

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRZEGLĄD
GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK

Tom XLIV zeszyt 4

PAŃSTWOWE
WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1972

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

ПОЛЬСКИЙ ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР
POLISH GEOGRAPHICAL REVIEW
REVUE POLONAISE DE GEOGRAPHIE

KWARTALNIK

Tom XLIV zeszyt 4

PAŃSTWOWE
WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1972

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor naczelny Stanisław Leszczycki, *zastępcy redaktora naczelnego*: Jerzy Kondracki i Antoni Kukliński, *członkowie*: Marek Jerczyński, Jerzy Kostrowicki, Janusz Paszyński, Jan Szupryczyński, *sekretarz redakcji* Barbara Kozłowska

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN
Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30

PANSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE, WARSZAWA, UL. MIODOWA 10

Nakład 1970 (1842+128)	Oddano do składania 22.VI.1972 r.
Ark. wyd. 16,75, ark. druk. 10,25+ wkł.+ wkł.	Podpisano do druku w listopadzie 1972 r.
Papier ilustr. 70 g 70 × 100 kl. V	Druk ukończono w grudniu 1972 r.
Cena zł 40.— A-5	Zamówienie nr 1683/72.

LUBELSKIE ZAKŁADY GRAFICZNE, LUBLIN, UL. UNICKA 4.

TADEUSZ WILGAT, KRZYSZTOF H. WOJCIECHOWSKI

Mapa geologiczno-hydrograficzna dorzecza górnej Rio Aconcagua

*Geomorphological-hydrographic map of upper part of Rio Aconcagua
drainage basin*

Zarys treści. Autorzy omawiają załączone mapy, które stanowią próbę opracowania opartego na fotointerpretacji zdjęć lotniczych i wycinkowych badaniach terenowych.

Wstęp

Współczesna hydrologia coraz silniej akcentuje potrzebę rozwijania badań nad czynnikami kształtującymi obieg wody. Konieczność możliwie najracjonalniejszego wykorzystania zasobów wodnych, unikania niewłaściwych rozwiązań gospodarki wodnej, rzutuujących na całe środowisko geograficzne, a zatem konieczność prognozowania tych przemian, zmusza do coraz wnikliwszego poznawania związków, jakie zachodzą między wodą i pozostałymi komponentami środowiska i wpływu tych komponentów na drugi i tempo obiegu wody. Świadectwem zrozumienia tej potrzeby jest dynamiczny rozwój badań w zlewniach doświadczalnych i reprezentatywnych, obserwowany niemal na całym świecie.

Badania w tego rodzaju zlewniach — jakkolwiek niezastąpione dla poznania procesów, które składają się na obieg wody i dla oceny czynników kształtujących stosunki wodne — nie mogą dostarczyć wyników bezpośrednio użytecznych dla gospodarki. Wyniki te muszą być najpierw eksstrapolowane na rozległe obszary o zespołach cech odbiegających od badanych w zlewniach reprezentatywnych. Ilość bowiem systematycznie obserwowanych zlewni nawet w najbogatszych krajach nie może być wystarczająca dla hydrologicznej charakterystyki zróżnicowanej przestrzeni geograficznej.

Problem przenoszenia na inne obszary wyników uzyskanych w zlewniach reprezentatywnych wymaga wypracowania metod oceny warunków środowiskowych dla każdego wycinka terenu. Próby wiązania faz obiegu wody, zwłaszcza odpływu — jego nasilenia i rytmu — z cechami zlewni czynione były od dawna, a poszukiwanie wskaźników, które charakteryzowałyby warunki terenowe zlewni stanowi zadanie stale aktualne (8).

Geograficzną formą ujmowania cech zlewni jest mapa, na której rozmieszczone są zasięgi obszarów o jednorodnych — przy przyjętym stopniu

dokładności — warunkach obiegu wody. Wśród rozmaitego rodzaju map specjalne znaczenie dla wymienionego celu ma mapa hydrograficzna (6). Założeniem jej jest przedstawienie pełnego obrazu stosunków wodnych danego obszaru, czyli zjawisk wodnych tam występujących oraz czynników terenowych, od których zależy spływ i wsiąkanie, a przez to charakter odpływu, a w pewnej mierze i wielkość strat. Mapa hydrograficzna stanowi zatem rejestr zjawisk wodnych, którego kompletność zależy od stopnia szczegółowości badań i podziałki mapy. Jej funkcja główna polega jednak na charakterystyce warunków terenowych kształtujących obieg wody. Same sygnatury zjawisk wodnych zarejestrowanych na mapie często mówią mniej o samych zjawiskach niż o czynnikach je kształtujących. Na przykład oznaczenia związane z rzeką informują o charakterze koryta i doliny i o zagospodarowaniu rzeki, a przez to o warunkach odpływu. Danych o wodzie, a więc o jej chemizmie i o ustroju rzeki, szukać trzeba przede wszystkim w tekście objaśniającym mapę.

Mapa hydrograficzna w dużej podziałce, dająca możliwie najdokładniejszy obraz warunków terenowych obiegu wody, może służyć jako podstawa do transponowania danych uzyskanych w badaniach zlewni reprezentatywnych na pozostałe obszary. W kierunku coraz doskonalszej oceny warunków obiegu wody winien zdążyć rozwój metodyki mapy hydrograficznej. Na jej dalszą ewolucję coraz większy wpływ wywierać będzie również rozwój nowoczesnych technik, zwłaszcza metod interpretacji zdjęć lotniczych (2, 3, 5, 7). Wprowadzenie tej metody badań do konstrukcji map hydrograficznych ma specjalnie duże znaczenie z uwagi na możliwości zmniejszenia wielkiego nakładu pracy, jakiego wymaga tradycyjna metoda kartowania w terenie.

Fotointerpretacja zdjęć lotniczych nie może całkowicie zastąpić kartowania terenowego, które dostarcza wielu danych niedostępnych dla metody fotograficznej. Połączenie natomiast obu metod badawczych pozwala spodziewać się nie tylko wzmocnienia tempa opracowania map hydrograficznych, ale i znacznego wzbogacenia ich treści. Zdjęcie lotnicze daje możliwość zdobycia danych równoczesnych dla dużych obszarów, co dla zjawisk tak zmiennych, jak zjawiska wodne, jest bardzo istotne. Metoda fotointerpretacyjna może być ponadto stosowana dla rejestrowania zmian hydrologicznych i środowiskowych, okresowych i chwilowych, jak szaty roślinnej, użytkowania ziemi, pokrywy śnieżnej, zlodzenia, zalewów powodziowych, susz hydrologicznych itp. Określanie sezonowych zmian i chwilowych stanów różnych komponentów środowiska jest obecnie znacznie ułatwione przez rozwój badań satelitarnych, pozwalających na uzyskiwanie w krótkich odstępach czasu obrazów tego samego terenu na różnych filmach (panchromatyczny, kolorowy, kolorowy-spektrostrefowy, podczerwony i in.) oraz za pomocą różnych technik (radar, radiometria itd., 1, 4, 9). Techniki te dają możliwość analizowania zmienności zjawisk, dzięki czemu ułatwiają prognozowanie hydrologiczne.

Pierwszym etapem jest opracowanie mapy podstawowej, przedstawiającej stosunki hydrograficzne o charakterze stałym lub też ich stan przeciętny, czy najczęściej występujący, czy też mający największy wpływ na obieg wody. Przedstawione mapy górnej części dorzecza Rio Aconcagua stanowią próbę opracowania opartego na fotointerpretacji zdjęć lotniczych oraz wycinkowych badaniach terenowych. Dla obszarów trudno dostępnych i słabo zbadanych, do jakich należy wysokogórska część dorzecza Rio Aconcagua, zastosowana metoda opracowania jest — prak-

tycznie biorąc — jedynym sposobem uzyskania danych dla oceny warunków terenowych obiegu wody w całym badanym obszarze¹.

Stosunki wodne w dorzeczu Rio Aconcagua

Dorzecze Rio Aconcagua, położone w środkowym Chile, obejmuje obszar 7221,8 km² rozciągnięty równoleżnikowo od Oceanu Spokojnego po główny grzbiet Andów. W obrębie dorzecza zaznacza się — podobnie jak w całym środkowym Chile — wyraźna trójdzielność południkowa. Część wschodnią zajmuje potężny łańcuch Kordyliery Głównej lub Andyjskiej, sięgający 6110 m n.p.m. w punkcie kulminacyjnym. Strefa kotlin w środkowej części dorzecza oddziela położoną na zachodzie Kordyliere Nabrzezną, rozbitą na liczne łańcuchy i masywy, wyjątkowo przekraczające 2000 m wysokości.

Urozmaicona rzeźba, nosząca wybitne piętno morfogenezy czwartorzędowej, powstała w wyniku długiej historii geologicznej, w której ważną rolę odegrały paroksyzmy orogeniczne trwające od kredy. Doprowadziły one do powstania kilku generacji południkowo zorientowanych struktur. W zmiennych warunkach środowiskowych, głównie płytkomorskim i kontynentalnym, przy dużej ruchliwości tektonicznej terenu i ciągłej niemal działalności wulkanicznej tworzyły się obszary silnie zróżnicowane. Urozmaicenie petrograficzne obszaru, w którym skały o bardzo różnej odporności tworzą skomplikowaną mozaikę, jest jedną z charakterystycznych cech dorzecza.

Dorzecze leży w strefie klimatu śródziemnomorskiego. Pewne jednak cechy klimatu znacznie odróżniają jego chilijską odmianę od „klasycznej” — europejskiej. Sezonowość opadów jest tu zaakcentowana o wiele dobitniej, okres letni jest zdecydowanie suchszy, koncentracja opadów w okresie zimy wyraźniejsza, a zmienność opadów z roku na rok występuje w stopniu nie spotykanym w Europie. Amplituda roczna temperatury jest podobna jak w Europie, lecz wahania temperatury w okresach krótszych są o wiele większe. Bardzo wyraźnie występuje tu także zróżnicowanie klimatyczne w obrębie nawet niewielkich obszarów.

Cechy klimatu, zwłaszcza silne kontrasty termiczne i nieregularne opady, wraz z niewygasłą do dziś ruchliwością sejsmiczną, wpływają na współczesne procesy rzeźbotwórcze. Warunki termiczne przyczyniają się do znacznego nasilenia procesów dezintegracji i wietrzenia, a nadto w strefie wysokogórskiej umożliwiają występowanie zjawisk lodowych oraz procesów peryglacjalnych. Charakter opadów sprzyja typowemu dla strefy suchej rozwojowi stoków, tworzeniu się licznych stożków usypiskowo-napływowych i pedymetów. Okresowa obfitość wód umożliwia powstawanie potoków błotnych i torrencjalnych oraz szybką akumulację aluwii na dnach dolin i kotlin. Współczesna ruchliwość sejsmiczna jest czynnikiem aktywizującym ruchy masowe. Nasilenie procesów morfogenetycznych w nieznacznym stopniu jest modyfikowane przez pokrywę roślinną. Poza dnami dolin i kotlin, zajętych pod uprawę i obszarem wysokogór-

¹ Dorzecze Rio Aconcagua było terenem badań hydrograficznych przeprowadzonych podczas wyprawy Polskiego Towarzystwa Geograficznego jachtem „Smiały” do Ameryki Południowej (patrz: *Wyprawa jachtem „Smiały” do Ameryki Południowej. Polskie Towarzystwo Geograficzne w pięćdziesiątą rocznicę działalności*. Warszawa 1968). Wyniki badań opublikowane zostały w pracy *Rio Aconcagua — Studium hydrogeograficzne* (11).

skim ze specyficzną roślinnością, teren porośnięty jest matorralem nie dającym dostatecznej osłony powierzchni gruntu.

Różnice rzeźby i położenia w obrębie dorzecza stanowią przyczynę znacznego zróżnicowania klimatycznego, co znajduje swe odbicie w stosunkach wodnych. Dobitnie zaznacza się to w wielkości i rytmie odpływu oraz w charakterze zasilania rzek. Obszar wysokogórski odznacza się stosunkowo dużą obfitością wód. Średnie roczne odpływy jednostkowe przekraczają wartości 25 l/sek,km² w najwyższych położonych zlewniach i nie spadają poniżej 5 l/sek,km² w brzeźnych partiach Kordyliery Andyjskiej. Rzeki mają ustroje lodowcowo-śnieżne, śnieżno-lodowcowe i śnieżne, przy czym okresy wezbrań i niżówek są bardzo wyraźne i regularne. W porównaniu z rzekami o typowych cechach wymienionych ustrojów, ciek tego obszaru odznaczają się podwyższonymi odpływami w okresie niżówek i niewielkimi wezbraniem.

W Kordylerze Nadbrzeżnej, gdzie opady są znacznie mniej obfite niż w wysokich Andach, przeważają ciek okresowe, dla których brak jest danych hydrometrycznych. Typowe dla tej strefy nawalne deszcze zimowe powodują epizodyczny spływ powierzchniowy o dużej sile erozyjnej.

Specyficzne stosunki wodne panują na dnach dolin i kotlin, gdzie interwencja ludzka doprowadziła do całkowitego przekształcenia sytuacji pierwotnej. Głównym sposobem oddziaływania jest kierowanie wód spływających z gór w skomplikowany system kanałów nawadniających tereny uprawne.

Zależność stosunków hydrograficznych od warunków terenowych zaznacza się w dorzeczu Rio Aconcagua w sposób rzucający się w oczy. Dotyczy to nie tylko dużych jednostek fizjograficznych, ale i małych zlewni, zwłaszcza w obszarze wysokogórskim, gdzie warunki spływu, wsiąkania i retencji są najbardziej urozmaicone. Wysokość bezwzględna zlewni, kierunki i charakter grzbietów górskich, typ, nachylenie i ekspozycja stoków, rodzaj skał i utworów pokrywowych, charakter zlodzenia — wszystkie te cechy wpływają na ilość oddawanej ze zlewni wody oraz na rytm i drogi jej odpływu.

System rzeczny Rio Aconcagua stanowi główne źródło zaopatrzenia w wodę ludności i gospodarki. Wody podziemne użytkowane są w nieznacznych ilościach. Główny konsument wody, rolnictwo, uzależnione jest od nawadniania z powodu niekorzystnego rozkładu opadów w ciągu roku.

Dolina Rio Aconcagua została zasiedlona jeszcze w okresie przedkolumbijskim i od tego okresu datuje się rozwój systemów irygacyjnych, które już w końcu XIX w. objęły wszystkie niemal powierzchnie o mniejszych nachyleniach, dające się nawodnić systemem grawitacyjnym. Najistotniejszym czynnikiem regulującym wielkość powierzchni zajętych pod uprawę, jak i jakość plonów, jest dostępna ilość wody. Prawo do użytkowania wód systemu Rio Aconcagua do nawodnień mają formalnie użytkownicy około 72 000 ha gruntów. Jednakże przy stosowanych obecnie dawkach nawodnień i istniejącej strukturze zasiewów możliwe jest w roku suchym nawodnienie mniej niż połowy tego areału. W roku średnim można bez regulowania odpływu nawodnić około 88 000 ha. Przy częściowym uregulowaniu odpływu powierzchnia nawadniana mogłaby być zwiększona co najmniej do 100 000 ha.

Warunki klimatyczne i glebowe kotlin, bliskie rynki zbytu i ilość rąk do pracy sprzyjają rozwojowi gospodarki rolnej w tym regionie. Decydujące jednak znaczenie dla przyszłości rolnictwa mają problemy gospodarki wodnej. Do najważniejszych należą: wypracowanie struktury

upraw uwzględniające ubóstwo wodne dorzecza, zagadnienia techniczne i organizacyjne nawodnień, określenie zasobów dyspozycyjnych wody, prognozowanie odpływu i wybór najodpowiedniejszych sposobów jego regulacji. Trzy ostatnie problemy hydrologiczne nastrożają poważne trudności przy obecnym stanie zbadania i dostępności wysokogórskiej części dorzecza.

Głównym obszarem alimentacji systemu rzecznoego Rio Aconcagua są wysokie Andy. Istniejąca sieć posterunków hydrometrycznych umożliwia określenie wielkości i rytmu odpływu z wysokogórskiej części dorzecza, nie daje natomiast dostatecznej podstawy dla długoterminowej prognozy, na podstawie której można by planować każdego roku areał uprawy i ich strukturę. Dostępne dane pozwoliły stwierdzić istnienie zależności pomiędzy wielkością odpływu a średnim wzniesieniem zlewni, jej odległością od morza i szerokością geograficzną, a także zależnością pomiędzy opadami w zimie i odpływem w lecie. Zależności te dają się nawet ująć w matematyczne formuły (11). Jednakże brak danych opadowych i termicznych z obszaru wysokogórskiego oraz danych dotyczących pokrywy śnieżnej i sposobu jej zanikania nie pozwala na określenie tych zależności z dokładnością wystarczającą, aby oprzeć na nich planowe działania w zakresie gospodarki wodnej i rolnej.

Określenie warunków spływu, wsiąkania i retencji w wysokogórskiej części dorzecza umożliwia związanie istniejących danych dotyczących odpływu z cechami fizycznogeograficznymi poszczególnych zlewni. Mapa przedstawiająca te warunki może przeto służyć jako ważna pomoc przy prognozowaniu odpływu.

Metoda opracowania i treść mapy

Metodyka opracowania mapy przedstawiona została w odrębnej publikacji (10), tutaj przeto podane będą tylko jej główne elementy.

Wstępem do opracowania były badania terenowe, przeprowadzone w maju i czerwcu 1966 r. Trasy marszrut dobierano tak, aby poznać wszystkie typy krajobrazu na całym przedstawionym obszarze. Badania terenowe uzupełniono danymi o stosunkach wodnych i użytkowaniu wody, uzyskanymi z różnych instytucji i od osób prywatnych.

Pracę fotointerpretacyjną poprzedziły próby metodyczne, których rezultatem było opracowanie legendy mapy. Ostatnia wersja obejmuje 24 wyróżnienia, a więc o 5 więcej niż legenda wycinków opublikowanych map (10). Zwiększenie ilości wyróżnień okazało się konieczne w toku opracowania fragmentów terenu, w których znalazły się zjawiska nie spotykane w obszarach poprzednio opracowanych.

Tylko kilka wyróżnień legendy dotyczy zjawisk wodnych *sensu stricto*, należy jednak zaznaczyć, że są to wszystkie obiekty wodne, które można wyróżnić przy użyciu zastosowanej metody i zaznaczyć na mapie.

W terenach wysokogórskich zostały przedstawione na mapie zjawiska lodowe. Wyróżniono tylko lodowce typowe (odkryte) i lodowce przykryte (martwe). Zarówno podział ten, jak i użyta nomenklatura, stanowią wielkie uproszczenie problemu, zwłaszcza, jeśli weźmie się pod uwagę wielką rozmaitość zjawisk lodowych występujących na badanym terenie. Lodowce „typowe”, z polem firnowym i częściowo przynajmniej „odkrytym” językiem, były stosunkowo łatwe do wyróżnienia. Trudnym zadaniem okazało się wyróżnienie, sklasyfikowanie i rozgraniczenie zjawisk i form

związanych z obecnością lodu pokrytego utworami luźnymi. Mimo że glaciologowie wyróżnili już wiele różnych form występowania lodu pod pokrywą utworów luźnych, oznaczono wszystkie te obiekty jedną sygnaturą. Kierowano się uzasadnionym poglądem, że sposób oddziaływania tych wszystkich zjawisk na obieg wody jest taki sam lub niemal taki sam, a różnice w intensywności oddziaływania ilościowe. Należy jeszcze zaznaczyć, że zasięg tych zjawisk na mapie jest tylko przybliżony. Są to bowiem obiekty jeszcze słabo zbadane i bez szczegółowych badań terenowych ich rozprzestrzenienie jest przeważnie niemożliwe do ścisłego ustalenia. Wszystkie pozostałe oznaczenia legendy dotyczą form lub zespołów form morfologicznych. Uwagę zwrócono przede wszystkim na ich kształt i rodzaj budującego je materiału, ze szczególnym uwzględnieniem utworów pokrywowych, jako na cechach wpływających na obieg wody. Pominięto natomiast zagadnienie wieku i genezy form.

Tam, gdzie napotkano na trudności nie do pokonania przy klasyfikowaniu form na podstawie samego zdjęcia, pozostawiono pewne obszary bez sygnatury. Istnieją uzasadnione przypuszczenia, że osobliwe formy nagromadzenia utworów luźnych powstały przy udziale kilku procesów, w tym akumulacji glacialnej, modelacji w warunkach peryglacialnych, ruchów tektonicznych, a w pewnych miejscach także i procesów krasowych, które mogą się rozwijać w gipsach i wapieniach. Żaden z owych zagadkowych terenów nie jest znany autorom z autopsji, ani nie był uprzednio przez nikogo opisany.

Prace fotointerpretacyjne prowadzone były na zdjęciach wykonanych przez US Army Map Service w okresie styczeń—marzec 1955 roku. Blok zdjęć obejmuje 144 fotografie o formacie $9' \times 9'$ w przybliżonej podziałce 1 : 70 000. Porą fotografowania było lato i początek jesieni. W partiach wysokogórskich, pozbawionych niemal roślinności, pokrywa lodowa występuje tylko w miejscach jej względnie stałego zalegania. Na terenach niżej położonych jest pełnia pory suchej. Tutaj także wszystkie niemal zjawiska wodne zarejestrowane na zdjęciach można traktować jako występujące stale. Obraz roślinności i użytkowania ziemi może służyć w tym rejonie jako cecha charakteryzująca pośrednio lokalne stosunki wodne.

Po ustaleniu legendy sporządzono przy użyciu stereoskopów kalki fotointerpretacyjnej dla całego obszaru dorzecza, a także dla wycinków terenu bezpośrednio do niego przylegających, a objętych zasięgiem zdjęć. Kalki fotointerpretacyjne zostały następnie wmontowane na mapy w podziałce 1 : 70 000, uzyskane przez mechaniczne powiększenie arkuszy mapy 1 : 100 000 San Felipe i Putaendo oraz wycinków map 1 : 250 000 dla obszaru wschodniego, dla którego nie dysponowano nowoczesną mapą 1 : 100 000. Posługiwano się przenośnikiem radialnym firmy Hilger and Watts. Jako pomocnicze opracowanie kartograficzne wykorzystano fotomozajki 1 : 20 000 oraz mapę Lliboutiego. Wykonaną w ten sposób mapę syntetyczną rozrysowano następnie na kolory i przygotowano do druku w Zakładzie Kartografii UMCS na maszynie offsetowej².

Dla strefy zachodniej opracowanego obszaru zachowano podział na arkusze 1 : 100 000. W terenach wschodnich nie trzymano się tego sche-

² Fotointerpretację wykonali dr A. Kęsik i mgr J. Mościbroda przy współpracy mgr A. Nowackiej i mgr Z. Michalczyka, zestawienie i opracowanie kartograficzne wykonał mgr J. Mościbroda, czystorysy i przygotowanie do druku mgr: J. Mościbroda, M. Sirko i R. Opoka.

matu, tylko podzielono całość na dwie części zgodnie z równoleżnikową granicą arkuszy.

Uzyskany na mapie obraz ujawnia wielkie zróżnicowanie środowiska geograficznego w obrębie badanego obszaru. Mimo tej różnorodności zarysowują się wyraźnie regiony, których odrębność na mapie jest konsekwencją nierównomiernego zgrupowania sygnatur. Dzięki temu analityczna z założenia mapa daje obraz w pewnym stopniu syntetyczny. Regiony wdoczne na mapie różnią się wyrażonymi przez układ sygnatur zespołami cech, stwarzającymi odrębne dla każdego regionu warunki obiegu wody.

W badanym terenie zarysowują się cztery wyraźne prowincje: a) wysokogórska ze zjawiskami lodowymi, b) wysokogórska bez zjawisk lodowych, c) pogórza i góry Kordyliery Nadbrzeżnej oraz d) dna dolin i kotlin.

Prowincja wysokogórska, w której rozwinięte są zjawiska lodowe, stanowi najważniejszy obszar alimentacyjny systemu Rio Aconcagua. Jest to część dorzecza o największych opadach występujących niemal wyłącznie w postaci śniegu. Woda uwalniana ze śniegu i lodów spływa w niewielkich ilościach powierzchniowo. Intensywniejszy spływ może się formować tylko wyjątkowo, a zasilanie cieków odbywa się głównie drogą podziemną. Te cechy obiegu wody można łatwo odczytać z mapy.

Stosunkowo duże powierzchnie zajęte są przez skały bez pokrywy zwietrzelinowej. W tych obszarach występuje zjawisko spływu powierzchniowego w okresach trwania temperatur dodatnich. Świadczą o tym młode wcięcia erozyjne rozcinające skalne stoki. Formy skalne związane są jednak wyłącznie z grzbieciami i górnymi partiami stoków, tworząc kulminacje terenu wynurzające się z masy nagromadzonych utworów luźnych.

Powierzchniowo dominują tereny pokryte materiałem luźnym, a to: zbocza z grubą warstwą zwietrzliny, nie skonsolidowane stożki nasypowe, utwory akumulacji glacialnej, martwe lody zasypane gruzem skalnym. Wszystkie te tereny odznaczają się dużymi możliwościami chłonięcia wody. Wskazuje na to brak kontynuacji form erozyjnych, wykształconych w górnych partiach stoków i urywających się przeważnie na linii zwartego występowania utworów pokrywowych. Inną wskazówką jest występowanie źródeł przy dnach dolin rzecznych.

Omawiana prowincja odznacza się zatem dużymi zdolnościami terenu do retencjonowania podziemnego wody. Retencja powierzchniowa jest tu też znaczna, dzięki rozprzestrzenieniu lodowców i martwych lodów, wiążących wielkie ilości wody. Właściwości terenu sprzyjają łagodzeniu zmienności odpływu, dla którego charakterystyczny jest rytm typowy dla ustroju lodowcowo-śnieżnego, ale wahania sezonowe ma stosunkowo małe. Rzeki, biorące początek przeważnie u czoła lodowców, płyną w dużych dolinach, wypełnionych materiałem luźnym, w którym część odpływającej wody odbywa drogę pod ziemią.

W prowincji wysokogórskiej bez zjawisk lodowych dominującym typem powierzchni są stoki pokryte zwietrzeliną i zespoły stożków usypiskowo-napływowych. Stoki skalne występują powszechnie, ale zajmują niewielkie przestrzenie. Główna więc różnica między nimi i strefą najwyższych gór polega na braku lodowców i martwych lodów. Powierzchniowe retencjonowanie wód występuje w niewielkim stopniu w płatach wiecznego śniegu. Woda uwalniana z nich nie odgrywa przeto istotnej roli w podtrzymywaniu dużych odpływów w okresie letnim.

Odmienne w obu prowincjach cechy krążenia wody uwarunkowane są przede wszystkim różnicami klimatycznymi. W strefie niższych gór istnieją bardziej sprzyjające warunki termiczne dla powstawania spływu powierzchniowego, wywołanego gwałtowniejszym topnieniem śniegu w okresie wiosny i deszczami jesiennymi. Duże nachylenia stoków umożliwiają formowanie się spływu nawet na bardzo przepuszczalnym podłożu. Efektem działalności wód spływających po powierzchni są liczne bruzdy erozyjne. Warunki klimatyczne i terenowe sprzyjają ruchom masowym luźnego materiału. Ślady tych procesów stanowią typowy składnik rzeźby.

Nieregularne opady są przyczyną zmienności przypływów rzek, której nie niweczy wielka przepuszczalność utworów pokrywowych. Nawet w okresie letnim mogą występować ostre niżówki, a w zimie bardzo małe przepływy są zjawiskiem częstym. Rola regulująca podłoża ujawnia się tylko w wartościach średnich miesięcznych przepływu, nie wykazujących większych zmian niż w terenach złodzonych.

W obszarze pogórzy i Kordyliery Nadbrzeżnej zarówno grzbiety, jak i stoki pokryte są przeważnie utworami pokrywowymi. Jednakże nie skonsolidowane stożki napływowo-usypiskowe zajmują stosunkowo małe odsetki powierzchni. Przeważają stożki pokryte zwietrzeliną utrwaloną częściowo przez rzadki matorral. Przepuszczalność utworów pokrywowych jest w tym obszarze mniejsza niż w wysokich górach na skutek większego udziału w osadach frakcji drobnych.

Przy deszczach nawalnych, typowych dla regionu, występuje skoncentrowany spływ powierzchniowy. Jego efektem jest gęsta sieć czynnych bruzd erozyjnych rozcinających stoki. Liczne formy akumulacyjne u zakończenia linii spływowych świadczą o gwałtownym transporcie na niewielkich odległościach. Ogromna nieregularność opadów, zarówno w ciągu roku, jak i z roku na rok oraz duże różnicowanie intensywności opadu sprawiają, że stosunek ilości wody spływającej do wsiąkającej może ulegać wielkim wahaniom.

Dna dolin i kotlin odcinają się od pozostałych obszarów całkowicie odmiennymi stosunkami wodnymi. Głównym elementem hydrograficznym są kanały nawadniające, tworzące gęstą sieć o skomplikowanym układzie. To antropogeniczne piętno jest najbardziej rzucające się w oczy, ale zmiany spowodowane gospodarką ludzką nie ograniczają się tylko do linii odpływu wód. Przekształceniu uległa również sama powierzchnia terenu na skutek długotrwałego użytkowania rolniczego. Nastąpiło też sztuczne przesunięcie granicy między obszarem o cechach charakterystycznych dla den kotlin a stokami. Rolnictwo zajęło bowiem słabiej nachylone dolne części stoków, zwłaszcza w obrębie charakterystycznych form wklęsłych, zwanych „rinconada”. Zmienione też zostały warunki wsiąkania, gdyż przez zalewanie pól wodami obciążonymi zawiesiną zwiększono retencyjność gleb. Omawiany obszar jako całość odznacza się dobrymi warunkami infiltracji wody dzięki płaskości terenu i dużemu udziałowi utworów przepuszczalnych.

Elementem naturalnym są kamieńce koryt rzecznych, których szerokie smugi odsłaniają się w okresach niskich stanów wód. Rola jednak koryt rzecznych została znacznie ograniczona wskutek poboru wielkich ilości wód na nawadnianie. Odpływ uległ przez to silnemu zmniejszeniu, a rytm jego został całkowicie zmieniony.

Zakończenie

Obieg wody, jako funkcja klimatu i warunków terenowych, może być ściśle określony tylko za pomocą danych hydro-klimatologicznych, a zadowalająco wyjaśniony tylko na podstawie znajomości czynników terenowych. Oprócz opisów i ujęć wskaźnikowych, mapa geomorfologiczno-hydrograficzna stanowi ważną metodę charakteryzowania cech terenu wpływających na kształtowanie obiegu wody. Mapa przedstawia zróżnicowanie przestrzenne warunków obiegu i daje możliwość ujmowania w sposób wymierny powierzchni o odmiennym oddziaływaniu na ten proces. Dzięki temu umożliwia ocenę wpływu poszczególnych zlewni na odpływ w profilu zamykającym.

Przy istnieniu pełnych danych hydro-klimatologicznych mapa geomorfologiczno-hydrograficzna służy do wyjaśnienia wszystkich właściwości obiegu wody, co ma znaczenie przy planowaniu wykorzystania zasobów wodnych, zgodnie z zasadami ochrony środowiska. Przy niepełnych danych hydrometrycznych lub ich braku mapa może służyć jako ważna pomoc przy ocenie odpływu na podstawie samych materiałów pluwiometrycznych.

Ponadto zarysowują się inne jeszcze możliwości wykorzystania mapy. W przypadku wysokogórskiej części dorzecza Rio Aconcagua rozmieszczenie na mapie większych powierzchni o podłożu dostatecznie skonsolidowanym, aby umożliwić spływ powierzchniowy, w różnych strefach wysokości i o różnej ekspozycji posłużyć może do wyznaczenia obszarów powierzchniowego zasilania rzek w poszczególnych etapach topnienia szaty śnieżnej. Określenie ilości wody zretencjonowanej w śniegach w każdej z wyznaczonych stref mogłoby pozwolić na ścisłą prognozę odpływu. Wyodrębnienie odpływu z rezerw podziemnych i określenie jego reżimu jest również zadaniem możliwym do precyzyjnego wykonania. Takie szacowanie zasobów i prognozowanie odpływu wymagałoby jednak dodatkowych stacji pomiarowych. Mapa daje dobrą podstawę dla celowego ich rozmieszczenia.

Wielkie możliwości dalszego wykorzystania mapy wiążą się z uzyskaniem dodatkowych informacji z powtarzanych zdjęć lotniczych. Zwłaszcza określanie zasięgu pokrywy śnieżnej i szacowanie wody zretencjonowanej w śniegu — możliwe przy obecnym poziomie aerofotografii i metod pokrewnych — mogłoby znakomicie udoskonalić krótko- i długoterminową prognozę odpływu, niezbędną dla pełnego rozwoju rolnictwa.

W strefie pogórzy andyjskich i Kordyliery Nadbrzeżnej określenie możliwości spływu i wsiąkania ma inne znaczenie. Ogromna nieregularność opadów uniemożliwia tu planowanie regulacji odpływu. Ważne natomiast dla tej strefy jest określenie potencjalnej erozji i transportu materiału luźnego. Zmniejszenie bowiem nasilenia procesów erozyjnych mogłoby wzmocnić infiltrację i zasilanie zbiorników podziemnych oraz przedłużyć okres trwania zbiorników retencyjnych. Wydaje się, że dla tych zadań mapa stanowi cenny materiał dokumentacyjny.

W obszarze dolin i kotlin mapa może służyć pomocą w pracach planistycznych. W szczególności może być przydatna w wiązaniu problemów poszczególnych obszarów intensywnie użytkowanych z ich naturalnym zapleczem górskim.

Mapa geomorfologiczno-hydrograficzna ma charakter dokumentacyjny o wysokim stopniu obiektywizmu, gdyż powstała przez mechaniczno-foto-



Ryc. 1a



Ryc. 1b



Ryc. 2a



Ryc. 2b



Ryc. 3a



Ryc. 3b

Wypreparowane z mapy geomorfologiczno-hydrograficznej dla 3 wycinków terenu: a — młode formy erozyjne, b — cieki stałe, źródła i lodowce wskazują na zróżnicowanie regionalne warunków spływu i wsiąkania. 1 — region wysokogórski ze zjawiskami lodowymi, 2 — region wysokogórski bez zjawisk lodowych, 3 — region pogórzy andyjskich (podziałka 1:200 000)

Extracted from three fragments of the hydro-geomorphological map: a — young erosional forms, b — permanent streams, springs and glaciers reveal regional differentiation of the runoff and infiltration conditions. 1 — high mountains with glacial phenomena zone, 2 — high mountains without glacial phenomena zone, 3 — preandean hills zone (scale 1:200 000)

graficzne pomniejszenie kalek fotointerpretacyjnych. Element subiektywizmu tkwi w procesie fotointerpretacji, jednakże wyrazistość form z jednej strony i doświadczenia zdobyte w czasie badań terenowych z drugiej strony znacznie zmniejszają możliwość błędów interpretowania zdjęć. Niemniej należy podkreślić, że przy tego typu opracowaniach pożądana jest możliwość kontroli terenowej w końcowej fazie prac kameralnych.

Zwiększenie użyteczności mapy jako materiału dokumentacyjnego wiąże się z możliwością rozbicia jej pełnej treści na poszczególne elementy. Elementy te przedstawione odrębnie (ryc. 1, 2, 3) lub łączone w różnych kombinacjach w jeden obraz dają interesujący materiał do analizy i do dalszych opracowań.

PIŚMIENNICTWO

- (1) Bock P. *Remote Sensing in Space Technology in Hydrology. The Progress of Hydrology* Vol. 1. Urbana 1969.
- (2) Ciołkosz A., Kęsik A. *Wykorzystanie fotografii barwnej w badaniach środowiska geograficznego. Wybrane zagadnienia fotointerpretacji*. Lublin 1969.
- (3) Hower H. L. *The Application of Aerial Photographic Interpretation to the Investigation of Hydrologic Problems. Photogrammetric Engineering*.
- (4) Kęsik A. *Geograficzne aspekty wykorzystania zdalnych przekaźników informacji o środowisku geograficznym. Wybrane zagadnienia fotointerpretacji*. Lublin 1969.
- (5) Kiefor R. W., Schranz J. P. *Aerial photography for Water Resources Studies*. „Journal of the Surveying and Mapping Division ASCE”, Nev 1971 SU 2.
- (6) Lambert R. *Recherche de la structure hydrologique d'un bassin versant*. „Annales de Géographie”, 1968, t. LXXVII, nr 424.
- (7) Meyerink A. M. J. *Photo-interpretation in Hydrology, a geomorphological approach*. „ITC Textbook of Photo-interpretation”. Vol. VII. Delft 1970.
- (8) Nolzen H. *Der Unit Hydrograph am Beispiel von Schwarzwaldflüssen. Beiträge zur Hydrologie des Schwarzwaldes*. „Freiburger Geographische Hefte, 10, 1971.
- (9) Robinove Ch. J. *Space Technology in Hydrologic Applications. The Progress of Hydrology* Vol 1. Urbana 1969.
- (10) Wilgat T., Kęsik A., Wojciechowski K. *Charakterystyka hydrogeograficzna wybranych fragmentów dorzecza Rio Aconcagua (Chile)*. „Przegl. Geogr. t. XLI, z. 1, 1969.
- (11) Wilgat T., Wojciechowski K. *Rio Aconcagua. Studium hydrogeograficzne*. „Dokumentacja Geograf”. z. 4/5, 1971.

ТАДЕУШ ВИЛЬГАТ, КШИШТОФ ВОЙЦЕХОВСКИ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКО-ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ БАСЕЙНА РИО АКОНКАГУА

Карта была составлена путем вставки в географическую сеть результатов фотоинтерпрегационной разработки, которая на основании авиасъемок позволила обозначить водные явления, а также формы и комплексы форм с различным воздействием на кругооборот воды. Легенда карты была разработана путем использования результатов полевых исследований в 1966 г.

В качестве объекта исследований был выбран бассейн Рио Аконкагуа в центральном Чиле, площадью в 7221,8 км² и охватывающий территории очень дифференцированные в отношении гидрографических условий (11). Хотя дифференциацию географической среды карта показывает в упрощении, но позволяет определить индивидуальные черты даже небольших водосборных площадей. Одновременно — несмотря на ее аналитический характер — она выявляет существование ясно обособленных четырех крупных районов с различными условиями кругооборота воды.

Геоморфологическо-гидрографическая карта была составлена с мыслью исследования условий кругооборота воды, главным образом в высокогорной области, слабо исследованной до настоящего времени, а являющейся главной областью питания водой центральной и нижней части бассейна.

Высокогорный район с ледниками больше всего воды дает системе Рио Аконкагуа. Питание текучих вод происходит, главным образом подземным путем. Прониканию воды в глубь благоприятствуют большие площади хорошо проницаемых рыхлых образований. Поверхностный сток происходит только в периоды бурного таяния снега и ледников.

В высокогорном районе, лишенном ледников, в питании рек значительно большую роль играет поверхностный сток. Он формируется преимущественно весной, когда наблюдается быстрое таяние снега и, в меньшей степени, осенью, когда осадки имеют еще дождевой вид. Обширные поверхности склонов, покрытые мощным слоем продуктов выветривания и многочисленные конусы выноса способствуют инфильтрации воды и постоянному питанию рек. Участие в стоке подземных вод является значительным, особенно летом, когда их резервы обогащаются вследствие таяния снежного покрова.

В области более низкой зоны Кордильеры, а также Береговой Кордильеры, хребты и склоны покрыты слабо проницаемыми покровными образованиями и закреплены редким маторралом. Преобладание бурных осадков и их огромная изменчивость, из года в год является причиной весьма неравномерного питания водой подземных резервуаров. Поверхностный сток отличается большой интенсивностью. Многочисленные аккумулятивные формы рельефа в конце эрозионных борозд свидетельствуют о интенсивном транспорте материала на незначительные расстояния.

Условия водной циркуляции в пределах долины и котловин почти полностью преобразованы человеком и подчинены сельскохозяйственным нуждам.

При наличии полных гидро-климатологических данных геоморфологическо-гидрографическая карта является базой для выяснения всех свойств кругооборота воды, что имеет значение в планировании использования водных ресурсов, согласно положениям о защите географической среды. При неполных гидрометрических данных или их отсутствии, карта может быть серьезным пособием при оценке стока на основании одних только плевнимоетрических материалов.

Кроме того, быть может можно будет использовать эту карту для прогноза стока с высокогорной области. Для этого, однако, необходимы были бы еще добавочные измерительные станции. Для их рационального размещения карта дает хорошее основание. Повышение пригодности карты зависит от добавочных информации, которые могут дать повторяемые авиасъемки. Определенные распространения снежного покрова и оценка количества воды задержанной в снегах, могло бы очень улучшить кратко и долгосрочный прогноз стока, необходимого для полного развития сельского хозяйства.

В зоне невысоких гор Андов и Береговой Кордильеры, определение возможностей стока и впитывания может оказать помощь при оценке потен-

циальной эрозии и транспорта рыхлого материала. В области долин и котловин карта может оказать помощь в планировочных работах.

У карты документарный характер с высокой степенью объективизма, т.к. она была составлена путем механическо-фотографического уменьшения фотоинтерпретационных калек. Элемент субъективизма заключается в процессе фотоинтерпретации, не отчетливость форм с одной стороны и приобретенный в ходе полевых исследований опыт с другой стороны, значительно уменьшают возможность ошибки в интерпретации съемок.

Повышение пригодности карты в качестве документационного материала вяжется с возможностью разделить ее полное содержание на отдельные элементы. Эти элементы представленные отдельно или в разных комбинациях вместе как одно целое, даbt интересный материал для анализа и дальнейших разработок.

