydym śródlądowych i nadmorskich.

Początek holocenu zaznaczył się w dolinach rzecznych dość intensywną erozją, akumulacja rozpoczęła się już w okresie borealnym i trwa z niewielkimi przerwami przez cały holocen, na co zwrócili uwagę w swoich referatach L. Starkel, H. Maruszczak, T. Klatka, Z. Churska i L. Roszkówna.

W holocenie powstawały lub ulegały przeobrażeniom powstałe wcześniej, formy eoliczne. Główny okres tworzenia się wydym w Polsce przypadł na schyłkowy okres ostatniego glacjału. W holocenie, a zwłaszcza w okresie subborealnym i subatlantyckim wiele wydym uległo przekształceniom. Główną przyczyną zmian w rzeźbie eolicznej było niszczenie lasów na wydymach przez człowieka neolitycznego. S. Kozarski i K. Tobolski stwierdzili w wydymach na terenie Wielkopolski od 1 do 3 poziomów gleb kopalnych. Autorzy sądzą, że nie było okresu, który by



sprzyjał wzmożonej działalności eolicznej; nie warunki klimatyczne, a działalność człowieka sprzyjała rozwiewaniu form wydmowych.

Ewolucją jezior na Pojezierzu Mazurskim zajął się K. Więckowski. Wytapianie się martwych lodów na terenach objętych ostatnim zlodowaceniem rozpoczęło się w schyłkowym okresie plejstocenu. W powstających zbiornikach odbywała się akumulacja osadów organogenicznych — gytii i torfów. Wiek tych osadów na podstawie analiz palynologicznych i  $C^{14}$  został określony na alleröd. Należy podkreślić, że autor referatu pobierał liczne próby do analiz z dna Jeziora Mikołajskiego przy pomocy specjalnej, skonstruowanej przez niego sondy.

Referat B. Rosy poświęcony był głównie rzeźbie polodowcowej na dnie Bałtyku, a szczególnie starym liniom brzegowym położonym na różnych głębokościach.

Zmianom klimatycznym w holocenie poświęcone były dwa referaty: bardzo interesujący, metodyczny referat doc. dr M. Hessa (*Próba rekonstrukcji klimatu w holocenie na terenie Polski*) i referat dr J. Stasiakowej (*Próba odtworzenia przemian klimatycznych w okresie subborealnym i subatlantyckim*).

M. Hess na przykładzie badań w Karpatach stwierdza, że podstawowym wskaźnikiem klimatycznym jest średnia roczna temperatura. Znając korelację pomiędzy średnią temperaturą a innymi czynnikami, możemy podać dla jakiegoś terenu cały szereg tych czynników. Z określoną średnią temperaturą roku wiąże się górna granica lasu w górach. Znając wysokość tej granicy w poszczególnych okresach holocenu, możemy określić dość dokładnie warunki klimatyczne tego obszaru w danym okresie.

Schyłek ostatniego glaciału i holocen był okresem dużych przemian w szacie roślinnej Polski. Zagadnieniem tym zajęli się w referatach raczej przyczynkowych, mgr F. Szafrński (*Zmiany roślinności Wielkopolskiego Parku Narodowego w holocenie w świetle analizy pyłkowej*) i dr K. Szczepanek (*Ewolucja szaty roślinnej na obszarze krasowym koło Staszowa*).

Ewolucja fauny w holocenie na terenie Polski jest jeszcze bardzo słabo poznana, jak wynikało z referatu dra Z. Bocheńskiego, prof. dra K. Kowalskiego i doc. dra W. Szymczakowskiego (*Przemiany fauny w holocenie Polski*).

Zagadnieniem ewolucji gleb w holocenie zajął się doc. dr Z. Prusinkiewicz (*Materiały do poznania ewolucji gleb Polski północnej w holocenie*). Badania gleb bielcowych w ujściowym obszarze Odry pozwalają stwierdzić, że proces bielcowania gleb po okresie litoriny nie był jednolity. Najintensywniej bielcowanie zachodziło w Polsce północnej, najslabiej natomiast w Polsce środkowej. Autor wiąże różny stopień zbielcowania gleb z różnym stopniem nawilgocenia terenu.

Ostatnia grupa referatów poświęcona była przemianom krajobrazu, powstałym wskutek działalności człowieka (dr M. Ralska-Jasiewiczowa: *Ślady osadnictwa prehistorycznego w polskich diagramach pyłkowych*; dr S. Kurnatowski: *Osadnictwo i jego rola w kształtowaniu krajobrazu*).

W celu dalszego rozwoju badań nad holocenem w Polsce postanowiono:

1. powołać specjalną komisję dla badań holocenu przy Komitecie PAN do badań czwartorzędu,

2. zwrócić się do odpowiednich władz (PAN, Komitet Narodowy INQUA, Min. Oświaty i Szkolnictwa Wyższego) z prośbą o zorganizowanie laboratorium wyposażonego w nowoczesną aparaturę, a zwłaszcza w aparaturę do badań bezwzględного wieku osadów metodą węgla radioaktywnego ( $C^{14}$ ),

3. zwrócić się z prośbą do Min. Oświaty i Szkolnictwa Wyższego o powołanie zakładów gleboznawstwa przy wszystkich uniwersytetach, w celu przyspieszenia badań gleboznawczych, zaniedbywanych do tej pory bardzo często w badaniach geograficznych,

4. zająć się szczegółowym badaniem doliny Wisły w celu uzgodnienia metod

badawczych i powiązania wyników badań, prowadzonych przez różne ośrodki w Polsce,

5. organizować w różnych ośrodkach naukowych w Polsce konferencje poświęcone problematyce holocenu,

6. w dalszych badaniach szczególną uwagę należy zwrócić na zmiany krajobrazu wywołane gospodarką człowieka,

7. opublikować w „Przeglądzie Zagranicznej Literatury Geograficznej” opracowania syntetyczne na temat holocenu.

Przedstawione w czasie konferencji referaty oparte były głównie na badaniach geologiczno-geomorfologicznych i palynologicznych. Aby badania holocenu posunąć naprzód, należy sięgnąć do bardziej ścisłych metod badawczych, co z dużym naciskiem podkreślił w swym końcowym wystąpieniu prof. W. Szafer. Do tej pory na podstawie jednego albo niewielu profiliów pyłkowych wyciąga się często daleko idące wnioski. Należy wprowadzać szerzej niż dotychczas badania przestrzenne (izopole), określanie wieku osadów metodą  $C^{14}$ , zwrócić większą uwagę na badania dendro-chronologiczne itp.

Jak wynika z treści przedstawionych referatów, więcej uwagi poświęcono schyłkowemu okresowi ostatniego glacjału niż holocenowi. Zbyt słabo została uwypuklona rola holocenu w kształtowaniu współczesnego krajobrazu. Bardzo mało uwagi, co podkreślił w swym końcowym wystąpieniu prof. dr M. Klimaszewski, zwrócono na powiązania badań nad holocenem z życiem gospodarczym. Nie zajmowano się erozją gleb, walką z rozwojem wawozów, klasyfikacją erozyjnych form holocenów, skutkami regulacji rzek, ewolucją stoków w holocenie itp.

*Miroslaw Bogacki*

#### SEMINARIUM POŚWIĘCONE METODOM PODZIAŁU KRAJU NA MIKROREGIONY DLA POTRZEB OCENY ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO (Wolsztyn 10—11.III.1967 r.)