Пер. Б. Миховского

TADEUSZ WILGAT, KRZYSZTOF H. WOJCIECHOWSKI

GEOMORPHOLOGICAL-HYDROGRAPHIC MAP OF UPPER PART OF
RIO ACONCAGUA DRAINAGE BASIN

This map has been compiled by composing into the geographic network the results of photointerpretation studies, consisting of deciphering from aerial photos and marking all hydrographic features and all landforms or groups of landforms which in some way bear upon water circulation. The legend of the map was drawn taking advantage of field examination made in Chile by the authors in 1966.

The authors chose as object of their study the drainage basin of Rio Aconcagua which is situated in Central Chile and covers 7221.8 sq km; this region is very much diversified in its hydrographic conditions (11). While the map shows the diversity of the geographic environment in a simplified way, it does make possible to indicate the particular features of even relatively minor drainage basins. And at the same time this map for all its analytical character — clearly reveals the four different larger regions, each characterized by its own specific conditions of water circulation.

The geomorphological-hydrographic map has been compiled for the purpose of determining the conditions of water circulation particularly in the high-mountain region which so far has been least investigated, although it is the principal region from which the middle and lower part of the drainage basin receive their water.

The part of the high-mountain region which contains glacial features feeds the major part of water for the Rio Aconcagua system. For the most part this takes place by underground flow: water infiltration into the ground is facilitated here by the readily permeated loose deposits covering wide areas. This is why surface flow occurs here only during periods of abrupt thawing of snow and ice in the glaciers.

In the second of the four regions distinguished, i. e. the high-mountain region lacking glacial phenomena, surface runoff is of much greater importance in river alimentation. This runoff occurs mostly in spring when the big snow masses are thawing and, less intensively, in autumn when precipitation occurs in the form of a rain. However, here also the widespread sloping areas, covered with a thick mantle of weathered material and by numerous taluses and alluvial fans facilitate water infiltration into the ground and thus secure a continuous alimentation of

the rivers. The per-cent share of underground runoff is considerable, especially in summer when these underground water resources are increased by meltwater from the thawing snow cover.

In the third region mentioned, the high foreland of the Andes and the coastal range (Cordillera de la Costa), the crests and slopes are overlain by cover deposits less permeable and partly consolidated by a sparse growth of matorral. The predominance of torrential rains and their enormous variability from year to year cause here the underground water resources to be replenished very irregularly. Surface runoff is very forcible, and numerous landforms of accumulation at the outlets of erosive ravines are evidence of a powerful material transport over short distances.

Finally, in the fourth region — valleys and depressions the forms of water circulation have been practically everywhere transformed by man and made subordinate to the needs of agriculture.

When complete hydro-climatic data are on hand, a geomorphological-hydro-graphic map can throw light on all traits of water circulation — an important factor in planning of how to make use of the available water resources, in accordance with the principles of the preservation of the natural environment demands. When hydrometric data is incomplete or altogether lacking, the map may still be useful for the estimates of runoff conditions, provided pluviometric data is available.

An additional chance of benefiting from the map is to use it for forecasting runoff conditions from the high-mountain region. However, indispensable for this purpose would be the installation of additional gauging stations. To place suitably placing these stations the map is a valuable medium. The usefulness of the map could be further enhanced by obtaining additional information from repeated air surveys; the knowledge of the extent of the snow cover and an estimate of the amount of water held in the snow masses might very much improve short- and long-term runoff forecasts — means essential for a successful evolution of agriculture.

In the foreland of the Andean chain and in the Cordillera de la Costa the determination of probable surface runoff and ground infiltration might be useful for estimating the potential erosion and the transport of loose material, while in valley areas and depressions the map might aid planning of further improvements. The map has a character of a document with a high degree of objectivism as it was produced by mechanical and photographic reduction of the photo-interpreted negatives. Admittedly, an element of possible partiality lies in the interpretation of the photos; however, the sharpness of the landforms shown on the pictures and the experience gained while doing field examinations in Chile reduce considerably the chance of errors in interpretations.

Another addition to the usefulness of the map as documentary evidence can be gained from subdividing its full contents into particular elements. These elements, considered as a single picture, or combined to form a picture in a variety of combinations, constitute a remarkable material for supplementary detailed studies and further elaborations.

Translated by *Karol Jurasz*

CECYLIA RADŁOWSKA,
ELŻBIETA MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO

Uwagi o deglacjacji zachodniej części Gór Świętokrzyskich (w okolicach Chęciny)

*Comments on deglaciation in W part of Święty Krzyż Mountains
(near Chęciny)*

Zarys treści. W zachodniej części Gór Świętokrzyskich przetrwały do dziś formy związane z etapową deglacjacją gór. Są to terasy kemowe na przełęczach, terasy kemowe na zboczach podłużnych obniżen dolinnych oraz formy szczelinowe typu ozów i kemów występujące w ich dnach. Pomiaru upadu warstw i analizy petrograficzne sugerują kierunek transportu osadów glacjioluwialnych z północnego zachodu.

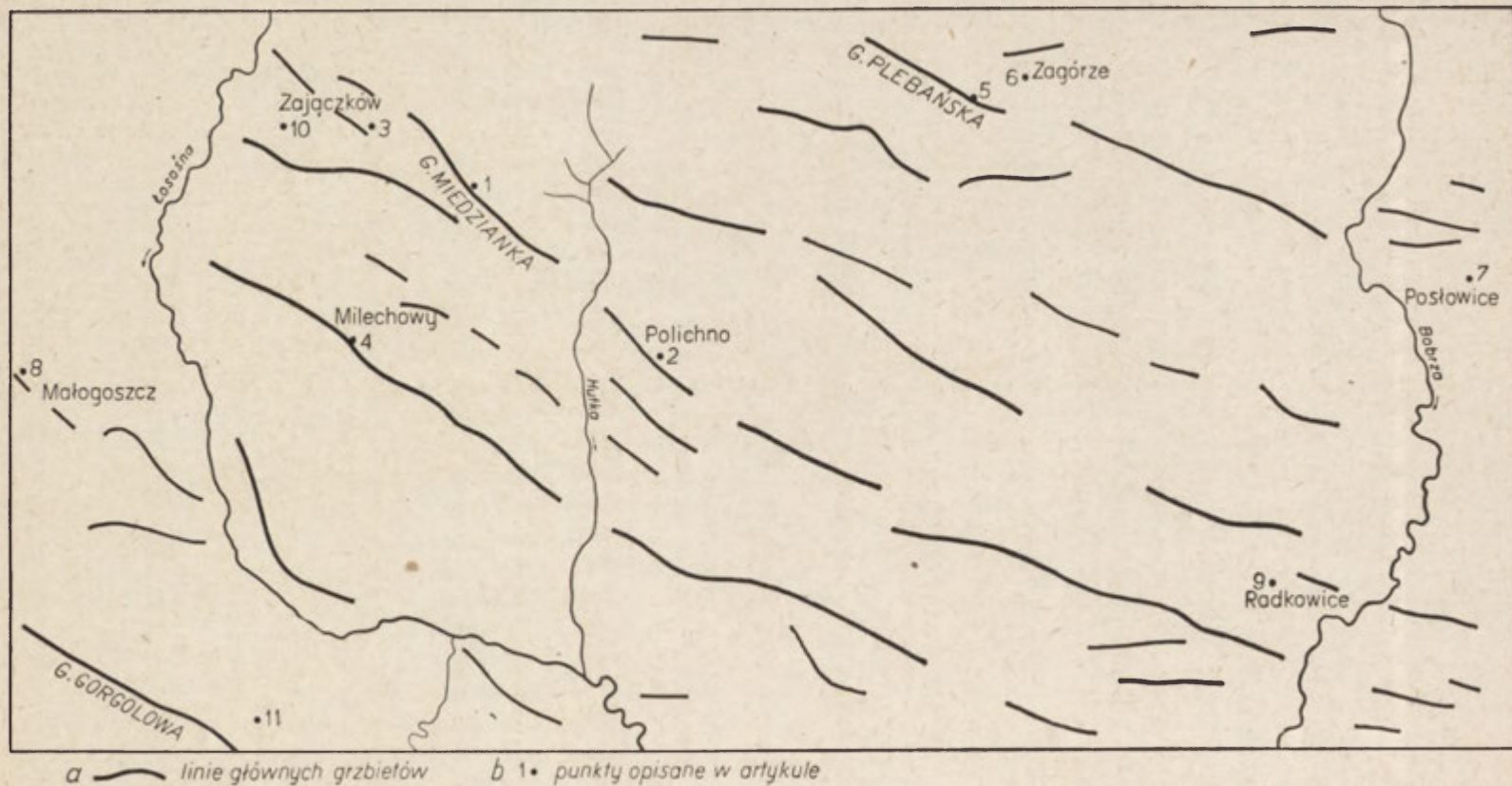
Podczas badań nad współczesnymi procesami morfogenetycznymi, dla których jako tło obrano m. in. utwory powierzchniowe, zwrócono uwagę na występowanie warstwowanych osadów piaszczystych w różnych sytuacjach topograficznych: na przełęczach, wysoko na zboczach podłużnych obniżen dolinnych, a także w ich dnach. Znaczne zawieszenie osadów ponad dnami dolin, często bez rzek, a szczególnie ich przełęczowe położenie sugerowało od razu związek tej akumulacji z deglacjacją gór, z kontaktem lodowym, *ice-contact* według terminologii R. F. Flinta (10).

Nie jest to problem nowy. Badania nad deglacjacją są szeroko rozbudowane w skali Polski. Istnieje wiele publikacji na ten temat, zarówno w odniesieniu do rzeźby młodoglacjalnej (4, 5, 6, 11, 21, 29, 30, 33, 41), jak i obszarów starszych zlodowaceń (12, 13, 16, 19, 26, 27, 38, 39, 43).

Niektóre tereny w zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego zostały już dokładnie zbadane i mają opracowania syntetyczne, np. Sudety (12, 14, 43, 45), czy północna część Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (19, 20), natomiast rozpoznanie Gór Świętokrzyskich w tym zakresie jest jeszcze zupełnie wycinkowe.

„Glacialne tarasy marginalne” zbadane przez L. Lindnera (23) ukazują przebieg glacji i deglacjacji na północno-zachodnim skłonie gór w czasie zlodowacenia środkowopolskiego. J. Jurkiewiczowa wspomina o terasie kemowej na arkuszu Czermno (15), a ostatnio A. Żoźnierz podejmuje ten temat dla Pasma Przedborsko-Małoskiego (46). Wyróżnia on tu kemowe terasy i przypisuje im wiek środkowopolski.

Styl glacji i deglacjacji całości Gór Świętokrzyskich, tak silnie związany z rzeźbą podłoża, przedstawia S. Z. Różycki, lecz form wówczas powstałych nie rozpatruje. Niemniej już sama interpretacja kierunków ruchu lodu przy wkraczaniu lądolodu zlodowacenia krakowskiego



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny analizowanych form w Górach Świętokrzyskich. 1, 2, 3 itp. — punkty obserwacyjne

Map showing location of analyzed landforms in the Święty Krzyż Mountains. 1, 2, 3, ... — points where observations were made

na teren gór przeprowadzona przez wymienionego autora jest dla rozważanego zagadnienia bardzo cenna (36).

Analizowany obszar znajduje się w okolicach Chęcín pomiędzy dolną Bobrzą i Łosośną (ryc. 1). Stwierdzone tu formy deglacjacji nie zawsze są czytelne. Czasem tylko osad informuje o pierwotnej ich genezie. W pierwszej kolejności omówione zostaną formy o położeniu przełęcowym.

Na przełęczy między górą Miedzianką — 358,5 m, a Górą Sową — 304,1 m w Paśmie Chęcińskim występuje pokrywa piaszczysta do wysokości 318 m (ryc. 1, pkt 1). Odślonięcie 2-metrowej głębokości, jakby ukryte we wnętrzu skalnej, ma stosunkowo małą serię warstwowaną, pociętą przez uskoki, ponad którą dominują osady grawitacyjno-soliflukcyjne (ryc. 2). Podłoże przełęczy jest nierówne, pełno w nim wysterków

Ryc. 2. Odślonięcie w przełęcowej terasie kemowej na Miedziance (wys. 318 m n.p.m.)

Exposure in kame terrace at Miedzianka pass (318 m a.s.l.)

1 — gleba, 2 — piaski bezstrukturalne jasnokremowe, 3 — piasko-mułki jasnobrunatne o strukturze fluidalnej, widoczne są w nich porwaki piaszczyste, 4 — piaski drobnoziarniste bezstrukturalne, 5 — mułko-piaski o strukturze fluidalnej. Tkwią w nich głaziki miejscowych wapieni, 6 — warstwowane piaski silnie pocięte spękaniem, 7 — mułko-piaski, w stropie o budowie fluidalnej

1 — soil, 2 — cream-coloured structureless sands, 3 — light-brown silty sands in fluidal structure, containing sandy erratics, 4 — finegrained structureless sands, 5 — silty sands in fluidal structure, with pebbles of local limestones, 6 — stratified sands strongly cut apart crevasses, 7 — silty sands, with fluidal structure in top



skał wapiennych. Akumulacja na przełęczy rozpoczęła się między licznymi przeszkodami, w specyficznych warunkach mikroreliefu. Początek naskalnej akumulacji był tu zróżnicowany, a mimo to wszystkie pomiary wskazują pochylenie warstw w kierunku południowym lub południowo-wschodnim.

Wysokość do której sięgają piaski — 318 m, znacznie wyższa niż wysokość Góry Sowy — 304,1 m, świadczy dobitnie, że dla odbywającej się akumulacji jedno zbocze stanowiła Miedzianka, a drugie — nie Góra Sowa, lecz lód lodowcowy, który musiał wówczas przykrywać i przełęcz i niższe partie górskie z Górą Sową włącznie.

Położenie piasków powyżej jednego ze szczytów wieńczących przełęcz, a także ich silne spękania i pocięcie przez dyslokacje sztywne dostarczają dodatkowych argumentów na związek genetyczny osadu z deglacjacją gór.

Drugie płytkie, 1,5-metrowe odślonięcie na omawianej przełęczy sięga już tylko 307 m. Na rdzawej zwietrzelinie leży tu seria warstwowanych piasków kwarcowych z okruchami skał miejscowych przykryta przez drobnoziarnisty piasek z domieszką pyłu.

Z przełęczy schodzi stożek uformowany z piasków przełęczowych. Rozcięcie drogowe odsłania nasadę tego stożka jeszcze w obrębie przełęczy. Widać dobrze warstwowane piaski o bezstrukturalnym stropie.

Zapis minionych procesów plejstocenijskich utrwalił się na przełęczy pod Miedzianką w postaci terasy kemowej. Choć jest ona poważnie przekształcona, to jednak spełnia swoją rolę poznawczą w problemie glacjacji i deglacjacji gór.

W przełęczowym położeniu znaleziono jeszcze osady teras kemowych na innych odcinkach Pasma Chęcińskiego (w Polichnie, Zajączkowie), a także w Górach Zgórskich i Grząbach Bolmińskich.

Pod wsią Polichno na przełęczy o wysokości 265 m, między górą Laskową — 282 m, a Górą Grabówką — 285 m występuje wyraźne spłaszczenie powierzchni (ryc. 1, pkt 2). Przez spłaszczenie przechodzi droga. W jej rozcięciu o głębokości 2,5 m pokazują się warstwowane piaski przemyte, średnioziarniste z przelawiczeniami szarych mułków i naciekami orsztynu (fot. 1). Ogólny upad warstw mieści się w sektorze południowym. Wartości upadów są zmienne. Niektóre ławice mają pochylenie kilku stopni, niektóre nawet do 20° , np. $140^\circ/13^\circ$ SW, $26^\circ/20^\circ$ SW. Piaski warstwowane odsłaniają się na różnych wysokościach, także na zboczach przełęczy. Trudno ocenić ich globalną miąższość, gdyż spąg osadów nie jest płaski i nie znajduje się na jednym poziomie. Z przełęczy w kierunku wsi Polichno schodzi sucha dolinka peryglacjalna. Zwraca uwagę duża miąższość piasków w jej odcinku początkowym. Znaczy to, że dolinka jest młodsza od pokrywy piaszczystej i że tej akumulacji nie można z nią wiązać.

W Zajączkowie na zachodnim skraju Pasma Chęcińskiego zachował się wyraźny poziom akumulacyjny w obrębie przełęczy między Ostrą Górką — 322,8 m a górą bez nazwy o wysokości 299,1 m na południe od wsi (ryc. 1, pkt 3 oraz ryc. 7, pkt 1). Przy południkowym skrócie drogi w Zajączkowie, na przełęczy w wysokości 280 m znajduje się duże, ponad 2,5 metrowej głębokości odsłonięcie piasków czystych, przemytych, warstwowanych niemal od stropu. Jest tu założona piaskownia. Piaski są warstwowane bardzo regularnie, przeważnie równolegle. Upady warstw na ogół kilkustopniowe, kierunki upadu rozsypane, np.: $70^\circ/12^\circ$ SSE, $163^\circ/10^\circ$ ENE, $34^\circ/11^\circ$ SE, ale wskazują na dopływ materiału z zachodu.

Piaski na przełęczy w Zajączkowie mają pewne cechy świeżości w porównaniu z omówionymi poprzednio. Według relacji gospodarzy piaski te osiągają miąższość do 12 m, podczas gdy w odcinkach peryferycznych przełęczy do powierzchni zbliża się skała.

Stosunkowo w bliskim sąsiedztwie na Grząbach Bolmińskich w kierunku NE od wsi Milechowy napotkano również warstwowane osady przełęczowe (wys. 273 m). Wiedzie tędy wiejska droga.

Przełęcz tworzy obniżenie między Górą Milechowską — 326 m i górą bez nazwy o wysokości 329 m (ryc. 1, pkt 4). Odkrywka tuż przy drodze pokazuje kontakt skały wapiennej z piaskami plejstocenijskimi warstwowanymi. Widoczna miąższość piasków 1,7 m. W ich stropie ujęte są również jakby w warstewki okruchy wapienne i materiał północny. Warstwy pochylają się w kierunku południowo-wschodnim, zgodnym z kierunkiem Pasma Bolmińskiego: $78^\circ/14^\circ$ SSE.

Interesujące jest stwierdzenie terasy kemowej przełęczowej w Górach Zgórskich.

Tu między Górą Plebańską — 337 m a górą bez nazwy — 311,2 m leżą osady terasy kemowej w wysokości 303 m (ryc. 1, pkt 5). Tworzą one

teren równinny. Wokół rosną sosny. Dół kopany w lesie do głębokości 2,5 m odsłania następujące utwory:

0—1 m piasek drobnoziarnisty, nieprzemity, żelazisty z dużą ilością żwirów skał północnych,

1—2 m warstwowane rdzawe piaski zawierające liczne wkładki gliniaste z pasiastymi krzemieniami i grubym żwirem granitowym,

2—2,5 m gliniasta masa; częściowo zwietrzelina podłoża, częściowo osad typu gliny morenowej.

W pokrywie piasków przełęczy rozwinęły się suche dolinki peryglacjalne. Na dnie jednej z nich wycieka źródelko. Znaczyłoby to, że bliski jest strop skalny podłoża.

Tuż obok między wspomnianą górą bez nazwy o wysokości 311,2 m a Górą Jaworzyńską 315 m leży wieś Zagórze na przełęczy w wysokości 287 m (ryc. 1, pkt 6). Teren jest piaszczysty, jałowy, dużo nieużytków. Na powierzchni w piaskach obtoczony i ostrokrawędzisty materiał skalny świętokrzyski i materiał północny. Blżej stoków przełęczy występują wkładki gliniaste. Według relacji miejscowego gospodarza piaski do głębokości 10 m nie są przebite.

Przytoczone przykłady teras kemowych na przełęczach wykazują pełną analogię genetyczną z podobnymi formami spotykanymi w Sudetach (12, 13, 14, 43, 44, 45). Podłużne równoległe grzbiety górskie i występujące między nimi obniżenia spowodowały, że w Górach Świętokrzyskich przebieg glacjacji i deglacjacji był bardziej złożony niż w Sudetach. Inny styl rzeźby sprawił większe bogactwo zdarzeń. W każdym paśmie górskim można się tu spodziewać teras przełęczowych, a nie tylko w paśmie zewnętrznym, jak to miało miejsce w Sudetach.

Terasy przełęczowe wyznaczają pierwszy etap deglacjacji Gór Świętokrzyskich, choć nie znaczy to, aby były one wszystkie równoczesne, nawet w ramach jednego zlodowacenia.

Drugą genetyczną grupę form tworzą listwy piaszczyste stwierdzone wrywkowo na skalnych zboczach podłużnych obniżen. Trudno te obniżenia nazywać dolinami, gdy w ich obrębie znajdują się działy wodne dopływów Bobrzy, Łosośny, czy Hutki.

Terasa piaszczysta występuje np. na południowym skłonie Gór Poślowskich w pobliżu wsi Poślówice. Zaznacza się jako płaska powierzchnia na poziomie około 280 m, bardzo nieznacznie pochylona ku zachodowi (ryc. 1, pkt 7). Biegnie tędy droga. W rozcięciu drogowym głębokości do 15 m odsłania się miąższa seria piasków warstwowanych na przemian z mułkami i osadami stokowymi o grubszej frakcji. Analizowane spłaszczenie jest dość rozległe. Dla sprawdzenia, czy całość jego ma charakter akumulacyjny, wykopano dół 2-metrowy. W stropie napotkano duże nagromadzenie ostrokrawędzistych okruchów piaskowców kwarcytowych o rozmiarach od 1 do 15 cm średnicy. Niżej od głębokości 0,8 m pojawiły się piaski drobnoziarniste, prawie czyste, jakby smugowane. To smugowanie czy warstwowanie jest nieczytelne z powodu licznych pionowych nacieków orsztynu. W spagu wkopu widać było nagromadzenie drobnych głazików; przeważał materiał miejscowy. Również w serii piasków trafiły się pakiety głazików.

Poziom akumulacyjny w Poślówicach ma wszelkie cechy terasy kemowej. Jest on zawieszony wysoko ponad równoleżnikowe obniżenie idące u podnóża południowych stoków Gór Poślowskich oraz około 48 m nad pobliskim przełosem Bobrzy. Tak znacznych wysokości względnych terasy rzeczne w Górach Świętokrzyskich nie osiąga. Dla porównania można

by tu nadmienić, że w Biesaku nad Silnicą, dopływem Bobrzy, eksploatowany jest piasek i żwir typowej terasy rzecznej wznoszącej się 14 metrów nad rzeką.

Na takiej samej wysokości 280 m stwierdzono również terasę w Grabkach koło Małogoszczy, w Paśmie Przedborsko-Małogoskim (ryc. 1, pkt 8). Założona tu piaskownia odsłoniła piaski wodnego pochodzenia z wtrąceniami mułków i piasków żelazistych oraz osadów soliflukcyjnych o podobnych cechach petrograficznych. Widoczna miąższość piasków wynosi 5,5 m. Nie są one przekopane do spągu, a ponadto sięgają jeszcze kilka metrów powyżej piaskowni (fot. 2, 3, 4).

Warstwowanie piasków przeważnie równoległe ma miejscami układ zaburzony. Wydaje się, że jest tu zapis kilkakrotnych faz sedymentacji wodnej poddawanej okresowo zaburzeniom dyslokacyjnym, osiadananiu, przechylaniu i że wówczas włączały się także procesy grawitacyjno-soliflukcyjne. Zaburzenia i dyslokacje nie obejmują bowiem całej serii od spągu do stropu. Przechylenie pakietów zdyslokowanych i osiadanie skierowane jest ku północy, w stronę przypuszczalnego zalegania martwego lodu w podłużnym obniżeniu Łopuszna. Na odcinku pod Małogoszczą zostało ono wykorzystane przez dopływ Łosośny. W stosunku do dna tej dolinki terasa jest zawieszona na wysokość około 50 m.

Poziom akumulacyjny w Grabkach wymienia w swej pracy A. Żołnierz i określa go jako terasę kemową z czasów zlodowacenia środkowopolskiego (46). Nie wnikając na razie w sprawę wieku tej terasy należy ją jeszcze rozważyć na tle istniejących opracowań geologicznych. Na mapie geologicznej zakrytej 1 : 300 000 ark. Kraków po północnej stronie Pasma Przedborsko-Małogoskiego oznaczone są „piaski i żwiry z przewagą materiału lokalnego” (dpż) i włożone w nie nad Łosośną „piaski rzeczne tarasów i powierzchni akumulacyjnych” (dpr.). J. Ł y c z e w s k a znaczy tu na zboczach utwory soliflukcyjne, obniżenie u północnej podstawy pasma (nazwano je obniżeniem Łopuszna) wypełnia „piaskami fluwio-peryglacjalnymi Würmu” i na ich tle jako wyspę umieszcza „piaski fluwioglacjalne łądolodu środkowopolskiego” (25).

Sprawa jest może alternatywna: czy terasa kemowa, czy sandrowa? Styl akumulacji rozbitej przez uskoki, włączanie się osadów grawitacyjnych oraz wysokość serii zawieszona na stoku przemawia za pochodzeniem kemowym.

Dodatkowym argumentem jest stwierdzona na zboczu w poziomie powyżej 250 m, bezpośrednio poniżej terasy, glina morenowa. Obecność gliny zwałowej przesuwalaby może równocześnie powstanie terasy kemowej na okres deglacji zlodowacenia krakowskiego.

Sugestie na temat wieku opisywanych form będą rozpatrzone po przedstawieniu całego materiału terenowego i laboratoryjnego.

W terenie poszukiwano teras kemowych wysoko położonych. Dwa przykłady zostały omówione. Nie jest wykluczone, że dalsze badania doprowadzą do odnalezienia teras kemowych w niższym położeniu. Należałoby się tego spodziewać, ponieważ i w dnach podłużnych obniżeń występują formy związane z deglacją.

Tę trzecią kategorię form stanowią pagórki wyciągnięte szeregiem wzdłuż osi obniżeń.

Wyjątkowo dobrze jest zachowana taka forma w dnie „doliny chęcińskiej” pod Radkowicami (ryc. 1, pkt 9). Jej sytuację pokazuje załączony szkic (ryc. 3), przekroje poprzeczne (ryc. 4) oraz fotografie.

Wałowaty ciąg pagórków o zarysie swobodnym, lekko krętym wznosi

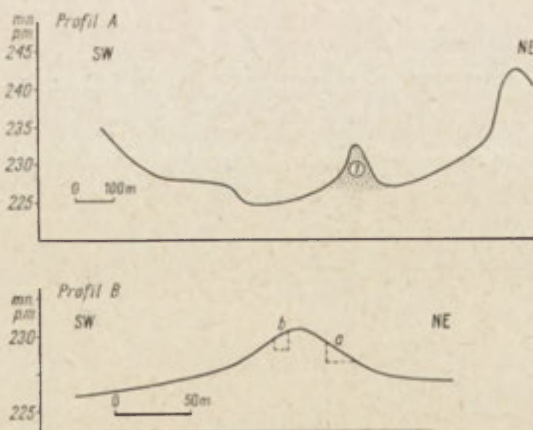


Ryc. 3. Szkic topograficzny formy szczelinowej ozopodobnej koło Radkowiec.

P. A., P. B. — linie przekrojów

Topographical map of esker-type crevasse form near Radkowiec.

P. A., P. B. — lines of cross-sections



Ryc. 4. Przekroje poprzeczne przez formę szczelinową ozopodobną koło Radkowiec
P. A. — przekrój poprzeczny przez dolinę chęcińską na północ od Radkowiec,
1 — forma szczelinowa ozopodobna, P. B. — przekrój poprzeczny przez formę
szczelinową ozopodobną z zaznaczeniem odsłonień (a, b)

Transverse sections across esker-type crevasse form near Radkowiec. P. A. —
section across Chęciny valley north of Radkowiec, 1 — esker-type crevasse form,
P. B. — section across esker-type crevasse form, with exposures marked (a, b)

się niemal pośrodku „doliny chęcińskiej” i dzieli ją na dwie części (fot. 5, 6). Część po południowej stronie wału jest odwadniana przez dopływ Bobrzy, który pogłębił już znacznie swoje dno. Rezultaty tej erozji widać na przekroju (ryc. 4).

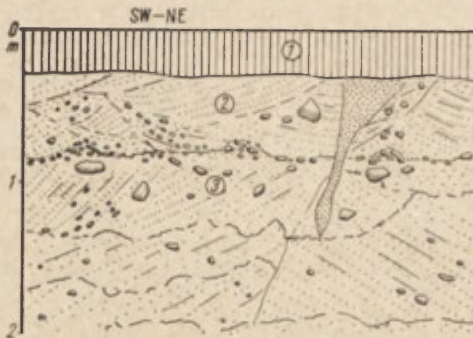
Podłużne pagórki ciągną się jednym szeregiem na przestrzeni ponad 1 km. Ich wysokości względne nie przekraczają kilkunastu metrów. Niemal wszystkie są rozcięte wiejskimi drogami na nieznaczną głębokość 2 do 3 m. W 1971 r. jedyne większe odsłonięcia zostały wykonane we wschodniej części wału w czasie budowy elektrycznej stacji rozdzielczej.

W tych płytkich odsłonięciach widoczne są piaski warstwowane z domieszką żwirów, przykryte często w stropie przez utwór gruzowo-, czy żwirowo — piaszczysty niewarstwowany. Wśród żwirów występuje zarówno materiał miejscowy świętokrzyski, jak i północny. Dużo jest okruchów krzemieni. Piaski są pocięte niekiedy siecią spękań i uskoków (fot. 7).

Dwa odsłonięcia w obrębie profilu B (ryc. 4 a, b) pokazują fragment budowy formy. W partii bliżej centrum pagóra (odkrywka „b” na ryc. 5) widać ławice skośnego warstwowania. Interesujące są powierzchnie graniczne między ławicami wskazujące na erozję w warstwie żwirowej, przypuszczalnie utwierdzonej zamrożeniem. Dzięki temu zachowały się na tej granicy jedynie pagórki żwirowe (ryc. 5 między warstwą 2 a 3). Ich obecność wydaje się świadczyć, że akumulacja przebiegała w środowisku zimnym, na podłożu zamrzniętym (fot. 8).

Sieć spękań i kliny mrozowe wskazują na klimat zimny, peryglacjalny po okresie utworzenia formy. O czasie tych zjawisk nie można nic bliżej powiedzieć.

Odkrywka druga, usytuowana na zboczu (odkrywka „a” na ryc. 6) mówi o istnieniu podparcia lodowego, które w czasie deglacjacji spowodowało



Ryc. 5. Odsłonięcie w ścianie południowej szczelinowej formy ozopodobnej koło Radkowiec

1 — gleba, 2 — warstwowane piaski, żwiry i gruz ostrokrawędzisty. Dużo krzemieni, piaskowców różowych, łupków. Warstwowanie podkreślone ułożeniem żwirków oraz smugami orsztynu. Widoczny nierówny kształt powierzchni spągowej, 3 — powierzchnia stropowa serii pełna uwy pukleń, z jądrem żwirowym. Piaski średnioziarniste o delikatnie zaznaczającym się warstwowaniu. Niewielka domieszka żwiru

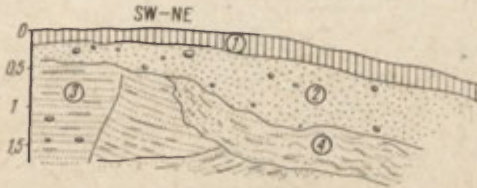
Exposure in southern wall of esker-type crevasse form near Radkowiec

1 — soil, 2 — stratified sands, gravels and angular debris. Much chert, pink sandstone, slate. Stratification emphasized by position of gravels and by hornstone streaks. Visible is uneven relief of top surface, 3 — top surface of series full of mounds containing gravel cores. Medium grained sands with slightly marked stratification. Slight gravel admixture

wało powstanie spękań i deformacji sztywnych. W dalszym etapie topnienia brył lodowych zbocze formy pokrywało się płaszczem bezstrukturalnym (ryc. 6, warstwa 4). Osad stropowy może być wieku znacznie młodszego.

Budowa form nie wykazuje jednorodnego porządku sedimentacyjnego. Struktura nie jest czysta i dobrze wewnętrznie spięta, jak to bywa w ozach (24, 35, 37).

Upady warstw serii niezaburzonych, zorientowane w kierunku wschodnim, są prawie zgodne z przebiegiem osi morfologicznej strefy wzniesień.



Ryc. 6. Odślonienie w ścianie północnej szczelinowej formy ozopodobnej koło Radkowic

1 — gleba, 2 — utwór bezstrukturalny (piaski z domieszką żwirów), 3 — piaski warstwowane z pojedynczymi żwirkami i głazikami pocięte spękaniami. Widoczne przesunięcia zestalonych brył. Smugowanie podkreślone orsztytnem

Exposure in northern wall of esker-type crevasse form near Radkowice

1 — soil, 2 — structureless deposit (sands with gravel admixture), 3 — stratified sands with solitary small gravel grains and pebbles, dissected by crevasses. Visible are push-drag movements of compacted sand blocks. Streaks emphasized by hornstone bans

Pomiary w części zachodniej wału są następujące: $137^{\circ}/11^{\circ}\text{NE}$ i $130^{\circ}/8^{\circ}\text{NE}$, a w części południowo-wschodniej — $122^{\circ}/13^{\circ}\text{NE}$ i $65^{\circ}/6^{\circ}\text{SE}$.

Pagóry nie mają osłony z gliny morenowej. Nie wiadomo też (wobec płytkich przekopów), czy leży ona w ich spagu. Glinę znaleziono jednak po południowej stronie wału u podstawy grzbietu skalnego, który przechodzi na północ od Radkowic. Grzbiet ten stanowi zbocze „doliny chęcińskiej”. Wspomniana glina zwałowa zawiera dużą ilość materiału północnego.

Wyjaśnienie pochodzenia pagórków w „dolinie chęcińskiej” nie jest łatwe, gdyż nie mają one ani cech typowych kemów, ani ozów (1, 2, 7, 8).

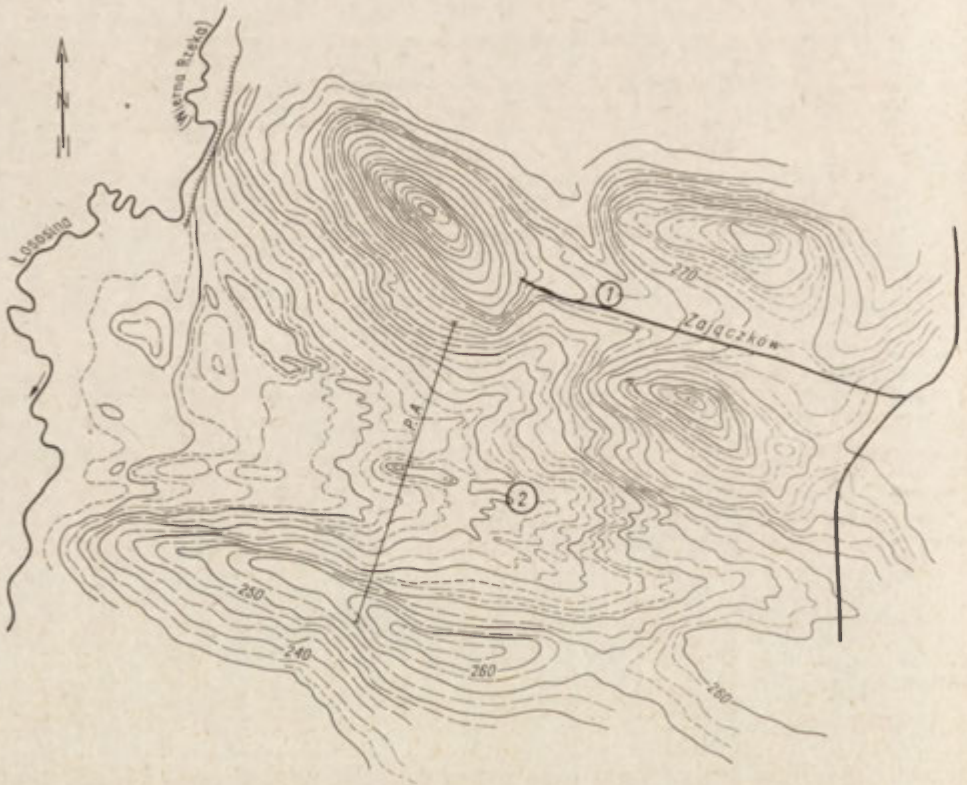
Wały kemowe, zgodnie z poglądem potwierdzonym na terenach o rzeźbie podobnej, a więc na Jurze Krakowsko-Częstochowskiej (19), czy w Sudetach, powstały na garbach podłoża w otwartych szczelinach, a w stosunku do obniżień dolinnych zajmują położenie poprzeczne. A. Jahn pisze: „Wały kemowe występują w poprzek zwojów dolinnych, często jako akumulacyjna nadbudowa skalnych progów. Właśnie na garbach skalnych tworzyły się w lodowcu poprzeczne szczeliny. Szczególne przykłady wałów kemowych znajdziemy w dolinie Bobru, Kwisy i Kaczawy” (14).

Tego warunku nie spełniają pagóry radkowickie. Nie są one założone na wyniosłości podłoża i nie biegną w poprzek, lecz wzdłuż osi „doliny chęcińskiej”. Budowa wewnętrzna i kształt wałowy pagórków pozwalają mniemać, że wzniesienia pod Radkowicami są formą szczelinową, ozopodobną.

Podłużne pagórki znaleziono także na południe od Zajączkowa w pseudodolinym obniżeniu (ryc. 1, pkt 10). Z przełęczy, która jest nadbudo-

wana przez terasę kemową schodzi jakby sucha dolina, rozległa i nieczytelna. Górny jej odcinek jest zawieszony nad częścią dolną nawiązującą do doliny Łosośny. Dno w odcinku górnym ma rzeźbę bardzo niespokojną. Występuje tu kilka szeregów podłużnych, drobnych pagórków ułożonych w ciagi równoległe do osi morfologicznej obniżenia. Załączony szkic szczegółowej topografii (ryc. 7) chwyciła całe bogactwo tych miniaturowych form. Stosunki wysokościowe ilustruje przekrój poprzeczny na ryc. 7 i 8.

Na zboczach obniżenia odsłania się skalne podłoże, lecz na ogół cały teren sprawia wrażenie silnie piaszczystego. W dnie obniżenia występuje



Ryc. 7. Szkic topograficzny pagórków i terasy kemowej koło Zajaczkowa

1 — terasa kemowa na przełęczy, 2 — pagórki kemowe, P. A. — przekrój poprzeczny przez pagórki kemowe

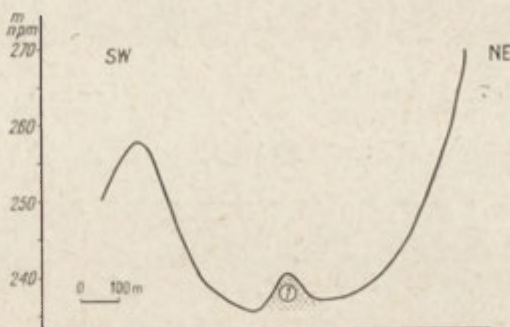
Topographic map of hillocks and kame terrace near Zajaczków

1 — kame terrace in mountain pass, 2 — kame hillocks, P. A. — transverse section across kame hillocks

pokrywa piaszczysta z domieszką drobnego żwiru. Trafiają się głązy północne i miejscowe o średnicy do kilkunastu cm. Tak wyglądają osady na powierzchni i taką też budowę mają kilkumetrowe wzniesienia pagórków. W płytkich wkopach widać, że piaski budujące je są przemyte i warstwowane niemal od samego wierzchu.

Szeregi pagórków w Zajaczkowie należą także do form szczelinowych w martwym lodzie. Pochodzą one najprawdopodobniej z końcowej fazy

deglacjacji, gdy lód rozpadł się już na liczne bryły, między którymi wody roztopowe prowadziły osad glacyjofluwalny. W samych pagórkach materiał jest czysty, a ablacyjny zachował się raczej między nimi. Wielość pagórków sprawia, że można by tu mówić o polu kemowym.



Ryc. 8. Przekrój poprzeczny przez dolinę na południe od Zajączkowa

1 — forma pagórka kemowego

Transverse section across valley south of Zajączków

1 — form of kame hillock

Takie też podłużne wzniesienia kilkumetrowej wysokości występują u stóp Góry Gorgolowej w Paśmie Małogoskim (ryc. 1, pkt 11). Pagórki widoczne są na tle stoku i dna suchej doliny łączącej się, jak poprzednia, z doliną Łosośny. Powstały one w górnej części suchej doliny zawieszonych ponad powierzchniami terasowymi Łosośny (ryc. 9).

Na zboczach pagórków zalegają piaski z głazami. Głazy o średnicy do kilkunastu cm są z materiału świętokrzyskiego i północnego, krystalicznego. Głazy te tkwią w piaskach stropowych, bezstrukturalnych. Wkop odsłonił ten strop do głębokości 0,5 m. Niżej są różnoziarniste piaski z wtrąceniami mułków i naciekami orsztynu. Warstwowanie jest równoległe i skośne. Pomiar warstw na głębokości 1 m: $114^{\circ}/10^{\circ}$ SW i $87^{\circ}/10^{\circ}$ N.

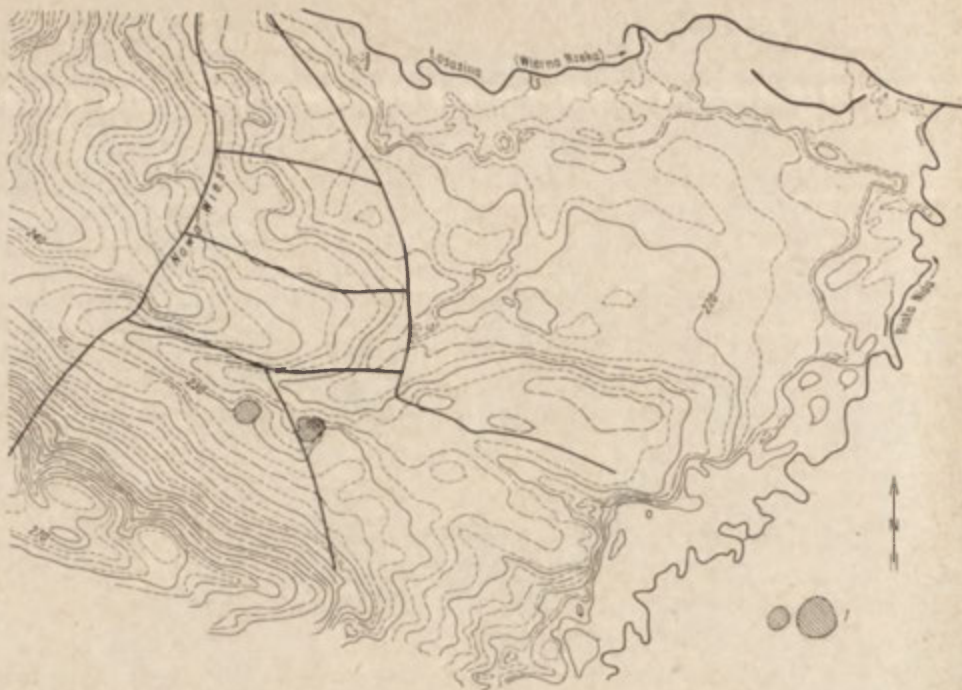
Formy pod Górą Gorgolową mają cechy pagórków kemowych z pokrywą ablacyjną.

Aby móc bliżej scharakteryzować osady piaszczyste, występujące w różnej sytuacji morfologicznej w centralnej części Gór Świętokrzyskich, przeprowadzono szczegółowe badania laboratoryjne. Próby były tak pobierane aby mogły być reprezentatywne dla serii osadowej danej formy. Ułatwiało to na ogół małe zróżnicowanie osadu. Głębokość pobierania próbek była różna, od 1 do 5 metrów poniżej poziomu współczesnej gleby. Brano jedynie pod uwagę warstwy o strukturze niezaburzonej przez procesy glebowo-wietrzeniowe.

Wykonano następujące analizy: granulometryczną, obtoczenia, mineralogiczną i petrograficzną.

Do analizy granulometrycznej użyto 10 sit w następujących przedziałach: 0,08—0,1, 0,1—0,2, 0,2—0,25, 0,25—0,315, 0,315—0,4, 0,4—0,5, 0,5—0,8, 0,8—1,0, 1,0—2,0, 2,0—2,5 mm. Wyjątkowo stosowano przedziały 2,5—5,0 mm i 5,0—10,0 mm.

W oparciu o wyniki analizy granulometrycznej wykreślono krzywe kumulacyjne, z których obliczono wartości median i kwartyli, oraz krzy-



Ryc. 9. Szkic topograficzny lokalizacji pagórków kemowych na południe od pasma Gorgolowej

1 — pagórki kemowe

Topographic map indicating kame hillocks south of Gorgolowa ridge

1 — kame hillocks

we częstotliwości pokazujące stosunek procentowy danej frakcji na przyjętą jednostkę przedziału. Może nią być 1 milimetr lub, jak w tym wypadku, jednostka Φ .

Analiza obtoczenia ziarn kwarcu została wykonana przy użyciu graniformametry spychaczowego Krygowskiego. Wykonano ją w oparciu o frakcję 0,5—0,8 mm. W każdej próbce badano 400 ziarn w dwukrotnym pomiarze po 200 ziarn. Ponadto przy każdorazowym, kolejnym nachyleniu płytki szklanej robiono trójkątny manewr przetaczania. Nachylenie zmieniano co 2° .

W oparciu o krzywą kumulacyjną kreśloną na podstawie pomiarów obtoczenia wyznaczano kwartyle potrzebne do wyliczenia wskaźników niejednorodności.

Trzecim typem wykonanych badań laboratoryjnych były analizy mineralogiczne i petrograficzne piasków *). Dla ustalenia składu frakcji lekkiej wzięto pod uwagę przedział 0,5—0,8 mm, natomiast dla frakcji ciężkiej przedział 0,1—0,2 mm.

Wspomniane osady piaszczyste występujące zarówno na przełęczach jak i tworzące wypukłe formy wałów w rozległych, równoleżnikowych obniżeniach międzygórskich, mają pod względem uziarnienia bardzo zbliżony charakter. Krzywe częstotliwości (ryc. 10) wykazują istnienie dwóch

*) Analizy te wykonała dr A. Maliszewska, której autorki serdecznie dziękują.



Fot. 1. Polichno — wkop w terasie kemowej na przełęczy. Widoczne równoległe warstwowanie osadów piaszczystych drobnoziarnistych (drobnopiaszczysty średni piasek wg określenia D. J. Doeglasa 9)

Polichno — test pit in kame terrace at mountain pass. Visible is parallel stratification of finegrained sand deposits (finegrained medium-grade sand as defined by D. J. Doeglas, 9)



Fot. 2. Grabki — widok ogólny odsłonięcia w terasie kemowej
Grabki — general view of exposure in kame terrace



Fot. 3. Grabki — fragment odsłonięcia. Seria równoległe warstwowanych piasków terasy kameowej

Grabki — fragment of exposure. Visible is series of parallel stratified sands in kame terrace



Fot. 4. Grabki — fragment odsłonięcia. Widoczna zmienność charakteru sedymentacji

Grabki — fragment of exposure. Visible is variability in character of sedimentation



Fot. 5. Radkowice — jeden z podłużnych pagórów szczelinowej formy ozopodobnej
Radkowice — one of longitudinal hillocks of esker-type crevasse forms



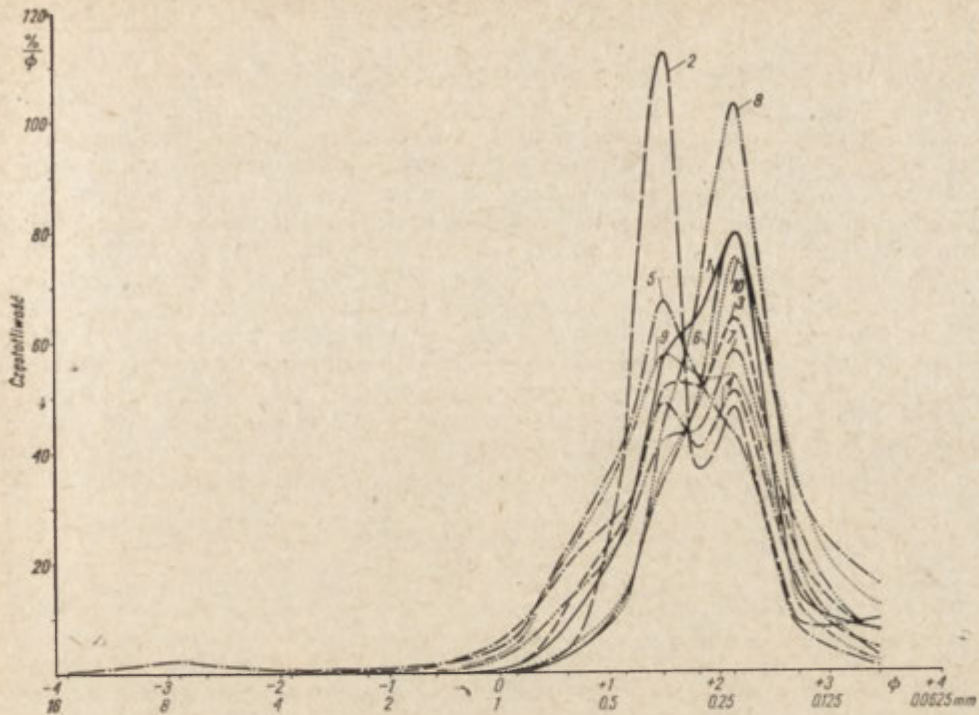
Fot. 6. Radkowice — wkop w formie szczelinowej ozopodobnej: seria warstwowana
i strop gruzowo-piaszczysty niewarstwowany
Radkowice — test pit in esker-type crevasse form: stratified series and
non-stratified top built of debris and sand



Fot. 7. Radkowice — budowa wewnętrzna formy szczelinowej ozopodobnej
Radkowice — interior structure of esker-type crevasse form

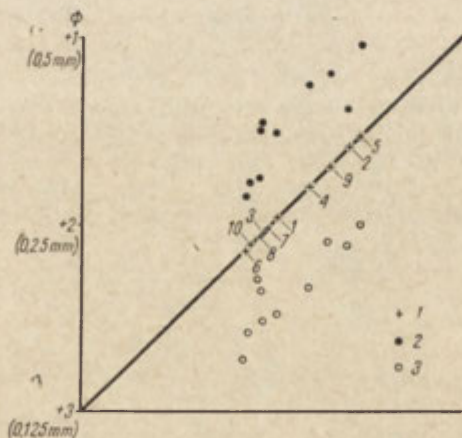


Fot. 8. Radkowice — fragment odkrywki widocznej na ryc. 5
Radkowice — fragment of exposure shown in Fig. 5



Ryc. 10. Krzywe częstotliwości składu granulometrycznego piasków
(numery zgodne z wyróżnionymi w tabeli 1)

Size frequency of sands (numbering conforms to differentiation shown in table 1)



Ryc. 11. Rozkład median i kwartyli charakteryzujący typ badanych osadów
1 — median, (Md), 2 — kwartył (Q_1), 3 — kwartył (Q_2)

Pattern of medians and quartiles characterizing type of examined deposits
1 — median (Md), 2 — quartile (Q_1), 3 — quartile (Q_2)

maksimów frakcji, w przedziałach 0,315—0,4 mm i 0,2—0,25 mm. Do-mieszka frakcji grubszych i drobniejszych jest niewielka co daje na wy-kresie krzywych częstotliwości wąskie a wysokie maksima. Rozkład median (Md) i kwartyli (Q_1 i Q_3) oraz wskaźnika stopnia wysortowania (So) pokazuje również dużą jednorodność osadów. Tę samą cechę obrazuje wykres analizowanych wartości przeliczonych na wartości Φ (ryc. 11). Mieszczą się one wszystkie w obrębie dwóch przedziałów Φ : 1—2 i 2—3 Φ .

Zgodnie z klasyfikacją D. J. Doeglasa (9), który stosując skalę Wentwortha przeprowadził klasyfikację osadów klastycznych na pod-stawie wartości median i kwartyli, wspomniane osady piaszczyste z Gór Świętokrzyskich należy zaliczyć do trzech klas uziarnienia: średnie piaski (inaczej 222 co się równa trzem wartościom Q_1 , Md i Q_3 zaokrąglonym do całych, większych liczb), drobnopiaszczyste średnie piaski (223) oraz śred-niopiaszczyste drobne piaski (233, tab. I).

Wskaźnik wysortowania (So) otrzymano w oparciu o wzór Traska (42)

$$So = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$$

gdzie Q_1 i Q_3 równają się wielkościom ziarna odpowiadającym 25% i 75% z krzywej kumulacyjnej.

Wartości wskaźników wysortowania dla badanych piasków mieszczą się w granicach 1,06—1,44. Tak niskie wartości wskazują na bardzo dobre wysortowanie osadów (tab. 1).

Obtroczenie kwarcowych ziarn w piaskach jest również duże. Wskaź-niki obtoczenia (Wo) obliczono w oparciu o wzór B. Krygowskiego (22):

$$Wo = 2400 - \frac{\sum/n \cdot k/100}{N}$$

gdzie N oznacza liczebność analizowanej próbki, n — liczebność w klasach kątowych, k — kąt średni charakteryzujący daną klasę kątową.

Wartości wskaźników obtoczenia wahają się w granicach od 1265 do 1423 (ryc. 12). Zgodnie z klasyfikacją stopnia obróbki podaną przez B. Krygowskiego (22), który wyróżnia trzy typy: ziarna bez obróbki, typ dojrzały i typ starczy, piaski z centralnej części Gór Świętokrzyskich należy zaliczyć do typu drugiego (typ dojrzały). W obrębie typu dojrza-łego wymieniony autor wyróżnia jeszcze dwa podtypy: pośredni ze słabymi śladami obróbki i pośredni z wyraźną obróbką. Do tej ostatniej grupy należy zaliczyć badane piaski.

Wskaźniki niejednorodności osadu (Nm) obliczone zostały według wzoru Krygowskiego (22):

$$Nm = Q_3 - Q_1$$

gdzie Q_1 i Q_3 są kwartyłami odpowiednio 25% i 75% odczytanymi z krzywej kumulacyjnej obtoczenia.

Mają one wartości w granicach 7,4 do 10 (ryc. 12). Świadczy to o wy-stępowaniu w osadzie fluwioglacjalnym materiału obcego (przypuszczalnie lokalnego) o różnym stopniu obróbki, który nie został jeszcze „ujed-nolicony” przez procesy fluwialne.

Podobnie wysokie wskaźniki stopnia obtoczenia, jak i jednorodność osadów pod względem granulometrycznym, różne od wartości charakte-rystycznych dla osadów fluwioglacjalnych, wskazują na duży udział materiału na wtórnym złożu. Wspomniane cechy musiał mieć osad wyjścio-

Tabela 1

Nazwa odsłonięcia i określenie genetyczne formy	Nr analizy	Md	Q ₁	Q ₃	So	Określenie numeryczne osadu wg D. J. Doeglasa (9)	Określenie słowne osadu wg D. J. Doeglasa (9)
Gogolowa p. k.	1	0,262	0,350	0,215	1,06	223	drobnopiaszczysty średni piasek
Polichno t. k. p.	2	0,340	0,390	0,230	1,30	223	drobnopiaszczysty średni piasek
Grabki t. k.	3	0,261	0,365	0,198	1,36	233	średniopiaszczysty drobny piasek
Radkowice o.	4	0,285	0,410	0,200	1,03	223	drobnopiaszczysty średni piasek
Radkowice o.	5	0,350	0,480	0,260	1,38	222	średni piasek
Milechowy t. k. p.	6	0,225	0,285	0,158	1,34	233	średniopiaszczysty drobny piasek
Zajęczków t. k. p.	7	0,245	0,360	0,175	1,44	233	średniopiaszczysty drobny piasek
Miedzianka t. k. p.	8	0,240	0,300	0,205	1,38	233	średniopiaszczysty drobny piasek
Posłowice t. k.	9	0,320	0,435	0,235	1,36	223	drobnopiaszczysty średni piasek
Zajęczków p. k.	10	0,230	0,295	0,170	1,32	233	średniopiaszczysty drobny piasek

o. — formy szczelinowe ozopodobne

p. k. — pagórki kemowe

t. k. — terasy kemowe

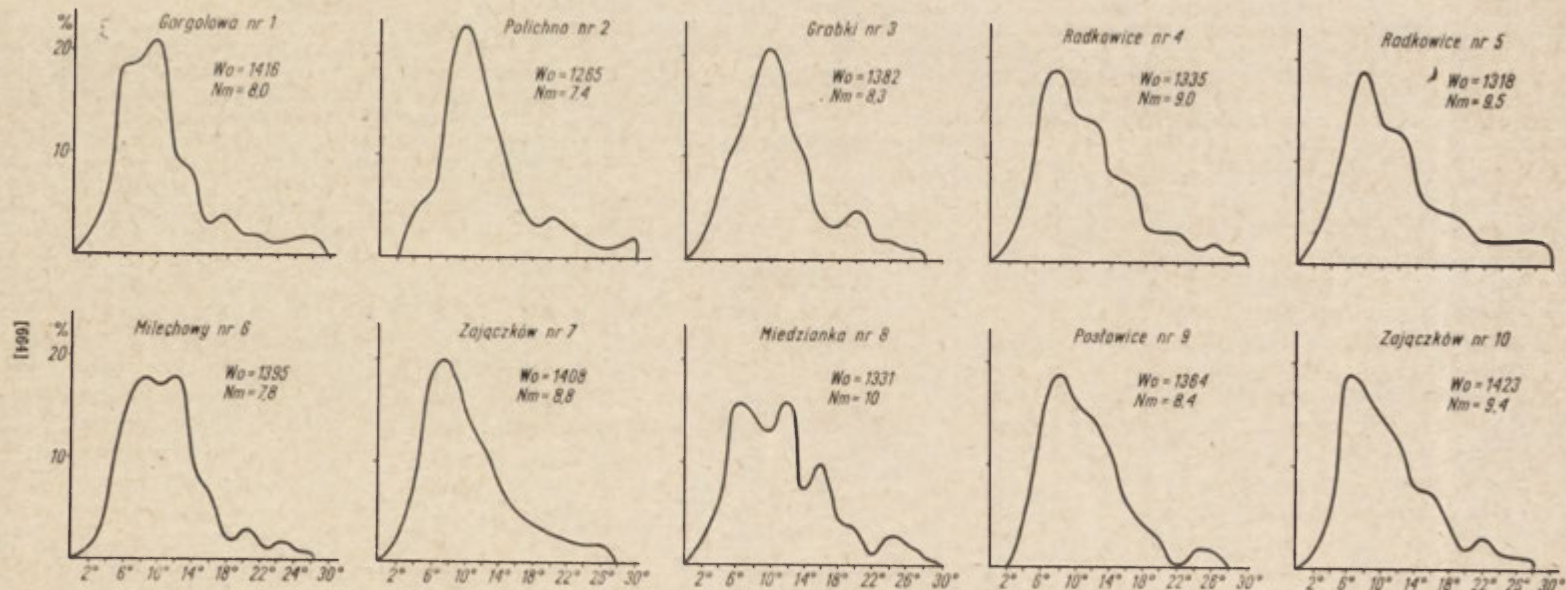
t. k. p. — terasy kemowe na przełęczach

* Nazwę opisową i numeryczną próbki D. J. Doeglasa formuluje według następującej zasady:

1) O ile mediana i kwartyle mają tę samą wartość, to próbka nosi nazwę mediany, np. Q₁ = 2, Md = 2, Q₃ = 2, czyli inaczej 222 (określenie numeryczne) lub średni piasek (określenie opisowe).

2) O ile kwartyle są symetrycznie rozłożone wokół mediany, wówczas nazwy kwartyli są połączone łącznikiem np. Q₁ = 2, Md = 3, Q₃ = 4 czyli inaczej 234 (określenie numeryczne) lub średni piasek — bardzo drobny piasek (określenie opisowe).

3) O ile jeden z kwartyli jest bliższy mediany niż drugi, wówczas ten bliższy będzie miał formę rzeczownika, dalszy przymiotnika, np. Q₁ = 1, Md = 2, Q₃ = 4 czyli inaczej 122 (określenie numeryczne) lub grubopiaszczysty średni piasek (określenie opisowe).



Ryc. 12. Krzywe wykreślone w oparciu o histogramy obróbki piasków
 Curves compiled from histograms of sand grain rounding

wy. Czy ma on cechy interglacjalne czy peryglacjalne — trudno osądzić ze względu na brak porównawczych danych.

Duże podobieństwo w uziarnieniu, obtoczeniu i wysortowaniu wszystkich osadów piaszczystych wskazuje na podobną ich genezę i zbliżone warunki fluwiodynamiczne. Wody akumulujące osad musiały mieć niewielką siłę i stosunkowo małą zmienność. Jedynie nieznaczne różnice widać między osadami przełęczowymi i dolinnymi. Szczególnie w obrębie form wałów z okolic Radkowic i Zajączkowa obserwuje się nieco grubszy piasek z małą domieszką żwirików świadczący o większej dynamice wody.



Ryc. 13. Skład petrograficzny piasków na podstawie frakcji 0,5—0,8 mm
w — współczynnik wietrzeniowy

Petrographic composition of sands (on basis of 0.5—0.8 mm fractions)
w — coefficient of weathering

Ciekawych danych dostarczyły analizy petrograficzne i mineralogiczne frakcji lekkiej (ryc. 13) i ciężkiej (tab. 2).

Najbogatsze pod względem składu petrograficznego są osady z Zajączkowa, Grabek, Polichna, Miedzianki i Posłowic, przy jednoczesnym wysokim współczynniku wietrzeniowym (W), mówiącym o wzajemnym stosunku minerałów ciężkich trwałych, średnio trwałych i nietrwałych.

Według R. Racinowskiego i J. Rzechowskiego (34) współczynnik wietrzeniowy określa się wzorem:

$$W = \left(\frac{St}{T} \right) N$$

gdzie T — minerały trwałe, odporne na wietrzenie (cyrkon, turmalin, rutil, staurolit, dysten, andaluzyt), St — minerały średniotrwałe (granat, sylimanit, epidot, klinozoizyt), N — minerały nietrwałe (augit, hornblenda, aktynowit, biotyt).

Wspomniana grupa osadów (z Zajączkowa, Grabek, Polichna, Miedzianki i Posłowic) zawiera między 86 a 92% kwarcu, od 2 do 4% skaleni,

Tabela 3

Skład mineralny frakcji ciężkiej piasków (w % obj.)	Gorgolowa nr 1	Polichno nr 2	Grabki nr 3	Radkowie nr 4	Radkowie nr 5	Milechowy nr 6	Zajączków nr 7	Miedzianka nr 8	Postowice nr 9	Zajączków nr 10
Magnetyt	8,0	23,3	30,4	31,1	32,3	39,4	16,9	34,1	26,1	27,1
Ilmenit	4,1	2,5	3,8	1,8	—	3,1	4,8	1,2	1,8	1,8
Cyrkon	—	10,7	1,8	6,8	12,4	3,8	5,4	5,1	6,3	0,9
Turmalin	8,0	4,5	4,4	3,2	6,8	6,2	6,3	3,2	3,1	9,5
Rutyl	—	—	—	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	—
Staurolit	16,2	6,2	4,4	5,7	10,6	7,4	11,6	4,1	10,4	5,1
Dysten	2,1	1,2	7,2	0,9	2,1	1,8	1,2	0,9	1,8	0,9
Andaluzyt	4,0	0,6	5,1	4,2	2,1	0,6	—	0,6	0,6	2,0
Granat	8,0	26,2	18,7	25,0	18,2	9,3	37,4	37,1	29,2	31,3
Sylimanit	4,0	1,2	—	2,4	3,1	0,9	1,2	0,9	1,8	3,1
Epidot	22,3	3,1	8,1	11,4	2,1	2,8	3,5	4,1	4,3	6,2
Klinozoizyt	8,0	0,6	2,8	0,6	3,5	3,9	0,2	—	—	2,0
Augit zwyczajny	—	—	0,6	0,6	—	—	2,8	0,9	1,8	2,0
Augit bazaltowy	4,0	0,6	9,2	0,6	—	12,1	—	2,4	2,5	4,1
Hornblenda zwyczajna	—	16,2	0,9	0,6	3,8	4,4	5,4	2,4	2,5	2,0
Hornblenda brunatna	11,3	3,1	7,3	4,2	2,4	3,7	1,2	2,4	7,2	2,0
Aktynolit	—	—	0,3	0,3	—	—	0,3	—	—	—
Biotyt	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—
(% wag. frakcji)	0,14	0,70	0,28	0,45	0,27	0,28	0,52	0,54	0,39	0,36

od 2 do 4% okruchów skał krystalicznych, od 1 do 5% litytów i od 0 do 5% wapieni.

Współczynnik wietrzeniowy wahający się w granicach 17,6—28,6 wskazuje na pewien udział w zespole minerałów ciężkich — minerałów mało odpornych, choć jest ich stosunkowo niewiele (ryc. 13).

Druga grupa osadów, to piaski z Radkowic i wsi Milechowy, które zawierają od 92 do 95% kwarcu, od 1 do 2% skaleni, od 0 do 3% okruchów skał krystalicznych, od 1 do 3% litytów i od 0 do 3% wapieni.

Współczynnik wietrzeniowy jest również znacznie niższy (4,8—16,8), co wskazuje na nieznaczny udział w zespole minerałów ciężkich — minerałów nietrwałych.

Odbiegające od tych dwóch są piaski spod Gorgolowej, które przy ubogim składzie petrograficznym (96% kwarcu, 1% skaleni, 3% litytów) zawierają dość dużo minerałów ciężkich, mało trwałych ($W=21,4$).

Skąpa ilość dotychczas wykonanych analiz nie pozwala wyciągnąć daleko idących wniosków. Niemniej interesujący jest fakt, że osady, które występują najdalej na południowym wschodzie (Radkowice) mają najuboższy skład zarówno we frakcji lekkiej, jak i ciężkiej, zaś przeciwnie osady z północnego zachodu (z rejonu doliny Łosośny — Zajączków, Grabki) odznaczają się bardziej zróżnicowanym ich składem. Przedstawione dane wydają się wskazywać, że dopływ materiału w okresie zlodowacenia szedł od północnego zachodu. Im dalej ku wschodowi, tym większy jest udział w osadach materiału starszego, przypuszczalnie preglacjalnego, występującego w osadach fluwioglacjalnych na wtórnym złożu.

Jak widać więc, wszystkie wykonane analizy prowadzą do podobnych wniosków. Wskazują one na kierunek transportu idący od północnego zachodu i na starość osadu plejstoceniowego, o której świadczy duży udział w osadzie materiału starszego, przypuszczalnie przedplejstoceniowego na wtórnym złożu.

Z przytoczonych przykładów wynika, że w południowo-zachodniej i fragmentarycznie zachodniej części Gór Świętokrzyskich przetrwały do dziś zapisy deglacjacji. Położenie form, a czasem tylko osadów, rzuca światło na przebieg deglacjacji. Są te formy w obrębie przełęczy, są na zboczach podłużnych obniżeń śródgórskich i są także w ich dnach. Jest to wynik etapowego zaniku mas lądolodu.

Materiał dowodowy zebrany w terenie ma wartość wycinkową i nie upoważnia do podejmowania syntetycznych rozważań. Nie mniej styl zdarzeń daje się odtworzyć, gdyż jest pewna prawidłowość w spotkanych faktach.

Bardzo doniosłą rolę odegrała rzeźba podłoża przedczwartorzędowego, co stwierdzają zgodnie wszyscy prowadzący badania na obszarach starszych zlodowaceń (12, 13, 14, 16, 18, 20, 38, 39, 44). Jednakże w przypadku Gór Świętokrzyskich znaczenie rzeźby było szczególnie doniosłe ze względu na równoległy układ grzbietów górskich (36).

Przeprowadzone obserwacje pozwalają mniemać, że do wnętrza tej części gór lody penetrowały z północnego-zachodu, szły przez podłużne obniżenia, a następnie wdzierały się na przełęcze.

O ile w Sudetach istniała jedna przeszkoda barierowa zewnętrzna, to tu właściwie każde pasmo było w sytuacji zapory. Podłużne doliny stwarzały doskonale warunki dla stagnacji i martwienia lodów. Świadczą o tym zachowane formy etapowej deglacjacji. Są to etapy deglacjacji pionowej głównie, a nie przestrzennej w tym rozumieniu, że każde obniżenie podłużne i przyległe do niego grzbiety stanowiły własny świat zdarzeń;

własny w szczegółach, lecz równocześnie przyporządkowany ogólnemu rytmowi zmian wyższej rangi.

Ustalenie wieku opisywanych form może być tylko hipotetyczne. W świetle dotychczasowych poglądów cały badany teren był tylko w zasięgu zlodowacenia krakowskiego (25, 36).

Wynikało by więc, że znalezione terasy kemowe i formy szczelinowe związane są z najstarszym zlodowaceniem na tym terenie. Z tego okresu nie są znane, jak dotychczas, z obszaru Polski jakiegokolwiek formy rzeźby glacialnej. O ile pochodzą one istotnie z tak odległego plejstocenu, to swoje przetrwanie zawdzięczałyby prawdopodobnie położeniu na ustronnych przełęczach lub w podłużnych obniżeniach, w których do dziś jeszcze nie stwierdza się żywszych przejawów działania procesów morfodynamicznych. W rzeźbie gór są to formy bierne.

Pewne sugestie co do wieku form pochodzących z deglacjacji wynikają z badań laboratoryjnych. Szczególnie dużo materiału dostarczyły analizy petrograficzne i mineralne. Świadczą one, że osady, które budują opisywane formy są stare, z pewnym jednak zróżnicowaniem na obszar północno-zachodni i południowo-wschodni. Może to być wynikiem:

a. kierunku transportu z północnego-zachodu, w rezultacie którego nastąpiło zubożenie petrograficzne osadów ku wschodowi,

b. może wiązać się ze zróżnicowaniem wiekowym form; młodszych w części północno-zachodniej (Zajączków, Grabki), starszych w południowo-wschodniej (Radkowiec).

Przy dalszych badaniach należałoby między innymi zwrócić baczniejszą uwagę na rozpozniowanie wysokościowe osadów kemowych. Mogą one pochodzić z różnego czasu. Zupełnie otwartą jest sprawa stosunku wiekowego form szczelinowych dolinnych do powierzchni terasowych.

LITERATURA

- (1) Baraniecka M. D., Skompski S. *Deglacjacja lobu Widawki*. „Kwartalnik Geol.”, t. 11, z. 3. Warszawa 1967.
- (2) Baraniecka M. D. *Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji*. „Kwartalnik Geol.” t. 13, z. 2. Warszawa 1969.
- (3) Bartkowski T. *O kemach i terasach kemowych*. „Czasop. Geogr.”, t. 25, z. 1/2. Warszawa 1954.
- (4) Bartkowski T. *O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej*. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Prace Kom. Geogr.-Geol., 7, 1. Poznań 1967.
- (5) Bartkowski T. *Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja*. „Badania Fizjogr. nad Polską Zach.”, t. XXI. Poznań 1968.
- (6) Bartkowski T. *Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja*. „Folia Quaternalia”, t. 30. Kraków 1969.
- (7) Boerman W. E. *Eskers and Kames*. „Przegl. Geogr.”, t. XXII za 1948/49. Warszawa 1950.
- (8) Charlesworth J. K. *The Quaternary Era* vol. I. London 1957.
- (9) Doeglas D. J. *Grain-size indices, classification and environment*. „Sedimentology” v. 10, n. 2. 1968.
- (10) Flint R. F. *Glacial and Pleistocene geology*. New York — London 1957.
- (11) Galon R. *O typach deglacjacji lądolodu skandynawskiego (w obrębie ostatniego zlodowacenia)*. „Folia Quaternalia”, t. 30. Kraków 1969.
- (12) Jahn A. *Deglaciation of the Sudetes*. Rep. VIth INQUA Congress, 3. Łódź 1963.

- (13) Jahn A., Szczepankiewicz S. *Osady i formy czwartorzędowe Sudetów i ich Przedpola*. Czwartorzęd Polski. Warszawa 1967.
- (14) Jahn A. *Terasy kemowe w Sudetach*. „Folia Quaternalia”, t. 30. Kraków 1969.
- (15) Jurkiewiczowa I. *Czermno (szczegółowa mapa geologiczna Polski)*. Warszawa 1965.
- (16) Klajnert Z. *Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego*. „Acta Geogr. Univ. Lodz”. 23. Łódź 1966.
- (17) Klajnert Z. *Struktura wałów kemowych na obszarze Wzgórz Domaniewickich i jej znaczenie dla poznania procesów zaniku lodowca*. „Folia Quaternalia”, t. 30. Kraków 1969.
- (18) Klimek K. *Influence du relief prequaternaire au cours de la glaciation et de la deglaciation de la partie nord du Plateau Silesio-Cracovien*. Rep. Vith INQUA Congress, 3. Łódź 1963.
- (19) Klimek K. *Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego*. „Prace Geograficzne IG PAN”, nr 53. Warszawa 1966.
- (20) Klimek K. *Wpływ rzeźby podłoża lądolodu na wykształcenie i budowę form kemowych w północno-zachodniej części Wyżyny Małopolskiej*. „Folia Quaternalia” t. 30. Kraków 1969.
- (21) Kondracki J., Pietkiewicz S. *Czwartorzęd północno-wschodniej Polski*. Czwartorzęd Polski. Warszawa 1967.
- (22) Krygowski B. *Graniformametria mechaniczna*. Poznań 1964.
- (23) Lindner L. *Glacialne tarasy marginalne lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich*. „Acta Geol. Polon.” vol. XX, nr. 3. Warszawa 1970.
- (24) Lliboutry L. *Traite de Glaciologie* t. II. Paris 1965.
- (25) Łyczewska J. *Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia*. „Prace Inst. Geol.” t. LXIV. Warszawa 1971.
- (26) Mojski J. E., Nowicki A. J. *Kemy okolic Bielska Podlaskiego*. „Kwartalnik Geol.” t. 5, z. 4. Warszawa 1961.
- (27) Mojski J. E. *Warunki deglacjacji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w okolicach Białegostoku*. „Czasop. Geogr.” t. 38, z. 3. Wrocław 1967.
- (28) Mojski J. E. *Kemy jako wskaźniki deglacjacji obszaru północno-wschodniej Polski podczas zlodowacenia środkowopolskiego*. „Folia Quaternalia” t. 30. Kraków 1969.
- (29) Niewiarowski W. *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej*. Stud. Soc. Sci. Torun., 4. Toruń 1959.
- (30) Niewiarowski W. *Types of kames occurring within the area of the Last Glaciation in Poland as compared with kames known the others regions*. Rep. Vith. INQUA Congress, 3. Łódź 1963.
- (31) Niewiarowski W. *Some problems concerning deglaciation by stagnation and wastage of large portions of the ice-sheet within the area of the Last Glaciation in Poland*. Rep. Vith INQUA Congress, 3. Łódź 1963.
- (32) Niewiarowski W. *Conditions of occurrence and distribution of kame landscapes in the Peribalticum within the area of the Last Glaciation*. „Geografia Polonica” 6. Warszawa 1965.
- (33) Olszewski A. *Formy strefy marginalnej południowego skraju Równiny Świeckiej ze szczególnym uwzględnieniem form deglacjacji „arealnej”*. „Przegl. Geogr.” t. XLI, z. 3. Warszawa 1969.
- (34) Racinowski R., Rzechowski J. *Minerały ciężkie w glinach zwalowych Polski Środkowej*. „Kwartalnik Geol.” t. 13, z. 2. Warszawa 1969.

- (35) Radłowska C. *On the problematics of eskers*. „Geografia Polonica”, 16, Warszawa 1969.
- (36) Różycki S. Z. *Plejstocen Polski Środkowej*. Warszawa 1967.
- (37) Rukojatkin A. A. *Kamy i ozy* (w) *Sudomskaya Vozvishennost*. Moskwa 1963.
- (38) Rywocka-Kenig K. *Kemy okolic Bończy nad Pilicą na tle budowy geologicznej tego obszaru*. „Acta Geol. Polon.”, 16. Warszawa 1966.
- (39) Straszewska K. *Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnego Bugu*. „Studia Geol. Pol.” vol. 23. Warszawa 1968.
- (40) Straszewska K. *Czerwony Bór, trasa IV. Przewodnik wycieczek*. X Ogólnopolski Zjazd Geograficzny Pol. Tow. Geogr. Warszawa 1968.
- (41) Świerczyński K. *Mrażowo: kame-terraces and kame-ridge, eskers*. Guide-Book of Excursion D(North-East Poland), VIth INQUA Congress. Warszawa 1961.
- (42) Trask P. D. *Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum*. Houston Gulf. Publ. Co. 1932.
- (43) Walczak W. *Geneza form polodowcowych na przełęczach Sudetów Kłodzkich*. „Czasop. Geogr.”, t. 28, z. 1. Wrocław 1957.
- (44) Walczak W. *W sprawie transgresji lodolodu w Kotlinie Kłodzkiej*. „Biul. Inst. Geol.”, 118. Warszawa 1957.
- (45) Walczak W. *Terasy kemowe Gór Bardzkich*. „Folia Quaternalia”, t. 30. Kraków 1969.
- (46) Żołnierz A. *Kemowe formy w Paśmie Przedborsko-Małogoskim*. „Rocznik Naukowo-Dydaktyczny”, z. 40. *Prace Geograficzne V*. Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Krakowie. Kraków 1971.

ЦЕЦИЛИЯ РАДЛОВСКА, ЭЛЬЖБЕТА МЫТЕЛЬСКА-ДОВГЯЛЛО

ЗАМЕТКИ О ДЕГЛЯЦИАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СВЕНТОКШИНСКИХ ГОР (В ОКРЕСТНОСТЯХ ХЭНЦИН)

В западной части Свентокшиских гор сохранились до настоящего времени формы рельефа, связанные, по всей вероятности, с дегляциацией гор в период оледенения Миндель (25, 36). Это камовые террасы, которые наблюдаются на седловинах и высоко на склонах продольных долинных понижений, а также формы рельефа типа озов и камов, образовавшиеся в трещинах, расположенные в днах этих понижений.

Формы рельефа, связанные с дегляциацией столь древнего плейстоценового времени, не были до настоящего времени на территории Польши известны. Они сохранились, по всей вероятности, благодаря тому, что были расположены на обособленных седловинах или в удлиненной формы понижениях, в которых, до сих пор, еще деятельность оживленных морфодинамических процессов отсутствует.

Стиль оледенения и отступления ледника совершался под воздействием местного горного рельефа. Свентокшиские горы сложены рядом горных цепей с направлением WNW-ESE и NW-SE, разделенных широкими понижениями. Рельеф подстилающих пород в значительной степени является унаследованным после третичного периода.

Продольные долины доставляли прекрасные условия для стагнации и мертвления льдов. Об этом свидетельствуют сохранившиеся формы дегляциации совершавшейся этапами:

на седловинах — Медзанка (рис. 1, п. 1 и рис. 2), Полихно (рис. 1, п. 2 и фот. 1), Заёнчкув (рис. 1, п. 3 и рис. 7, п. 1);

на склонах — Грабки (рис. 1, п. 8 и фот. 2, 3, 4), Пословице (рис. 1, п. 7);

в днах долин — Радковице (рис. 1, п. 9, рис. 3, рис. 4, рис. 5, рис. 6 и фот. 5, 6, 7, 8, 9), Заёнчкув (рис. 1, п. 10, рис. 7, п. 2 и рис. 2), Горголёва (рис. 1, п. 11, рис. 9).

Большое сходство в зернистости, обточке и отсортовке исследуемых песчаных отложений указывает на родство их генезиса и сходство гидродинамических условий (рис. 10, 11, 12 и таб. II). У аккумулярующих вод не было большой силы и она сравнительно мало изменялась. Только незначительные различия наблюдаются между седловинами и долинными образованиями. Интересные данные (рис. 13) получены на основе петрографических и минералогических анализов. В отложениях слагающих форм рельефа на юго-востоке (Радковице) в легких и тяжелых фракциях наиболее убогий состав, а на северо-западе (Заёнчкув, Грабки — наиболее дифференцированный).

Этот факт повидимому свидетельствует о том, что приток материала, в период оледенения, происходил с северо-запада. Чем дальше к востоку, тем больший в отложениях удельный вес более древнего материала, по всей вероятности — перигляциального, который во флювиогляциальных отложениях оказался переотложенным.

Эту гипотезу подтверждают также наклоны слоев в юго-восточном направлении.

Приведенные примеры форм рельефа, связанных с дегляциацией, проявляют полную генетическую аналогию с формами описанными в судетских горах, которые там образовались во время оледенения Riss (12, 13, 14, 43, 44, 45). Поскольку, однако, в Судетских горах существовал один внешний барьер, который был льдами форсирован через седловины, то здесь долины параллельные хребтам облегчали льдам проникновение вглубь гор с северо-западной стороны.

Пер. Б. Миховского

CECYLIA RADŁOWSKA,
ELŻBIETA MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO

COMMENTS ON DEGLACIATION IN WESTERN PART OF ŚWIĘTY KRZYŻ MOUNTAINS (NEAR CHEĆINY)

In the western part of the Święty Krzyż Mountains, landforms have survived to this day which most probably are connected with mountain deglaciation during the Mindel Glaciation (25,36). These landforms are kame terraces observed in mountain passes and high up in longitudinal scarps of valley depressions, or they are crevasse forms of esker- or kame-type which occur in the bottoms of such depressions.

So far nowhere in Poland are landforms known connected with deglaciation from these ancient Pleistocene times. Their survival must presumably be ascribed to their situation in remote mountain passes or in longitudinal depressions in which to this very day no traces of morphodynamic processes are in evidence.

The mode of glaciation and deglaciation must have been dictated by the regional mountain relief. The Święty Krzyż Mountains consist of a series of long mountains chains extending in WNW — ESE and NW — SE direction, which are

separated from each other by wide depressions. To a considerable degree the relief of the bedrock substratum is inherited from Tertiary times.

Excellent conditions for stagnation and forming the blocks of the dead ice existed in the longitudinal valleys, as shown by surviving landforms of step-by-step deglaciation:

in mountain passes: at Miedzianka (Fig. 1. 1 and Fig. 2), at Polichno (Fig. 1. 2 and Photo 1), at Zajęczków (Fig. 1. 3 and Fig. 7. 1);

in valley scarps: at Grabki (Fig. 1. 8 and Photos 2, 3, 4), at Pośłowice (Fig. 1. 7);

in valley floors: at Radkowice (Fig. 1. 9, Figs. 3, 4, 5, 6, and Photos 5, 6, 7, 8, 9), at Zajęczków (Fig. 1. 10, Fig. 7. 2, and Fig. 8), at Gorgolowa (Fig. 1. 11, Fig. 9)

In the sandy deposits examined the marked similarity in size frequency distribution, rounding and sorting indicate a related origin and similar hydrodynamic conditions (Figs. 10, 11, 12 and Table II). The waters accumulating these deposits must have had a low rate of carrying power and suffered rare fluctuations. Only slight differences can be observed between deposits laid down in mountain passes and those on valley floors.