Organizację seminarium firmowały trzy instytucje, a mianowicie: Poznańska Sekcja Komisji Geografii Stosowanej PTG, Zakład Geografii Fizycznej Stosowanej Instytutu Geografii UAM oraz Komitet Fizjograficzny Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk. Faktycznym organizatorem był przede wszystkim wymieniony wyżej Zakład UAM.

W seminarium uczestniczyło 60 osób. Z tego niemal połowa (29 osób) była związana zawodowo z rolnictwem (WSR, IUNG, Wojewódzkie Biura Geodezji i Urzędzeń Rolnych). Dość znaczną grupę stanowili pracownicy naukowcy wyższych uczelni różnych zakładów Polskiej Akademii Nauk (łącznie 20 osób). Stosunkowo niewielka ilość uczestników reprezentowała instytucje najbardziej zainteresowane tematem seminarium (pracownie planów regionalnych — 6 osób, pracownie urbanistyczne — 2 osoby). Instytut Urbanistyki i Architektury reprezentowała 1 osoba, a Oddział PTG w Katowicach delegował 2 przedstawicieli. Duży udział osób związanych z rolnictwem uzasadnia się faktem ogromnego zainteresowania rolnictwa pracami nad środowiskiem geograficznym. Opracowania te są bowiem niezbędne przy sporządzaniu map glebowo-rolniczych, do których wykonania przystępują Wojewódzkie Biura Geodezji i Urzędzeń Rolnych w całym Kraju.

Seminarium otworzył doc. dr T. Bartkowski, podkreślając, że nie jest to pierwsze posiedzenie organizowane przez Poznańską Sekcję Geografii Stosowanej. W Poznaniu od roku odbywają się systematycznie seminaria poświęcone problemom oceny środowiska geograficznego. Organizatorzy przewidzieli, że seminarium składać się będzie z trzech części, co zresztą konsekwentnie realizowali.



Część pierwsza poświęcona została metodom wyznaczania mikroregionów. Część druga stanowiła konkretne przykłady ich wydzielenia. Część trzecia dotyczyła opracowań ukierunkowanych dla pewnych konkretnych celów. W zagajeniu swym, doc. dr T. Bartkowski przedstawił równocześnie cel, zakres i formy działania zespołu fizjograficznego Komisji Geografii Stosowanej ZG PTG. Informacja ta była bardzo celowa, gdyż wśród uczestników było tylko 18 członków Sekcji Geografii Stosowanej.

Po otwarciu seminarium pierwszy referat pt. *Podział Kraju na mikroregiony dla potrzeb oceny środowiska geograficznego a podstawowe elementy oceny* — wygłosił doc. dr. T. Bartkowski. Referent przedstawił dotychczasowy stan badań nad wydzieleniem mikroregionów oraz uzasadnił własną metodę podziału.

W dalszej części posiedzenia, której przewodniczył prof. dr M. Dorywałski wygłoszono następujące referaty:

1. mgr A. Marsz — *Zastosowanie „metody sąsiedztwa” do obiektywnego wyznaczenia granic jednostek regionalnych*. Referent przedstawił podział wyspy Wolin na mikroregiony, dokonany na podstawie sporządzonego przez siebie zdjęcia fizjocenozy,

2. dr S. Żynda — *Metodyka wyznaczania mikroregionów w oparciu o kryterium morfometrii i użytkowania terenu*. Referat stanowił wstęp metodyczny do kolejnej pracy,

3. mgr M. Stolzmann — *Porównanie regionalizacji opartej o metodę sąsiedztwa z regionalizacją opartą na morfometrii i użytkowania terenu wyspy Wolin*. Referentka przedstawiła podział na mikroregiony metodą omówioną przez dr S. Żyndę. Zarysowała się duża zbieżność w podziale na mikroregiony mimo ich wydzielenia przy pomocy różnych metod.

Dyskusję przeprowadzono łącznie nad całą grupą referatów. Wzięło w niej udział 9 osób oraz referenci.

Obradom kolejnej części seminarium przewodniczyła mgr W. Różycka. Przedstawiono następujące referaty:

1. doc. dr T. Bartkowski — *Zastosowanie podziału Kraju na mikroregiony dla oceny środowiska geograficznego*. Referat opierał się na opublikowanych wcześniej pracach autora<sup>1</sup>. Ogromną zaletą i uzupełnieniem było zilustrowanie wykładu oryginalnymi mapami,

2. mgr L. Kozacki — *Podział północnej części powiatu konińskiego dla potrzeb ocen zmian środowiska geograficznego*. Szczególnie interesująco zarysował referent problem prognozowania zmian w środowisku, wynikających z intensyfikacji działalności inwestycyjnej człowieka,

3. dr S. Żynda — *Mikroregiony wycinka wschodniej części Wysoczyzny Lubuskiej i przykład możliwości ich oceny dla różnych potrzeb*. Po wydzieleniu mikroregionów w oparciu o kryterium morfometrii i użytkowania terenu, autor, wykorzystując osobistą znajomość rozpatrywanego obszaru, dokonał oceny jego przydatności dla rolnictwa oraz atrakcyjności dla wypoczynku. Wykorzystał również inne elementy dla przeprowadzenia oceny, a wyniki ujął w klasy poparte wyliczeniem punktowym.

Po wymienionych referatach wywiązała się ożywiona dyskusja, w której wzięło udział 11 osób oraz referenci.

W drugim dniu obradom przewodniczył doc. dr S. Borowiec. Wygłoszono następujące referaty:

1. dr K. Klimek — *Podział powiatu ropczyckiego na regiony fizjograficzne*

<sup>1</sup> T. Bartkowski — *Próba oceny środowiska geograficznego na wybranych przykładach z obszaru Niziny Wielkopolskiej*. „Zeszyty Naukowe UAM”. Geografia, 4, Poznań 1964, s. 3—71.

pod kątem potrzeb rolnictwa i osadnictwa. Referent skupił głównie uwagę na metodzie wyznaczania regionów,

2. referat prof. dra R. Manteuffla pt. *Rejonizacja a potrzeby rolnictwa* ze względu na niemożność przybycia referenta odczytał mgr inż. Z. Hładyniuk,

3. dr W. Deja — *Metodyka oceny środowiska geograficznego dla potrzeb rolnictwa i planowania rolniczego w dużych skalach na wybranych przykładach ze środkowej części Niziny Wielkopolskiej*. Analizę każdego z elementów środowiska geograficznego kończyła autorka oceną, którą następnie wykorzystała dla wyznaczenia kompleksów rolniczych.

4. dr W. Deja — *Ocena warunków przyrodniczych Zakładów Doświadczalnych IUNG dla potrzeb rolniczego zagospodarowania terenu*. Autorka przedstawiła metody i wyniki badań dla pojedynczego Zakładu oraz zespołu Zakładów. Wynikiem końcowym była klasyfikacja warunków przyrodniczych, w jakich znajdują się te Zakłady.

5. mgr inż. Z. Hładyniuk — *Niektóre podstawowe zagadnienia w metodologii wyróżniania rejonów*. Referat ilustrował wykorzystanie maszyn elektro-nicznych dla potrzeb wyróżniania rejonów rolniczych.