Remarkable data were obtained from petrographic and mineralogical analyses (Fig. 13). A composition poorest in fine and in coarse fractions was found for the deposits of landforms occurring in the SE (Radkowice), while the most heterogeneous deposits occur in NW parts (Zajęczków, Grabki).

This fact seems to indicate that during glaciation the material was brought in from NW. The farther eastwards, the greater is the percentage of older, probably preglacial, material which has found its secondary bed in the fluvioglacial deposits.

The hypothesis put forward by the authors finds also its confirmation in the SE dip of the strata.

The examples discussed by the authors, showing landforms connected with deglaciation, reveal a full genetic analogy with forms of this kind reported from the Sudetes which have originated during the Riss Glaciation (12, 13, 14, 43, 44, 45). However, whereas in the Sudetes an external barrier had to be overcome by the glacier ice penetrating by way of mountain passes, here in the Święty Krzyż Mountains the longitudinal valleys made it easy to the inland ice to penetrate into the core of the mountains from a NW direction.

LEONARD DAUKSZA

Morfologia Niziny Braniewskiej

The morphology of the Braniewo Depression

Zarys treści. W artykule scharakteryzowano budowę geologiczną, rzeźbę i osady pokrywowe Niziny Braniewskiej — jednostki morfologicznej położonej pomiędzy wzniesieniami: Elbląskim i Górowskimi.

Deglacjacja arealna wielkiego płata lodu, zalegającego u schyłku plejstocenu obszar dzisiejszej Niziny, spowodowała wytworzenie się na kontakcie lodu z wymienionymi wysoczyznami stopni erozyjnych, a na Nizinie Braniewskiej nielicznych form martwego lodu oraz odłożenie utworów pokrywowych i zastoiskowych.

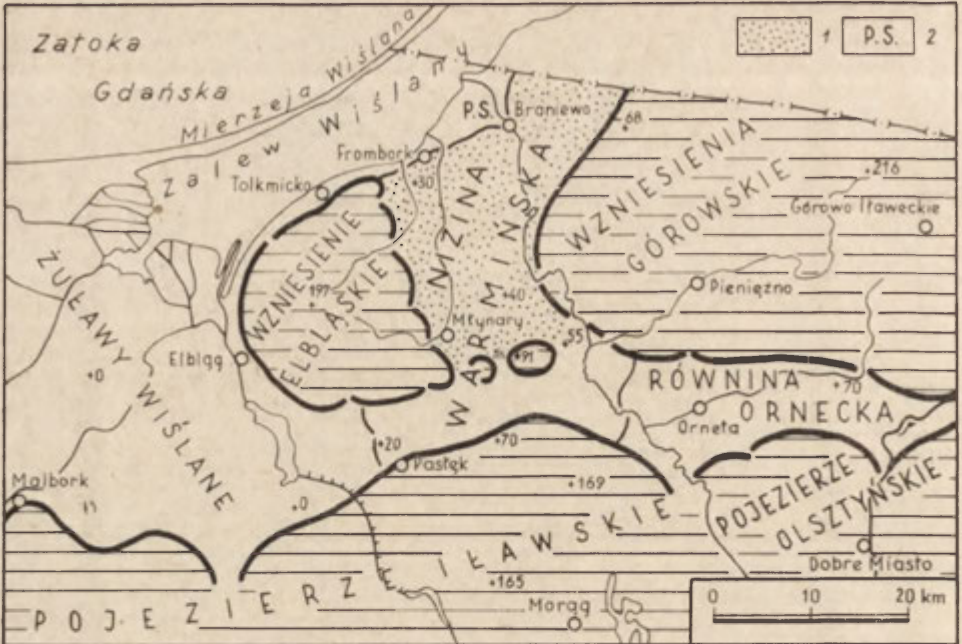
Nizina Braniewska — rozległe obniżenie pomiędzy Wzniesieniem Elbląskim a Wzniesieniami Górowskimi (ryc. 1) nie ma dotychczas szczegółowego opracowania, mimo że obszar ten w sposób wybitny różni się rzeźbą i osadami powierzchniowymi od sąsiednich wysoczyzn. W dotychczasowych ogólnych opracowaniach (6, 10, 15, 18) wskazano na istnienie obniżenia między Wzniesieniem Elbląskim i Wzniesieniami Górowskimi, nazywając je Niziną Braniewską (15) lub Niziną Młynarską¹ — jednak bez bliższego sprecyzowania jej granic. W 1965 r. J. Kondracki (11) dokładniej określił granice tej Niziny, dając jej równocześnie nową nazwę: Nizina Warmińska. Leży ona pomiędzy Pobrzeżem Staropruskim, Wzniesieniem Elbląskim, Wzniesieniami Górowskimi, Równiną Ornecką, Pojezierzem Iławskim i Żuławami Wiślanymi.

Autor niniejszego opracowania zajmuje się tylko północną częścią tak określonej Niziny Warmińskiej i dla tej części zachowuje nazwę Niziny Braniewskiej. Jest to obszar położony pomiędzy Wzniesieniem Elbląskim a Wzniesieniami Górowskimi, z wyłączeniem stopnia terasowego 60—65 m n. p. m. i wyższych, występujących w obrębie tych wysoczyzn (głównie Wzniesień Górowskich) oraz pomiędzy Pobrzeżem Staropruskim na północy a wzgórzami — ostańcami wysoczyzny morenowej — w południowej części Niziny Warmińskiej (o wysokościach 60, 72 i 91 m n. p. m., ryc. 1).

Przedstawione poniżej wyniki badań są rezultatem prac terenowych prowadzonych w latach 1962/1963 w ramach pracy magisterskiej i prac uzupełniających w 1968 r.

Metodą pracy było przeglądowe kartowanie form i osadów w skalach 1 : 25 000, 1 : 50 000 i 1 : 100 000. Skartowano łącznie z Niziną Staropruską około 700 km².

¹ Praca magisterska autora pt. *Morfologia Niziny Młynarskiej* wykona w Katedrze Geografii Fizycznej UMK w Toruniu, w 1963 r. pod kierunkiem doc. dra B. Rosy.



Ryc. 1. Położenie Niziny Braniewskiej

1 — Nizina Braniewska, 2 — Pobrzeże Staropruskie

Situation of Braniewo Depression

1 — Braniewo Depression, 2 — Old Prussian seashore

Ponadto wykorzystano materiał z 235 wierceń zebranych w instytucjach² prowadzących prace geologiczne.

Przegląd dotychczasowych badań

Z ogólną charakterystyką geomorfologiczną i geologiczną północnej części Pojezierza Mazurskiego i wschodniej Pobrzeża Wschodniopomorskiego spotykamy się w pracach W. Deckiego (2), R. Galona (5, 6), S. Lencewicza i J. Kondrackiego (15), J. Kondrackiego (11), St. Pietkiewicza (18), B. Rosy i L. Roszkówny (22), A. Tornquista (26).

Bardziej szczegółową charakterystykę wyżej wymienionych obszarów lub też tylko ich części znajdujemy w pracach C. Gagela (3, 4), A. Jentzscha (8), R. Klebsa (9), J. Kondrackiego (10), E. Krausa (14), B. Rosy (20, 21), L. Roszkówny (23, 24).

J. Kondracki (10) w artykule o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego szczegółowiej charakteryzuje ten obszar i daje analizę poglądów o morfogenezie rzeźby. Jeden z rozdziałów tej pracy poświęcony jest zagadnieniu zastoisk.

Według J. Kondrackiego swobodny odpływ wód na południe mógł

² Instytucjom przedstawionym w spisie literatury dziękuję za udostępnienie materiałów z ich archiwów wierceń.

istnieć w czasie dwóch pierwszych faz stadium pomorskiego zlodowacenia bałtyckiego. W następnych fazach odpływ był utrudniony przez powstałe wzniesienia morenowe. W tym miejscu dochodzimy do zagadnienia utworów ilastych występujących na Pojezierzu Mazurskim, obrzeżeniu Żuław Wiślanych, Pobrzeżu Wschodniopruskim i innych obszarach leżących na wschód od lobu Wisły — mających być osadami lokalnymi zastoisk. Osady te zostały rozpoznane i opisane po raz pierwszy przez A. Jentzsch (8) w 1876 r. Według badaczy niemieckich noszą one nazwę „Deckton”. W języku polskim odpowiednikiem tej nazwy może być termin „ił pokrywowy”.

Zarówno A. Jentzsch (8), jak i późniejsi badacze (9, 14, 26) uważali ily pokrywowe za typowe osady zastoiskowe. Dopiero badania C. Gagela (3, 4) i B. Körnkego (13)³ wykazały, że istnieją wątpliwości co do ich limniczno-pochodzenia. Według C. Gagela (3, 4) ily te są lokalną moreną denną zbudowaną głównie z osadów permskich. Do takich wniosków doszedł on na podstawie szczegółowych, petrograficznych badań ilów. Rzeźba obszarów pokrytych ılem ma według charakter subglacjalny.

Zarówno Gagel, jak i Jentzsch wysnuwają wnioski na podstawie badań przeprowadzonych nad Pregołą i w okolicach Zalewu Kurońskiego — nad dolnym Niemnem (Ragnity).

R. Klebs (9) opisuje ily pokrywowe okolic Lidzbarka Warmińskiego. Osady pokrywowe Niziny Braniewskiej (używam terminu „osad pokrywowy”, gdyż poza ıłami występują tu również gliny, mułki i piaski) były dotychczas badane i opisywane tylko w formie dokumentacji geologicznych obejmujących małe powierzchnie terenu (29, 30, 31, 32, 33, 34, 35).

W. Piotrowicz (19) informuje w swojej pracy, że ily yoldiowe występujące w Nadbrzeżu, Suchaczu i Kadynach ciągną się dalej na wschód w kierunku Fromborka i Braniewa. Jednak autorowi niniejszego opracowania nie udało się zaobserwować występowania fauny yoldiowej w żadnym z odsłoneń, szurfów czy profilów wierceń wykonanych w rejonie tych miast.

Innym zagadnieniem poruszonym przez badaczy zajmujących się genezą obszarów zastoiskowych jest występowanie stopni terasowych na sąsiadujących z nizinami wysoczyznach. J. Kondracki (10) przytacza dane odnośnie do wysokości bezwzględnej tych stopni według różnych autorów: F. Kaunhoven — 102 i 65 m w otoczeniu Jez. Mamry; O. Berninger — 90, 70 i 50 m na Nizinie Sępolskiej. W obrębie teras brak jest form abrazyjnych. Terasy wyróżniono na podstawie analizy hipsometrycznego położenia ıłów pokrywowych.

Na Nizinie Sępolskiej według J. Kondrackiego (10) deglacjacja nie pozostawiła wyraźnych form morfologicznych. Czoło wycofującego się ıadolodu tajało stopniowo. Przed czołem istniało zastoisko, którego poziom obniżał się w miarę recesji ıadolodu. Osady tego zastoiska leżą dziś na wysokości 60—80 m n.p.m.

Zagadnieniem „Decktonu” i poziomów w obrzeżeniu delty Wisły zajmuje się Z. Kowański (12). W swojej pracy analizuje poglądy P. Sonntag, A. Jentzsch, J. Keilhacka i Z. Wunderlicha oraz wysuwa koncepcje własne. Badacze niemieccy A. Jentzsch i P. Sonntag stwierdzają, że istnieją analogie między ıłami gniewskimi a „Decktonem” Prus Wschodnich. Obydwaj uważają, że ily gniewskie są osadem tzw. „zastoiska gdańskiego”. Występują one na wyższym stopniu terasowym

³ Cytuję wg J. Kondrackiego (10).

leżącym na wysokości 40—50 m n.p.m. Prócz tego istnieje w delcie Wisły niższy stopień terasowy na wysokości 17—20 m n.p.m.

P. S o n n t a g genezę stopni terasowych tłumaczy podparciem wód od północy przez czoło lądolodu stagnującego na linii: Kępa Puska—Wysoczyzna Elbląska. Po wycofaniu się lądolodu na linię Rozewie — Sambia powstały warunki do odplywu wód zastoiska na zachód. W tym czasie uformowało się m. in. obniżenie Pregoty.

Z. K o t a ń s k i stwierdza, że ily gniewskie występują wyłącznie na stopniu 40—55 m n.p.m. i że są one analogiczne z iłami okolic Malborka, Fromborka, Ornety i Litwy. Niższy stopień terasowy (17—20 m n.p.m.) autor ten wiąże z transgresją Morza Litorynowego, a nie z zastoiskiem gdańskim. Tymczasem według B. R o s y (20) tak wysokiego położenia poziomu Morza Litorynowego nie potwierdzają ani rzeźba, ani też utwory brzegowe. Wobec tego stopień 17—20 m n.p.m. należy wiązać z zastoiskiem gdańskim.

L. R o s z k ó w n a (24) wyróżnia w lobie dzierzgońskim (południowo-wschodnie obrzeżenie Zuław) sześć stopni terasowych położonych na wysokościach: 77—70, 65, 60—55, 50, 36, 30—10 m n.p.m., przykrytych osadami zastoiskowymi — ılem, mułkami warstwowanymi, niekiedy również gliną morenową. Stopnie terasowe, będące terasami lateralnymi, zostały uformowane na kontakcie lodu z wysoczyzną, częściowo także pod krawędzią lodu.

Na temat deglacjacji w rejonie Pobrzeża Wschodniopomorskiego wypowiada się jeszcze B. R o s a (20, 21). Wyróżnia on na tym obszarze dwa typy deglacjacji: subaeralną i subakwalną. Granicę między tymi odmiennymi typami deglacjacji prowadzi on przez obszar ujścia dzisiejszej Wisły oraz przez Nizinę Braniewską. Proces deglacjacji subakwalnej zaczął się najwcześniej tam, gdzie podłoże lądolodu wykazywało obniżenia. Natomiast na wyniesieniach podłoża najdłużej trwała deglacjacja subaeralna. Tak więc na Nizinie Braniewskiej dominowałby typ deglacjacji subakwalnej.

W chwili obecnej istnieją dwa zasadnicze poglądy na genezę osadów pokrywowych:

- a. jest to osad zastoiskowy,
- b. jest to osad subglacjalny — lokalna morena denna.

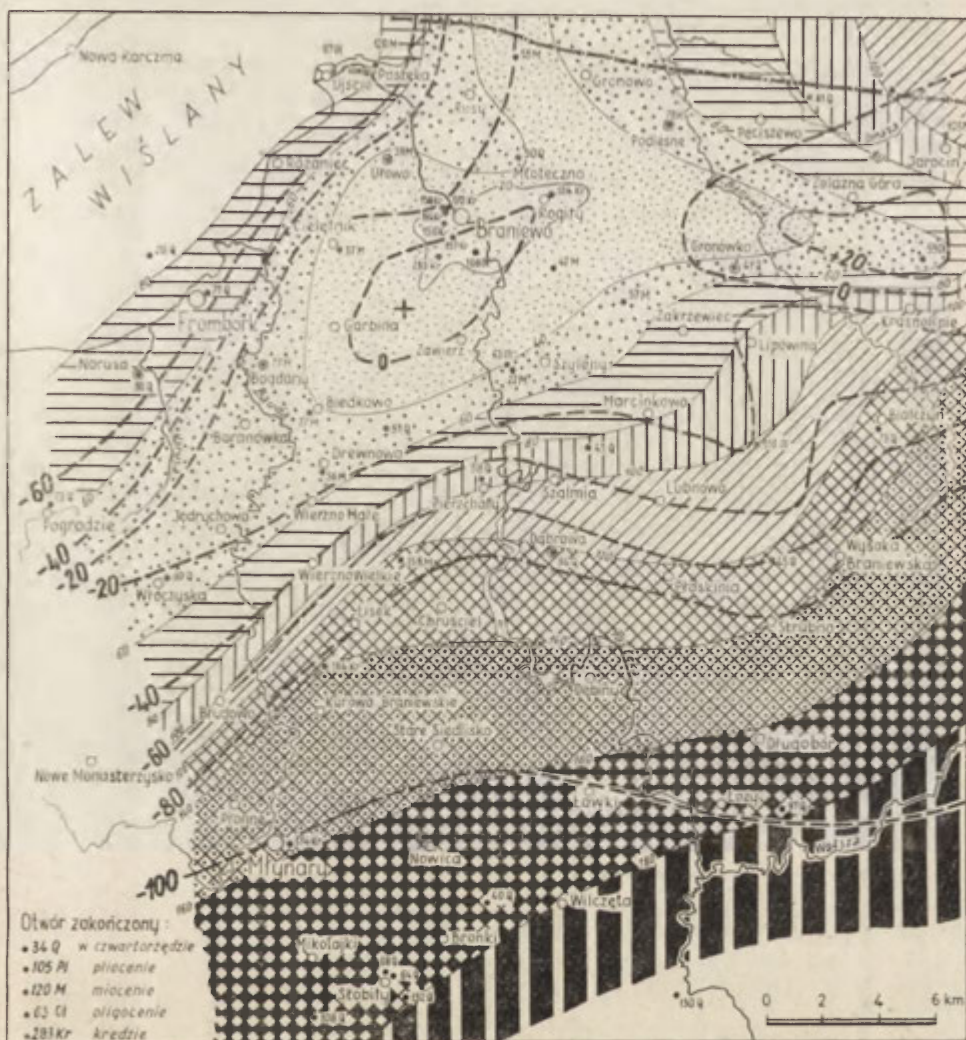
Również zróżnicowane są poglądy na genezę stopni terasowych, których występowanie stwierdza większość badaczy w obrębie wysoczyzn strefy przybałtyckiej, na wschód od delty Wisły.

Budowa geologiczna

Utwory przedczwartorzędowe

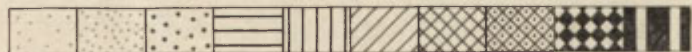
Dla wyjaśnienia zależności między nieckowatą formą Niziny Braniewskiej a ukształtowaniem podłoża czwartorzędu zestawiono na podstawie najnowszych materiałów mapę rzeźby podłoża i miąższości osadów czwartorzędowych (ryc. 2).

Ustalono na tej podstawie brak predyspozycji w ukształtowaniu podłoża dla genezy formy Niziny. Uzyskany nowy obraz ukształtowania podłoża osadów czwartorzędowych na obszarze Niziny różni się w sposób istotny od materiałów dotychczas publikowanych (27, 28).

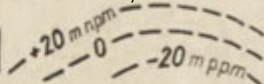


Mięgkość osadów czwartorzędowych:

0 20 40 60 80 100 120 140 160 180 m



Rzędne podłoża
czwartorzędzu:



Ryc. 2. Rzeźba podłoża i mięgkość osadów czwartorzędowych.

Opracował L. Dauksza

Relief of substratum and thickness of Quaternary deposits, after L. Dauksza

Charakterystyczną cechą ukształtowania stropu trzeciorzędu jest istnienie elewacji podłoża w okolicy Braniewa (około + 15 m n.p.m.) i Żelaznej Góry (około + 20 m n.p.m.) oraz obniżanie się powierzchni stropowej na północny-wschód i południowy-zachód od tej elewacji (do około — 60 m n.p.m. wzdłuż południowo-wschodniego brzegu Zalewu Wiślanego i do około — 100 m n.p.m. w strefie Młynary-Łozy).

Najstarszymi osadami dostępnymi dla bezpośredniej obserwacji na powierzchni, są osady mioceńskie w postaci piasków drobnoziarnistych z wkładkami węgla brunatnego. Nie są to jednak osady *in situ*, lecz porwaki odsłaniające się w kilku miejscach na zboczach dolin w sąsiedztwie Braniewa. Większość osadów starszych od czwartorzędu jest znana tylko z wierceń. Największą wartość mają oczywiście te profile, w których osiągnięto strop kredy (trzeba tu dodać: strop kredy położony na znacznej głębokości pod powierzchnią i w przypadku naszej Niziny pod osadami trzeciorzędowymi).

W takich profilach możemy z całą pewnością stwierdzić miąższość czwartorzędu i położenie stropu trzeciorzędu. Wiercenia zakończone w trzeciorzędzie, szczególnie płytsze — do około 50 m od powierzchni terenu, nie dają gwarancji, że osiągnięto rzeczywiście strop tych osadów, a nie porwak, gdyż trzeciorzęd na omawianym terenie został bardzo silnie zaburzony glacitektonicznie.

Kredę górną osiągnięto na głębokościach 130—164 m od powierzchni terenu w rejonie Braniewa i 172 m w Młynarach. Osady stropowe budują margle, margle z glaukonitem, piaskowce krzemieniste i margliste, piaskowce glaukonitowe oraz piaski margliste kwarcowo-glaukonitowe.

Osady trzeciorzędowe reprezentowane są przez utwory oligocenu: piaski glaukonitowe, ily glaukonitowe, ily glaukonitowe z fosforytami, piaski zielone z mika, piaski kwarcowe z fosforytami oraz utwory mioceńskie: ily, piaski kwarcowe, piaski drobnoziarniste z mika, węgiel brunatny. Miąższość tych osadów jest największa w północnej części Niziny (120—168 m) i maleje w kierunku południowym (około 20 m w Młynarach). Miejscami osady trzeciorzędowe występują w postaci porwaków o miąższości 2—36 m; spotyka się je zarówno w północnej, jak i południowej części Niziny.

Osady czwartorzędowe

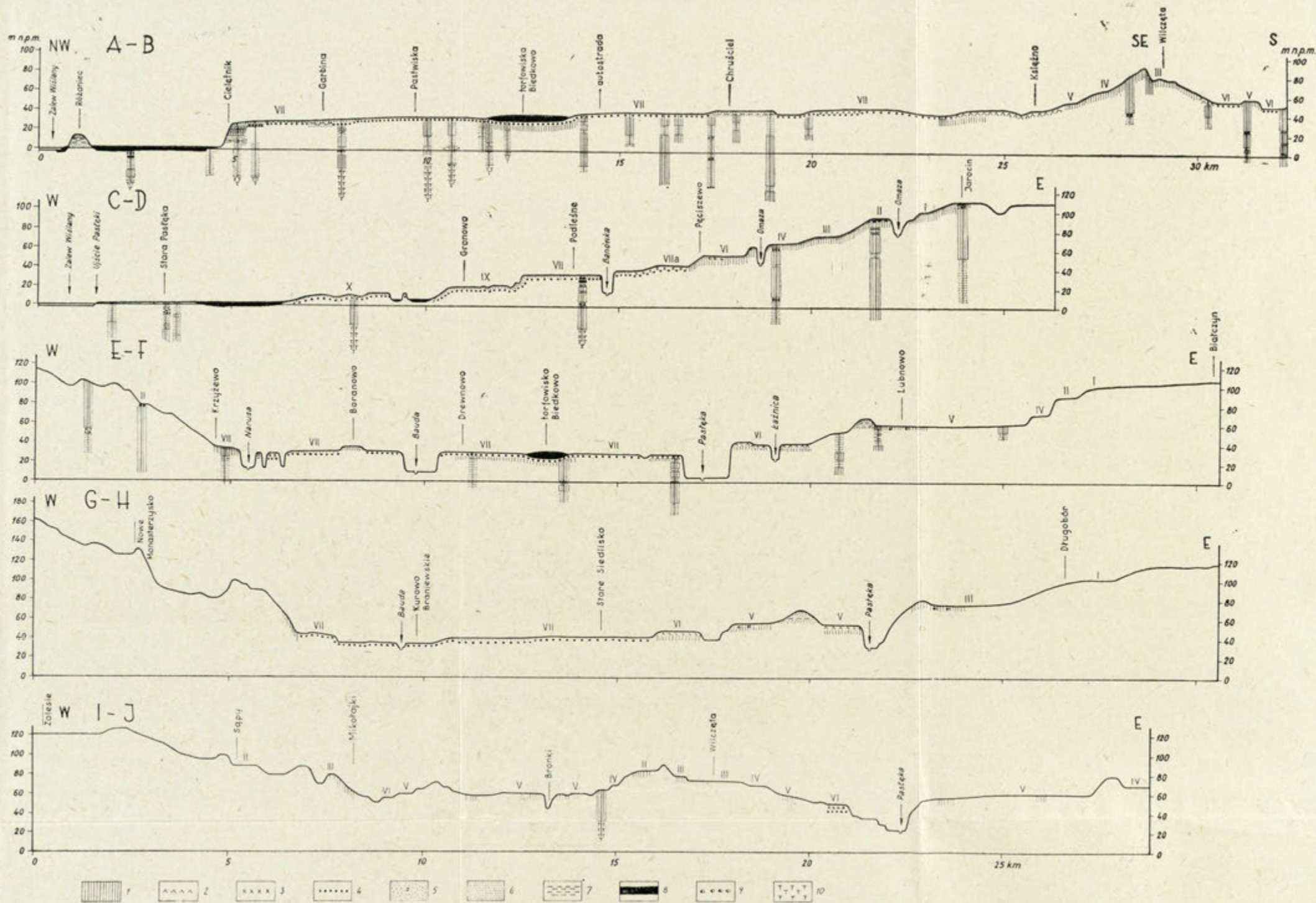
Analizę tych osadów oparto na materiałach z wierceń (17, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35) i prac polowych.

Miąższość osadów czwartorzędowych w obrębie Niziny Braniewskiej jest bardzo zróżnicowana. Ogólnie można stwierdzić, że jest najmniejsza w obrębie wspomnianej już elewacji podłoża czwartorzędu w okolicach Braniewa (średnio 8—15 m) i wzrasta na północny-zachód, północny-wschód i południowy-zachód od tej elewacji (do około 180 m w południowej części Niziny).

Osady plejstocenijskie cechuje duża zmienność miąższości i to na małych obszarach — szczególnie w północnej części Niziny. Np. w Braniewie miąższość tych osadów zmienia się w granicach 2—100 m, a w Rogitach 16—51 m z tym, że w wielu wierceniach do głębokości 50 m nie osiągnięto tutaj spagu czwartorzędu.

Główną masę osadów plejstocenijskich stanowią gliny zwałowe, piaski i ily.

Ilość pokładów glin zwałowych wynosi 1—6, przeważnie jednak 1—2. Daje się zaobserwować wzrost ilości pokładów glin w miarę wzrostu miąższości osadów plejstocenijskich. Miąższość poszczególnych pokładów: od kilkudziesięciu cm do 86 m (w Chruścielu). Barwa glin: brunatna, brunatnoczerwona, żółta i szara. Na powierzchni spotyka się gliny wszystkich barw.



Ryc. 3. Przekroje morfologiczno-geologiczne przez Nizinę Braniewską

1 — glina zwalowa, 2 — glina pokrywowa, 3 — glina limniglacialna, 4 — il, 5 — piasek zwalowy, 6 — piasek fluwioglacialny, 7 — mułec, 8 — torf, 9 — bruk morenowy, 10 — osady trzeciorzędowe

Morphological-geological section across Braniewo Depression.

1 — till, 2 — cover clay, 3 — limniglacial clays, 4 — clay, 5 — till sand, 6 — fluvioglacial sand, 7 — silt, 8 — peat, 9 — morainic pavement, 10 — Tertiary sediments

Osady powierzchniowe opisano dokładnie w następnym rozdziale poświęconym charakterystyce morfologicznej terenu, ze względu na ścisłą zależność genetyczną form i osadów.

Wzdłuż dolin rzecznych występują strefy większego nagromadzenia piasków międzymorenowych odsłaniających się spod zdegradowanej powierzchni moreny dennej i piasków akumulacji rzecznej.

Osadami holocenijskimi autor nie zajmował się w niniejszej pracy. Występują one w dolinach rzek, budując terasy rzeczne i w obniżeniach wytopisk, tworząc tu górną serię warstwy organogenicznej.

Charakterystyka morfologiczna

Nizina Braniewska ma kształt niecki o szerokim, płaskim dnie, nachylnym łagodnie z południa ku północy. Od wschodu i zachodu zamknięta jest sterasowanymi stokami wysoczyzn morenowych — Wzniesień Górowskich i Wzniesienia Elbląskiego. Różnice wysokości między dnem Niziny a sąsiednimi wysoczyznami sięgają 120 m. Z południa granicę wyznaczają ostańce wysoczyzny w rejonie Mikołajki — Wilczęta (ryc. 3). Na północ Nizina jest otwarta, opadając do Niziny Staropruskiej i Zalewu Wiślanego w rejonie Frombork — Braniewo stromym stokiem (18° — 20°) o wysokości około 25 m, a na północny-wschód od Braniewa czterema stopniami o łącznej wysokości około 40 m. Długość całej formy z południa na północ wynosi około 25 km, a szerokość z zachodu na wschód około 15 km.

W powierzchnię Niziny wcięte są na głębokość 20—40 m rzeki: Narusa, Bauda, Pasłęka, Banówka i ich dopływy. Badaniem dolin tych rzek z interesującymi systemami teras autor nie zajmował się.

Charakterystycznym rysem rzeźby Niziny Braniewskiej i otaczających ją wysoczyzn jest występowanie szeregu stopni, od Zalewu Wiślanego aż do wysokości około 105 m n.p.m. (ryc. 3). Stopnie te są wyraźnie wykształcone we wschodniej i południowej części Niziny, natomiast od strony zachodniej — na stokach Wzniesienia Elbląskiego, silnie rozciętego erozyjnie, są bardzo niewyraźne i mają małą szerokość, nie przekraczającą kilkuset metrów⁴.

Ogółem można wyróżnić dziesięć stopni terasowych o wysokościach bezwzględnych: I: 105—100, II: 95—90, III: 80 (występuje tylko w południowej części Wzniesień Górowskich), IV: 75—70, V: 65—60, VI: 56—50, VIIa: 50—45, VII: 44—30, VIII: 30—26, IX: 22—20, X: 15—12 m n.p.m.

Największe obszary zajmują stopnie: V, VI, VII. Stopień VII (44—30 m n.p.m.) jest najbardziej rozległy i stanowi powierzchnię dna Niziny — równinę zastoiskową.

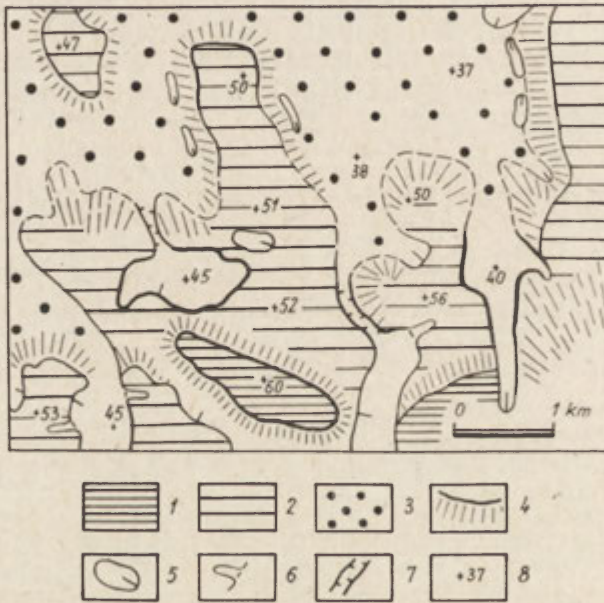
Przyjmując jako kryterium podziału stopni występowanie osadów pokrywowych, sklasyfikowano stopnie I do V włącznie, bez osadów pokrywowych — jako wysoczyznowe; stopnie niższe, z osadami pokrywowymi — jako stopnie Niziny.

Powierzchnie poszczególnych stopni oddzielone są od siebie długimi (nawet do 1,5 km) stokami, o niewyraźnych na ogół załomach.

⁴ B. Rosa (21) stwierdził występowanie stopni terasowych również pod powierzchnią Morza Bałtyckiego, na podwodnym skłonie Wysoczyzny Sambijskiej aż do głębokości 80 m n.p.m.

Rzeźbę omawianych stopni urozmaicają liczne, płytkie, ale rozległe (od kilkudziesięciu m² do kilku km²) wytopiska. Bardzo często wytopiska znajdują się tuż u podnóża stopni, tworząc całe ciągi zagłębień wypełnionych osadami organogenicznymi. Wytopiska leżące na wyższych stopniach łączą się ze stopniami niższymi dolinami wód roztopowych, obecnie wykorzystanymi i przekształconymi przez niewielkie ciek. Wytopiska południowej części Niziny, w rejonie Mikołajek, Młynar, Księżna, z reguły zaczynają się na powierzchni stopnia wyższego i rozcinając jego stok schodzą na powierzchnię stopnia niższego. Wytopiska takie mają stoki tylko z trzech stron, zwykle od południa, wschodu i zachodu, a są otwarte od strony poziomu niższego.

Nieraz zgromadzenie wytopisk jest tak duże, że stopnie zostały rozczłonkowane na pojedyncze pagórki. W stokach stopni i wytopisk występują nieckowate, zawieszane dolinki uchodzące na powierzchnię zalegającą tam w przeszłości martwego lodu (ryc. 4).



Ryc. 4. Fragment mapy morfologicznej południowej części Niziny Młynarskiej, na wschód od Młynar

1 — stopień terasowy V (65-60 m n.p.m.) — wysoczyznowy, 2 — stopień terasowy VI (56-50 m n.p.m.), 3 — stopień terasowy VII (44-30 m n.p.m.) — równina zastoiskowa, 4 — załomy i długie stoki, 5 — wytopiska, 6 — dolinki zawieszane, 7 — doliny wód roztopowych, 8 — punkty wysokościowe

Fragment of morphological map of southern part of Młynary Basin, E of Młynary
 1 — terrace step V (65-60 m a.s.l.) of plateau, 2 — terrace step VI (56-50 m a.s.l.), 3 — terrace step VII (44-30 m a.s.l.), an ice-dammed plain, 4 — scarp edges and long slopes, 5 — meltwater kettles, 6 — hanging valleys, 7 — meltwater valleys, 8 — altitude points

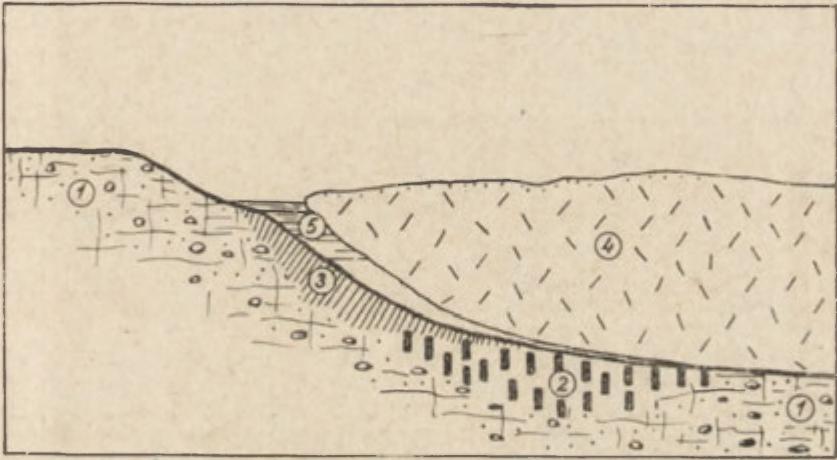
Powierzchnię stopni budują głównie trzy typy osadów: gliny, ily, piaski.

Na podstawie wyników analiz mechanicznych i makroskopowych badań osadów wyróżniono trzy zasadnicze typy glin: z w a ł o w e, p o k r y w o w e, l i m n i g l a c j a l n e.

Dla zorientowania czytelnika w składzie mechanicznym tych glin oraz ich typach: petrograficznym i genetycznym zestawiono wyniki analiz wykonanych przez różne instytucje dla celów budowlanych i porównano je z typową gliną zwałową ostatniego zlodowacenia (tab. 1). Przedstawiono przykłady analiz prób reprezentatywnych dla poszczególnych typów osadów w różnych sytuacjach morfologicznych. Porównując wyniki tych kilku przedstawionych analiz można stwierdzić podobieństwo składu mechanicznego glin pokrywowej i limniglacjalnej.

Zasadniczym kryterium pozwalającym wyróżnić wyżej podane typy glin jest ich struktura, będąca rezultatem różnic w sposobie akumulacji tych osadów w różnych środowiskach sedymentacyjnych (ryc. 5).

Glina zwałowa — o charakterystycznej barwie brunatnej, żółtobrunatnej lub żółtej i licznych spękaniach, powstała na kontakcie lodu z podłożem przy małej ilości wody.



Ryc. 5. Schemat przedstawiający powstanie różnych typów glin

1 — glina zwałowa, 2 — glina pokrywowa, 3 — glina limniglacjalna, 4 — lód, 5 — woda

Diagram showing formation of variety of loam types

1 — till, 2 — cover loams, 3 — limniglacjal loam, 4 — ice, 5 water surfaces

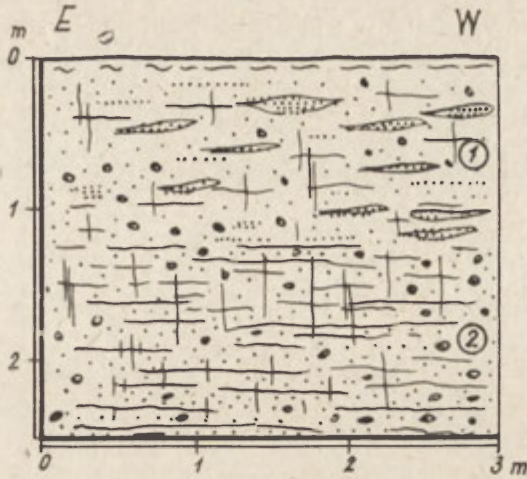
Glina pokrywowa — jest osadem bezstrukturalnym ilasto-mulastym barwy czekoladowej z domieszką żwirów, kamieni i głazów, powstałym na kontakcie lodu i podłoża przy udziale dużej ilości stagnującej pod lodem wody.

Glina limniglacjalna — jest sedymentem piaszczysto-mulastym zbudowanym z soczewek piasku, warstewek mułków i grudek gliny koloru żółtego. Osadzona została przez wytopienie materiału z bryły martwego lodu znajdującego się w zbiorniku wodnym i jego depozycję na dnie tego zbiornika. Genetycznie jest ona odpowiednikiem moreny ablacyjnej (ryc. 6).

Na stopniach najwyższych od I do V (włącznie) spotyka się wyłącznie gliny zwałowe brunatne i brunatnożółte. Ponadto gliny zwałowe, ale koloru żółtego, występują wąskim pasem w północnej części Niziny w strefie: Narusa, Frombork, Ciełtnik, Rogity.

Skład mechaniczny zasadniczych typów glin i ilów Niziny Braniewskiej

Miejsce pobrania próbki	Skład mechaniczny w %				Typ osadu		Źródło informacji
	żwir	piasek	pył	ił	petrograficzny	genetyczny	
Wysoczyzna	<5	50-60	10	25-40	glina zwałowa	glina zwałowa ostatn. zlodowac.	J. Pacowska (7)
Lipowina poziom 75-70 m n.p.m.	0	48	34	18	glina piaszczysta szara	glina zwałowa moreny dennej	(33)
	0	60	23	17			
Strubiny poziom 75-70 m n.p.m.	0	68	17	15	glina piaszcz. brązowa	glina zwałowa moreny dennej	(33)
Młynary poziom 45 m n.p.m.	1	49	35	15	glina piaszcz. szara ze żw. i otoczkami glina ciężka szara ze żw. i otoczkami glina pylasta ciężka brąz. ił szarobrąz., ił warwo- wy (lokalne)	glina zwałowa moreny dennej glina limniglacialna glina pokrywowa ił zastoiskowy	(33)
	1	57	42	10			
	1	40	38	21			
	2	28	44	26			
	0	19	57	24			
	2	39	41	18			
	1	15	35	49			
2	19	59	40				
Szyleny poziom 45 m n.p.m.	0	64	25	11	glina szara z dom. żwiru i otoczkami muł ilasty brąz.	glina limniglacialna muł zastoiskowy	(33)
	0	50	30	20			
	0	30	32	28			
Rudłowo poziom 30-26 m n.p.m.	0	12	6	82	ił brąz. glina piaszcz. brunat- na	ił zastoiskowy glina zwałowa moreny dennej	(31)
	0	55	11	34			
Młoteczno poziom 15-12 m n.p.m.	0	36	31	33	glina pylasta ciężka brąz. szara	glina pokrywowa	(33)



Ryc. 6. Dwudzielna glina morenowa — odsłonięcie na S od Młynar, stopień VI (około 55 m n.p.m.)

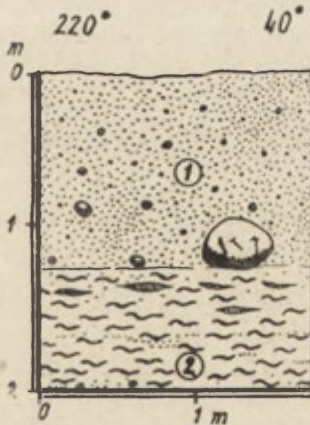
1 — glina limniglacjalna, żółtozielona z soczewkami piasku i śladami warstwowania, — w stopie bardziej ilasta, 2 — glina zwałowa brunatna

Bipartite till — exposure S of Młynary, step VI (some 55 m a.s.l.)

1 — limniglacial loam, yellowish-green, with sand lenticles and traces of stratification, more clay in top part, 2 — brown till

Gliny pokrywowe i limniglacjalne występują na stopniu VI i niższych, przechodząc często na stopniu VII (równina zastoiskowa) w ily lub muły.

Iły zastoiskowe — występują wyłącznie na stopniach najniższych, poczynając od stopnia VIIa; głównie na poziomie VII (równina zastoiskowa), gdzie zajmują największą powierzchnię. Są one osadem bezstrukturalnym, barwy przeważnie różowej lub czekoladowej, czasem szarozieło-



Ryc. 7. Wkop SE od Krzyżewa — równina zastoiskowa (około 30 m n.p.m.)

1 — piasek zwałowy szary z głazikami \varnothing 30 cm, 2 — ił z soczewkami piasku

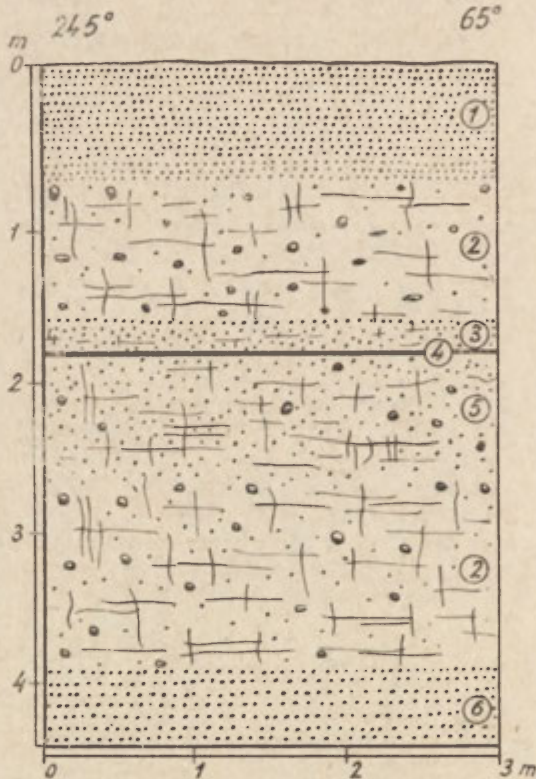
Test pit S of Krzyżewo — ice-dammed plain (some 30 m a.s.l.)

1 — till sand with pebbles of 30 mm diameter, 2 — clay with sand lenticles

nej. Obok tych ilów, występują także ily brunatnoczekoladowe z domieszką materiału klastycznego w postaci piasku, gładzików i kamieni — przechodząc lokalnie, bez wyraźnej granicy, w bardzo tłustą glinę pokrywową.

Na podkreślenie zasługuje prawie zupełny brak ilów warstwowych. Występują one tylko w kilku miejscach na powierzchniach nie większych od kilkuset m². Autor zwraca na to uwagę, ponieważ w literaturze i na mapach (11, 15, 27) podkreśla się występowanie tego sedymentu jako podstawowego na obszarze Niziny.

Gliny i ily występujące na najniższych stopniach (VII—X) są często przykryte materiałem piaszczystym — przeważnie zwałowym, lokalnie ze śladami warstwowania (ryc. 7 i 8).



Ryc. 8. Odkrywka w Bogdanach

1 — piasek drobnoziarnisty ze śladami warstwowania, 2 — glina zwałowa, 3 — piasek gliński, 4 — ily czekoladowe, 5 — glina piaszczysta, 6 — piasek drobnoziarnisty warstwowany horyzontalnie

Exposure at Bogdanay

1 — finegrained sand with traces of stratification, 2 — till, 3 loamy sand, 4 — chocolate-coloured clay, 5 — sandy loam, 6 — finegrained sand locally stratified

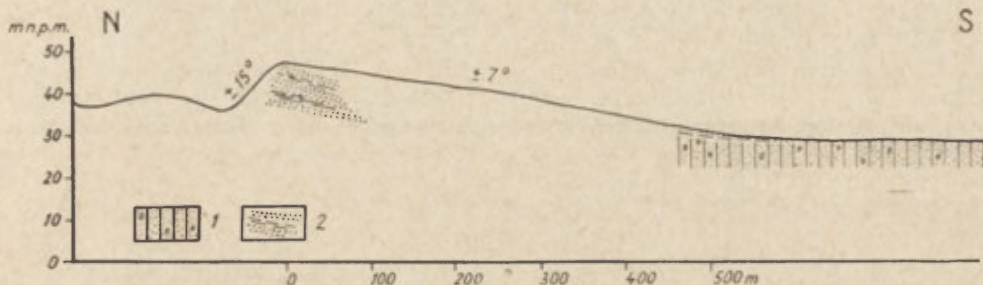
Gliny pokrywowe i limniglacialne oraz ily, mułki i piaski tworzą kompleks osadów pokrywowych o średniej miąższości 1,5 do 2 m, a maksymalnie do 4 m.

Płaską powierzchnię równiny zastoiskowej (poziom VII) urozmaicają nieliczne, niewysokie (do 6 m wysokości) wały poziomego wyższego pokryte

gliną pokrywową. Spotyka się na nich pojedyncze, płaskie wzgórza (o wysokości 10—15 m) będące formami martwego lodu zbudowane często z naprzemianległych warstw piasków drobnoziarnistych i mułków warstwowanych horyzontalnie. Struktura wewnętrzna części wzgórz jest mniej uporządkowana. Niektóre z nich swoim kształtem i budową wewnętrzną są zbliżone do form typu kemów.

Z innych form wypukłych, zaznaczających się w monotonnym krajobrazie równiny zastoiskowej, należy wyróżnić wzgórza akumulacji sandrowej oraz torfowiska wysokie.

Wzgórza akumulacji sandrowej mają różny kształt — najczęściej są to asymetryczne wały usypane na powierzchni moreny dennej. Czasem przybierają formę stożka fluwioglacjalnego (ryc. 9). Zbudowane są z warstwowanych osadów żwirowo-piaszczysto-mułkowych o upadzie warstw w kierunku południowym. Występują one tylko w północnej części równiny zastoiskowej.



Ryc. 9. Schematyczny przekrój wzgórza akumulacji sandrowej na S od Fromborka
1 — glina piaszczysta, 2 — seria piaszczysto-mułkowa (145°, 15°SW)

Diagrammatical section across mounds of outwash accumulation, S of Frombork
1 — sandy loam, 2 — sandy-silty series (145°, 15°SW)

Torfowiska wysokie, położone na wododziale rzek Baudy i Pasłęki są formami znacznych rozmiarów, o średnicy dochodzącej do paru km. Średnia miąższość torfu wynosi kilka m.

Próba ustalenia morfogenezy badanego terenu

Analiza przedstawionych form i osadów pozwala na zarysowanie przebiegu deglacjacji Niziny Braniewskiej. Miała ona charakter arealny — znany także z innych obszarów (1, 7, 16, 21, 22, 25).

W istniejącym obniżeniu pomiędzy wysoczyznami pozostał olbrzymi, topniejący płat lodu. Odływ wód na północ był utrudniony przez zalegający lód. Wody spływały na południe, tworząc wysokie (I—V) stopnie w obrębie wysoczyzn. Stopnie te są formami typu erozyjnego. Za taką genezę tych form przemawiają ślady rozmycia gliny zwałowej (np. w okolicy Dąbrowej i Żelaznej Góry). W miarę topnienia lodu odływ wód stawał się coraz bardziej utrudniony, aż ustał zupełnie, gdy powierzchnia lodu osiągnęła wysokość poziomu VI.

W warunkach utrudnionego odpływu wody gromadziły się na kontakcie lodu z podłożem i częściowo stagnowały pod lodem. W tych warunkach powstawały osady pokrywowe.

Następną fazą był rozpad lodu na mniejsze płyty. Powstało wtedy w centralnej części Niziny krótkotrwale jezioro zastoiskowe. Śladem po tym jeziorze są dzisiejsze osady ilaste równiny zastoiskowej. Utworzyły się wtedy również pagórki martwego lodu. W tej fazie powstał odpływ wód na zachód, wzdłuż Wzniesienia Elbląskiego. Pozwoliło to na dalszy rozwój kolejnych stopni terasowych (VIII—IX).

Genezę akumulacyjnych wzgórz sandrowych autor wiązałby z lokalnym nasunięciem łądolodu, które oparło się na krawędzi Niziny w rejonie Fromborka. Powstały wtedy w strefie przykrawędziowej, na stopniu VII gliny zwałowe, a na stopniach niższych (VII—X), na północny-wschód od Braniewa zostały osadzone ily pokrywowe, a na nich piaski.

Ostatnią fazą działania łądolodu na omawianym obszarze było utworzenie pradoliny — dzisiejszej Niziny Staropruskiej z kępami Różańca, Klejnowa i Klejnowka.

Zagadnieniem wymagającym dalszych badań jest określenie wieku form i osadów. Będzie je można rozwiązać dopiero po zebraniu odpowiedniej ilości materiału z obszarów sąsiadujących z Niziną Braniewską.

LITERATURA

- (1) Bartkowski T. *Deglacjacja arealna — zasadniczy typ deglacjacji na obszarach niżowych (na przykładzie Niziny Wielkopolskiej)*. „Sprawozd. Pozn. Tow. Przyj. Nauk” za 1963, II.
- (2) Deecke W. *Geologie von Pommern*. Berlin 1907.
- (3) Gagel C. *Einige Bemerkungen über den roten Ostpreussischen Decton*. „Jahrb. d. Preuss. Geolog. Landesanstalt” 1924.
- (4) Gagel C. *Beschaffenheit und die Herkunft des roten ostpreussischen Decton*. Jahrb. d. Preuss. Geolog. Landesanstalt” 1925.
- (5) Galon R. *Geologia i morfologia Prus Wschodnich*. Słownik Geograficzny Państwa Polskiego.
- (6) Galon R. *Podział Polski Północnej na krainy naturalne*. „Czasop. Geogr.” t. XVIII, 1947.
- (7) Galon R. *Czwartorzęd Polski Północnej*. (W:) *Czwartorzęd Polski*. Warszawa 1967.
- (8) Jentsch A. *Die geognostische Durchforschung der Provinz Preussen im Jahre 1876*. „Schriften d. phys. -ök. zu Königsberg” 1876.
- (9) Klebs R. *Der Decton und die tonigen Bildungen des unteren Diluviums bei Heilsberg*. „Jahrb. d. Preuss. Geolog. Landestalt” 1883.
- (10) Kondracki J. *Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Z badań czwartorzędu w Polsce t. 1*, 1952.
- (11) Kondracki J. *Geografia fizyczna Polski*. Warszawa 1965.
- (13) Körnke B. *Letztglazialer Eisabbau und Flussgeschichte im nordlichen Ostpreussen und Nachbargebieten*. „Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges.” Bd 82, 1930.
- (14) Kraus E. *Geologischer Führer durch Ostpreussen*. Berlin 1924.
- (15) Lencewicz S., Kondracki J. *Geografia fizyczna Polski*. Warszawa 1962.
- (16) Niewiarowski W. *Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej*. „Studia Soc. Sci. Torun”. Sec. C, vol. IV, nr 1.

- (17) Pazdro Z. *Materiały Archiwum Wierceń* t. VIII ark. Gdańsk. Warszawa 1956, 1:300 000.
- (18) Pietkiewicz S. *Podział morfologiczny Polski Północnej i Środkowej*. „Czasop. Geogr.” t. XVIII, 1947.
- (19) Piotrowicz W. *Niektóre cechy petrograficzne ilów elbląskich z Nadbrzeża*. „Roczn. P. Tow. Geol.” t. XXXI, 1961, z. 2—4.
- (20) Rosa B. *O postglacjalnej transgresji Bałtyku na polskim wybrzeżu*. „Czasop. Geogr.” t. XXIX, z. 3, 1958.
- (21) Rosa B. *Analiza morfologiczna dna południowego Bałtyku*. Toruń 1967.
- (22) Rosa B., Roszkówna L. *Wycieczka na Pobrzeże Warmińskie*. Pol. Tow. Geogr. Przewodnik wycieczek zjazdu regionalnego w Olsztynie. Warszawa 1965.
- (23) Roszkówna L. *Moreny czołowe Zachodniego Pojezierza Mazurskiego*. *Studia Soc. Sci. Toruń. Sec. C*, vol. II, nr 2.
- (24) Roszkówna L. *Final phases of ice-sheet recession following the Pomeranian stage on the example of the neighbourhood of Dzierzgoń*. INQUA VIth Congress, *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras Part I, North Poland*, 1961.
- (25) Różycki S. Z. *Plejstocen Polski Środkowej*. Warszawa 1967.
- (26) Tornquist A. *Geologie von Ostpreussen*. Berlin 1910.

Mapy

- (27) Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski, ark. Gdańsk, 1:300 000, wyd. A i B, 1953.
- (28) Mapa Geologiczna Trzeciorzędu Łądowego w Polsce, 1:500 000, Wyd. Geol. 1965.

Materiały nie publikowane udostępnione przez instytucje

- (29) Biuro Projektów Opracowań Technicznych Drobnej Wytwórczości, Warszawa
- (30) Instytut Geologiczny, Warszawa
- (31) Przedsiębiorstwo Geologiczno-Badawcze Przemysłu Kruszyw i Surowców Mineralnych, Gdańsk
- (32) Przedsiębiorstwo Geologiczno-Fizjograficzne i Geol. Budownictwa Miejskiego „Geoprojekt”, Olsztyn
- (33) Przedsiębiorstwo Hydrogeologiczne, Gdynia
- (34) Przedsiębiorstwo Zaopatrzenia Rolnictwa w wodę „Wodrol”, Gdańsk
- (35) Przedsiębiorstwo Zaopatrzenia Rolnictwa w wodę „Wodrol”, Olsztyn.

ЛЕОНАРД ДАУКША

МОРФОЛОГИЯ БРАНЕВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Браневской низменностью автор называет понижение между Ельбленгской возвышенностью на западе и Гуровской возвышенностью на востоке, а также между Старопрусским Побжежем на севере и останцами моренного плато на юге (рис. 1). В таких границах она является северной частью Варминской низменности.

Описание форм рельефа и отложений основано на результатах морфологического картирования в масштабах 1:25 000, 1:50 000, 1:100 000, а также на

анализе 235 бурений, которые стали основанием для разработки карты рельефа подстилающих пород и мощности четвертичных отложений (рис. 2), а также морфологического абриса (рис. 3).

Мульдообразное понижение Браневской низменности не проявляет зависимости от устройства поверхности подстилающих пород четвертичных отложений (рис. 2).

Четвертичные отложения низменности отличаются значительной литологической изменчивостью и большим колебанием мощности, вызванные сильными гляциотектоническими нарушениями. Главная масса плейстоценовых отложений это моренные суглинки, глины и пески, а также отторженцы третичных отложений. Наименьшая мощность отложений наблюдается в северной части низменности на элевациях подстилающих пород четвертичной системы в районе Бранева и Железной Гуры (8—15 м). К северу и к югу от этих элевации, мощность отложений растёт (в южной части низменности до 180 м). Количество пластов моренных суглинков равняется, преимущественно 1—2 м, однако, по мере роста мощности, может дойти даже до 6 м. Мощность отдельных пластов — от нескольких десятков см до 86 м.

Браневская низменность является мульдой с почти плоским дном, ее длина является ок. 25 км, а ширина — ок. 15 км. С двух сторон она ограничена склонами моренных плато поднимающихся до 120 м выше ее дна.

Характерная черта ее рельефа — это террасовые ступени на склонах плато и в пределах самой низменности. Выделено десять ступеней с площадками, расположенными на высотах:

I — 105—100 м, II 96—90 м, III 80 м, IV 75—70 м, V 65—60 м, VI 56—60 м, VII 44—30 м, VIII 30—26 м, IX 22—20 м, X 15—12 м выше уровня моря.

Наиболее обширной является VII (44—30 м в.у.м.) площадка, образующая поверхность дна низменности — равнину, являющуюся древним дном плотинного озера.

Плоскую поверхность террасовых площадок и поверхность дна низменности, в центральной ее части, оживляют многочисленные впадины — следы вытаивания мертвого льда (рис. 3, 5), а также камы, холмы зандровой аккумуляции (рис. 10) и торфяные болота. Холмы зандровой аккумуляции — это формы образовавшиеся на контакте с активным льдом.

Преобладающими поверхностными отложениями Млынарской низменности являются покровные и лимнигляциальные суглинки, а также плотинные глины, образующие комплекс покровных отложений. Кроме того, здесь наблюдаются моренные суглинки, моренные и флювиогляциальные пески, а также торф.

Покровный суглинок (шоколадного цвета) является бесструктурным седиментом, сложенным, главным образом, глинами и илом с примесью гравия и камней. Он субгляциального происхождения в условиях большого количества воды, стагнирующей под льдом. Лимнигляциальный суглинок (серо-зеленый) — это комочки светложелтого суглинка, линзы песка и ила. Он образовался путем вытаивания материала, находящегося во льду и осадения на дне водоема под льдом (рис. 7). Плотинные глины (шоколадные или розовые) — это бесструктурные отложения, иногда с примесью обломочного материала.

Покровные и лимнигляциальные суглинки, а также глины наблюдаются исключительно ниже пятого уровня. (рис. 3, 4, 7, 8, 9).

Дегляциация на Браневской низменности имела ареальный характер. Оставшийся мертвый лед таял постепенно — от края мульды по направлению к ее центру. На контакте льда с плато образовались эрозионные террасовые уступы (I—V). В то время существовал свободный сток вод на юг. Начиная с VI уровня сток вод на юг прекращается. Террасовые уступы образуются у

фронтального края льда, но уже в субгляциальных условиях, одновременно покрываясь покровными отложениями (рис. 6). В последней фазе таяния льда образуется кратковременное плотинное озеро, в котором аккумулируются глины. Между глыбами льда образуются камы. С отступанием фронтального участка края ледяного покрова к северу от Эльбленгской возвышенности открывается путь для стока вод в западном направлении. В то время образуются дальнейшие террасовые уступы (VIII—X). Незначительное наступание ледникового покрова до северного края низменности в районе Фромборка, вызывает задержку стока вод, отложения глин на площадках самых нижних уступов, а также аккумуляцию песков в зоне Фромборк—Бранево—Гроново и образование аккумулятивных зандровых холмов в северной части низменности. Пер. Б. Миховского

LEONARD DAUKSZA

THE MORPHOLOGY OF THE BRANIEWO DEPRESSION

The author uses the term Braniewo Depression for the depressed area extending between the Elbląg Elevation in the west and the Górowo Elevations in the east, and between the Old-Prussian seashore in the north and inselbergs of the moraine plateau in the south (Fig. 1). In this way delimited, the Braniewo Depression represents the northern part of what is called the Warmian Lowland (11).

The author bases his description of landforms and deposits on what is shown in cartographic surveys compiled on maps drawn to the scales 1 : 25 000, 1 : 50 000 and 1 : 100 000, and on core analyses from 235 bore holes, which data were jointly used for compiling a map showing the relief of the substratum and the thicknesses of the Quaternary deposits (Fig. 2), and for preparing a morphological map (Fig. 3).

In the Braniewo Depression the Quaternary deposits are characterized by a marked lithological variability, and by wide differences in their thicknesses caused by strong glacial tectonic disturbances. For the most part the Pleistocene deposits consist of till, clays and sands, and of erratics of Tertiary sediments. Least thick (8—15 m) are these deposits in the northern part of the Depression, overlying the elevated part of the Quaternary substratum in the region of Braniewo and Żelazna Góra. North and southward from this elevated area the thicknesses of the Pleistocene deposits grow larger, locally reaching as much as 180 m in the southern part of the Depression. The number of till layers is for the most part one or two, but with increasing thickness of the deposits there will be as many as six; the thickness of particular layers differs, from less than one meter to 86 m.

The Braniewo Depression is a wide basin with a fairly level floor; it is some 25 km long and some 15 km wide, from two sides bordered by scarps of moraine plateaus rising 120 m above the basin floor.

The characteristic feature of the relief of this Depression is, that it contains terrace steps in the scarps of the surrounding plateaus and within the Depression too. Ten successive steps have been distinguished extending at the following altitudes a.s.l.:

I — 105—110 m, II — 96—90 m, III — 80 m, IV — 75—70 m, V — 65—60 m, VI — 56—50 m, VII — 44—30 m, VIII — 30—26 m, IX — 22—20 m, X — 15—12 m.

Of widest extent is step VII (44—30 m a.s.l.), an ice-dammed plain which forms the bottom of the Braniewo Depression.

The level surfaces of the successive terrace steps and the ice-dammed plain in the central part of the Depression are diversified by numerous meltwater kettles (Figs. 3, 5) and dead ice hillocks, mounds of outwash accumulation (Fig. 10)

and high-peat bogs. The dead ice hillocks are kame-type landforms, the mounds of outwash accumulation are forms developed at the contact with active ice.

In the Młynary Basin the dominant surface deposits are cover clays, as well as limnoglacial and ice-dammed clays which together form a complex of mantle deposits. Further observed here are till, till sands and fluvioglacial sands, and peats.

The mantle clay, of chocolate-brown colour, is a structure-less deposit composed mainly of clays and silts with an admixture of gravel and boulders. This mantle deposit has developed subglacially, with much water held stagnant underneath the ice. The greyish-green limniglacial clay consists of clumps of light-yellow loam, of sand lenticles and of silts; this deposit was formed due to melting of material held in the ice and to depositing it at the bottom of the water basin underneath the ice (Fig. 7). The ice-dammed deposits, of chocolate-brown or pink colour, are a structureless deposit which at times has an admixture of clastic material.

Noteworthy is, that the limniglacial loams and the clays occur exclusively at altitudes below step V (Figs. 3, 4, 7, 8, 9).

Deglaciation in the Braniewo Depression was areal in character. The remaining dead ice was melting gradually, with this process starting out from the basin rim towards its centre. At the contact of the ice with the plateau slopes, the erosive terrace steps I to V were developing, and at that time the water was freely escaping in southward direction. Beginning with step VI, the southward water runoff came to an end. The terrace steps were developing at the ice front, but this already took place subglacially; and this is why these steps when formed were simultaneously covered with mantle deposits (Fig. 6). During the final phase of ice-melt a short-lived ice-dammed lake was ponded up in which clays were accumulating. Between individual ice blocks dead ice hillocks were developing. As soon as the inland ice margin northward from the Elbląg Elevation, a westward passage for water runoff was laid bare, and at that time the further terrace steps, from VIII to X, were formed. There followed a brief re-advance of the ice reaching the northern rim of the Braniewo Depression near Frombork which obstructed water runoff, caused clay deposition on the surfaces of the lowest steps, brought an accumulation of sand deposits in the Frombork — Braniewo — Gronowo zone, and formed accumulative outwash elevations in the northern part of the Braniewo Depression.

Translated by *Karol Jurasz*

KRZYSZTOF KORELESKI

Elementy rzeźby na terenie pow. proszowickiego z punktu widzenia degradacji gleb

Relief elements in Proszowice County, seen from the viewpoint of soil degradation

Zarys treści. Teren powiatu proszowickiego należy do obszarów o najsilniej zaznaczonej erozji gleb w naszym kraju. W obrębie dwóch głównych rejonów: nizinnego (fragment Doliny Wisły) oraz wyżynnego (części Wyżyny Miechowskiej i Płaskowyżu Proszowickiego) — wyodrębniono i scharakteryzowano w artykule elementy rzeźby różniące się pomiędzy sobą komponentami środowiska geograficznego, pomiędzy którymi zachodzą swoiste zależności, prowadzące do wytworzenia się w nich określonego kompleksu procesów degradacji. Charakterystyka ilościowa i jakościowa tych procesów (i ich skutków) może stanowić materiał pomocny przy dokonywaniu oceny natężenia erozji gleb na obszarach wyżyn lessowych południowej Polski.

Według zgodnej opinii badaczy zajmujących się u nas problematyką erozji gleb — największe nasilenie procesów degradacji ma miejsce na falistych terenach wyżyn lessowych południowej Polski.

Powiat proszowicki o powierzchni 426 km² wchodzi w skład trzech jednostek fizjograficznych (6): Wyżyny Miechowskiej, Płaskowyżu Proszowickiego i Doliny Wisły.

Wyżynę Miechowską obejmującą NW część powiatu reprezentują garby wzniesione 270—320 m n.p.m. o wysokościach względnych 50—100 m, szerokie, kopulaste wzniesienia Płaskowyżu Proszowickiego są nieco niższe (240—270 m n.p.m.), a wysokości względne kształtują się w granicach 30—60 m. W kierunku S Płaskowyż Proszowicki przechodzi w szeroką Dolinę Wisły, obejmującą rozległe powierzchnie terasowe.

Pokrywa lessowa stanowi warstwę o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Średnia zawartość części pylastych w skale wynosi około 80%, a części koloidalnych około 11%.

Przy wilgotności około 23% skała lessowa z okolicy Proszowic przechodzi ze stanu plastycznego w płynny (7). Stosunkowo duże wartości tarcia wewnętrznego (około 32°) oraz kohezji (około 0,45 kG/cm²) warunkują małą podatność lessów na procesy osuwania. Lessy proszowickie nie wykazują też tendencji do osiadania typu zapadowego.

Około 62% obszaru ma spadki w granicach 0—3°; przeważają stoki o profilu wypukło-wklęsłym.

Średnie roczne opady na omawianym obszarze zamykają się w granicach 550—700 mm; według K. Chomicza teren należy do drugiego rejonu deszczów nawalnych (1). Przeciętne roczne temperatury zawierają się w przedziale 7,7—8,0°C (5).

Na terenach płaskich dominują czarnoziemy (mniej lub bardziej zdegradowane), a przy spadkach przekraczających 3° przeważają gleby brunatne. Gleby brunatne powstały przeważnie w miejscach, gdzie działanie procesów zmywnych spowodowało zniszczenie poziomu akumulacyjnego czarnoziemu (zbocza, stoki), odsłaniając podglebie czy skałę macierzystą. U podnóża zboczy, w dnach dolin suchych występują gleby deluwalne (lekko zglinione), dnem dolin rzecznych towarzyszą mady pyłowe lub gliniaste (średnie).

Lasy (1,4%) oraz użytki zielone, których występowanie ograniczone jest niemal wyłącznie do den dolin rzecznych — stanowią łącznie około 10% powierzchni ogólnej. W areale gruntów ornyc (79% powierzchni ogólnej) cztery zboża zajmują 54%, a okopowe 19% ich powierzchni.

Bazę badawczą niniejszego artykułu stanowi materiał zebrany w czasie badań terenowych przeprowadzonych w latach 1968—1970 (obserwacje i pomiary procesów, form, osadów) oraz surowe wyniki analiz około 500 odkrywek glebowych (dane WBGiUR w Krakowie), uzupełnione własnymi obserwacjami.

Badania terenowe oparto na obserwacjach patrolowych i półstacjonarnych, które dotyczyły procesów spłukiwania, ruchów masowych, sufozji, dynamiki rozwoju wąwozów itp. Przy opracowywaniu wyników analiz próbek glebowych brano pod uwagę zawartość węgla wapnia i składników pokarmowych, skład mechaniczny i budowę profilów glebowych.

Większość zebranych materiałów poddano analizie statystycznej i opisowej.

Metoda opracowania

Nawiązując do geomorfologicznych podziałów dotyczących omawianego terenu, dokonanych przez M. Klimaszewskiego (6) i J. Flisę (3) w obrębie dwóch głównych rejonów: nizinnego i wyżynnego — wyodrębniono jednostki typologiczne różniące się między sobą procesami erozyjnymi zarówno w sensie ilościowym, jak i jakościowym. Oparto się w głównej mierze na cechach geomorfologicznych obszaru, bowiem rzeźba terenu w warunkach fizycznogeograficznych pow. proszowickiego jest zasadniczym elementem kształtującym i różnicującym omawiane procesy. W obrębie poszczególnych jednostek rzeźby, pomiędzy komponentami środowiska geograficznego o określonym charakterze — zachodzą swoiste zależności prowadzące do wytworzenia się w nich określonego kompleksu procesów erozyjnych.

Procesy erozji gleb mogą mieć charakter degradacji mechanicznej (spłukiwanie, ruchy masowe, sufozja) bądź też chemicznej, jak ługowanie, unoszenie, głębokie wmywanie składników pokarmowych (8).

Do oceny charakteru, natężenia procesów niszczenia gleb w wyróżnionych jednostkach typologicznych zastosowano dane wskaźnikowe (wartości średnie) z zakresu degradacji mechanicznej, jak: miąższość poziomu akumulacyjnego i warstwy glebowej, procentowa zawartość frakcji wskaźnikowych w poziomie ornym, a także typ spłukiwania, występowanie ruchów masowych, sufozji i wąwozów; jako parametry i symptomy istotne z punktu widzenia degradacji chemicznej przyjęto: zawartość próchnicy w t/ha w poziomie 0—20 cm oraz głębokość odwapnienia gleb (tab. 1).

W ramach rejonu nizinnego reprezentowanego przez Dolinę Wisły oraz na obszarze wyżynnym (Płaskowyż Proszowicki, Wyżyna Miechowska) wyróżniono łącznie 7 elementów rzeźby, przy czym dna dolin rzecznych odwadnianych stale, występujące w obrębie obydwu rejonów stanowią niejako jednostkę łącznikową.

Z uwagi na odmienny charakter i natężenie procesów degradacji na

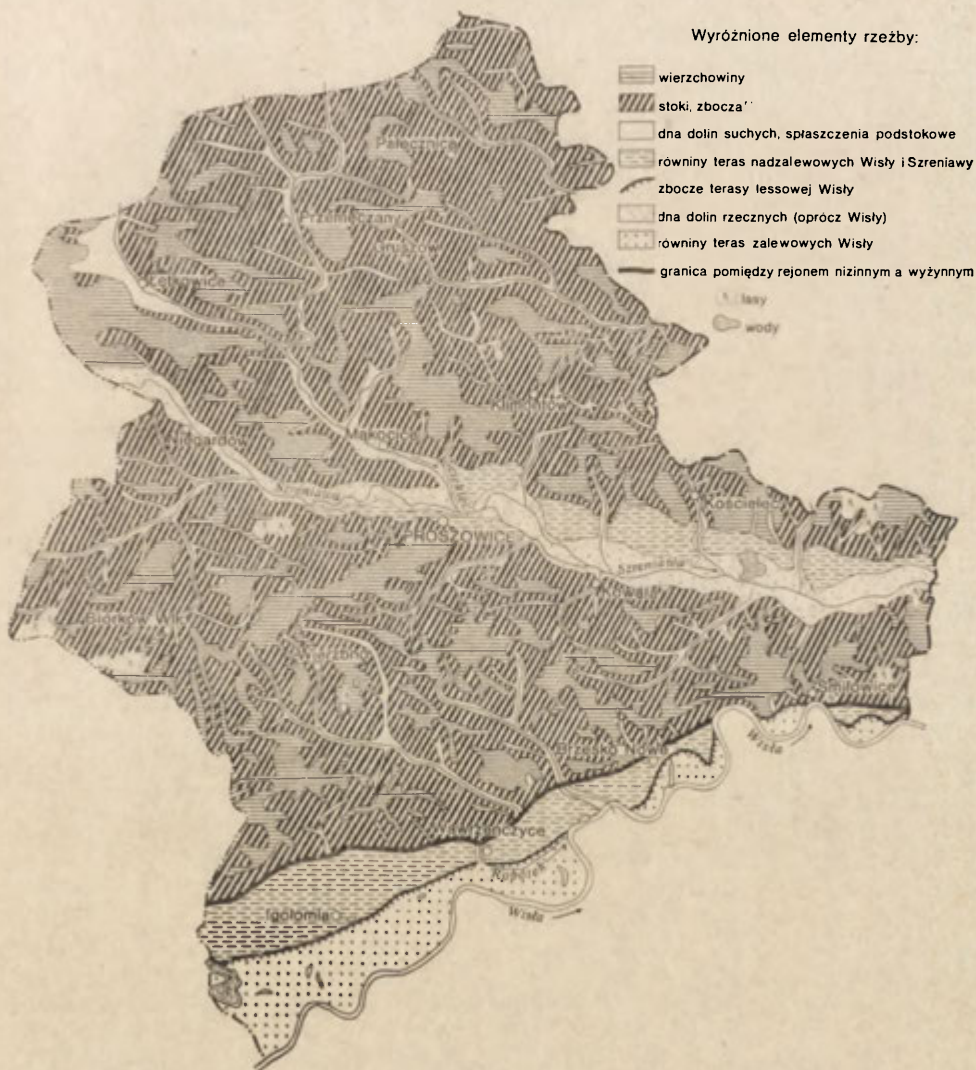


Fig. 1. Elements of land relief in Proszowice County, considered from the viewpoint of soil degradation

Relief elements distinguished by the author: 1 — plateaus, 2 — slopes, scarps, 3 — bottoms of dry valleys, subslope flattenings, 4 — plains of overflood terraces of the Vistula and the Szreniawa, 5 — scarp of Vistula loess terrace, 6 — floors of fluvial valleys (excepting the Vistula valley), 7 — plains of the Vistula flood terrace, 8 — Boundary between lowland and plateau regions. 9 — Forests, 10 — Streams and lakes

Charakterystyka przestrzennego zróżnicowania procesów

Rejon	Elementy rzeźby	Warunki fizjograficzne					
		Wysokość m n.p.m.	Średnie roczne opady (mm)	Średnie roczne temp. (stop.)	Użytkowanie*	Gleby	
Nizinny	Równiny teras nadzalewowych Wisły i Szreniawy	192-205	600	7,9	g.o	czarn.	
	Zbocze terasy Wisły	189-201	600	7,9	ps n,l	brun.	
	Równiny teras zalewowych Wisły	185-194	600	7,9	ł, ps	mady	
	Dna dolin rzecznych	183-250	570	7,9	„	„	
Wyzynny	Dna dolin suchych, spłaszczenia podstokowe	200-300	650	8,0	ł g. o	deluw.	
	Stoki, zbcza	łagodne	200	650	8,1	g. o	brun.
		średnie	do				
		stromo	300				
	Stoki, zbcza S	łagodne	200	650	8,2	g.o,s	brun.
		średnie	do				
		stromo	300				
	Stoki, zbcza N	łagodne	200	650	8,0	g.o	brun.
		średnie	do				
		stromo	300				
Wierzchowiny	220-320	650	7,7	g.o	czarn.		

* g. o — grunty orne, s — sady, ł — łąki, ps — pastwiska, l — lasy, n — nieużytki

stokach w zależności od ich nachylenia i ekspozycji, wydzielono jednostki o nachyleniach w przedziałach: łagodnym, średnim i stromym, jak również o ekspozycji południowej i północnej (wystawy E i W nie wykazują istotniejszych różnic między sobą). Wyróżnione elementy rzeźby scharakteryzowano liczbowo i opisowo w tab. 1 oraz przedstawiono na ryc. 1.

Charakterystyka jednostek typologicznych

Plaskie wierzchowiny lessowe w podłożu z piaszczysto-żwirowymi utworami plejstoceniowymi, łąkami i gipsami mioceniowymi, marglami kredowymi, o głębokim zaleganiu wód podziemnych — z czarnoziemami

Tabela 1

erozji gleb na tle fizjografii pow. proszowickiego

Degradacja mechaniczna							Degradacja chemiczna				
Miąższość (cm)		Procent zaw. frakcji 0,05-0,002 mm (0-20 cm)	Typ spluk. L-lin P-pow	Występowanie**			Próchnica t/ha (0-20 cm)	Głębokość odwapnienia (cm)			
poz. A	warstwa gleby			dolin suchych	osuwisk	sufozji					
55	87	68	P	0	0	0	84	100			
—	—	—	L	++	++	++	—	—			
24	60	56	P	0	0	0,+	114	55			
33	65	65	P	0	0	0,+	105	50			
64	80	68	P,L	+	+	0,+	112	70			
26	32	66	62	L,P	+	+,0	+	60	62	70	
	19		54	46	L	+,+++	+		+	56	55
	16		40	L	+,+++	+,+++	+		+	55	50
23	26	66	56	L	+	+,0	+	58	59	55	
	19		51		42	+,+++	+		+		56
	15		40		50	+,+++	+,+++		+		54
30	40	67	71	L	+	+,0	+	63	67	60	
	20		59		51	+,+++	+		+		56
	16		40		54	+,+++	+,+++		+		55
45	73	68	P	0	0	+	69	90			

** 0 — brak występowania, + — wyst. rzadkie, ++ — wyst. powszechne, +, ++ — wyst. rzadkie miejscami powszechne

i glebami brunatnymi użytkowanymi jako grunty orne. Średnie roczne parametry klimatu: opady rzędu 650 mm, temperatury 7,7°C.

Powyższy element rzeźby odznacza się zasadniczo brakiem występowania ruchów masowych, splukiwaniem o charakterze głównie powierzchniowym. Formy sufozyjne występują b. rzadko (Koniusza, wzgórze 320 m n.p.m.), aczkolwiek dobre warunki infiltracji wód atmosferycznych w podziemiu (małe spadki) warunkują pionowe (w głąb) przemieszczanie cząstek o średnicy poniżej 0,006 mm oraz głębokie wmywanie węgla wapnia (miąższość warstwy odwapnionej osiąga nieraz kilka m, średnio około 90 cm), w wyniku czego powstają bezodpływowe, płytkie zagłębienia zwane wmykami.

Z form wklęsłych na wierzchowinach występują rozległe doliny nieckowate o bardzo łagodnych zboczach ze słabo erodowanymi czarnoziemami lub glebami brunatnymi.

Mięszość poziomu akumulacyjnego gleb na wierzchowinach wynosi średnio 45 cm, warstwy glebowej 73 cm, a zawartość próchnicy w poziomie ornym — 69 t/ha.

Stoki (zbozca): łagodne, średnie, strome — w podłożu z piaszczysto-zwirowymi utworami plejstocenijskimi, ilami i gipsami miocenijskimi, marglami kredowymi, o średnim i głębokim zaleganiu wód podziemnych (10—30 m) z zaoranymi glebami brunatnymi i czarnoziemami. Opady wynoszą około 650 mm, a temperatura 8,0°C średnio rocznie.

Jednostka powyższa odznacza się występowaniem różnorodnych procesów denudacyjnych, których liczba (rodzajów) i nasilenie wzrastają na ogół w miarę zwiększania się nachylenia terenu. Podczas gdy stokom łagodnym towarzyszą w zasadzie jedynie spływy błotne i to w okresach słabego rozwoju roślinności, przy wzmożonych opadach, czy roztopach — oraz spłukiwanie liniowe, a także powierzchniowe, na stokach średnich procesy te są silniej wyrażone, spłukiwanie powierzchniowe ustępuje niemal całkowicie na rzecz liniowego, do głosu dochodzą procesy osuwiskowe. Płaszczyznę poślizgu osuwających się mas stanowią najczęściej iły lub poziomy zglinienia w lessie. Największe nasilenie osiąga denudacja na stromych stokach, gdzie do poprzednich procesów dochodzą spływy soliflukcyjne.

Wskutek procesów spłukiwania, ze wzrostem nachylenia powierzchni, w glebie spada procentowa zawartość cząstek o średnicy 0,05—0,002 mm. Tak więc przy nachyleniu łagodnym wynosi ona 68%, przy średnim — 64%, a skłonie stromym — tylko 54%.

Dolinom holocenijskim typu wąwozów, parowów czy debrz — rozcinającym stoki, towarzyszą ponadto procesy odpadania (obrywania) ścian lessowych oraz osiadania w obrębie zadarnionych krawędzi. W rozwoju młodych wcięć erozyjnych pewną rolę odgrywają procesy sufozyjne. Kotły i leje sufozyjne występują w strefach przykrawędziowych, zboczach oraz dnach tych dolin. Średnie roczne tempo cofania ścian lessowych określone na podstawie obserwacji zainstalowanych reperów metalowych — wynosi około 8 mm.

Najlepsze warunki infiltracji wód opadowych panują na stokach łagodnych, gdzie obserwuje się jeszcze zjawisko pionowego przemieszczania cząstek skalnych poniżej 0,002 mm. Na stokach tych średnia głębokość odwapnienia wynosi około 70 cm, spadając do wartości rzędu około 50 cm na obszarach o skłonie przekraczającym 10°.

Zarówno mięszość poziomu akumulacyjnego, jak i całej warstwy glebowej — wykazuje wyraźny związek z nachyleniem terenu. Tak więc, gdy na stokach łagodnych warstwa gleby ma średnio 62 cm, przy spadkach średnich — 46 cm, to na skłonach stromych zaledwie 40 cm mięszości. Związek pomiędzy grubością poziomu akumulacyjnego (M) a nachyleniem stoku (I) — wyraża krzywa zbliżona do paraboli o równaniu:

$$M = 63,02 - 9,84 I + 0,53 I^2$$

$$M \text{ (cm)}, \quad I \text{ (stopnie)}$$

(współczynnik korelacji $r = 0,567$ jest istotny dla poziomu 0,01).

Szczególnie wyraźne jest zróżnicowanie procesów degradacji na stokach o ekspozycji południowej i północnej. Przyjmując wartości para-

metrów określających degradację mechaniczną i chemiczną gleb łagodnych stoków północnych za równą 1 (jako najslabiej niszczonej przez procesy denudacyjne), dla pozostałych jednostek uzyskamy wskaźniki, które ilustruje tab. 2.

Tabela 2

Porównanie parametrów określających nasilenie degradacji gleb lessowych na stokach o różnej ekspozycji i spadku

Ekspozycja i nachylenie stoku	Miąższość		Zawartość	
	poz. A	warstwy gleby	frakcji 0,05-0,002 mm (0-20 cm)	próchnicy t/ha (0-20 cm)
N , łagodny	1,00	1,00	1,00	1,00
S , „	0,65 (1,00)	0,79 (1,00)	0,98 (1,00)	0,88 (1,00)
N , średni	0,50	0,72	0,94	0,84
S , „	0,48 (0,73)	0,59 (0,75)	0,88 (0,90)	0,84 (0,95)
N , stromy	0,39	0,56	0,78	0,82
S , „	0,38 (0,58)	0,56 (0,73)	0,72 (0,74)	0,81 (0,92)

Liczby w nawiasach określają dynamikę degradacji na stokach południowych

Stoki o ekspozycji południowej są ogólnie silniej niszczone przez procesy degradacji mechanicznej i chemicznej od obszarów o wystawie północnej, niemniej na tych ostatnich nasilenie się procesów niszczących gleby w miarę wzrostu nachylenia jest znacznie wyraźniejsze. Wynika to ze specyfiki warunków cieplnych i wilgotnościowych na skłonach o przeciwstawnej ekspozycji. Przykładowo, gdy na stokach średnich i stromych zawartość próchnicy w poziomie, akumulacyjnym przy cieplej ekspozycji rzadko przekracza 2%, wahając się w granicach 0,8—3,9%, na zimnych skłonach oscyluje również wokół wartości 2%, przy czym stwierdzona jej minimalna wartość jest wyższa i wynosi 1,3%. Podobną prawidłowość stwierdził R. Czarncki w dorzeczu Opátówki (2).