Nad wymienioną grupą referatów, które w większości dotyczyły zagadnień rolniczych, przeprowadzono dyskusję. Wzięło w niej udział 5 osób. Następnie przedstawiono dalsze referaty:

1. prof. dr M. Dorywański — *Zróżnicowanie środowiska geograficznego okolic Bełchatowa*. Opracowanie dokonane bez określonego adresata przedstawiało zróżnicowanie środowiska geograficznego z uwzględnieniem rzeźby, litologii, elementów morfometrii (spadków), wód gruntowych oraz szaty roślinnej (lasów),

2. dr T. Galarowski — *Próba analizy rzeźby i typologia okolic górskich dla potrzeb oceny środowiska geograficznego na przykładzie Beskidu Wyspowego*. Referent przedstawił wyniki drobiazgowych i pracochłonnych badań na reprezentatywnych obszarach Beskidu Wyspowego. Objęły one całokształt elementów środowiska geograficznego. Kończącym efektem pracy była próba oceny dla potrzeb zagospodarowania,

3. mgr A. Marsz — *Ocena środowiska geograficznego rynny Jezior Kórnicko-Zaniemyskich dla potrzeb turystyki i wypoczynku jako przykład wyzyskania mapy fizjocenozy dla oceny terenu*. Referat był pięknym przykładem sumiennej analizy środowiska geograficznego dla konkretnych celów, wykonanej jednak na zamówienie. Wnioski autora poparte były poważnym materiałem faktograficznym.

Kończącemu posiedzeniu przewodniczył doc. dr T. Bartkowski. Przewidziane pierwotnie odrębne dyskusje nad referatami oraz podsumowująca zamieniły się w dyskusję ogólną. Następnie wybrana wcześniej komisja wnioskowa przedstawiła proponowane wnioski. Skierowane one były głównie pod adresem Zarządu Głównego PTG. Z wniosków przyjętych bez zastrzeżeń należy wymienić: 1) konieczność zorganizowania wspólnie z innymi zainteresowanymi instytucjami specjalnego seminarium poświęconego metodom oceny środowiska dla potrzeb rolnictwa, 2) wskazanie na pilną potrzebę intensyfikacji badań podstawowych w zakresie poznania wszystkich elementów środowiska geograficznego, gdyż dane te są niezbędne dla planowania przestrzennego. Warto tu może dodać, że dyskutanci, podobnie jak uczestnicy obrad sekcji „Środowisko geograficzne”, I Przeglądu Planów Regionalnych, wiedząc rolę w tym zakresie przyznają Instytutowi Geografii PAN, 3) dla bliższego poznania potrzeb planowania regionalnego uczestnicy proponują rozpisanie specjalnej ankiety do wszystkich pracowni planów regionalnych oraz pracowni zagospodarowania turystycznego o przedłożenie konkretnych zapotrzebowań w zakresie opracowań środowiska. Dane powyższe przeanalizowane przez zespół ekspertów powinny być przekazane zainteresowanym ośrodkom, 4) wobec coraz liczniej podnoszonych postulatów o powołanie służby geograficznej,



również uczestnicy seminarium zwracają się z prośbą do ZG PTG o wystąpienie do władz państwowych z takim wnioskiem. Forma propozycji powinna być uzgodniona z szeregiem instytucji, towarzystw i urzędów.

Nie uzgodniony został natomiast wniosek o zachęcenie Sekcji Geografii Stosowanej, działających przy Oddziałach PTG do wypróbowania metody wyznaczania mikroregionów z zastosowaniem kryterium morfometrii i użytkowania terenu oraz wprowadzenia ewentualnych kryteriów dodatkowych na pewnych obszarach. Przyczyną tego faktu było zbyt duża rozbieżność ocen odnośnie do przydatności tej metody.

W sumie seminarium było bardzo ciekawe i owocne. Zapoznało uczestników z szerokim wachlarzem problemów oceny środowiska geograficznego nie tylko dzięki bogatemu zestawowi referatów, lecz również dzięki rzeczowej, niczym nie krępowanej dyskusji.

Tadeusz Murawski

### KONFERENCJA W SPRAWIE WYŻU DEMOGRAFICZNEGO

W dniach 13—14.I.1967 r. odbyła się półtoradniowa konferencja, zorganizowana przez Instytut Gospodarstwa Społecznego SGPS, poświęcona społeczno-ekonomicznym aspektom wyżu demograficznego. Na konferencję zgłoszono 8 referatów i 14 komunikatów, których teksty zostały w większości wcześniej wydrukowane i rozesłane. W czasie konferencji poszczególni autorzy przypomnieli jedynie swe zasadnicze tezy i wnioski, po czym odbywała się dyskusja, w której wzięło udział kilkanaście osób. Obrady, którym przewodniczyli prof. K. Romaniuk i prof. A. Ginsbert, odbyły się w trzech kolejnych sesjach tematycznych.

Na pierwszej omówiono problematykę demograficzną wyżu. Prof. Romaniuk w swym referacie określił „wyż demograficzny” lub inaczej „generację wyżową”, zaliczając do niej roczniki 1946—1960, obejmujące w sumie około 10 mln osób. Podkreślił on, iż wyż reprezentowany jest zwłaszcza przez ludność wiejską i przede wszystkim na ziemiach zachodnich i północnych. Doc. J. Piotrowski mówił o zagadnieniach socjologicznych, związanych z wyżem demograficznym. Zajął się on szczególnie korzyściami wyżu oraz czynnikami, które doprowadziły do tak gwałtownego zwiększenia rozrodczości w przeciągu kilkunastu lat. W sesji tej zgłoszono również pięć komunikatów: J. Holzera — *Wpływ urodzeń i zgonów na kształtowanie się struktury wieku ludności Polski*; M. Latucha — *Rola i miejsce czynników różnicujących aktywność zawodową i płodność kobiet w wyżu demograficznym*; K. Młonek — *Młodociani poza nauką i pracą*; A. Kobusa — *Wyż demograficzny a przestępczość młodzieży* oraz A. Kurzynowskiego — *Wyż demograficzny a problem pracy zawodowej kobiet*.

Drugą sesję poświęcono problematyce społecznej i ekonomicznej wyżu demograficznego. Pierwszym referentem był doc. A. Rajkiewicz, który mówił o wpływie sytuacji demograficznej na dynamikę i strukturę kształcenia i zatrudnienia w Polsce. Prof. J. Kordaszewski zajął się nauką zawodu i przyuczaniem w przedsiębiorstwach przemysłowych w okresie wyżu demograficznego. Trzecim referentem był doc. J. Rosner, który omówił skrócenie tygodnia roboczego i czas wolny w powiązaniu z zagadnieniami wyżu demograficznego. Wygłoszono również siedem komunikatów: T. Michałkiewicza o robotnikach w wieku emerytalnym; Z. Zarzyckiej o wielozmianowości w zakładach pracy; J. Hermi o kierunkach kształcenia młodzieży w wybranych miastach Rzeszowszczyzny; B. Fotowicz i M. Olędzkiego o kształceniu młodzieży wiejskiej; F. Krawca i Makowskiego o bilansie młodocianych w Lublinie

i woj. lubelskim; W. Jasińskiego o funkcjach wychowawczych przedsiębiorstw oraz W. Zawadzkiej o czasie wolnym młodzieży.

Wreszcie trzecia sesja dotyczyła problematyki wzrostu oraz mieszkalnictwa. Referentami byli prof. K. Secomski — *Wpływ zagadnień demograficznych na politykę wzrostu gospodarczego Polski w latach 1966—1975*; prof. A. Ginsbert — *Wyż demograficzny a komunalne warunki bytu* oraz prof. A. Andrzejewski — *Wyż demograficzny a problemy polityki mieszkaniowej*. Dwa komunikaty oparte były na pracach Instytutu Budownictwa Mieszkaniowego. W. Czerda mówiła o sytuacji mieszkaniowej i materialnej młodych małżeństw, a D. Kozińska o potrzebach mieszkaniowych.