Dna dolin suchych i spłaszczenia podstokowe obejmują obszary o przewadze procesów sedimentacji nad degradacją, o zmiennej głębokości do wody podziemnej, z lessem podścielonym piaszczysto-żwirowymi utworami plejstocenu, marglami kredowymi, iłami i gipsami miocenijskimi. Materiał glebowy (poziom 0—20 cm) odznacza się wysokim udziałem cząstek o średnicy 0,05—0,002 mm (68%) oraz bardzo niskim — frakcji iłu koloidalnego (13,5%). Pod względem typologicznym gleby należą do czarnoziemów lub brunatnych, często spotyka się oglejenie. Stwierdzona zawartość próchnicy waha się w szerokich granicach 1,9—7,8%, średnio w poziomie orno-próchnicznym znajduje się 112 ton humusu na 1 ha powierzchni. Duża średnia głębokość odwapnienia (około 70 cm) wynika zarówno z topografii terenu (małe spadki), stosunkowo dobrych właściwości filtracyjnych utworów deluwialnych (niska zawartość uszczelniających glebę cząstek koloidalnych), jak również z faktu, iż podlegające wymywaniu zewnętrzne warstewki gleby na stokach zawierają na ogół bardzo niewiele węglanu wapnia (infiltracja wód atmosferycznych).

Obserwacje terenów akumulacji deluwialnej wykazują, że nawarstwianie się osadów w danym miejscu warunkowane jest ilością wody spływającej z powierzchni nachylonej (efekt intensywności opadu, szybkości topnienia). Tak więc: przy słabszym spływie (przy założeniu jednakowej pokrywy roślinnej lub jej braku) zaznacza się ewidentna akumulacja, a przy silniejszym — transport, zmywanie powierzchniowe lub liniowe, rozcinanie pokryw napływowych.

Miąższość gleb deluwialnych waha się w granicach 60—110 cm (średnio 80 cm) — a grubość poziomu akumulacyjnego osiąga przeciętnie wartość 64 cm. Warstwowane deluwia lessowe w dnach dolin suchych osiągają niekiedy na omawianym obszarze miąższość do 4 m (4).

Dna dolin rzecznych (oprócz Wisły), o nachyleniach 0—3°, zalewane, zbudowane z aluwiiów lessowych podścielonych plejstoceniowymi utworami rzecznoymi, z płytkim poziomem wodonośnym o zróżnicowanych głębokościach do zwierciadła wody, z czarnoziemami pyłowymi (gliniastymi) lub glebami brunatnymi użytkowanymi przeważnie jako łąki. Średnie roczne opady są rzędu 550—600 mm, temperatury średnie 7,9°C.

Obszary modelowane przez procesy rzeczne: głównie akumulację, a także transport i erozję — odznaczają się wysoką zawartością humusu (105 t/ha w poziomie orno-próchnicznym), stosunkowo dużą miąższością warstwy glebowej (średnio 65 cm) i poziomu akumulacyjnego (średnio 33 cm). Poza splukiwaniem powierzchniowym — dna dolin rzecznych zasadniczo nie podlegają procesom erozji gleb.

Równiny teras nadzalewowych Wisły i Szreniawy obejmują obszary teras plejstoceniowych, z utworami żwirowo-piaszczystymi przysypanymi kilkumetrową pokrywą lessową, o zwierciadle wód podziemnych zalegającym na głębokości do kilkunastu m, z czarnoziemami użytkowanymi jako grunty orne. Średnie roczne parametry klimatu: opady 600 mm, temperatury 7,9°C.

Terasy nadzalewowe Wisły stanowią jednostkę o najslabiej zaznaczonych w pow. proszowickim — procesach degradacji gleb.

Dobre warunki infiltracji wód (małe spadki, przepuszczalne piaski i żwiry) decydują o bardzo wysokiej miąższości warstwy glebowej (średnio 87 cm) i głębokim odwapnieniu (średnio 1 m).

Poza terenami deluwialnymi i dnami dolin rzecznych — obszary te wykazują najwyższą zawartość próchnicy, wynoszącą średnio 84 t/ha w poziomie ornym.

Zbocze terasy lessowej obejmuje południowy skłon terasy środkowopolskiej (głównie odcinek: Wawrzeńczyce — Sierosławice) o glebach brunatnych silnie erodowanych, zajętych najczęściej pod pastwiska, lasy lub stanowiących nieużytki.

Obok stromych stoków ciepłych jednostka ta obejmuje obszary o najsilniej zaznaczonych procesach degradacji gleb.

Pocięty gęstą siecią dolin suchych (i odwadnianych stale), powszechnie podlega ruchom masowym, w szczególności osuwiskowym, z którymi współdziałają procesy sufozyjne. Przeważający typ stanowi tu splukiwanie liniowe, którego efekty najsilniej zaznaczają się na terenach intensywnie niszczone przez ruchy grawitacyjne, bez ochronnej pokrywy roślinnej (okolice Brzeska Nowego, Hebdowa).

Równiny teras zalewowych Wisły zajmują najniższe położone obszary pow. proszowickiego z holoceniowymi utworami aluwialnymi (mady pylaste) zalegającymi na łąkach mioceniowych — o płytkim występowaniu wód

podziemnych z dość dużymi oscylacjami warunkowanymi stanami wody w Wiśle o przeważających glebach brunatnych ciężkich i średnich — użytkowanych głównie jako łąki i pastwiska. Średnie roczne opady około 600 mm, temperatura 7,9°C.

Równiny teras zalewowych Wisły odróżniają się od den dolinnych pozostałych cieków na obszarach powiatu nieco odmienną proporcją składowych procesów fluwialnych, tj. erozji i akumulacji. Tak więc w dnie Doliny Wisły obserwuje się mniejszą miąższość poziomu akumulacyjnego gleb (24 cm) i warstwy glebowej (60 cm), mniejszą zawartość frakcji 0,05—0,002 mm w poziomie ornym (56%) w porównaniu z dnami dolin innych rzek.

Różnice te wynikają w znacznej mierze z charakteru rzek, typu pracy (Wisła — odcinek górny — znaczny udział erozji, pozostałe cieki — odcinki środkowe i dolne — znaczny udział akumulacji) oraz miejsca w ogólnym bilansie procesów fluwialnych.

Dna dolin rzecznych (Wisły i dopływów) oraz w szczególności dna dolin suchych i spłaszczenia podstokowe — odznaczają się przewagą procesów agradacji nad degradacją, pozostałe natomiast elementy rzeźby podlegają erozji gleb słabiej lub silniej wyrażonej.

Przedstawiona powyżej charakterystyka przestrzennego zróżnicowania ilościowego i jakościowego degradacji gleb może być pomocna przy ocenie natężenia tych procesów na obszarach wyżyn lessowych południowej Polski, gdzie warunki fizycznogeograficzne są zbliżone do warunków terenu pow. proszowickiego.

LITERATURA

- (1) K. Chomicz. *Przebieg, rozmieszczenie i częstotliwość deszczów nawaalnych w Polsce*. „Gosp. Wodna” nr 7—8, 1951.
- (2) R. Czarniecki. *Z badań krajobrazu fizycznogeograficznego w dorzeczu Opatówki*. „Przegl. Geogr.” t. XLI, z. 1, s. 35—59 1969.
- (3) J. Flis. *Szkic fizyczno-geograficzny Niecki Niedziańskiej*. „Czasop. Geogr.” t. XXVII, s. 123—157, 1956.
- (4) S. Gilewska. *Rozwój geomorfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej*. „Prace Geogr. IG PAN” nr 13, 1958.
- (5) M. Hess. *Klimat podregionu miasta Krakowa*. „Folia Geograph.” vol. III, s. 5—63, 1969.
- (6) M. Klimaszewski. *Podział morfologiczny Polski Południowej*. „Czas. Geogr.” t. XVII, z. 3 i 4, 1939—1946.
- (7) M. Kolasa. *Geotechniczne własności lessów okolic Krakowa*. „Prace Geolog.” z. 18, 1963.
- (8) K. Koreleski. *Próba geomorfologicznej klasyfikacji procesów erozji gleb*. „Czas. Geogr.” t. XLII, z. 1, s. 49—55, 1971.

КШИШТОФ КОРЕЛЕСКИ

ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА НА ТЕРРИТОРИИ ПРОШОВИЦКОГО ПОВЯТА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ДЕГРАДАЦИИ ПОЧВ

Волнистые области лессовых плато южной Польши, на которых находится, м.пр., территория Прошовицкого повята — подвергаются интенсивным процессам эрозии почв.

На базе материала, собранного во время полевых исследований в 1968—1970 годы, а также на основе статистического анализа результатов физикохимических исследований около 500 почвенных обнажений — на территории рассматриваемой административной единицы — было выделено два района деградации почв — низменный и район плато. В пределах этих районов были еще выделены типологические единицы отличающиеся друг от друга эрозионными процессами, как в количественном, так и качественном смысле. В пределах отдельных элементов рельефа, между компонентами географической среды наличаются определенные зависимости — ведущие к образованию в них своеобразного комплекса эрозионных процессов.

Выделенные единицы, с точки зрения деградации почв, отличаются друг от друга главным образом морфологическими признаками (форма, склон, положение по отношению к другим формам), а также условиями местного климата, вытекающими из устройства поверхности (отрицательные и положительные формы) и экспозиции.

Для оценки характера, интенсивности процессов разрушения почв — применяются показатели (средние величины) из области механической деградации, как: мощность аккумулятивного горизонта и почвенного слоя, процентное содержание фракций 0,05—0,02 мм в пахотном горизонте, кроме того — тип смыва, наличие массовых движений, суффозий и ущелий. В качестве параметров, существенных с точки зрения химической деградации, принято: содержание перегноя в т/га в горизонте 0—20 см, а также глубина обеззоливания почв.

Равнины надпойменных террас и водораздельные области являются областями с наиболее слабыми процессами деградации почв.

Дна речных долин, а особенно нижние участки склона речных долин с более мягким уклоном и дна сухих долин характеризуются преобладанием аградации над деградацией.

Области склонов отличаются разнообразием составных процессов эрозии почв, количество типов которых и интенсивность возрастают, в общем, по мере увеличения наклона.

Южные склоны, в общем, сильнее разрушаются механическими и химическими процессами чем северные, тем не менее, на последних интенсификация процессов деградации почв, по мере увеличения наклона, более заметна.

Наряду с крутыми теплыми склонами, склон лессовой террасы Вислы, высотой в 10—13 м является местом наиболее сильно выраженных процессов деградации почв (оползни, суффозия).

Числовая и описательная характеристика отдельных типологических единиц может служить, в качестве ориентировочного материала, для оценки интенсивности почвенных процессов на территориях лессовых платоюжной Польши.

Пер. Б. Миховского

KRZYSZTOF KORELESKI

RELIEF ELEMENTS IN PROSZOWICE COUNTY, SEEN FROM THE VIEWPOINT OF SOIL DEGRADATION

The wavy loess plateaus of Southern Poland in which Proszowice County is situated, suffer from intensive processes of soil erosion.

In his investigations of this problem, the author made use of the material collected during field examinations in the time from 1968 to 1970, and of the

statistical analysis of the results of physico-chemical examinations of samples from some 500 soil exposures studied in Proszowice County. From these investigations he was able to distinguish two regions of soil degradation: a lowland and a plateau region, and within both these regions he set apart typological units differing in both quantity and quality of erosive processes. Within particular relief elements the author determined, that definite dependences exist between different constituents of the geographic environment, and that in these relief elements these dependences lead to the development of specific combinations of erosive processes.

The units distinguished by the author from the viewpoint of soil degradation differ mostly in morphological features (shape, gradients, situation with regard to other landforms) and in local climatic conditions resulting from the land relief (concave and convex), and by exposure.

For appraising the character and the intensity of processes of soil deterioration the author used index data (mean values) gained from the domain of mechanical degradation, such as: thickness of the accumulation cover and soil layer, per-cent contents of the 0.05—0.002 mm fraction in the cultivated layer and, moreover, type of sloopewash, occurrence of mass movements, suffosion and ravines. As parameters essential from the viewpoint of chemical degradation he established how much humus, in t/ha, the top 20 cm layer contains, and to what depth the soils are decalcified.

The least processes of soil degradation occur on plains formed by overflow terraces and plateaus, while floors of fluvial valleys and, especially, subslope flat-tenings and floors of dry valleys show aggradation rather than degradation.

Slopes and scarps are characterized by a variety of processes partaking in soil erosion and, on the whole, the number and the intensity of these processes increase with the growing steepness of gradients.

As a rule, the southern slopes are more intensely destroyed by mechanical and chemical processes than the northern slopes; even, on the latter slopes the intensity of soil degradation is more apparant with increasing steepness.

Apart from the steep warmer scarps mentioned, the slope of the loess terrace of the Vistula, some 10 to 13 m high, is the region where the most forcible processes of soil degradation take place, especially landslides and suffosion.

The numerical and descriptive characteristic of particular typological units may prove useful as tentative material for an estimate of the intensity of soil processes on the loess plateaus of Southern Poland.

Translated by *Karol Jurasz*

LUCJAN KOC

Zmiany koryta Wisły w XIX i XX wieku między Płockiem a Toruniem

*19th and 20th centuries' changes in Vistula channel between Płock
and Toruń*

Zarys treści. Autor w oparciu o analizę materiałów kartograficznych z XIX i XX wieku omawia na przykładzie odcinka Wisły między Płockiem a Toruniem zmiany jej koryta.

W poniższym artykule autor ograniczy się do zasygnalizowania niektórych zagadnień związanych z tematem, nie wdając się w ich szczegółowe omówienie, przedstawi parę już skonkretyzowanych wniosków dotyczących zmian koryta Wisły, naświetli trudności wyłaniające się przy ich opracowaniu i na zakończenie omówi jeden z charakterystycznych przykładów tych zmian, które zaszły w XIX i XX wieku. Autor poświęci nieco uwagi źródłom z tego okresu, oceni ich wartość i omówi metody zastosowane przy posługiwaniu się nimi. Należy zaznaczyć, że opracowanie tematu znajduje się dopiero w fazie początkowej.

Wisła, po połączeniu się poniżej Warszawy z Bugo-Narwią, płynie w kierunku równoleżnikowym i dopiero poniżej Wyszogrodu przybiera kierunek północno-zachodni, a od Włocławka północno-północno-zachodni. Pod Toruniem skręca gwałtownie na zachód i po kilkunastu kilometrach podąża ponownie na północny zachód ku Bydgoszczy. Dzisiaj Wisła płynie na tym odcinku w szerokiej pradolinie powstałej w okresie plejstoceńskim, gdy odprowadzała swe wody nie do Bałtyku wypełnionego jeszcze lodami, lecz na zachód ku Morzu Północnemu. Pradolina wykazuje w swym przebiegu rozszerzenia i zwężenia. Jedno z tych rozszerzeń pojawia się w okolicach Płocka i nosi nazwę Kotliny Płockiej. Szerokość jej sięga kilkunastu kilometrów. Na północ od Włocławka szerokość ta maleje, pradolina przybiera charakter przełomowy i dopiero od wysokości Nieszawy notuje się jej ponowne rozszerzenie, zwane Kotliną Toruńską. W pradolinie tej wytworzyły się najstarsze tarasy, które wznoszą się obecnie najwyżej nad dzisiejszym korytem Wisły. U schyłku plejstocenu Wisła dokonała przełomu pod Fordonem, kierując się na północ, zgodnie z dążeniem rzek do osiągnięcia morza najkrótszą drogą. Na skutek obniżenia się podstawy erozyjnej rzeka zaczęła się ponownie wcinąć w swe podłoże, tworząc nowe, niższe tarasy aluwialne. Dzisiaj płynie po najniższym z nich — zalewowym, który między Płockiem a ujściem Drwęcy nie występuje po obu brzegach Wisły na całej jej długości. Taras ten jest najlepiej wykształcony na lewym brzegu, gdzie rozciąga się nieraz

długim, kilkunastokilometrowym pasem o zmiennej szerokości. Na prawym brzegu, silniej podcinanym przez rzekę, pojawia się fragmentarycznie w postaci wyniesionych ponad jej poziom wybrzuszeń powierzchni, przylegających do stromych krawędzi wyższych tarasów lub wysoczyzny. Typowym przykładem jego występowania jest szeroki na 1,5 km obszar tarasowy, na którym leży wieś Korabniki pod Włocławkiem. Na prawym brzegu, na odcinku przeszło 25-kilometrowym, mniej więcej od ujścia Skrwy po Szpetal Dolny, nie obserwuje się jego występowania, ponieważ rzeka podcina bezpośrednio krawędź wysoczyzny.

Taras zalewowy wykształcony po obu brzegach rzeki i ograniczony krawędziami wyższych tarasów stanowi jej obszar łożyskowy inaczej zwany łożyskiem wielkiej wody. Podlega on krótkotrwałym zalewom przez wysokie wody powodziowe i praktycznie jest obszarem, po którym rzeka nieuregulowana, w dzikim stanie, może błędzić i zmieniać swe koryto. Określane jest ono jako podłużny pas terenu, po którym rzeka płynie podczas normalnych stanów wody. łożysko rzeki, którego odpowiednikiem morfologicznym jest taras zalewowy, ma na omawianym odcinku nieznaczne szerokości. Wahają się one od 0,8 km do ponad 2 km, tj. przeciętnie około 1,5 km. O ile szerokość tarasu zalewowego nosi od dawna znamiona stałości, szerokość koryta rzeki ulega stałym zmianom pod wpływem jej działalności erozyjnej, a zwłaszcza akumulacyjnej. Nie będą to zmiany duże i dlatego można przyjąć, że współczesne jej szerokości niewiele będą odbiegały od dawniejszych, z ubiegłych okresów historycznych. Są one zróżnicowane i wahają się między Płockiem a ujściem Drwęcy w pobliżu 1 km na nie uregulowanym odcinku Wisły od Płocka po dawną granicę niemiecką i około 370 m na dalszym 10-kilometrowym odcinku po ujście Drwęcy. Ten odcinek rzeki został w ubiegłym wieku uregulowany. Krańcowe wartości są następujące: 400 m w odcinku przełomowym, około 1,7 km w Kotlinie Płockiej.

Jak wynika z powyższych danych objętych rozciągający się po obu jej brzegach, po którym mogła ona przesuwać swe koryto, jest niewielki i zawiera się w granicach od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Ta nieznaczna rozległość przestrzeni, po której rzeka mogła wędrować, wytworzyła na jej całym niemal nieuregulowanym odcinku dominujący typ zmian jej koryta. Rzeka nie miała możliwości opuścić starego koryta i płynąć nowym, a ograniczała się do zmiany linii jego brzegu, w jednym miejscu go podcinała, w innych i to w przeważającej mierze nadbudowywała go naniesionym materiałem akumulacyjnym, zamulała występujące niekiedy wąskie ramiona rzeczne, dzięki czemu wiele spośród licznych tu kęp przybrzeżnych zrastało się ze stałym brzegiem, tworzyła liczne i rozległe odsypiska. Procesy te zachodziły zazwyczaj podczas stanów powodziowych, chociaż i przy stanach normalnych czy nawet niskich rzeka zmniejszała, ale nie zatraciała swych zdolności akumulacyjnych i transportujących. Na wysokości Płocka-Radziwia oraz Ciechocinka występuje inny charakter zmian koryta. Taras zalewowy na lewym brzegu Wisły osiąga w obu wypadkach około 5 km szerokości. Jego cechy morfologiczne, ślady dawnych przepływów pozwalają przypuszczać, że zaszedł tutaj fakt całkowitej zmiany koryta przez Wisłę. Trudnym zagadnieniem do rozwiązania będzie ustalenie, kiedy ten fakt nastąpił; w czasach historycznych czy wcześniej oraz przez jaki okres Wisła płynęła nowym korytem. Prawdopodobnie łatwiejszym będzie wyjaśnienie tego pod Ciechocinkiem. Są ku temu pewne supozycje wynikające ze źródeł historycznych pisanych, jak i kartograficznych, do tych ostatnich trzeba

jednak odnosić się z dużą dozą krytycyzmu. Kluczem do rozwiązania tego zagadnienia pod Ciechocinkiem będzie ustalenie lokalizacji osiedla Słońsk od wieków znanego z występowania w jego pobliżu słonych źródeł i odpowiedź na pytanie, na którym właściwie brzegu leżał on w pewnym okresie czasu, tj. w XVII i XVIII wieku, bowiem niektóre materiały kartograficzne z tego okresu lokalizują go na prawym, ale już mapy z końca XVIII w. i początku XIX w. umieszczają go na lewym, na którym i dzisiaj leży.

Opracowanie tematu będzie opierało się częściowo na penetracji terenowej doliny Wisły. Niestety penetracja ta ograniczy się do odcinka jej poniżej Włocławka, bowiem powyżej tego miasta została ona zalana przez spiętrzone wody rzeki po wybudowaniu zapory wodnej. Przede wszystkim jednak trzeba będzie korzystać ze źródeł historycznych o różnym charakterze. Obfitość ich będzie malała w miarę, jak będziemy się oddalali w miarę od czasów nam współczesnych. Dotyczy to zwłaszcza materiałów kartograficznych. Jeszcze względną ich obfitość notuje wiek XIX, a i wierność ich w przedstawianiu terenu będzie w dużej mierze zbliżona do dokładności map współczesnych. Im bardziej będziemy się oddalali w głąb dziejów, tym ilość ich i wartość użytkowa będzie malała. Praktycznie posługiwać się można jeszcze tymi, które powstały w drugiej połowie XVIII w. i to z dużą ostrożnością. Wszelkie wcześniejsze źródła kartograficzne są zbyt ogólnikowe, wielka ich generalizacja, jak i małe podziałki sprawiają, że są one mało przydatne dla tego rodzaju pracy. Pozostają więc tylko źródła pisane, w których dane nas interesujące są bardzo rozproszone i najczęściej fragmentaryczne. Z tych ułamkowych najczęściej wiadomości zebranych z szerokiego wachlarza materiałów historycznych, a niekiedy nawet i literackich, trzeba będzie mozolnie, nierzadko drogą wnioskowania, tworzyć obraz zmian biegu koryta Wisły między Kotliną Płocką a ujściem Drwęcy w dawnych wiekach.

Jak wspomniano, w. XIX dostarcza wiele materiału kartograficznego, który w miarę udoskonalania metod wykonywanych zdjęć topograficznych terenu dawał coraz to wierniejszy obraz jego powierzchni i wszystkich na nim występujących elementów. Posługując się nimi oraz współczesnymi materiałami można dokonać próby względnie dokładnego odtworzenia przebiegu koryta wielkiej arterii wodnej, jaką jest Wisła, mimo że mają one zróżnicowaną podziałkę, różną projekcję oraz niejednakowe metody przedstawiania rzeźby.

Opracowanie zmian koryta Wisły w XIX w. aż do czasów dzisiejszych zostanie oparte niemal wyłącznie na źródłach kartograficznych, bowiem źródła pisane są nieliczne i przeważnie ogólnikowo o nich wspominają na marginesie rozważań natury hydrograficznej czy hydrologicznej, związanych z coraz bardziej nabrzmiewającym problemem regulacji Wisły dla celów żeglugowych, jak i zabezpieczenia jej przybrzeżnych obszarów przed stale co kilka czy kilkanaście lat powtarzającymi się powodziami.

Odcinek Wisły od Płocka po Toruń o długości około 100 km, należał w XIX w. w przeważającej części do byłego zaboru rosyjskiego. Granica między tym zaborem a zaborem niemieckim przecinała dolinę Wisły poniżej Ciechocinka, przy ujściu rzeczki Tażyny. Do ujścia Drwęcy odległość wynosiła tylko kilkanaście kilometrów. Dla pierwszej połowy ubiegłego wieku najcenniejszym źródłem jest „Karta Topograficzna Królestwa Polskiego”, znana bardziej pod nazwą mapy kwatermistrzostwa, wydana w 1843 r. Stanowi ona wielkie osiągnięcie kartografii polskiej, chociaż przy jej opracowaniu nie oparto się jeszcze na ogólnej triangulacji kraju.

Pierwsze zdjęcia w terenie od granicy pruskiej rozpoczęli topografowie polscy już w 1822 r. Prace nad nią przerwało Powstanie Listopadowe, kontynuowane jednak były dalej przez topografów rosyjskich i zakończone w 1839 r. Zdjęcia w terenie wykonano w skali 1 : 42 000, zestaw ich w postaci wielkiego atlasu został wydany w podziałce 1 : 126 000. Mapa ta pod względem ilości szczegółów i drobiazgowości opracowania nadaje się do prac porównawczych z mapami dzisiejszymi, zwłaszcza w skali 1 : 100 000. Rysunek rzeźby przedstawiono na niej przy pomocy metody kreskowej, powszechnej jeszcze w tych latach. Dużym mankamentem jest zupełny brak punktów wysokościowych, cechuje ją jednak duża morfologiczna poprawność rysunku rzeźby przy pomocy kresek oraz wielka obfitość elementów topograficznych pozwalających na porównywanie jej z mapami późniejszymi o zbliżonej skali.

Wisła w XIX w. płynęła przez obszary trzech zaborów. W miarę rozwoju stosunków gospodarczych i komunikacyjnych regulacja jej stawała się coraz bardziej palącą koniecznością. Zrozumienie tej konieczności istniało wśród zaborców, czego wyrazem były liczne porozumiewawcze, międzynarodowe konferencje i zapadłe na nich uchwały. Pierwsza z nich odbyła się w 1853 r. Austria, a zwłaszcza Niemcy do końca XIX w. posunęły daleko regulację Wisły na swych odcinkach, rozpoczynając pierwsze prace już w latach 30-tych, Rosja natomiast Wisłę traktując jako rzekę leżącą na dalekich, zachodnich peryferiach swego obszaru, przeznaczała zbyt małe środki finansowe, które wystarczały na przeprowadzenie pewnych prac regulacyjnych na niewielkich odcinkach, ale nie pozwalały na sporządzenie generalnej regulacji.

Zrozumienie konieczności regulacji Wisły panowało wśród sfer gospodarczych ziem byłego Królestwa Polskiego i niezależnie od słabego zainteresowania tą sprawą rządu centralnego, czyniono projekty regulacyjne, gromadzono dokumentację hydrologiczną, techniczną itd. Jednym z takich poczynań było sporządzenie planu sytuacyjnego Wisły jako podstawy do dalszych opracowań. Plan ten wykonano w latach 1860—1866 w podziałce 1 : 10 000. Wisłę podzielono na cztery odcinki tzw. dystancje. Dystancja czwarta, nas interesująca, obejmowała bieg Wisły od Modlina po granicę niemiecką o długości 150 wiorst. Podobnie jak na mapie kwatremistrzostwa plan ten nie podaje punktów wysokościowych, rzeźba terenu przedstawiona jest także przy pomocy kresek i chociaż nieco zgeneralizowana pozwala na konfrontację jej z rzeźbą na mapach współczesnych. Poza dokładnym przedstawieniem rysunku koryta Wisły wraz z jego zatokami, ramionami, mieliznami i kępami plan obejmuje także teren przybrzeżny o różnej szerokości od kilkuset metrów do ponad 1 km. Po obu brzegach rzeki podano punkty wyznaczające jej długość w wiorstach w granicach zaboru rosyjskiego. Sieć drożna jest gęsta, z rozbiciem na drogi główne i podrzędne, osadnictwo podano szczegółowo, nie tylko miasta, ale i wsie, a nawet poszczególne zagrody, uwzględniono także lasy, łąki i tereny podmokłe.

Zródłem kartograficznym opartym na dokładnych pomiarach niwelacyjnych była wydana w Rosji mapa popularnie zwana dwuwiorstówką, w podziałce 1 : 84 000. Pierwsze prace nad nią rozpoczęto w latach 70-tych ub. wieku, a obszar b. Królestwa Kongresowego skartowano w latach 1881—1910. Na potrzeby sporządzenia mapy wielkoskalowej dla obszaru Rosji zwróciły uwagę przede wszystkim sfery wojskowe, stąd też w pierwszej kolejności zaczęto zdjęcia terenów wokół twierdz, początkowo nawet w skali 1 : 16 800. W celu przyspieszenia prac nad tą mapą przerzucono

się na skalę 1 : 21 000. Z tej skali pomniejszono ją fotomechanicznie do 1 : 42 000 i wreszcie wydano w skali 1 : 84 000. Zdjęcia niwelacyjne, polowe obejmujące interesujący nas odcinek doliny Wisły zostały wykonane dość późno, bowiem dopiero w latach 1901—1903 i tak: pas przygraniczny w okolicach Ciechocinka w 1901 r., obszar doliny między Płockiem a Włocławkiem w 1902 r. i wreszcie pozostały jej odcinek między Włocławkiem a Nieszawą w 1903 r. Na mapie tej zastosowano już poziomicowy rysunek rzeźby oraz nieliczne punkty wysokościowe. Brak ich niestety zupełnie w dolinie Wisły na omawianym odcinku. Cięcie zastosowano co 2 sążnie (4,26 m).

W okresie międzywojennym, w pierwszych latach niepodległości, kartografia polska, jeśli chodzi o mapy wielkoskalowe, bazowała na materiałach z byłych zaborów, aktualizując je drogą unaczęśniania terenowego i opracowując w jednolitym układzie znaków oraz wydając w podziale 1 : 25 000 i mniejszych. Arkusze map obszaru nas interesującego unaczęśniono w drugiej połowie lat 20-tych. Dla obszaru b. zaboru rosyjskiego materiałem źródłowym były zdjęcia terenowe w podziale 1 : 21 000. Pragmacę przedstawić bieg Wisły w okresie współczesnym posłużono się mapami wieloskalowymi wydanymi w końcu lat 40-tych i początku 50-tych, będącymi zaktualizowanymi przeróbkami podobnych map z okresu przedwojennego.

Trzeba z góry zauważyć, że dokładne przedstawienie zmian koryta Wisły na przestrzeni stukilkudziesięciu lat będzie trudne ze względu na znaczną różnorodność materiałów kartograficznych. Rozpiętość podziałek mówi o tym wyraźnie. Dla kartograficznego przedstawienia opracowywanego zagadnienia przyjęto skalę 1 : 50 000 i zależnie od posiadanych materiałów zmniejszono je lub powiększono do tej skali. Na niektórych z nich, gdzie było to możliwe, robocze opracowanie zmian koryta Wisły przeprowadzono w podziale 1 : 25 000, a więc w podziale na tyle dużej, że można je było zarejestrować z dużą dokładnością. Niecelowe było sprowadzenie do tej podziałki mapy kwatermistrzostwa i dwuwiorstówki, jako zbyt od niej odbiegających. Powiększono więc je do 1 : 50 000, tym bardziej, że pierwsza z nich została oparta na zdjęciach terenowych w skali 1 : 42 000, dla drugiej podstawą była mapa terenowa w skali 1 : 21 000. Każde pomniejszenie powoduje generalizację przedstawionego materiału. Zakładając jednak, że przy generalizacji tych map przestrzegano pewne założenia, polegające m. in. na eliminacji mniej ważnych szczegółów oraz na zwracaniu baczonej uwagi na to, by geometryczne położenie wszelkich elementów na mapie odpowiadało rzeczywistości w terenie, można się nimi posługiwać, zachowując jednak sporą dozę ostrożności.

Duże znaczenie przy analizie tych wszystkich map mają niektóre ich elementy topograficzne, mające charakter niezmienny przez okres stukilkudziesięciu lat. Spełniają one rolę punktów orientacyjnych. Będą to kościoły po wsiach przybrzeżnych, cmentarze, młyny na strumieniach wpadających do Wisły i inne charakterystyczne obiekty wzniesione ręką ludzką. Tę cechę niezmienności wykazuje w bardzo dużym stopniu rzeźba terenu, w mniejszym ciek, łąki, obszary podmokłe, a w najmniejszym obszary leśne. Sieć osadnicza i sieć drożna mają już przy tej analizie wartość mniejszą. Osiedla wiejskie jeszcze w pierwszej połowie XIX w., a nawet w pierwszym dziesięcioleciu jego drugiej połowy (mówi o tym wspomniany plan sytuacyjny Wisły) mają charakter skupiony. Na mapach późniejszych przedstawione są one już w dużym rozproszeniu, nieraz tak

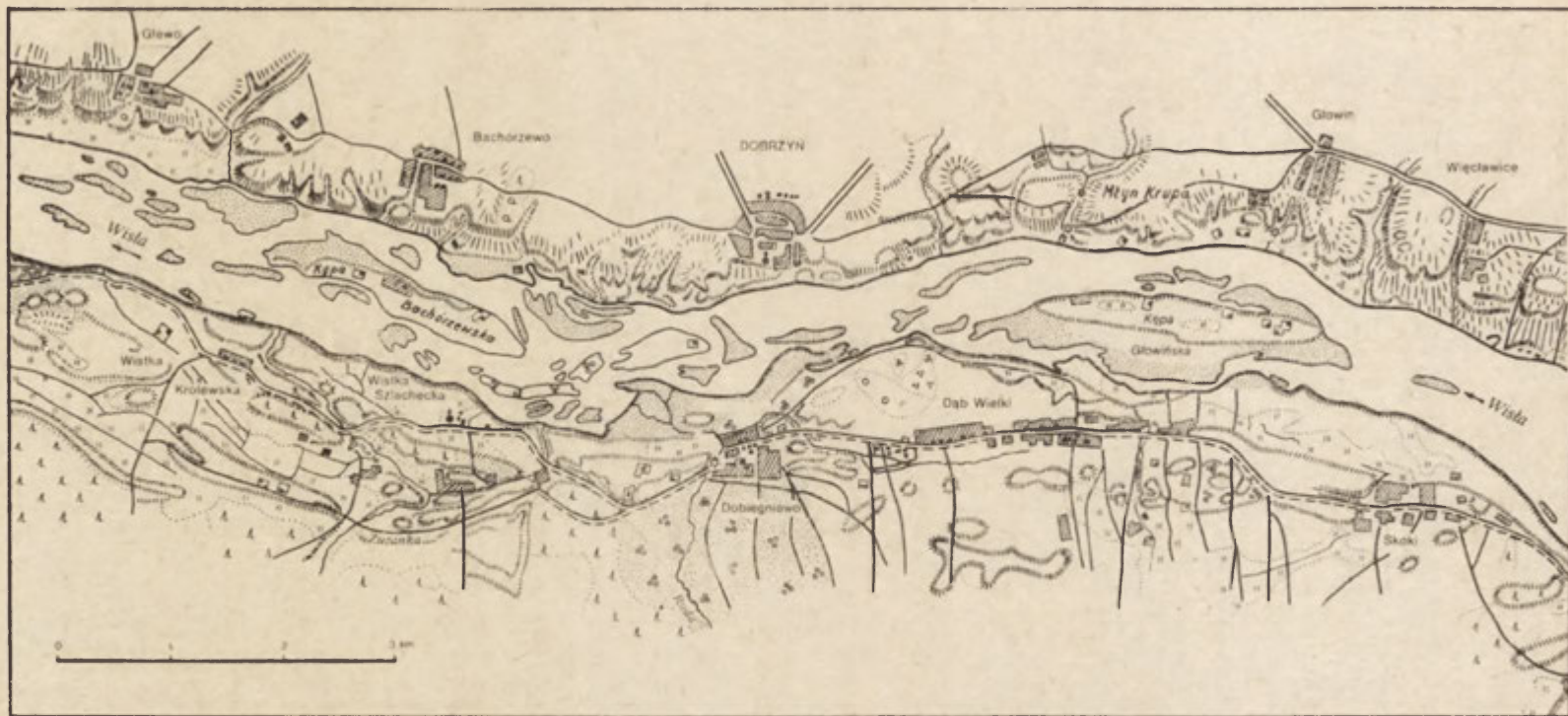
dużym, że zaginął zupełnie ich dawny ośrodek. Konsekwencją zmian osadniczych były zmiany w układzie dróg. Niektóre drogi zaginęły, ale na ogół ilość ich się zwiększyła, nieliczne są te, które przez wspomniany okres zachowały swój przebieg. Uwaga ta dotyczy zwłaszcza tzw. traktów, a więc dróg większych, łączących znaczniejsze skupiska ludzkie nad brzegiem Wisły, w mniejszym stopniu dróg polnych, leśnych itd.

Wybrany przykład zmian koryta Wisły w XIX i pierwszej połowie XX w. znajduje się w Kotlinie Płockiej. Jest nim odcinek Wisły długości około 15 km, mniej więcej w połowie drogi między Płockiem a Włocławkiem. Należy nadmienić, że obraz jego odtworzony na jednej z załączonych mapek na podstawie materiałów kartograficznych z lat 50-tych bieżącego stulecia można zaliczyć do przeszłości. Budowa zapory wodnej pod Włocławkiem, spiętrzenie wód Wisły zmieniły w dużym stopniu konfigurację jej brzegów, zwłaszcza brzegu lewego. Przesunął się on o kilkaset metrów na południe i dzisiaj tworzy go na omawianym odcinku kilkunastometrowej wysokości krawędź tarasu nadzalewowego. Cały obszar tarasu zalewowego wraz z elementami rzeźby, układem dróg i paroma osiedlami znalazł się pod wodą.

Za podstawę do rozważań nad zmianami koryta Wisły w ostatnich stukilkudziesięciu latach przyjęto mapę kwatermistrzostwa (ryc. 1).

Oba brzegi Wisły są kontrastowo wykształcone. Brzeg prawy jest wysoki, stromy, tworzy go krawędź Wysoczyzny Dobrzyńskiej. Porozcinany jest on licznymi erozyjnymi dolinkami, po dnie niektórych z nich płyną potoki. Zarys linii brzegowej jest względnie spokojny, biegnie przeważnie długimi łagodnymi łukami, nie wykazuje ostrzejszych załamań. Jedno z nich pojawia się powyżej Bachórzewa, a powoduje je nieznaczne powierzchniowo piaszczyste odsypisko. Mogło się ono wyłonić jedynie przy niskim stanie wody, dowodem tego jest wielka obfitość piaszczystych mielizn oraz piaszczyste przybrzeża wielkich kęp, które już przy normalnych stanach wody zazwyczaj są zalewane. Odsypiska przybrzeżne niewielkie powierzchniowo, nieznacznie wyniesione ponad poziom rzeki, mają na ogół żywot krótki. Podczas wyższych stanów wody w rzece są zalewane, a w okresach gdy rzeka powiększa swe zdolności transportujące — przenoszone w dół rzeki albo zupełnie przez nią niszczone.

Wielkie kępy na Wiśle mają charakter bardziej stały. Nieraz powierzchniowo rozległe i wyniesione na kilka metrów ponad normalny poziom rzeki niełatwo ulegają niszczeniu. Podczas powodzi często zalewane, po jej ustąpieniu wyłaniają się w tym samym miejscu to uszczuplone, to znowu powiększone powierzchniowo materiałem naniesionym przez rzekę. Linia ich brzegów ulega z tych powodów dużym nieraz zmianom. Niektóre z nich długi swój żywot, często kilkusetletni zawdzięczają czynnikom, które głównie przyczyniają się do ich utrwalenia, zmniejszając niszczyielską działalność wód rzecznych. Kępy te od dawna pokryte są roślinnością trawiastą, występują na nich także liczne zarośla wiklinowe i wierzbowe, a nawet liczne drzewa jak topole, grabina, brzozy itd. Przeświadczony o ich stabilności człowiek nie lękał się zamieszkać na nich, a żyzność gleby utworzonej z nanosów rzecznych sprzyjała zakładaniu licznych sadów, na niewielką skalę pozwałała na uprawę roli. Ich wielkości powierzchniowe są znaczne, sięgają nieraz kilkuset hektarów przeciętnie wahają się w granicach kilkudziesięciu hektarów. Zmienność ich powierzchni jest bardzo duża. O tym przekonują dane zestawione w tab. 1 dotyczące dwóch kęp występujących na omawianym odcinku, tj. Kępy Głowińskiej i Bachórzewskiej. Powierzchnie ich w hektarach zo-



Ryc. 1. Wycinek doliny Wisły według mapy kwaternistrzostwa z lat 20-tych XIX w.

Fragment of Vistula valley, after an old map from about 1820

stały obliczone planimetrycznie na podstawie omówionych map z uwzględnieniem ich podziałek. Największą powierzchniowo kępą na odcinku między Płockiem a Toruniem była i jest nadal Kępa Zielona w pobliżu Ciechocinka. W pewnym okresie czasu liczyła ona ponad 300 ha.