Jak widać z powyższego przeglądu, wachlarz poruszanych problemów był dość szeroki i miejscami znacznie wykraczał poza tematykę konferencji. Zarówno w referatach, jak i w dyskusji, zwracano jednak uwagę na to, że zagadnień nie można wyizolować z całokształtu problematyki demograficznej, którą charakteryzuje pewna cykliczność zachodzących procesów. Z jednej strony następstwem wyżu jest pewna specyfika zjawisk, związana z określoną grupą, z drugiej jednak strony nie można zapominać o innych grupach ludności, nie należących do generacji wyżowej, a zwłaszcza o ludności starszej, której liczba i udział też będą dość znacznie wzrastać.

Ze względu na rozmiary konferencji, w której udział brało kilkadziesiąt osób, trudno było oczekiwać jakiejś polemiki, niemniej do polemiki takiej doszło w szeregu przypadków. W zasadzie jednak była to okazja do zapoznania się z pracami prowadzonymi w różnych ośrodkach pod kątem widzenia problemu tak istotnego dla rzeczywistości polskiej, przy czym na szczególną uwagę zasługiwały liczne referaty i komunikaty, opracowane przez pracowników Szkoły Głównej Planowania i Statystyki, a w tym także dynamicznego Instytutu Gospodarstwa Społecznego, który w ten sposób święcił dziesięciolecie swej reaktywizacji.

Leszek Kosiński

#### ZEBRANIE NAUKOWE KOMITETU ZAGOSPODAROWANIA ZIEM GÓRSKICH PAN POŚWIĘCONE ŚRODOWISKU PRZYRODNICZEMU GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

W dniu 17.XII.1966 r. w sali PAN w Krakowie odbyło się zorganizowane przez Komitet Zagospodarowania Ziem Górskich PAN zebranie poświęcone zagadnieniom środowiska geograficznego Gór Świętokrzyskich. W zebraniu uczestniczyli m. in. przedstawiciele Prezydium WRN w Kielcach oraz pracownicy naukowcy placówek badawczych, a wśród nich około 10 osób z Instytutu Geograficznego UW i IG PAN.

Porządek dzienny zebrania, któremu przewodniczył prof. dr K. Starmach, przewidywał 5 referatów oraz dyskusję.

Po słowie wstępnym, wygłoszonym przez prof. K. Starmacha, referat wprowadzający pt. *Ogólna charakterystyka regionu Gór Świętokrzyskich* przedstawił doc. dr J. Braun. Omówił on m. in. stan badań geograficznych w Górach, ich ewolucję geologiczną, dotychczasowy i planowany rozwój gospodarczy regionu, znaczenie turystyczne. Osobnym zagadnieniem, któremu prelegent poświęcił więcej uwagi, są istniejące dotychczas rozbieżności w zakresie: a) kryteriów wydzielenia regionu świętokrzyskiego i związanego z tym określenia jego granic, b) wyróżniania w regionie mniejszych jednostek naturalnych, c) nazewnictwa pasm górskich.

Doc. dr Radłowska w referacie *Charakterystyka geomorfologiczna Gór Świętokrzyskich* omówiła następujące zagadnienia: pojęcie regionu Gór Świętokrzyskich, ogólny styl ich rzeźby, ich cechy geomorfologiczne.

<http://rcin.org.pl>



Pojęcie regionu Gór Świętokrzyskich nie jest jednoznaczne. Region ten rozumiany w sensie geologicznym jako masyw paleozoiczny bądź jako masyw z otoczką mezozoiczną nie pokrywa się z obszarem o rzeźbie górskiej ani z regionem fizyczno-geograficznym. Istnieje więc konieczność sprecyzowania granic Gór Świętokrzyskich jako przedmiotu zainteresowania Komitetu Zagospodarowania Ziemi Górskich.

Dr T. Szczęsna, w referacie opracowanym wspólnie z prof. J. Paszyńskim, przedstawiła w sposób ogólny stosunki klimatyczne Gór Świętokrzyskich. Dokładniejsza analiza tych stosunków nie jest dotychczas możliwa ze względu na brak materiału obserwacyjnego, ponieważ stacje meteorologiczne są w woj. kieleckim rzadkie i nieraz nieodpowiednio usytuowane.

Prof. M. Strzemiński wygłosił obszerny wykład na temat *Gleby Gór Świętokrzyskich*, ilustrując go specjalnie przygotowaną mapą regionów litologiczno-glebotwórczych w skali 1 : 600 000 (jest to modyfikacja mapy regionów przyrodniczo-rolniczych woj. kieleckiego, zamieszczonej w „Przeglądzie Geograficznym” t. XXIX, z. 1, 1957 r.).

Na wstępie ustosunkował się on krytycznie do klasyfikacji gleb występujących w Górach Świętokrzyskich stwierdzając, że wyróżnianie gleb brunatnych nie jest zupełnie słuszne, bowiem w większości nie powstały one w wyniku procesu glebotwórczego, lecz na skutek działania procesów geologicznych, głównie wietrzenia fizycznego i chemicznego. Są to resztki pokryw zwietrzelinowych, zniszczonych przez dewastacyjną działalność człowieka. Należy raczej uważać je za gleby pseudo-brunatne o niewykształconym profilu, ponieważ zalegająca poprzednio na nich gleba została zdarta. Gleby bielcowe w Górach Świętokrzyskich również nie są typowe i tylko z braku odpowiednich wyróżnień w przyjętej klasyfikacji zaliczamy je do gleb bielcowych.

Na rolniczo użytkowanych terenach Gór Świętokrzyskich wyraźnych efektów działania procesu glebotwórczego nie ma. Dlatego też w pracach gleboznawczych na tym obszarze bardzo pomocne są mapy agrogeologiczne, wykonywane w IUNG w Puławach. W wyniku tych prac prof. Strzemiński wyróżnił w Górach Świętokrzyskich 7 regionów litologiczno-glebowych.

Ostatni referat wygłosił prof. M. Czerwiński, omawiając w nim zagadnienia gospodarki wodnej w Górach Świętokrzyskich. Na początku scharakteryzował on położenie Gór w stosunku do regionów hydrologicznych, jakie na obszarze Polski wyróżnia prof. K. Dębski. Następnie wskazał, że dominującymi elementami w gospodarce wodnej Gór Świętokrzyskich są: zaopatrzenie w wodę przemysłu i gospodarki komunalnej, zabezpieczenie przed niszczącymi wylewami rzek oraz wyrównanie przepływów w rzekach uchodzących wprost do Wisły. Tym celom ma służyć budowa szeregu zbiorników wodnych, m. in. dużego zbiornika na Nidzie w pobliżu Brzegów oraz dwóch mniejszych na dopływach Nidy.

W dyskusji nad referatem wzięło udział 11 osób w następującej kolejności: prof. J. Kondracki, inż. Zatorski, wiceprzewodniczący Prezydium WRN w Kielcach — ob. Dziekan, ob. M. Ostarczyk, dr S. Kozłowski, mgr inż. Rubinowski, mgr S. Baron ob. Chmielewski, prof. S. Zych. Poruszono następujące zagadnienia: wyznaczenie granic regionu świętokrzyskiego, stosunki wodne w regionie, opracowanie klimatu regionu i powiększenie ilości stacji meteorologicznych, wykonane i projektowane badania naukowe w regionie, wykorzystanie surowców mineralnych, rozwój turystyki, ochrona krajobrazu regionu.

Dyskusję zamknął prof. K. Starmach komunikując, że następne zebranie Komitetu poświęcone Górom Świętokrzyskim odbędzie się na terenie woj. kieleckiego.

SEMINARIUM Z GEOGRAFII KOMUNIKACJI  
(Ustronie Wielkopolskie 28—29.XI.1966)

W dniach 28 i 29 listopada 1966 r. odbyło się w Domu Pracy Twórczej Ministerstwa Szkolnictwa Wyższego w Ustroniu Wielkopolskim koło Kępna ogólnopolskie seminarium poświęcone geografii komunikacji. Organizatorem seminarium była Katedra Geografii Ekonomicznej Polski SGPiS z prof. drem S. Berezowskim na czele. Udział w seminarium wzięło 27 osób, reprezentujących prawie wszystkie ośrodki geograficzne w Polsce. Wygłoszono 7 referatów:

prof. dr S. Berezowski — *Metody badań geografii komunikacji*,

doc. dr T. Lijewski — *Niektóre problemy badawcze związane z geografiami transportu kolejowego*,

dr A. Hornig — *Metody badań rejonizacji zagospodarowania drogowego*,

mgr M. Mikulski — *Metody geograficzne badań transportu lotniczego*,

prof. dr J. Mikołajski — *Problemy żeglugi śródlądowej na przykładzie Odry*,

doc. dr J. Zaleski — *Kryteria klasyfikacji portów morskich*,

dr T. Hoff — *Problemy i metody badań geograficznych łączności*.

Obrady podsumował prof. dr S. Berezowski, formułując przyszłe kierunki badań geografii komunikacji. Materiały seminarium mają być opublikowane w wydawnictwach SGPiS.

(tl)

WYJAZDY GEOGRAFÓW POLSKICH ZA GRANICĘ  
(dane za IV kwartał 1966 r. i I kwartał 1967 r.)

1. W październiku 1966 r. zakończyła badania w Bułgarii (3-tygodniowe) 3-osobowa grupa pracowników Zakładu Geografii Rolnictwa (mgr mgr W. Gadowski, S. Hauzer, R. Kulikowski), która kontynuowała rozpoczęte w latach ubiegłych wspólne polsko-bułgarskie badania nad użytkowaniem ziemi. Ostatnie badania w Bułgarii objęły sposoby, formy i kierunki użytkowania ziemi w wybranych spółdzielniach produkcyjnych i gospodarstwach państwowych o różnej specjalizacji na obszarach od Kotliny Kazanłyckiej przez Kotlinę Tracką, dolinę rzeki Maricy do wschodniej części Rodopów.

Zebrany materiał statystyczny i kartograficzny będzie wykorzystany przy opracowaniu mapy użytkowania ziemi i typologii rolnictwa dla środkowej Bułgarii.

2. W czasie od 27.IX. do 5.X.1966 r. miało miejsce w Sofii (Bułgaria) II Sympozjum Geomorfologicznej Komisji Karpacko-Bałkańskiej, w którym z ramienia IG PAN uczestniczyli: prof. M. Klimaszewski (przewodniczący Komisji), doc. L. Starkel (sekretarz Komisji), dr T. Gerlach i mgr A. Kotarba. W imprezie uczestniczyli nadto geomorfologowie Jugosławii (po raz pierwszy), Rumunii, Węgier i ZSRR. Celem Sympozjum było podsumowanie wyników badań geomorfologicznych prowadzonych w okresie od I Sympozjum (1963 r.) oraz przedyskutowanie metod badawczych stosowanych w poszczególnych krajach przez geomorfologów pracujących w Karpatach i Bałkanach. W czasie objazdu terenowego uczestnicy Sympozjum zapoznali się z problematyką geomorfologiczną Starej Płaniny i Przedbałkanu oraz ustalili szczegóły współpracy w zakresie badań Karpat. Geomorfologowie polscy przedstawili następujące referaty:

prof. M. Klimaszewski — *Warunki rozwoju lodowców karpackich*;

doc. L. Starkel — *Metody badań teras młodoczwartorzędowych w polskich Karpatach*;



dr T. Gerlach — *Stan badań nad współczesnymi procesami morfogerytycznymi w Karpatach i Bałkanie*;

mgr A. Kotarba — *Piętrowość powierzchniowych procesów krasowych w Tatrach Zachodnich*.

Nadto prof. M. Klimaszewski (wspólnie z doc. L. Starklem i dr T. Gerlachem) przygotował Sprawozdanie z działalności Komisji za okres 1963—1966.

Uchwalona przez uczestników Sympozjum rezolucja określiła m. in. szczegółowy program badawczy na lata 1966—1969. Funkcje przewodniczącego i sekretarza Komisji powierzono ponownie prof. M. Klimaszewskiemu i doc. L. Starkłowi na kolejną 3-letnią kadencję.

3. W czasie od 23.IX. do 21.X.1966 r. przebywał w Bułgarii doc. L. Starkeł (wymiana naukowa). Prowadził on, wspólnie z geografami bułgarskimi, badania terenowe form holocenów (m. in. rozpoczęto kartowanie procesów w dorzeczu Ardy i w kotlinie Złaticy). Przewiduje się kontynuowanie badań w latach następnych oraz przygotowanie wspólnie 2 artykułów do druku.

4. Prof. M. Kiełczewska-Zaleska przebywała w okresie 1—15.X.1966 r. w Jugosławii (zaproszenie Instytutu Geograficznego Uniwersytetu w Lublanie). Prof. Zaleska zapoznała się z prowadzonymi przez Instytuty Geograficzne Akademii i Uniwersytetu w Lublanie pracami badawczymi nad osadnictwem wiejskim i małymi miastami (wyjazdy w teren). Prof. Zaleska zapoznała się ze zbiorami Archiwum w Lublanie (mapy katastralne, Katastru Franciszkańskiego z pocz. XIX w. i urbarze) oraz — w Instytucie Geografii Akademii — z 8-tomową encyklopedią o Jugosławii. W wygłoszonej w tym Instytucie prelekcji pt. *Rozwój układów przestrzennych różnych typów wsi Mazowsza* prof. Zaleska wskazała m. in. na inny charakter przemian osadniczych w XIX w. w Słowenii i w Polsce.

5. W Sympozjum na temat hydrologii jezior i zbiorników wodnych, zorganizowanym pod patronatem UNESCO przez Międzynarodową Asocjację Hydrologii Naukowej (Garda, Włochy, 8—16.X.1966 r.) uczestniczył z ramienia IG PAN dr A. Synowiec. W imprezie reprezentowane były 24 kraje (około 130 uczonych). Dr Synowiec wygłosił referat o kształtowaniu się wielkości stateczności pionowej w jeziorach. Przedstawił on też (w zastępstwie dr J. Stasiakowej z U. W.) jej referat na temat historii Jezior Mazurskich. Wykorzystując udział swój w Sympozjum — dr Synowiec omówił możliwości współpracy z Międzynarodową Asocjacją Hydrologii Naukowej (m. in. w formie publikowania w seriach wydawniczych tej organizacji polskich opracowań) oraz z Instytutem Geograficznym Uniwersytetu w Padwie — w zakresie wykonywania badań limnologicznych.

Z innych instytucji i organizacji dr Synowiec odwiedził: Ente Nazionale per l'Energia Elettrica w Wenecji (gdzie zapoznał się z metodyką badań i wynikami parowania z powierzchni jezior), Zarząd Państwowych Uzdrowisk w Montecatini (zagadnienia hydrografii i hydrogeologii Toskanii) oraz — w drodze powrotnej do kraju — Światową Organizację Meteorologiczną w Genewie (problematyka limnologiczna, program pomocy technicznej dla krajów rozwijających się).