W przeciwieństwie do prawego brzegu lewy jest płaski, nisko wyniesiony ponad poziom rzeki, linia jego wykazuje większy niepokój, liczne, ostre załamania tworzą wiele zatoczek, półwyspów. Elementem stałym, wobec którego można będzie obserwować jego przesunięcia jest krawędź

Tabela 1

Dynamika zmian kępy Głowińskiej i Bachórzewskiej

	Mapa kwatremistrzostwa lata 20-te XIX w.	Plan sytuacyjny Wisły 1860-1866	Dwu-wiorstówka 1901-1903	Mapa topograficzna 1927-1929	Mapa topograficzna lata 50-te XX w.
Kępa Głowińska	216 ha	56 ha	28 ha	45 ha	135 ha
Kępa Bachórzewska	100 ha	83 ha	82 ha	68 ha	54 ha

tarasu nadzalewowego, wzdłuż której ulokowały się liczne osiedla, jak licząc od wschodu: Skoki, Dąb Wielki, Dobiegniewo, Wistka Szlachecka, jedyna wieś na tarasie zalewowym, na niektórych późniejszych mapach zwana Kościelną, Wistka Królewska. Trakt łączący je daje także pewną orientację, chociaż na mapie kwatremistrzostwa jego zachodnia część po Dobiegniewo wykazuje większą ilość załamań. Głęboki łuk, jaki on zatacza na południe między Wistką Szlachecką a Dobiegniewem, nie występuje na mapach późniejszych, na których biegnie on już bardziej wyrównaną linią, zachowując jednak większe załamania tak, jak są one przedstawione na mapie kwatremistrzostwa. Bezwzględnie do jego wyrównania przyczyniła się ręka człowieka, liczne zakręty wydłużały i utrudniały drogę. Na wschód od wsi Skoki, Wisła podcina krawędź tarasu nadzalewowego, następnie oddala się od niego, tworząc początkowo taras zalewowy o szerokości kilkudziesięciu metrów. W kierunku zachodnim szerokość ta coraz bardziej wzrasta, osiąga wartości kilkusetmetrowe, by na wysokości zachodnich krańców wsi Dąb Wielki przekroczyć nawet nieznacznie 1 km. W pobliżu Dobiegniewa taras ten staje się węższy, ale nadal szerokości jego sięgają kilkuset metrów, obejmuje on piaszczystą deltę strumienia Ruda, która wchodząc daleko w głąb koryta rzeki znacznie je zwężyła. Drugi większy strumień na tym odcinku, Zuzanka, uchodzi samodzielnie do Wisły na wschód od Wistki Szlacheckiej. Kościół w tej wsi jest bardzo dobrym punktem orientacyjnym pozwalającym na względnie dokładne obserwowanie przesunięć brzegu rzeki. Na zachód od niej szerokości tarasu maleją i wreszcie ginie on w pobliżu Wistki Królewskiej, bowiem do rzeki dochodzi ponownie krawędź tarasu nadzalewowego (ryc. 1).

Mając powyższy obraz koryta Wisły wraz z morfologicznymi i topograficznymi elementami jego pobrzeża z lat 20-tych ubiegłego wieku można analizując mapy późniejsze prześledzić zmiany w nim zachodzące, ma-

jąc jednak stale na uwadze zastrzeżenia, jakie wysunięto przy omawianiu metod w ich posługiwaniu się. Zwłaszcza dotyczyć to będzie map z XIX w.

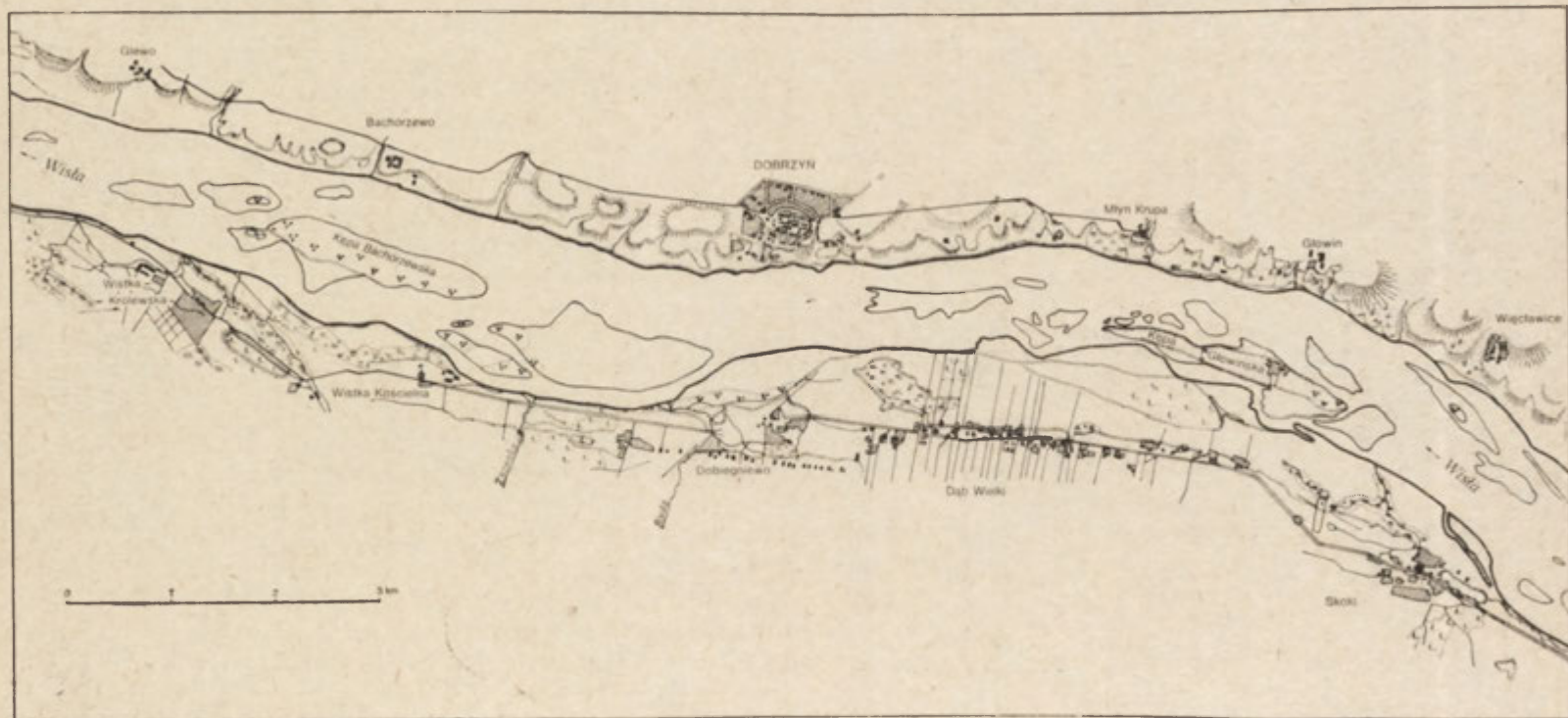
Plan sytuacyjny Wisły przedstawia jej koryto w okresie około 40 lat późniejszym (ryc. 2). Brzeg prawy Wisły nie wykazuje większych zmian, na lewym notuje się ich więcej, chociaż nie są to zmiany na znaczniejszą skalę, a przecież w tym czasie wystąpiły na Wiśle wielkie powodzie, które najbardziej zazwyczaj przeobrażają koryto rzeki. Lata 1844 i 1855 notują według wodowskazu w Toruniu największe wezbrania Wisły, które długo pozostały w pamięci ludzkiej.

Taras zalewowy na całej długości między Skokami a Dobiegniewem zachował się, w niektórych miejscach zwiększając, w innych zmniejszając swoją szerokość. Na ogół została bardziej wyrównana, m. in. kosztem Kępy Głowińskiej. Wąskie ramię rzeczne oddzielające ją od stałego brzegu przesunęło się po jej bardziej wyniesiony obszar, zmniejszając przez to jej powierzchnię. O przebiegu dawnego ramienia świadczy niewielkie starorzecze na wysokości wschodnich krańców wsi Dąb Wielki. Między Dobiegniewem a Wistką Szlachecką rzeka podcięła brzeg, przesuując swe koryto niemal pod trakt łączący obie miejscowości. Delta Rudy została zniesiona, linia brzegowa na tym odcinku posiada bardziej wyrównany przebieg. Tuż przy brzegu pojawiła się wielka, piaszczysta kępa oddzielona od niego wąską odnogą rzeczna. Lokalnie, niewielkie podcięcie brzegu widać także między Wistką Szlachecką a Wistką Królewską. Na ogół przez okres tych 40 lat tak działalność akumulacyjna rzeki, jak i niszcząca nie przejawiała się zbyt silnie i trudno jest stwierdzić, która z nich była bardziej intensywna.

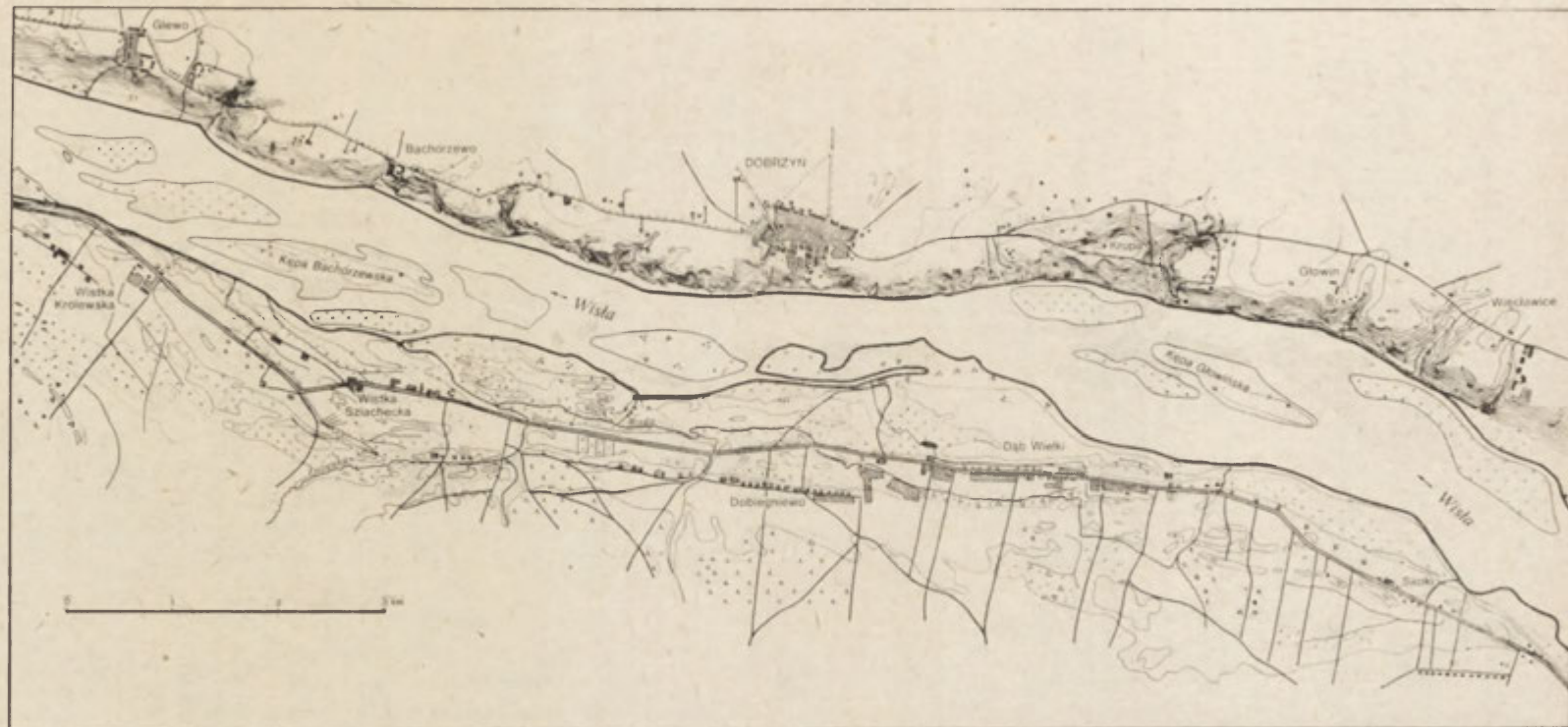
W następnym dwudziestolecium notuje się już na tym odcinku znaczne przesunięcia koryta rzeki zwłaszcza przy jej lewym brzegu. Mówi o tym dwuwiorstówka (ryc. 3), pierwsza z map oparta na dokładnych pomiarach niwelacyjnych terenu. W przeciągu tego okresu czasu miały miejsce trzy wielkie powodzie w roku 1871, 1879 i 1891, podczas których poziom wód Wisły przekraczał wg wodowskazu w Toruniu najwyższe stany powodziowe poprzednio wspomnianych.

Brzeg prawy nadal nie wykazuje większych przeobrażeń, drobne, jeśli zaszły, trudne są do uchwycenia ze względu na różnorodność wykorzystywanego materiału kartograficznego. Lewy brzeg ulegał niszczącemu, jak i akumulacyjnemu działaniu rzeki. Znaczne partie tarasu zalewowego na wysokości Dębu Wielkiego zostały uniesione przez rzekę i jakby osadzone o kilka kilometrów na zachód. Szerokości jego na tym odcinku znacznie zmalały, ramię Wisły dzielące Kępę Głowińską od dawnego brzegu poszerzyło się wielokrotnie. Między Dobiegniewem a Wistką Szlachecką obszar jego wybitnie się powiększył, a to dzięki temu, że pływka zapewne odnoga Wisły została zamulona i wielka kępa zrosła się z dawnym, starym brzegiem. Oba strumienie, które poprzednio uchodziły do tej odnogi, zmuszone zostały do szukania sobie nowych ujść. Ruda, niewielki strumyk, nie miał na tyle siły, by pokonać pas szerokich na kilkaset metrów i wyniesionych nanosów rzecznych i najkrótszą drogą płynąć ku Wiśle, wykorzystał więc podłużne obniżenie terenu po dawnej odnodze i dopiero na wysokości Wistki Szlacheckiej znalazł nowe ujście, o kilka kilometrów na zachód odległe od poprzedniego. W wyniku tego Zuzanka, która dawniej miała także odrębne ujście, stała się dopływem Rudy i razem z nią, wspólnym ujściem, zaczęła odprowadzać swe wody ku Wiśle (ryc. 3).

Pewnym zaskoczeniem są bardzo nieznaczne zmiany linii brzegowej koryta Wisły, jakie zaszły w następnym dwudziestolecium, tj. między pierw-



Ryc. 2. Wycinek doliny Wisły według planu Wisły z lat 60-tych XIX w.
Fragment of Vistula valley, after a map of the Vistula from about 1860



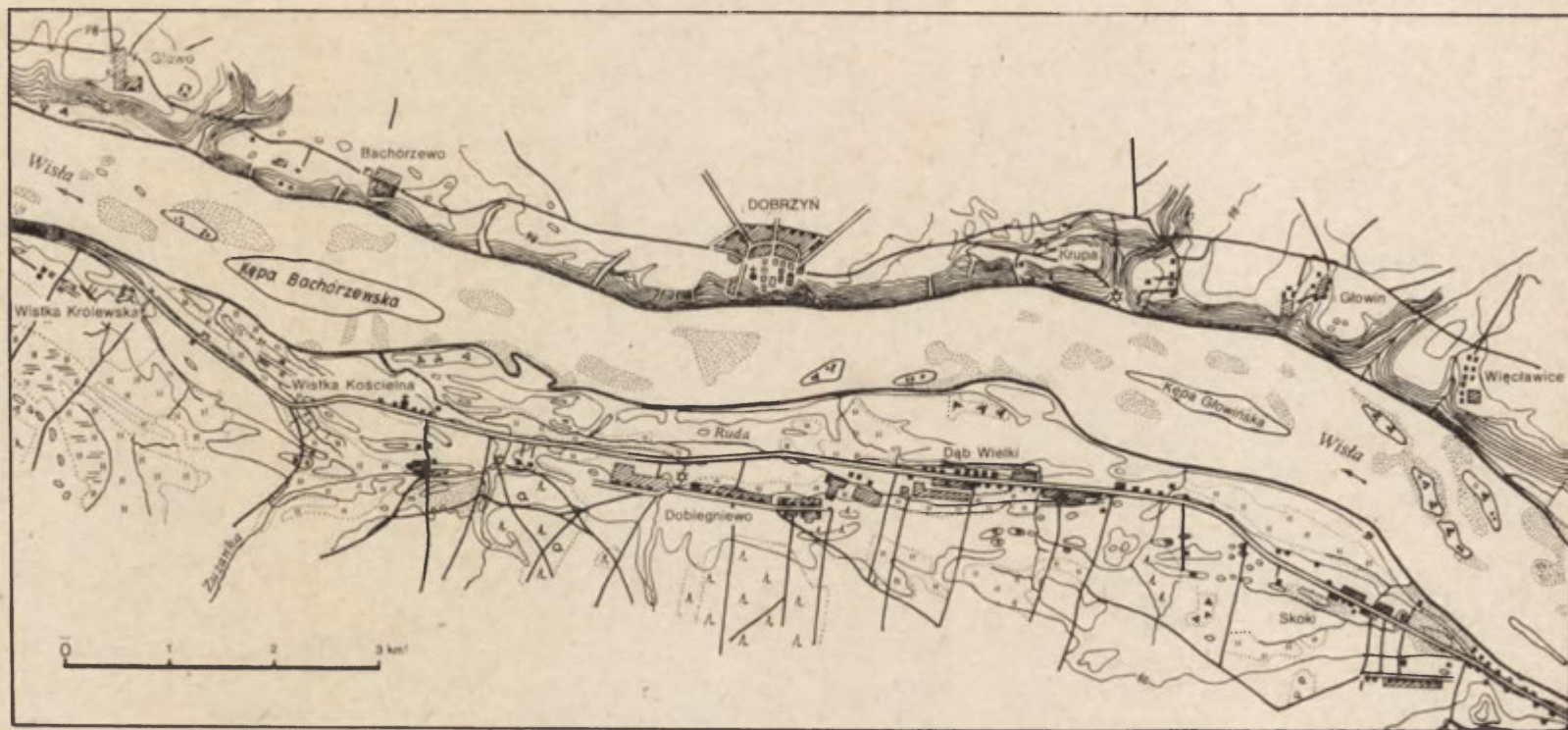
Ryc. 3. Wycinek doliny Wisły według mapy dwuwiorstówki z pierwszych lat XX w.
Fragment of Vistula valley, after a map from the rise of the 20th century

szymi latami bieżącego stulecia a dwudziestymi. Mówią o tym mapy wielkoskalowe z okresu międzywojennego, oparte na zdjęciach terenowych dwuwiorstówki, lecz unacześnione w latach 1927—29 (ryc. 4). Uwaga ta dotyczy obu brzegów Wisły. Unacześnianie najprawdopodobniej było dokonywane podczas stanu wody w rzece poniżej średniego. Świadczy o tym wąska listwa biegnąca wzdłuż wysokiego brzegu od Dobrzynia na zachód oraz liczne wylaniające się mielizny z nurtu rzeki. Jedna z nich, powierzchniowo znaczna, przylega do lewego brzegu na wysokości Dębu Wielkiego. Ujście obu strumieni pozostało bez zmian. Można mówić o pewnej stabilizacji tego brzegu w okresie wspomnianym, której nie naruszyła nawet wielka powódź w 1924 r.

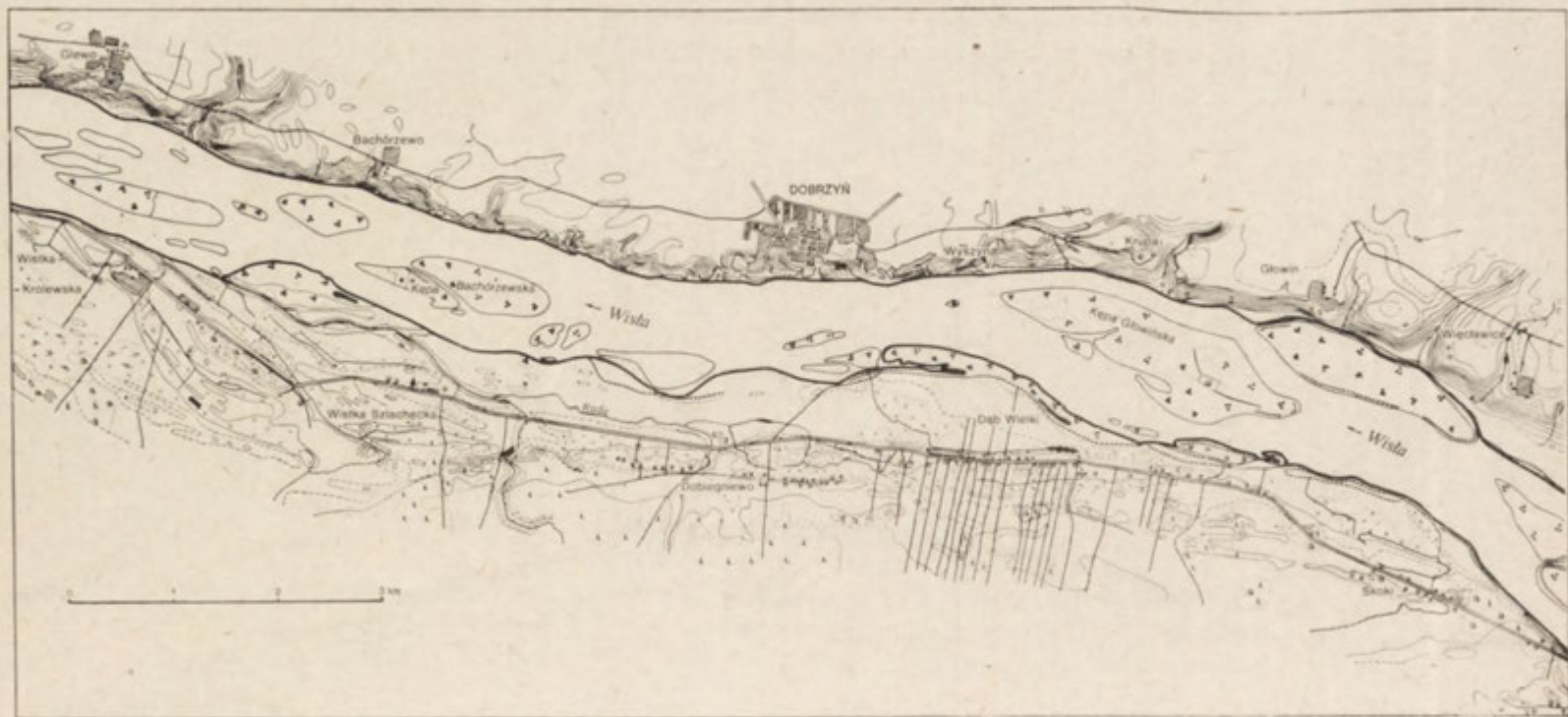
Następny obraz koryta Wisły z lat 50-tych naszego stulecia (ryc. 5) potwierdza na ogół, z jednym wyjątkiem, tę stabilizację oraz wskazuje, że rzeka na pewnym odcinku skierowała swą działalność akumulacyjną ku prawemu brzegowi. W latach dwudziestych zarysowująca się nowa kępa naprzeciwko Więclawic przesunęła się w dół rzeki, powiększając jednocześnie bardzo swą powierzchnię, pokryła się roślinnością krzewiastą i prawdopodobnie zaczęłaby ujawniać tendencję do ustalenia się w tym miejscu. Wąskie ramię Wisły wkrótce wypełniłoby się naniesionymi piaskami i kępa ta zrosłaby się ze stałym brzegiem i zwiększając swoją wysokość przez powodziowe nanosy, stałaby się fragmentem tarasu zalewowego. Podobne przykłady można spotkać na innych odcinkach Wisły między Płockiem a ujściem Drwęcy. Spiętrzenie wód Wisły przekreśliło całkowicie zarysowujące się procesy.

Drugim świadectwem zmiany kierunku akumulacji jest Kępa Głowińska. Na dziewiętnastowiecznych mapach leżała bliżej lewego brzegu i w miarę upływu lat wykazywała skłonności do zmniejszania swej powierzchni. Obecnie obszar jej wielokrotnie się powiększył, przez wchłonięcie dawnych, pobliskich jej mielizn i przesunął się do prawego brzegu. Na lewym brzegu akumulacyjną działalność rzeki pojawiła się przede wszystkim na wysokości Wistki Szlacheckiej. Naniesione piaski, których obszar sięga tutaj do 0,5 km szerokości zmusiły ponownie wspomniane strumienie do szukania sobie nowego ujścia, nadal wspólnego, o przeszło 2 km dalej, na zachód od ujścia poprzedniego. Pozostałe odcinki tego brzegu wykazują gdzieniegdzie niewielkie podcięcia lub akumulacyjną nadbudowę, lecz będą to zjawiska na niewielką skalę.

Podobny charakter zmiany koryta spotyka się i na innych odcinkach Wisły. Omówiony przykład wykazuje jednak ich największą dynamikę. Zmiany te objęły taras zalewowy na długości kilkunastu kilometrów, a nie ograniczały się do niewielkiego jego fragmentu, zmusiły także drobne dopływy Wisły do zmiany kierunku ich dolnych biegów oraz szukania sobie nowych ujść. Wywołane one były bardziej akumulacyjną działalnością rzeki, niż jej bocznym podcinaniem oraz koncentrowały się wzdłuż lewego brzegu. Największą ich intensywność notuje druga połowa XIX wieku. W okresie tym wystąpiły trzy wielkie, katastrofalne powodzie, ale i szereg lat pomiędzy nimi wykazuje bardzo wysokie stany wody, niewiele odbiegające od najwyższych kulminacji.



Ryc. 4. Wycinek doliny Wisły według mapy topograficznej z lat 20-tych XX w.
Fragment of Vistula valley, after a map from the twentieth of the 20 th century



Ryc. 5. Wycinek doliny Wisły według mapy topograficznej z lat 50-tych XX w.
 Fragment of Vistula valley, after a map compiled about 1950

LITERATURA

- (1) Borucki M. *Ziemia Kujawska pod względem historycznym, geograficznym, archeologicznym, ekonomicznym i statystycznym*. Włocławek 1882.
- (2) Czarnota T. *Prace kartograficzne Józefa, Kornela Witkowskiego*. „Wiadomości Służby Geograficznej”, z. 4. Warszawa 1920.
- (3) Ingarden R. *Regulacja Wisły. Monografia Wisły z. 10*. Warszawa 1920.
- (4) Keller H. *Memel-Pregel und Weichselstrom, ihre Stromgebiete und ihre wichtigsten Nebenflüsse t. II i t. IV*. Berlin 1899.
- (5) Kolberg W. *Wisła, jej bieg, własność i splawność cz. 2*. Warszawa 1861.
- (6) Lencewicz S. *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*. P. T. G. Prace II, z. 2. Warszawa 1927.
- (7) Ostrowski J. *Mapy hipsometryczne Polski*. „Dokumentacja Geograficzna”, z. 1. Warszawa 1969.
- (8) Szaflarski J. *Zarys kartografii*. Warszawa 1965.
- (9) Szystowski M. *Roboty regulacyjne na Wiśle*. „Pamiętnik Fizjograficzny” t. 7. Warszawa 1887.
- (10) Winkler R. *Die Weichsel. Ihre Bedeutung als Strom und Schiffahrtstrasse und ihre Kulturangaben*. Leipzig 1939.
- (11) Wojtkiewicz M. *Śródlądowe drogi wodne na tle ewolucji transportu*. Warszawa 1934.

ЛЮЦИАН КОЦ

ИЗМЕНЕНИЯ РУСЛА ВИСЛЫ В XIX И XX ВЕКЕ
МЕЖДУ ПЛОЦКОМ И ТОРУНЕМ

Автор обсуждает начальную фазу своей работы по проблеме изменений русла Вислы в исторический период между Плоцком и Торунем: обсуждает метод работы и использованные источники. Этими источниками являются, главным образом, всевозможные картографические материалы, количество и значение которых будет малеть по мере того, как будем отдаляться от современности. Для разработки изменений русла Вислы в отдаленные века остаются только исторические источники, преимущественно отрывочные. На их основании, часто путем собственных соображений, приходится восстанавливать картину этих изменений. Картографические источники с конца XVIII века, а особенно с XIX века, т.е. с того времени, когда при топографических съемках местности стали применять все более современные методы на базе триангуляции, несмотря на разнообразие шкал и способов изображения местности, позволяют уже с относительной точностью сопоставлять эти источники с современными материалами и следить изменения русла Вислы почти за сто пятидесятилетний период.

Эти изменения ограничивались до участка пойменной террасы, которая в долине Вислы между Плоцком и Торунем не везде наблюдается. Она отсутствует там, где бровки более высоких террас или край плато доходят до самого фарватера реки. Ширина пойменной террасы, в общем незначительно превышает ширину реки при среднем уровне воды, поэтому изменения ее русла ограничивались до подмыва, а часто до аккумуляции правого или левого берега. Только в двух случаях, где ширина пойменной террасы достигает нескольких километров, на основании морфологических предпосылок можно сделать вывод, что река полностью изменила свое русло, а именно у Плоцка —

Радзивя, а также у Техотинка. Интересной, но также трудной проблемой, при дальнейшей разработке этой томы, будет выяснение когда этот факт имел место и как долго река текла новым руслом.

В конце статьи автор обсудил, в качестве примера, динамику изменений русла Вислы в XIX и XX столетии на избранном участке реки в Плоцкой котловине. Сравнительный анализ картографических материалов с минувшего и настоящего столетия показывает, что правый берег реки, которым является крутой и высокий склон добжинского плато, отличался довольно значительной стабильностью. Левый берег — наоборот. Здесь появляется значительных размеров участок пойменной террасы, который тянется полосой длиной более чем в десять километров. Часто заливаемый паводковыми водами Вислы он подвергался многим преобразованиям. Река его подмывала, разрушая значительные участки но чаще, вследствие аккумуляции, наблюдалось здесь созидательная работа реки, которая оставляла песчаные наносы. Эти процессы были настоль интенсивными, особенно во второй половине XIX века, что два притока Вислы — Руда и Зусанка были вынуждены искать себе новые устья. Более крупные острова на Висле, из которых некоторые находились в состоянии стабилизации уже несколько веков также подвергались многим преобразованиям. В периоды интенсивной эрозионно-транспортной деятельности реки — их площади сокращались, а при ослаблении этой деятельности — увеличивались благодаря накоплению аккумулятивного материала. Из размеры достигали нескольких десятков гектаров, а в периоду усиленной аккумуляции реки — превышали даже двести гектаров.

Пер. Б. Миховского

LUCJAN KOC

19TH AND 20TH CENTURIES' CHANGES IN VISTULA CHANNEL BETWEEN PŁOCK AND TORUŃ

The author discusses the initial phase of his studies of the changes, which the Vistula channel underwent in historical time in its course between Płock and Toruń, mentioning the methods he applied and the sources he had to rely upon. These sources were, first of all, all the cartographical material available, the quantity and the reliability of which was decreasing with remoteness from modern times. For determining the changes of the Vistula channel which took place in ancient times, the only source material are written records, mostly rather fragmentary; from these must be imagined, mostly by deduction, the kind of past changes. More valuable is the cartographic source material from the end of the 18th and, especially, from the 19th century, i. e. from the period in which progressively new methods were applied, based on triangulation networks, for topographic surveys of the landscape. For all the different scales used and different symbols applied for marking landforms, these later source data made possible a relatively accurate confrontation with modern cartographic records, thus a reconstruction of the changes which the Vistula channel underwent during the last hundred odd years.

These changes were limited in nature to areas covered by the flood terrace which does not exist everywhere in the Vistula valley between Płock and Toruń. No flood terrace has developed where the edges of higher terraces or the plateau margin are close to the river channel. As a rule, the width of the flood terrace barely exceeds the width of the river at mean water levels; in consequence the

changes in the river channel are limited to scarp undercutting and, more often, to aggradation on the right or left bank. In two instances only, where the terrace is wider than a few kilometres, one may conclude on the basis of morphological features, that the river changed its channel completely: at Płock-Radziwie and at Ciechocinek. In further investigations on this subject it will be interesting but difficult to determine, when these radical changes took place and for how long the river did follow its new channel.

In concluding his study the author dwells on an example illustrating the dynamics of the changes of the Vistula channel, which in the 19th and 20th centuries took place in a selected stretch within the Płock Basin. His critical comparison of cartographic material from the past century with modern maps reveals that the right bank, steep and formed by the edge of the Dobrzyń Plateau, has been fairly stable. The opposite applies to the left bank. Over the long distance of a score kilometers a wide flood terrace borders this bank which suffered a variety of transformations, due to being frequently submerged by flood waters. The river undercut this bank and destroyed considerable areas of land, but even more often the water caused the formation of widespread sheets of debris to be accumulated here. These processes, especially those of the later half of the 19th century, have been so powerful that two tributaries, the Ruda and the Zuzanka, had to carve new outlets to join the Vistula. The larger sandbanks in the Vistula channel, even those which had been firmly established for a long time, also underwent repeated changes. At times of high water which increased the erosive and transporting power of the river, these sandbanks used to grow smaller; afterwards, when the flood subsided, the sandbanks grew again in size due to accumulation of new material. The sandbanks used to average some fifty or more ha each, but in consequence of increased accumulation they were apt to grow to 200 ha or more.

Translated by *Karol Jurasz*

ALBERT BUBIEŃ

Problem ochrony stoku na przykładzie strefy rozcięcia Wysoczyzny Gorzowskiej

*The problem of slope protection, with the zone of dissection
of the Gorzów Plateau as example*

Zarys treści. Autor dokonuje inwentaryzacji procesów, które obniżają przydatność stoku dla potrzeb rolnictwa. Akcentuje wpływ budowy geologicznej i morfologii terenu na przebieg tych procesów.

Postępująca dewastacja środowiska naturalnego skłania do bardziej szczegółowego zajęcia się problemem ochrony krajobrazu. Dla oceny stopnia zagrożenia środowiska istotne znaczenie ma inwentaryzacja tych procesów, które wywierają destrukcyjny wpływ na potencjał produkcyjny stoku; w przypadku Wysoczyzny Gorzowskiej chodzi przede wszystkim o przydatność dla potrzeb rolnictwa. Badania procesów destrukcyjnych autor oparł głównie na bezpośrednich kilkuletnich obserwacjach. Charakter procesów zależy w dużym stopniu od ogólnej specyfiki środowiska geograficznego terenu.

Zarys stosunków geomorfologicznych w powiązaniu z budową geologiczną

Wysoczyzna Gorzowska jest równiną morenową znajdującą się na zapleczu moreny czołowej stadium frankfurcko-poznańskiego zlodowacenia bałtyckiego. Wysoczyzna sąsiaduje od południa z Pradoliną Wisły—Noteci, z pozostałych stron otacza ją szerokim łukiem Sandr Myśli — Santoczny¹. W obrębie wysoczyzny można wyróżnić dwie części: wschodnią i zachodnią; granicą jest południkowa dolina potoku Kłodawka.

Część zachodnia wysoczyzny leży na ogół powyżej 80 m n.p.m. i reprezentuje krajobraz równiny morenowej. Jej centralny obszar zakresłony poziomą 120 m n.p.m., obejmuje powierzchnię 4,8 km², co stanowi 3,1% zachodniej części wysoczyzny. Znajduje się tu kulminacja — 145,2 m n.p.m. Przebiegają tędy pasma moren czołowych, które — według Dammera² odpowiadają glacitektonicznie spiętrzonym struktorom podłoża mioceńskiego.

¹ T. Bartkowski. *Podział Polski Północno-zachodniej na regiony fizyczno-geograficzne*. UAM w Poznaniu, seria Geografia, nr 4, 1968.

² B. Dammer. *Geologisch-morphologische Übersichtskarte des südlichen Neumark und angrenzenden Gebiete*. Preuss. Geolog. Landesanstalt, 1931.

We wschodniej części wysoczyzny jedynie pojedyncze jej płaty wznoszą się powyżej 80 m n.p.m., natomiast wysokości przeciętne mieszczą się w granicach 70—80 m n.p.m. Kulminacja, położona na północny wschód od Wawrowa, osiąga 94 m n.p.m. Tę część wysoczyzny cechuje przewaga krajobrazu równiny morenowej falistej.

Wysoczyznę urozmaicają charakterystyczne połogie obniżenia o przebiegu zbliżonym do południkowego. Obniżenia w sposób „przełomowy” przecinają grzbiet wysoczyzny. Jest znamiennie, że dalszego ich ciągu można się dopatrzeć zarówno w układzie niektórych rynien na sandrze, jak i w przebiegu większych form erozyjnych rozcinających wysoczyznę w jej części południowej i skierowanych wylotami ku pradolinie. Fakt ten można wytłumaczyć kierunkami spękań lądolodu w czasie jego ostatniego pobytu na tym terenie³. Z przedstawionymi obniżeniami i ich odgałęzieniami związany jest system bardzo płytkich, słabo zarysowanych smug denudacyjnych — form rozpowszechnionych również w innych częściach Nizy Polskiego⁴. System obniżeń przeplata się z kopulastymi ostańcowymi fragmentami wysoczyzny. Ten typ krajobrazu jest charakterystyczny dla rozległych połąci środkowej partii wysoczyzny.

Ku południowi, tj. ku pradolinie wysoczyzna opada stromą krawędzią, porożcinaną formami dolinnymi o bardzo zróżnicowanej morfometrii. Znajdujemy tu zarówno duże doliny erozyjno-denudacyjne, jak i mniejsze formy, takie jak wąwozy, parowy, debrze, niecki denudacyjne i inne. Strefę rozcięcia urozmaicają ponadto liczne formy antropogeniczne: skarpy, sztuczne terasy, pasy buforowe itp. Pomimo istnienia urządzeń przeciwerozrywanych, strefę cechuje duża dynamika stokowych procesów destrukcyjnych.

Dla naszych rozważań istotne znaczenie ma budowa geologiczna powierzchniowych partii strefy rozcięcia. Dominującym utworem powierzchniowym w tej strefie jest glina bałtycka — utwór morenowy, żółto-szary, z dużą domieszką gładów i gładików. Gлина ta tworzy pokład o dużej miąższości w okolicach Santoka; natomiast dalej ku zachodowi, koło Czechowa, Gorzowa, Łupowa i Jenina stanowi cieńszą pokrywę osłaniającą serię piasków wodnolodowcowych. Fakt ten ma duże znaczenie dla oceny stopnia zagrożenia stoku przez procesy destrukcyjne.

Destrukcyjne przemiany stoku

Naturalne pierwotne pokrycie terenu stanowił las. Jak wiadomo, las jest najskuteczniejszą osłoną gruntu przed erozją. Obecnie zbiorowiska leśne, wprowadzone przez człowieka, zajmują jedynie najbardziej ku zachodowi wysuniętą część wysoczyzny, a mianowicie partię czołowomorenową i zachodnią część strefy rozcięcia. Pozostałe obszary wysoczyzny użytkowane są rolniczo; stanowią one bazę żywnościową Gorzowa. Roślinność wprowadzona przez człowieka, czyli sezonowa monokultura, nie zapewnia glebie skutecznej osłony. Pomniejsza to z kolei rolę gleby jako powłoki ochronnej podłoża. Dlatego poznanie przemian stoku ma duże znaczenie dla rolnictwa.

³ T. Bartkowski, A. Bubień. *Formy rozcięcia prawego brzegu Kotliny Gorzowskiej między Płomykowem a Witnicą*. „Sprawozd. Pozn. Tow. Przyj. Nauk”, 1966.

⁴ Por. M. Dorywalski. *Przykład mapy morfodynamicznej. Studia z geomorfologii dynamicznej*. Łódzkie Tow. Naukowe, Wyd. III, nr 54, 1958.

Przegląd strefy rozcięcia ujawnia miejsca dominacji poszczególnych procesów oraz stopień ich zaawansowania.

Jak już wspomniano wyżej, budowę geologiczną wschodniej części strefy cechuje wyraźna przewaga gliny. W rejonie Santoka i Gralewa powierzchnia wysoczyzny tworzy stoliwo urozmaicone słabo zarysowanymi podłużnymi obniżeniami skierowanymi ku południowej krawędzi wysoczyzny. Ta krawędź jest rozcięta stromościennymi formami erozyjnymi (głębokie, ustabilizowane darnią i krzewami wąwozy koło Santoka). Głównym czynnikiem destrukcyjnym w obrębie stoliw jest ablacja wód opadowych, natomiast w wąwozach erozja liniowa i w mniejszym stopniu zerwy ziemne jako przejaw ruchu mas. Przyczyną tych przemian są przede wszystkim gwałtowne letnie ulewy. Zdolność gliniastego podłoża do szybkiego wchłaniania wody jest znikoma; wody opadowe koncentrują się w obniżeniach równiny morenowej i odpływają ku strefie krawędziowej, gdzie wpadają do wąwozów, przy czym ich ruch ulega gwałtownemu przyśpieszeniu. Jednakże człowiek zrobił wiele, by zahamować rozwój erozji liniowej; w tym celu pozakładał liczne pasy buforowe, zastosował zadarnienie i zakrzewienie zboczy oraz wytyczył szlaki szybkiego odpływu skoncentrowanego. Nie zdołał wszakże tej erozji ograniczyć w stopniu zadowalającym, szczególnie w wyższych partiach terenu bezpośrednio przyległych do wąwozów. Partie te są pochylone ku wąwozom i postępy erozji liniowej są tu widoczne. Przyśpiesza to z kolei ablacyjne działanie wód opadowych na większych obszarach wysoczyzny.

W środkowej części strefy — w rejonie Górek, Czechowa i Gorzowa udział gliny w budowie powierzchniowych partii wysoczyzny maleje. Gлина bałtycka zwana górną przykrywa tu osady fluwioglacjalne stosunkowo cienką powłoką. Przemiany destrukcyjne stoków w tej części strefy rozcięcia polegają głównie na wypłyceniu poziomu próchnicznego gleby, a następnie degradacji pokrywy gliniastej na stokach o dużym nachyleniu (ryc. 1 A3). Odsłonięcie poziomu iluwianego gleby znajduje często swój wyraz w rdzawym zabarwieniu gruntu po orce. Rozmyty materiał gliniasty przemieszcza się ku dołowi, przykrywa gleby dalszego odcinka stoku i zmniejsza ich przewiewność. Również staczanie się gliniastych grud w suchych porach roku przyspiesza ubytek materiału gliniastego w górnej części stoku. Na wododziałowych partiach terenu degradacja gliny „górną” powoduje powstawanie piaszczysto-głazowych pokryw rezydualnych.