6. W czasie od 16.XI.—2.XII.1966 r. przebywał w ZSRR dr Jan Szupryński (wymiana naukowa). Program pobytu przewidywał odwiedzenie następujących ośrodków naukowych: Instytut Geologii w Leningradzie (zapoznanie się z wynikami prac badawczych prowadzonych przez geologów Instytutu na obszarach Spitsbergenu, Ziemi Franciszka Józefa, Nowej Ziemi i na Oceanie Lodowatym), Instytutu Arktyki i Antarktyki oraz Muzeum w Leningradzie, Instytutu

Geografii Litewskiej Akademii Nauk w Wilnie (zapoznanie się z pracami z zakresu geomorfologii glacialnej, przedyskutowanie zagadnienia deglacjacji w czasie ostatniego zlodowacenia na obszarze Litwy). Dr Szupryczyński wygłosił następujące odczyty: (w Leningradzie) — *Zagadnienie ilości zlodowaceń w Polsce*, (w Wilnie) — *Rzeźba strefy marginalnej lodowców południowego Spitsbergenu*.

7. Doc. Leszek Kosiński uczestniczył w zorganizowanej w czasie 17—23.XI.1966 r. przez Uniwersytet Stanowy Pennsylvanii (University Park, USA) konferencji roboczej Podkomisji zajmującej się organizacją międzynarodowego sympozjum na temat presji demograficznej na zasoby w krajach rozwijających się, którą to imprezę organizuje we wrześniu 1967 r. Komisja Geografii i Kartografii Ludności Świata MUG. Podczas spotkania omówiono stan przygotowań do sympozjum oraz ustalono szczegółowy program imprezy (przewiduje się udział 4 polskich geografów — dwóch z IG PAN i dwóch z UW). Doc. Kosiński wygłosił na miejscowym Uniwersytecie dwa wykłady: *Zmiany etniczne w Europie Wschodniej (1930—1960)* oraz *Problemy ludnościowe w Zachodniej Polsce*.

8. Na zaproszenie Królewskiego Towarzystwa Geograficznego w Londynie przebywali w W. Brytanii prof. S. Leszczycki (20.XI.—1.XII.1966 r.) i doc. L. Kosiński (24.XI.—11.XII.1966 r.). Głównym celem wizyty było wygłoszenie w Royal Geographical Society — w ramach uroczystości z okazji Millennium Państwa Polskiego — odczytów o tematyce polskiej. Tematem prelekcji prof. S. Leszczyckiego, wygłoszonej w dniu 21.XI.1966 r., było — *Osiemset lat rozwoju geografii polskiej*. W dniu 28.XI.1966 r. doc. L. Kosiński wygłosił odczyt pt. *Polska dawniej i dziś*. Uroczysty charakter wizyty podkreśliły oficjalne spotkania typu towarzyskiego (m. in. kolacje wydane przez Prezydenta RGS, Sir Gilberta Laithwaite'a i Wiceprezydenta RGS — Lady Eleanor Nathan, lunch wydany przez Rektora Birkbeck College, prof. K. Hare). Wśród zaproszonych gości byli m. in. Ambasador PRL, J. Morawski i Dyrektor Instytutu Kultury Polskiej, prof. O. Achmatowicz oraz liczni przedstawiciele geografii brytyjskiej.

Prof. S. Leszczycki wygłosił nadto (na Uniwersytecie w Cambridge i Nottingham) dwie prelekcje: *Struktura przestrzenna gospodarki narodowej Polski* oraz *Środowisko geograficzne jako baza gospodarki narodowej Polski*. Wykłady wywołały żywą dyskusję. W drodze powrotnej do Kraju prof. S. Leszczycki zatrzymał się na kilka dni w Belgii, gdzie na Uniwersytecie w Liège wygłosił wykład *Środowisko geograficzne jako baza gospodarki narodowej Polski*.

Wygłoszony przez doc. L. Kosińskiego w Królewskim Towarzystwie Geograficznym w Londynie odczyt pt. *Polska dawniej i dziś* — został przez niego powtórzony w Glasgow, na uroczystym zebraniu milenijnym, zorganizowanym przez Towarzystwo Polsko-Szkockie. Nadto — w London School of Economics and Political Science oraz na Uniwersytetach w Keele, Liverpool i Nottingham doc. Kosiński wygłosił łącznie 5 prelekcji oraz przeprowadził seminaria o następującej tematyce: 1) *Zmiany etniczne w Europie Wschodniej, 1930—1960*, 2) *Geografia w Europie Wschodniej*, 3) *Migracje w powojennej Polsce* i 4) *Urbanizacja w Polsce*.

9. Doc. L. Starkel wziął udział w zebraniu roboczym nad przeglądową mapą geomorfologiczną Karpat, zorganizowanym przez Instytut Geografii SAV w Bratysławie (pracami kieruje Komisja Geomorfologiczna Karpacko-Bałkańska). Uzgodniono tekst legendy dla przeglądowej mapy geomorfologicznej Karpat; legenda ta zostanie prawdopodobnie w marcu 1967 r. oddana do druku. Spotkanie wykorzystano również dla omówienia zasad współpracy między Instytutem Geografii SAV w Bratysławie i Zakładem Geomorfologii i Hydrografii IG PAN w Krakowie. Doc. L. Starkel wygłosił prelekcję pt. *Rola zmian klimatu w holocenie w ewolucji rzeźby Karpat*.



10. Wizyta prof. J. Paszyńskiego we Francji (7–23.XII.1966 r.) zainicjowana została przez Centrum Badań Urbanistycznych w Paryżu. Prof. J. Paszyński zaproszony został do wygłoszenia dwóch wykładów — na kursie zorganizowanym przez Centrum Badań Urbanistycznych dla przebywających na stażu urbanistów z różnych krajów. Tematyka wykładów była następująca: *Wpływ urbanizacji na klimat miejscowy* oraz *Badania klimatu miejscowego dla potrzeb urbanistyki*.

Ponadto prof. Paszyński wygłosił następujące prelekcje: w Instytucie Geograficznym Uniwersytetu Paryskiego (dla słuchaczy kursu podyplomowego) *Studia nad klimatem Polski na podstawie bilansu cieplnego*, oraz na Stacji Naukowej PAN w Paryżu — *Zanieczyszczenie atmosfery jako problem klimatologiczny*. Prelekcje wywołały żywą dyskusję. Geografów francuskich zainteresowały szczególnie badania bilansu cieplnego, prowadzone przez Zakład Klimatologii IG PAN, gdyż ten kierunek badań nie był dotychczas przez klimatologów francuskich uprawiany.

Prof. J. Paszyński odwiedził nadto Centralną Stację Bioklimatyczną w Wersalu, stanowiącą najpoważniejszy ośrodek badań klimatologicznych we Francji, z którą Zakład Klimatologii IG PAN utrzymuje od szeregu lat ożywione kontakty naukowe. Wizyta na Stacji pozwoliła zapoznać się z nowymi metodami badania transpiracji roślin przy zastosowaniu modeli pól elektrycznych.

11. W czasie od 1.II. do 15.III.1967 r. przebywał w Szwajcarii (Genewa), w charakterze konsultanta Europejskiej Komisji Gospodarczej ONZ — doc. A. Kukliński. Owocem dwóch poprzednich wyjazdów doc. A. Kuklińskiego do Genewy (w charakterze eksperta i konsultanta Europejskiej Komisji Gospodarczej) było opracowanie studium na temat lokalizacji przemysłu w krajach EKG, w którym autor uwzględnił szeroko dorobek badań przestrzennych prowadzonych w Polsce. Celem ostatniego pobytu było przygotowanie krótkiego studium na temat polityki ekonomicznej w zakresie wykorzystywania zasobów wodnych w krajach EKG. Głównym problemem tego studium są konsekwencje procesów industrializacji i urbanizacji dla gospodarki wodnej. Studium będzie przedmiotem dyskusji na posiedzeniu ekspertów EKG w listopadzie 1967 r.

12. W lutym 1967 r. zakończył 6-miesięczny staż naukowy w ZSRR dr Mieczysław Kluge. Celem studiów było zapoznanie się z problematyką dotyczącą badań bilansu cieplnego przyziemnych warstw atmosfery. Głównym miejscem pracy dra Kluge był Oddział Klimatologii Instytutu Geografii AN ZSRR w Moskwie. Uczestniczył on w badaniach ekspedycyjnych Instytutu, których celem były m. in. pomiary składników bilansu cieplnego w lasach i na terenach zadrzewionych — w ramach kompleksowych badań przyrodniczych, prowadzonych na obszarze Centralno-Czarnoziemnego Rezerwatu Przyrody koło Kurska. Dr Kluge wykonał — stosując przywieziony z Kraju aktynometr Linke-Feussnera — serię pomiarów aktynometrycznych, które zostaną wykorzystane w kompleksowych badaniach klimatologicznych prowadzonych w Rezerwacie (dr Kluge przygotowuje artykuł na temat przeprowadzonych badań dla „Izwestia Akademii Nauk ZSRR”).

Z innych ośrodków naukowych dr Kluge odwiedził: Instytut Fizyki Atmosfery AN ZSRR (badania bilansu cieplnego przyziemnych i górnych warstw atmosfery), Katedrę Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu im. Lomonosowa w Moskwie (studia nad wymianą ciepła w dolnych warstwach atmosfery, badania nad klimatem Moskwy), Ukraiński Naukowo-Badawczy Instytut Hydrometeorologiczny w Kijowie (badania nad niedoborem wilgoci w glebie południowej części Republiki), Główne Obserwatorium Geofizyczne im. Wojejkowa w Leningradzie (prace nad

bilansem cieplnym), Uniwersytet im. A. A. Zdanowa w Leningradzie (katedry Fizyki Atmosfery oraz Meteorologii i Klimatologii). Dr M. Kluge uczestniczył nadto w czterech konferencjach naukowych: 1) konferencji poświęconej X-leciu działalności naukowej Instytutu Fizyki Atmosfery AN ZSRR, 2) konferencji Instytutu Botaniki AN ZSRR w Moskwie (problemy biogeocenologii), 3) konferencji poświęconej metodyce badań geograficznych na przykładzie Kurskiej Stacji Badawczej Instytutu Akademii, zorganizowanej przez Instytut Geografii AN ZSRR w Moskwie i 4) wszechzwiązkowej konferencji poświęconej wynikom badań geofizycznych w Międzynarodowym Roku Spokojnego Słońca, zorganizowanej przez Komitet Geofizyczny przy Prezydium AN ZSRR w Moskwie.

13. W dniach 6—12.11.1967 r. odbyło się w Moskwie drugie z kolei spotkanie 6-osobowego zespołu roboczego Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego (przy Komisji Geomorfologii Stosowanej MUG), zorganizowane przez Wydział Geografii Uniwersytetu im. Łomonosowa w Moskwie. Geografię polską reprezentowali prof. M. Klimaszewski i doc. L. Starkel. W skład zespołu wchodził nadto: doc. N. Baszenina — ZSRR, prof. F. Joly — Francja oraz prof. J. F. Gellert i dr E. Scholz — NRD. Rezultatem obrad było opracowanie 1/3 części legendy dla szczegółowej mapy geomorfologicznej świata. Pobyt w ZSRR wykorzystano nadto dla zapoznania się z wynikami badań i metodyką opracowywania map w ośrodku moskiewskim i leningradzkim. Przedstawiciele Polski, ZSRR i NRD podpisali protokół o współpracy w zakresie badań nad starszymi zlodowaceniami (od bałtyckiego).

Prof. M. Klimaszewski wygłosił na posiedzeniu naukowym Wydziału Geografii Uniwersytetu w Moskwie odczyt *Zlodowacenie obszarów wysokogórskich Karpat*. Doc. L. Starkel miał wykład na posiedzeniu naukowym Instytutu Geografii AN ZSRR pt. *Stan prac nad przeglądową mapą geomorfologiczną Karpat*.

Geomorfologowie polscy przebywali w Leningradzie, gdzie odwiedzili Wszechzwiązkowe Towarzystwo Geograficzne, Ministerstwo Geologii i Wydział Geografii Uniwersytetu Leningradzkiego, zapoznając się z zasadami kartowania geomorfologicznego oraz metodyką opracowywania map geomorfologicznych.

Trzecie (i ostatnie) zebranie zespołu roboczego przewidziane jest jeszcze w roku bieżącym (prawdopodobnie w Czechosłowacji). Zakończy ono prace nad ujednoliceniem legendy dla szczegółowej mapy geomorfologicznej, która zostanie opublikowana przez IG PAN (w 5 językach).

14. Wyjazd doc. A. Wróbla do Brna (Czechosłowacja, 27.11.—3.III.1967 r.) miał na celu udział w pracach nad ostatnią redakcją tomu materiałów z IV Plenarnego Zebrania Komisji Metod Regionalizacji Ekonomicznej MUG (przygotowywanego przez Instytut Geografii CSAV, w językach angielskim i francuskim). Po konsultacjach w Brnie, doc. A. Wróbel udał się do Pragi, gdzie omówił sprawy wydawnicze z odpowiednimi czynnikami CSAV.

Pobyt swój w Brnie i Pradze doc. A. Wróbel wykorzystał nadto na zapoznanie się z bieżącymi pracami z zakresu geografii ekonomicznej, prowadzonymi przez ośrodki Akademii.

Anna Fijałkowska





## SPIS TREŚCI

### ARTYKUŁY

Starkel L. — Rola holocenijskich zmian klimatu w kształtowaniu rzeźby Europy . . . . .	479
Роль голоценовых изменений климата в формировании рельефа Европы . . . . .	499
The role of the post-glacial climatic changes in the moulding of European relief . . . . .	500
Gerlach T. — Ważniejsze poglądy na rozwój stoków i stan badań nad współczesnymi procesami stokowymi . . . . .	503
Обзор более веских взглядов на вопрос общего развития склонов и положение исследований над современными склоновыми процессами . . . . .	517
Review of the main concepts concerning the evolution of hillslopes and contemporaneous processes operating on them . . . . .	518
Czarnowski M. S. — Rzut oka na rolę lasu w gospodarce wodnej Polski . . . . .	519
Просмотр роли леса в водном хозяйстве Польши . . . . .	535
A glance on the role of woody vegetation in hydrological economy in Poland . . . . .	535
Radłowska C. — Elementy rzeźby przedczwartorzędowej w Górach Świętokrzyskich . . . . .	537
Элементы дочетвертичного рельефа в Свентокшиских горах . . . . .	549
Elements of Pre-Quaternary relief of the Święty Krzyż Mountains . . . . .	551

### NOTATKI

Tlałka A. — Chemizm wody rzeki Rudawy i jego zmiany w ciągu roku . . . . .	553
Химический состав воды реки Рудава и его изменения в течение года . . . . .	574
The chemism of the water of river Rudawa and its changes during the year . . . . .	575
Gutry-Korycka M. — Temperatura potoków tatrzańskich o różnych źródłach zasilania . . . . .	577
Анализ температурных изменений воды в высокогорных потоках Татр в зависимости от источников их питания . . . . .	583
Analysis of temperature changes in Tatra creeks of different sources of alimentation . . . . .	584
Kraujalis M. W. — Porównanie wyników określania promieniowania efektywnego dwiema metodami . . . . .	585
Сравнение результатов определения эффективного излучения двумя методами . . . . .	597
Comparison of the results of determining effective radiation, obtained from two different methods . . . . .	598
Olszewski J. L. — O kompleksowej charakterystyce klimatu . . . . .	601
О комплексной характеристике климата . . . . .	613
On the complex characteristic of the climate . . . . .	614



Kosmowska-Suffczyńska D. — O genezie polji „krasowych” na podstawie badań w Jugosławii . . . . .	615
О генезисе карстовых полей на основании исследований в Югославии . . . . .	624
On the origin of „Karst” poljes in Yugoslavia . . . . .	625
Pokorny J. — Rozwój wąwozów w Shasha (Zachodnia Nigeria) . . . . .	627
Развитие эрозионных расчленений в Шаша (западная Нигерия) . . . . .	632
Development of gullies of Shasha (Western Nigeria) . . . . .	632

## SPRAWOZDANIA

Biegajło Wł., Tyszkiewicz W. — Badania użytkowania ziemi w Rumunii . . . . .	635
Исследования по использованию земель в Румынии . . . . .	638
Investigations of land utilization in Roumania . . . . .	638

## DYSKUSJA

Jaroszewska J. — Kilka uwag na temat artykułu B. Rosy . . . . .	641
---	-----

## KRONIKA

Nominacje . . . . .	643
Nadanie stopni naukowych . . . . .	643
Nagrody ( <i>jog</i> ) . . . . .	643
Sprawozdanie z działalności Komitetu Narodowego MUG za rok 1966 ( <i>L. Kosiński</i> ) . . . . .	644
Sprawozdanie z działalności Komitetu Nauk Geograficznych PAN za rok 1966 ( <i>St. Misztal</i> ) . . . . .	645
Sprawozdanie z działalności IG PAN za rok 1966 ( <i>K. Więckowski, T. Jeżewska</i> ) . . . . .	646
Sesja sprawozdawcza IG PAN ( <i>K. Więckowski</i> ) . . . . .	653
I posiedzenie Rady Naukowej IG PAN w dniu 23.VI.1966 r. . . . .	655
II posiedzenie Rady Naukowej IG PAN w dniu 14.X.1966 r. . . . .	657
III posiedzenie Rady Naukowej IG PAN w dniu 17.XI.1966 r. . . . .	657
IV posiedzenie Rady Naukowej IG PAN w dniu 10.XII.1966 r. ( <i>M. Kohmanowa</i> ) . . . . .	658
II symposium poświęcone geomorfologii Karpat i Bałkanu ( <i>T. Gerlach, A. Kotarba</i> ) . . . . .	659
Konferencja poświęcona problemom paleogeografii holocenu w Polsce ( <i>M. Bogacki</i> ) . . . . .	663
Seminarium poświęcone metodom podziału kraju na mikroregiony dla potrzeb oceny środowiska geograficznego ( <i>T. Murawski</i> ) . . . . .	665
Konferencja w sprawie wyżu demograficznego ( <i>L. Kosiński</i> ) . . . . .	668
Zebrań naukowe Komitetu Zagospodarowania Ziemi Górskich ( <i>R. Czarnecki</i> ) . . . . .	669
Seminarium z geografii komunikacji ( <i>T. Lijewski</i> ) . . . . .	671
Wyjazdy geografów polskich za granicę ( <i>A. Fijałkowska</i> ) . . . . .	671

Uprzejmie zawiadamiamy Szanownych  
Czytelników, że cena prenumeraty krajo-  
wej kwartalnika „Przegląd Geograficzny”  
w roku 1968 będzie wynosiła:

półrocznie 80 zł

rocznie 160 zł

Cena pojedynczego egzemplarza 40 zł

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

Subscription orders should be made to:

Export and Import Enterprise

RUCH

Warszawa, Wilcza 46

Cables: Exprimruch — Warszawa

Payments to the account of: Narodowy Bank Polski No. 1534-6-71



*Artykuł C. Radlowskiej*

Strona	Wiersz		Jest	Powinno być
	od dołu	od góry		
538	10		Górze Żelaznej	Górze Zelejowej
543	22		preparowane są góry twardziele (14,15). Wie- trzenie chemiczne daje różnego typu zwietrzeli- ny: ility, różnobarwne glinki ceramiczne. Gro- madzą	całkowitemu zagrzeba- niu. Równocześnie roz- wijają się nowe formy krasowe. Dobrych przy- kładów w tym zakresie dostarczają okolice Ost- rowca
550		15	северного	южного
551		16	of Hercynian age	of post-Hercynian age

*Artykuł M. Gutry-Koryckiej*

579	18		zależnie od insolacji	zależne od insolacji
580	7		z uszczelnionym	z uszczelnionym
582	podpis pod rys. 4		Bezwzględne temperatury	Temperatury

Ponadto na kol. 582 w tab. 2 ostatnie dwie poziome rubryki powinny mieć następujący układ:

1964	Potok 10 m poni- żej lodowczyka w W. Kotle Mięg.	—	—	—	—	2,4	0,2	2,2	1,4
1964	Wpływ z lodow- czyka w Wielkim Kotle Mięg.	14,4	— 1,9	16,3	5,5	0,4	0,1	0,3	0,3

*Artykuł D. Kosmowskiej-Suffczyńskiej*

625	tytuł streszczenia angielskiego		„Karts“ poljes	„Karst“ poljes
625	16		warst poljes	karst poljes
626		4	of the flysch	of the flysch

Cena zł 25.—

# Przegląd Geograficzny

Kwartalnik

## Prenumerata krajowa

Zamówienia i wpłaty przyjmują:

- ◆ Centrala Kolportażu Prasy i Wydawnictw „Ruch”, Warszawa, ul. Wronia 23, konto PKO Nr 1-6-100.020
- ◆ Urzędy pocztowe i listonosze
- ◆ Oddziały i delegatury „Ruchu”

**PRENUMERATA ROCZNA ZŁ 100.—**

**PÓŁROCZNA ZŁ 50.—**

Zamówienia przyjmowane są do dnia 10 miesiąca poprzedzającego okres prenumeraty.

Zamówienia dla zagranicy przyjmuje Biuro Kolportażu Wydawnictw Zagranicznych „Ruch”, Warszawa, Wronia 23 (tel. 20-46-88), konto PKO nr 1-6-100.024. Koszt prenumeraty ze zleceniem wysyłki za granicę jest o 40 % wyższy.

Bieżące oraz archiwalne numery można nabywać lub zamawiać w księgarniach „Domu Książki” oraz we Wzorcowni Wydawnictw Naukowych PAN-Ossolineum-PWN, Warszawa, Pałac Kultury i Nauki (wysoki parter).

Archiwalne egzemplarze można nabywać także w Punkcie Wysyłkowym Prasy Archiwalnej „Ruch”, Warszawa, ul. Nowomiejska 15/17, konto PKO nr 114-6-700041 VII O/M.

**TYLKO PRENUMERATA ZAPEWNIAREGULARNE OTRZYMYWANIE CZASOPISMA**