Na szczególną uwagę zasługuje zjawisko degradacji cienkiej gliniastej pokrywy stokowej osłaniającej serię piasków wodnolodowcowych. Jeśli pokrywa zostaje zdenudowana, odsłonięte piaski szybko przemieszczają się ku dołowi stoku i nakładają na gleby dolnej części wzniesienia w postaci jałowych deluwiów (ryc. 1-A5). W odsłonięciu przy ul. Drzymały w Gorzowie natrafiono na kilka poziomów gleb kopalnych przedzielonych pokrywami deluwalnymi.

Znaczny ubytek materiału w obrębie stoku ułatwia koncentrację wody i rozwój erozji. Jeśli proces jest zaawansowany (fot. 1), próby jego zahamowania są kosztowne i często nieudane.

Ekspozowane ku zachodowi zbocza dolin w strefie rozcięcia są podatne na rozwój niecek ablacyjnych (fot. 2). Wszelkie rozcięcia stoków i towarzyszące im piaszczyste stożki usypiskowe są wykorzystywane lekkomyślnie przez miejscową ludność jako przejścia wpoprzek zbocza. W tym wypadku wydeptywanie staje się ważnym czynnikiem degradacji zbocza.

W zachodniej części wysoczyzny, w związku z sąsiedztwem strefy maarginalnej, wzrasta udział piasków zwałowych w budowie stoku. Jako przykład może służyć dolina erozyjna potoku Łupica. Stwierdza się tu wyraźną zależność między stosunkami morfometrycznymi a budową stoku. Dolinę cechuje wyraźna asymetria profilu poprzecznego. W biegu środkowym i dolnym bardziej strome są zbocza wschodnie. Zbocza te, podobnie jak w okolicach Santoka, sąsiadują z płaskimi stoliwami wysoczyzny; oba elementy krajobrazu zbudowane są z gliny bałtyckiej. Zbocza są zadarnionne lub zalesione, wzmocnione pasami buforowymi i skarpami. Dynamiką przemian stoku jest tu niewielka. Natomiast zbocza zachodnie, łagodnie nachylone, przechodzące stopniowo w powierzchnię wododziałową, noszą żywe ślady erozji i denudacji; na niektórych odcinkach tych zboczy uformowały się szlaki grawitacyjnego przemieszczania pokryw piaszczysto-głazowych, charakterystycznych dla zasięgu strefy marginalnej lądolodu. Dno doliny Łupicy jest zbudowane z piasków, porośnięte lasem lub ustabilizowane darnią. Jednakże po większych ulewach, w wyniku gwałtownego działania skoncentrowanych wód, darń zostaje naruszona, a luźne podłoże uruchomione; stąd liczne dobrze denne jako wynik erozji oraz stożki naapływowe jako rezultat nagromadzenia. Dno doliny nie stanowi zatem przydatnego terenu dla potrzeb rolnictwa.

Wykazano już wyżej, że niektóre formy dolinne strefy rozcięcia i pozostałych części wysoczyzny stanowią jeden system. Od głównych szlaków „przełomowych” odgałęziają się połogie smugi denudacyjne, sąsiadujące z łagodnymi wypukłościami ostańców morenowych. Wzrasta tu rola czynnika antropogenicznego, a szczególnie przemieszczanie materiału spowodowane zabiegami agrotechnicznymi. W silnie urozmaiconej strefie rozcięcia krytyczny układ stosunków denudacyjnych wiążemy z wypukłością stokową — tu bowiem następuje najszybciej wypływanie poziomu próchnicznego, denudacja gliny i odsłonięcie fluwiogłacjału. Jeśli ze stromizną stokową sąsiaduje płaskie stoliwo wysoczyzny, to w jego obrębie dynamika przemieszczania materiału jest słaba; istnieje tu predyspozycja do zachowania i rozbudowy poziomu akumulacyjnego gleby (ryc. 1—A1). Podobną sytuację spotykamy w mniej więcej wyrównanych partiach środkowej części wysoczyzny (ryc. 1—B1). Jeśli natomiast przekrój poprzeczny ostańca morenowego ma kształt stożka, wówczas jego wąska partia wododziałowa spełnia w pewnym sensie funkcję odcinka wypukłego stoku, wykazuje bowiem największą predyspozycję do rozwoju denudacji. Tu też następuje najszybciej piaszczenie gliny, nagromadzenie residuów, a w wypadku całkowitego usunięcia gliny, odsłonięcie piasków fluwioglacjalnych i ich wynoszenie (ryc. 1—B5). Procesy te w warunkach terenowych są silnie wkomponowane w całość kształt przemian środowiska, zróżnicowane w przestrzeni i w stopniu zaawansowania.

W wyniku przeglądu całości strefy rozcięcia można stwierdzić istnienie następujących przemian stoku, destrukcyjnych z punktu widzenia rolnictwa:

1. rozwój bruzd erozyjnych jako rezultat erozji liniowej (fot. 3),
2. powstawanie debrz zboczonych (fot. 4) i dennych,
3. denudacja powłoki glebowej głównie w wyniku ablacji wód deszczowych,
4. powstawanie niecek ablacyjnych (fot. 2),
5. przyspieszone rozmywanie i piaszczenie gliny górnej następujące po degradacji powłoki glebowej,



Fot. 3. Bruzda erozyjna na kra-
wędzi wysoczyzny — wynik erozji
liniowej

Erosive furrow in plateau scarp —
the result of linear erosion



Fot. 2. Niecka ablacyjna koło Wiep-
rzyć, pogłębiona wskutek wydepty-
wania

Ablation basin near Wieprzyce,
deepened by trampling



Fot. 1. Odślonięcie i translokacja
piasków fluwioglacjalnych na kra-
wędzi wysoczyzny w Gorzowie

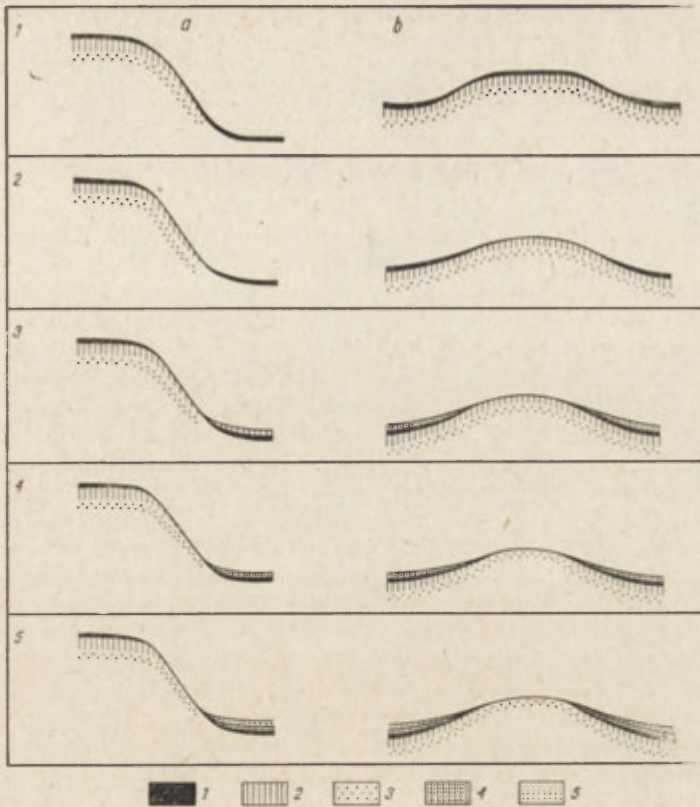
Exposure and translocation of flu-
vioglacial sands in scarp of Gorzów
Plateau



Fot. 4. Debrza zboczowa jako następstwo rozcięcia kołowego. Okolice Czechowa
Slope gully — the effect of wheeltrack incision. Region of Czechów



Fot. 5. Odsłonięcie piasków w wyniku zdenudowania pokrywy gliniastej.
Okolice Czechowa
Exposure of sands, resulting from denudation of loam cover. Region of Czechów



Ryc. 1. Schemat rozwoju procesów destrukcyjnych
Diagrammatical picture of gradual development of destructive processes

6. przemieszczanie w dół stoku piaszczysto-głazowej pokrywy rezydualnej, powstałej po rozmyciu gliny „górnej”,

7. przemieszczanie w dół stoku nieprzewodnych pokryw deluwialnych z rozmytej gliny,

8. odsłonięcie piaszczystej serii fluwioglacjalnej — po zniszczeniu pokrywy gliniastej (fot. 5),

9. przemieszczanie w dół stoku jałowych deluwii, powstałych z odsłoniętych piasków fluwioglacjalnych,

10. przemieszczanie piaszczysto-głazowego materiału zwałowego pochodzącego z górnych partii zlewni w sąsiedztwie strefy marginalnej,

11. nagromadzenie w obniżeniach terenu piaszczystych koluwiów i proluwii,

12. powstawanie zerw ziemnych jako przejaw ruchu mas,

13. akceleracja procesów erozji i denudacji w wyniku rozcięcia kołowego (fot. 4), odsłonięć eksploatacyjnych itp.

Jeśli przyjąć klasyfikację morfologicznych i strukturalnych przemian gleb zastosowaną przez K. Koreleskiego⁵, to wyszczególnione wy-

⁵ K. Koreleski. *Próba geomorfologicznej klasyfikacji procesów erozji gleb*. „Czas Geogr.” t. XLII, z 1, 197.

zej procesy należałoby zaliczyć do degradacji mechanicznej (1, 2, 3, 4, 5, 8, 12, 13) oraz do tzw. akumulacji szkodliwej (6, 7, 8, 9, 10, 11). Podział ten jest oczywiście względny. Większość procesów można bowiem zaliczyć zarówno do pierwszej, jak i drugiej grupy.

Problem ochrony stoku

Lista powyższa wskazuje na wagę problemu. Stopień zagrożenia stoku przez poszczególne procesy ma własną specyfikę. Niektóre procesy rozwijają się szybko i przejawiają w tak wyraźnych formach jak bruzdy erozyjne, debrze, niecki ablacyjne itp., inne działają niejako w ukryciu, co bynajmniej nie oznacza, że są mniej groźne⁶. Do tych ostatnich należy „powierzchniowa” degradacja gliny górnej. Obecna rodzajność gleb wschodniej i środkowej części strefy rozcięcia (przewaga pszenno-buraczanego kompleksu przydatności rolniczej gleb — tzw. kompleks 3)⁷ wynika właśnie z faktu istnienia tej gliny. Powoli postępujący „powierzchniowy” ubytek tej gliny — głównie wskutek ablacji wód opadowych — jest trudno zauważalny, tym bardziej, że nie wywołuje wyraźnego spadku plonowania. Rolnik jest zaalarmowany dopiero faktem odsłonięcia się piasków podłoża, kiedy jest już za późno. W różnych miejscach badanego obszaru zaawansowanie procesów degradacji gliny górnej jest różne. Wyraźne postępy poczynił ten proces koło Czechowa (fot. 5). W całej środkowej części strefy rozcięcia, wskutek zaniedbania ochrony stoku, uwidacznia się tendencja do odsłonięcia osadów wolnolodowcowych. Na terenach położonych nieco dalej w głąb wysoczyzny wyraźne postępy poczynił proces piaszczenia gliny i przemieszczania deluwiów.

Odrębne zagadnienie to użytkowanie terenu z punktu widzenia ochrony zasobów środowiska. Analizy wymaga rozmieszczenie zalesień, wprowadzanych na niektóre stanowiska przydatne raczej dla sadownictwa oraz celowości rolniczego użytkowania terenów, których przydatność wskutek degradacji jest wątpliwa.

Ochrona stoku — to również zabezpieczenie i korekta istniejących już urządzeń przeciwerozyjnych takich jak skarpy, pasy buforowe, terasy i in. Urządzenia te są skoncentrowane głównie na stromiznach zbocza pradoliny i dotychczas spełniają pozytywnie swoją rolę. W miarę wzrostu odległości od krawędzi ilość urządzeń wyraźnie maleje ze szkodą dla ochrony krajobrazu. Potrzeby w zakresie zagospodarowania przeciwerozyjnego oraz funkcjonalność istniejących urządzeń powinny być ponownie rozważone z uwzględnieniem wyników badań nad aktualnym i potencjalnym zagrożeniem stoku.

Próba kartograficznego ujęcia procesów stokowych jest mapa morfodynamiczna, sporządzona dla potrzeb ochrony stoku (fragment mapy — patrz ryc. 2). Na mapie wyodrębniono m. in. tzw. strefy stokowe: eluwalną, deluwalną i aluwalną. Strefę eluwalną cechuje ubytek materiału, w odróżnieniu od pozostałych stref, dla których charakterystyczna jest translokacja materiału czyli zarówno ubytek, jak i przyrost. Charakter tej translokacji jest w obu strefach różny. W strefie deluwalnej translokacja jest wynikiem głównie ruchu mas⁸ i ablacji wód deszczowych; w oparciu

⁶ Por. J. Żółciński. *Deluwalne procesy glebowe jako skryty bicz rolnictwa*. „Roczn. Nauk Roln.” t. 22, 1929.

⁷ H. Kern. *Mapa glebowo-rolnicza powiatu gorzowskiego*. Rękopis, 1966.

⁸ Por. M. Dorywałski, op. cit.

o hipsometrię przedstawiono na mapie główne szlaki przemieszczania deluwii. W strefie aluwialnej, ze względu na wyjątkowo małe spadki, ruch mas jest nieznaczny, wzrasta natomiast rola przemieszczania i erozji liniowej związanych z epizodyczną koncentracją wód opadowych.

Fakty te mają znaczenie dla ochrony potencjału produkcyjnego stoku. Ochrona strefy eluwialnej polega na hamowaniu denudacji „powierzchniowej” poprzez zapewnienie stokowi osłony glebowej z dobrze rozbudowanym poziomem próchnicznym. W strefie deluwialnej ingerencja człowieka



Ryc. 2. Strefa rozcięcia Wysoczyzny Gorzowskiej. Fragment mapy morfodynamicznej dla potrzeb ochrony stoku

Zone of dissection of Gorzów Plateau. Fragment of morphodynamic map prepared for purposes of slope protection

polegałyby m. in. na uporządkowaniu spadków terenu. Szczegółowa ekspertyza dotycząca terasowania zboczy, kierunku orki itp. powinna uwzględniać główne szlaki przemieszczania deluwii. W strefie aluwialnej konieczne jest uregulowanie odwodnienia w celu ochrony przed erozją liniową.

Jak wiadomo, istnieją ściśle powiązania między procesami występującymi w różnych strefach stokowych, współzależność przemian obejmuje

bowiem cały stok. Fakt ten powinien być uwzględniany w trakcie zagospodarowania stoku. Szczególną uwagę należałoby zwrócić na te elementy geologiczne, które mają decydujące znaczenie dla rodzajności gleb. Ochrona tych elementów powinna stać się obowiązującym na co dzień zadaniem gospodarczym.

Wnioski

Na terenach rolniczych stok jest ważnym elementem przestrzeni produkcyjnej. Dla opracowania koncepcji ochrony stoku niezbędne jest:

1. określenie, które elementy geologiczne stoku mają zasadnicze znaczenie dla jego przydatności rolniczej,
2. dokonanie inwentaryzacji aktualnych procesów destrukcyjnych, szczególnie w obrębie wspomnianych elementów,
3. ocena potencjalnego zagrożenia stoku, prognozowanie rozwoju procesów destrukcyjnych,
4. ocena funkcjonowania istniejących urządzeń przeciwoerozyjnych i ich korekta; propozycje nowych przeciwoerozyjnych przekształceń stoku.

W przypadku strefy rozcięcia Wysoczyzny Gorzowskiej ochrona zasadniczo sprowadza się do zahamowania degradacji pokrywy zbudowanej z najmłodszej gliny. Jest to utwór na tym terenie najżyźniejszy a równocześnie najbardziej wyeksponowany na działanie erozji i denudacji.

АЛЬБЕРТ БУБЕНЬ

ПРОБЛЕМА ЗАЩИТЫ СКЛОНА НА ПРИМЕРЕ ЗОНЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ ГОЖОВСКОГО ПЛАТО

На сельскохозяйственных землях склон является важным элементом производственной площади. Для разработки концепции защиты склона необходимо:

- 1° определить, которые геологические элементы склона имеют основное значение для его сельскохозяйственной пригодности;
- 2° провести инвентаризацию актуальных разрушительных процессов, особенно в пределах упомянутых элементов;
- 3° оценить потенциальную угрозу склону, предусмотреть развитие разрушительных процессов;
- 4° оценить функционирование существующих противоэрозионных приспособлений и их поправка, предложить новые противоэрозионные преобразования склона.

В зоне расчленения Гожовского плато защита склона сводится, в основном, к задержанию деградации покрова сложенного наимладшим балтийским суглинком. Это образование, в этой местности, наиболее плодородное и одновременно наиболее выставленное на эрозионную и денудационную деятельность.

В статье сделан обзор наиболее важных разрушительных процессов; развитие некоторых из них автор дает в форме модели, помещает он также часть мифродинамической карты, разработанной для нужд защиты ландшафта.

Пер. В. Миховского

ALBERT BUBIEN

THE PROBLEM OF SLOPE PROTECTION, WITH THE ZONE OF DISSECTION
OF THE GORZÓW PLATEAU AS EXAMPLE

In agricultural regions a slope is an important element of the productive surface. Indispensable for deciding on a concept how to protect a slope is:

1. the knowledge which geological elements of the given slope are of principal importance for its agricultural value,
2. an inventory of actual destructive processes, especially those taking place within the elements mentioned,
3. an estimate of the potential danger to the slope and a forecast of the probable course of destructive processes,
4. an appraisal of the effectiveness of the existing anti-erosion measures; their improvement; suggestions of new anti-erosion transformations of the slope.

With regard to the zone of dissection of the Gorzów Plateau, the protective measures resolve themselves to counteracting the degradation of the cover which here is built of the youngest Baltic till. In this region this deposit is the most fertile and, at the sametime, the one most seriously exposed to erosive and denuding processes.

The author's study contains a survey of the most destructive processes; by means of a model he presents the way some of them develop. He also adds the fragment of a morphodynamic map prepared for the requirements of landscape preservation.

Translated by *Karol Jurasz*

URSZULA URBANIAK-BIERNACKA

Obserwacje hydrogeologiczne w wydmach Puszczy Kampinoskiej

The hydrogeological observations made in the dunes of the Kampinos Forest

Zarys treści. Praca przedstawia wyniki badań terenowych wykonanych w Puszczy Kampinoskiej. Znajomość budowy geologicznej wybranych wydym i ich podłoża oraz niwelacja zwierciadła wód podziemnych, pozwoliły na ustalenie ogólnych wniosków dotyczących występowania i zachowania się wód podziemnych oraz kierunku ruchu wód gruntowych na obszarze Puszczy Kampinoskiej.

Stosunki hydrogeologiczne śródlądowych obszarów wydmych nie zostały dotychczas poznane. Powszechnie wiadomo, że swobodne zwierciadło wody podziemnej w skałach przepuszczalnych w przybliżeniu powtarza powierzchnię terenu, to znaczy podnosi się pod formami wypukłymi, obniża pod wklęsłymi. W odniesieniu do wydym analogiczny pogląd wyraża J. Kobendzina (1958, s. 123): „Pod wydmyami poziom wód gruntowych podnosi się niewątpliwie...” Wydmy wyznaczałyby zatem nie tylko powierzchniowy dział wodny, lecz ich grzbietami biegiłyby również działy wód gruntowych.

Jednak nieraz bywa odwrotnie: „Tam, gdzie na powierzchni ziemi istnieje kotlinowate zagłębienie, zbierają się wody deszczowe i wobec tego więcej ich wsiąka tutaj w głąb, niż w innych miejscach. Wytwarza się tu więc wypukłość zwierciadła wód podziemnych, z której wody te rozpryskują się w różne strony”. (S. Pietkiewicz; 1958, s. 34). Zdanie to można odnieść również do zagłębień międzywydmowych, w których zbiera się woda opadowa; infiltracja w piasek wydmy, chociaż wodoprzepuszczalny, jest ograniczona wskutek znacznych deniwelacji i nachyleń stoków wydym.

Obserwacje hydrogeologiczne autorka poczyniła na marginesie badań terenowych zmierzających do wyjaśnienia relacji wydym z ich podłożem. W warstwie przejściowej pomiędzy wydmy i podłożem zwykle lokuje się pierwszy ciągły poziom wodonośny. W wykopach i wierceniach sytuowanych w wydmych i w przekopach przez wydmy oraz w obszarach z wydmyami sąsiadujących wysokość zwierciadła wody gruntowej nie wykazywała wyraźnie widocznych różnic. Aby różnice te ustalić w sposób bezsporny, zastosowano metodę geodezyjną. W pracy brał udział J. R y d z — geodeta, który wykonał niwelację zwierciadła wód podziemnych niwelatorem Wilda, uzyskując dokładność rzędu milimetrów. Pomiar zwierciadła wody w otworach wiertniczych, wykonywanych świdrem ręcznym, ze zrozumiałych względów mają dokładność mniejszą — rzędu centymetrów.

Zachowanie się zwierciadła wód gruntowych wolnych, czyli grawitacyjnych, pod wydrami zilustrowano sześcioma wydrami w Puszczy Kampinoskiej. Każdą z wydym cechuje odrębna budowa geologiczna spągowej partii wydmy i stropowej warstwy podłoża oraz indywidualny sposób zachowania się wód podziemnych.

W najstarszych wydmach nie stwierdza się przerwy pomiędzy sedimentacją fluwialną i eoliczną. Piasek podłoża przechodzi w piasek wydmy bez wyraźnej granicy. Często granicę tę trudno ustalić nawet w odsłonięciu w dystalnej partii wydmy, gdzie równoległe warstwy nachylone są pod znacznym kątem, podczas gdy warstwowanie piasków podłoża jest zbliżone do poziomego. Stwierdzono bowiem w licznych wydmach, że kąty nachylenia lamin ku podstawie wydmy zmniejszają się stopniowo aż do zera. Materiał wydym i podłoża, makroskopowo, często nie wykazuje różnic. Można je stwierdzić laboratoryjnie — piasek wydym jest w porównaniu z materiałem wyjściowym lepiej wysortowany, wzbogacony w kwarc i na ogół lepiej obtoczony i bardziej zmatowiony. W Puszczy Kampinoskiej w licznych odsłonięciach stwierdzono wyraźną różnicę w zabarwieniu piasku; piasek podłoża jest biały, wydym — jasnożółty, lecz nie jest to pewne kryterium.

W spągu niektórych wydym tarasu kampinoskiego stwierdzono osady wyraźnie odgraniczające wydymę od podłoża. Są to poziomo leżące warstwy namulów pylastych lub ilastych o niewielkiej miąższości, 2—10 cm. W takich wydmach namuły stanowią warstwę wodoszczelną, na której zatrzymują się wody opadowe. W spągu najmłodszych wydym stwierdzono występowanie osadów organogenicznych, mniej lub bardziej rozłożonych, z mniejszą lub większą domieszką piasku. Osady te mogą również tworzyć warstwy wodoszczelne; ich przepuszczalność jest mniejsza niż piasku wydymowego.

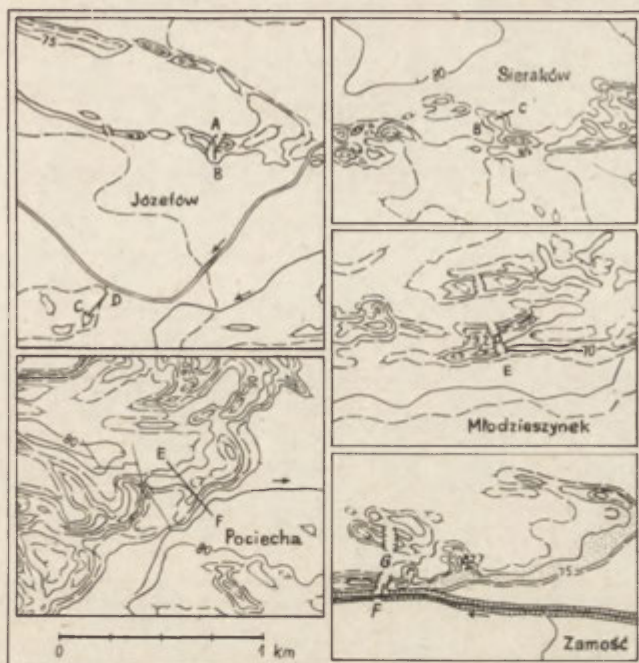
Wydma w Józefowie I

Wydma paraboliczna w Józefowie (około 1,5 km na N od Kampinosu), należy do wydym najstarszych. Analiza jej struktury wskazuje na północny kierunek wiatrów wydmotwórczych.

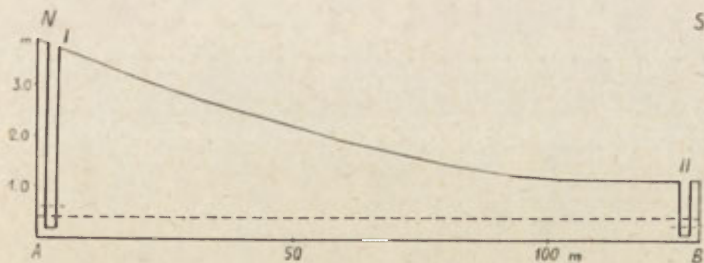
Południowe ramię paraboli przecina przekop drogi, wzdłuż której wykonano przekrój pionowy — AB na ryc. 1, ryc. 2. Założono na nim dwa wykopy w odległości 125 m. Wykop I znajduje się w dystalnej części wydmy tuż przy kulminacji. W wierceniu wykonanym w dnie wykopu do głębokości 3,10 m stwierdzono piasek wydmy, który głębiej przechodzi w biały piasek podłoża bez zauważalnej granicy. Wykop II założono u stóp wydmy, przy skrzyżowaniu dróg do Nartu i do Granicy. Odsłonięty profil ilustruje ryc. 3.

W dniu 22 maja 1971 r. woda zjawiała się w otworze wiertniczym (I) w stropie piasku rzecznoego, na głębokości około 3,20 m, a po upływie 2 godzin jej zwierciadło ustaliło się na głębokości 3,4 m. Na tej głębokości piasek z wodą gwałtownie zapływał otwór wiertniczy, uniemożliwiając wyciąganie świdra. W wykopie II warstwa (5) była silnie nasycona wodą, której zwierciadło wystąpiło na głębokości 0,96 m, a po 2 godzinach podniosło się do głębokości 0,8 m.

Z powyższego wynika, że zwierciadło wody pod wydymą znajdowało się 0,36 m wyżej niż u jej stóp, lecz już po upływie 2 godzin w obu wykopach ustaliło się na jednakowej wysokości, przy czym wydaje się, że pod



Ryc. 1. Wydmy, w których obserwowano wody gruntowe
 Dunes in which groundwater conditions were investigated

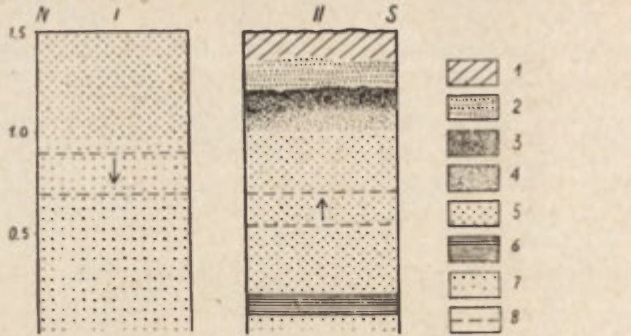


Ryc. 2. Przekrój pionowy wydmy w Józefowie
 Vertical section across dune at Józefów

wydumą strefę saturacji stanowiły piaski rzeczne, zaś u stóp wydmy — deluwialne piaski wydumowe.

Wydma w Sierakowie

W okolicach Sierakowa zbudowano studnię na dystalnym stoku wydmy. W odległości 16 m na wschód i 0,97 m niżej od niej znajduje się stara studnia, z której wodę uznano za niezdatną do picia. Na łące, w odległości 22 m na wschód i 0,58 m niżej od starej studni zlokalizowano

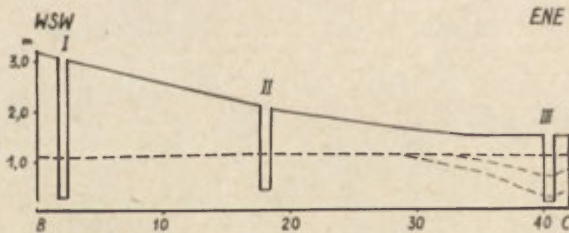


Ryc. 3. Odsłonięcia w Józefowie I

I — w wydmie parabolicznej, II — w południowym pasie bagien. 1 — piasek z humusem, drobnoziarnisty, ciemnoszary, 2 — piasek deluwialny, drobnoziarnisty, smugowany żółty i szary, 3 — piasek zorsztynizowany, scementowany, ciemnordzawy, 4 — piasek wydmy drobnoziarnisty, ciemnożółty, 5 — piasek wydmy drobnoziarnisty jasnożółty, 6 — namul ilasty z domieszką piasku, szarozielony, 7 — piasek rzeczny, drobnoziarnisty, szary, 8 — zwierciadło wody gruntowej, pierwotne i ustalone

Exposure at Józefów I

I — in parabolic dune, II — in southern swamp belt. 1 — sand with humus admixture, fine-grained, dark-grey, 2 — deluvial sand, fine-grained, with yellow and grey streaks, 3 — ferruginous sand, cemented, dark-rusty in colour, 4 — dune sand, fine-grained, dark-yellow, 5 — dune sand, fine-grained, light-yellow, 6 — clay mud with admixture of sandy and silty fraction, greyish-green, 7 — fluvial sand, fine-grained, grey, 8 — groundwater table, initial and stabilized

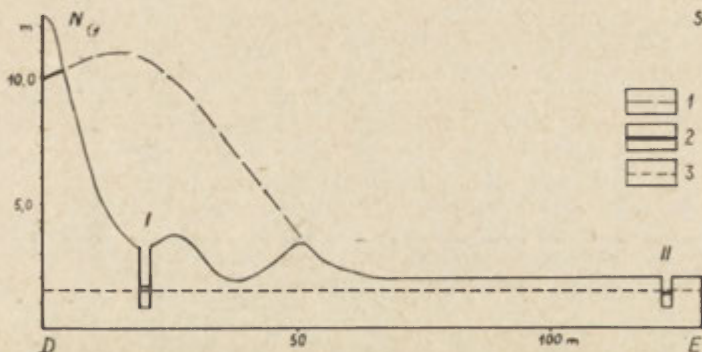
Ryc. 4. Przekrój pionowy wydmy w Sieraków
Vertical section across dune at Sieraków

wykop. Niwelacja powierzchni wody w studniach (I i II na ryc. 4), wykonana 26 maja 1971 r., wskazuje, że ustalone zwierciadło wody gruntowej pod wydumą obniża się. W studni wyżej położonej (I) występuje ono na głębokości 2 m, w niższej zaś (II) na głębokości 0,95 m, co w sumie z różnicą wysokości 0,97 m daje wartość 1,92 m. Tak więc w studni I zwierciadło wody znajduje się 0,08 m niżej niż w studni II, co prawdopodobnie pozostaje w związku z pobieraniem wody tylko ze studni I. W wykopie na łące (III) zwierciadło wody wystąpiło na głębokości 1,2 m, co po dodaniu różnicy wysokości 0,58 m daje wartość 1,78 m, czyli o 0,83 m niżej niż w studni II. Po upływie 1,5 godziny woda podniosła się o 0,4 m. Do wyrównania wysokości zwierciadła wody w studni (II) i w wykopie (III)

potrzeba było dalszych kilku godzin. We wszystkich trzech punktach woda występuje w materiale podłoża wydmy, który w Sierakowie jest stosunkowo drobnoziarnisty i skompresowany.

Wydma w Młodzieszynku

Północny pas wydmy Puszczy Kampinoskiej w Młodzieszynku składa się z trzech równoleżnikowych wałów, które przecina prostopadle do ich osi biegnąca szosa do Wyszogrodu. Przekrój pionowy wału południowego ilustruje ryc. 5 (DE na ryc. 1). Na przekroju zaznaczono dwa wykopki, w których obserwowano budowę geologiczną oraz wysokość i sposób zachowania się zwierciadła wody gruntowej. Na ryc. 6. zestawiono rysunki obu wykopów. W przekopie przez nagą wydmy stwierdzono 1,5 m piasku wydmy, którego rodzaj warstwowania wskazuje na strukturalny stok dystalny i na północny kierunek wiatrów wydmytwórczych. Pod piaskiem wydmy leży poziomo warstwa namułu pylastego, laminowanego, brunatnego, o miąższości 5 cm. Lokalnie zawiera on domieszki organiczne, nie stwierdzono w nim jednak pyłków. Głębiej występuje piasek podłoża — różnoziarnisty, biały, wodonośny. Wysokość zwierciadła wody obserwowano w nim dwukrotnie. 29 września 1970 r. miała ona



Ryc. 5. Przekrój pionowy wydmy w Młodzieszynku

1 — przypuszczalny dawny profil topograficzny wydmy, 2 — warstwa kopalnej gleby w stropie i namułu pylastego w spągu wydmy, 3 — zwierciadło wody gruntowej

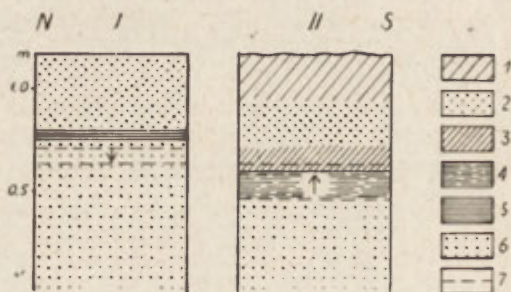
Vertical section across dune at Młodzieszynek

1 — presumable former topographical profile of dune, 2 — layer of fossil soil in dune top and of silt mud in dune bottom, 3 — groundwater table

cechy wody subartezyjskiej; strefa saturacji znajdowała się bezpośrednio pod warstwą wodoszczelnego namułu, po przebicciu którego woda napływała bardzo szybko i jej zwierciadło ustaliło się w wykopie 4 cm ponad powierzchnią namułu. 20 maja 1971 r. woda nie znajdowała się już pod ciśnieniem; jej zwierciadło wystąpiło 8 cm poniżej spągu namułu. Po upływie 4 godzin zwierciadło wody w piasku tarasowym pod wydmy ustaliło się na głębokości 11 cm od spągu namułu, to znaczy 20 cm niżej niż we wrześniu ubiegłego roku. Te dwa pomiary nie potwierdzają znanego schematu rocznych wahań zwierciadła wody gruntowej w klimacie

przejściowym. Klimat ten odznacza się dwoma stanami wysokimi — IV, V i XII — i dwoma niskimi — II, III i X — (Z. Pazdro, 1964, s. 240). Trudno mówić o przyczynach tej niezgodności, gdyż może to być tylko jednoroczna anomalia. Na stosunkowo wysoki stan wody pod koniec lata w omawianej wydmie może mieć wpływ brak szaty roślinnej, która latem pobiera z piasku i wyparowuje znaczne ilości wody.

Wykop II założony przy drodze do Młodzieszynka, na pasie bagien, w odległości 100 m na południe, odsłania podobną budowę geologiczną — ryc. 6. Pod współczesną warstwą próchniczną występują piaski wydmore, które przykrywają starszą gliniastą glebę wykształconą w stropie namułu, szarego, piaszczystego. Głębiej leżący piasek rzeczny, różnoziarnisty,



Ryc. 6. Odsłonięcia w Młodzieszynku

I — w wydmie, II — w pasie bagien. 1 — piasek z humusem, brunatnoszary, 2 — piasek wydmore, szarżółty, 3 — warstwa mineralno-organiczna, gliniasta, czarna, 4 — namuł piaszczysty, szary, 5 — namuł pylasty, laminowany, brunatny, 6 — piasek rzeczny, różnoziarnisty, biały, 7 — zwierciadło wody gruntowej, pierwotne i ustalone

Esposure at Młodzieszynek

I — in dune, II — in swamp belt. 1 — sand with humus admixture, brownish-grey, 2 — dune sand, greyish-yellow, 3 — mineral-organic layer, loamy, black, 4 — sand mud sheet, grey, 5 — silt mud, greyish-brown, 6 — fluvial sand, unequigranular, white, 7 — groundwater table, initial and stabilized

szary, stanowi strefę saturacji. 20 maja 1971 r. napięte zwierciadło wody, po przebicu warstwy gliniastej gleby i namułu, szybko podnosiło się w wykopie i po kilku minutach występowało na głębokości 0,59 m. Po upływie 4 godzin podniosło się jeszcze o około 5 cm.

Niwelacja zwierciadła wody w obu wykopach, bezpośrednio po ich wykonaniu, wykazała położenie zwierciadła wody pod wydumą wyższe o 8,8 cm. Powtórzona po czterech godzinach niwelacja wykazała zmniejszenie się tej różnicy do 0,5 cm. W tym czasie zwierciadło wody pod wydumą obniżyło się o około 3 cm, na pasie bagien podniosło się o około 5 cm, przy czym proces wyrównywania się poziomów początkowo był szybszy i stopniowo zanikał.

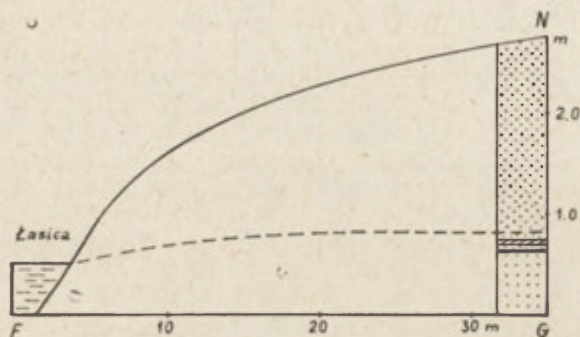
Wydma w Zamościu

W Puszczy Kampinoskiej również na pasach bagien występują pojedyncze formy wydmore. Obserwowano zachowanie się zwierciadła wody pod wydumą paraboliczną w Zamościu, na północnym pasie bagiennym. Stok dystalny południowego ramienia paraboli znajduje się w bezpośred-

nim sąsiedztwie uregulowanego, pogłębionego koryta Łasicy. Ryc. 7 przedstawia przekrój pionowy południowego stoku wydmy (FG na ryc. 1). Wykop, w którym obserwowano budowę spągowej partii wydmy, znajduje się 30 m na północ od Łasicy. W wykopie odsłonięto:

- 2,00 — piasek wydmy, średnioziarnisty, słabo obtoczony, luźny,
- 0,05 — warstwa organiczna z domieszką piasku, gliniasta, czarna,
- 0,04 — piasek wydmy, drobnoziarnisty,
- 0,03 — namuł ilasty z domieszką piasku, zielony,
- 0,20 — piasek rzeczny, różnoziarnisty, zielony.

W dniu 16 czerwca 1971 r. strefa saturacji obejmowała spągową warstwę piasku eolicznego. Górna granica wyciekania wody znalazła się 12 cm ponad spągkiem wydmy. Natomiast zwierciadło wody w wykopie nie osiągnęło tej wysokości; woda napływała bardzo wolno i ustaliła się 8 cm



Ryc. 7. Przekrój pionowy wydmy w Zamościu
Vertical section across dune at Zamość

ponad spągkiem wydmy. Wszystkie głębiej leżące osady były nasyczone wodą.

Niwelacja zwierciadła wody w wykopie i w korycie Łasicy wykazała stałe wyższe jego położenie pod wydmą o 30,5 cm w porównaniu z Łasicą. Spadek hydrauliczny, wyrażony stosunkiem różnicy wysokości zwierciadła wody w dwóch punktach do odległości pomiędzy tymi punktami,

$$J = \frac{h_1 - h_2}{l} = \frac{30,5}{3000} = 0,01.$$

Kąt nachylenia zwierciadła wody gruntowej jest znaczny, wynosi około 40', co wywołane jest drenującym działaniem Łasicy.

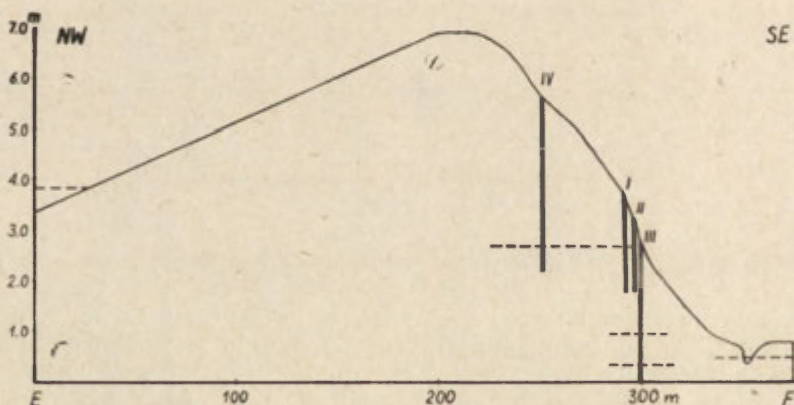
Wydma w Józefowie II

W tym samym dniu (16 czerwca) podobną sytuację obserwowano na południowym pasie bagien w Józefowie (przekrój CD na ryc. 1). Wał wydmy, długości około 150 m, wysokości do 6 m i kierunku osi NNE — SSW, jest już w połowie splantowany przez eksploatację piasku. Wydma należy do najmłodszych form eolicznych Puszczy Kampinoskiej; w holocenie nawiana została na torfiastą glebę, wykształconą w stropie

białych piasków tarasowych. Pierwszy poziom wody gruntowej występuje w piaskach podłoża wydmy. Jego zwierciadło pojawiło się 20 cm poniżej spągu warstwy organicznej i wykazywało wyraźne nachylenie ku NE, w kierunku rowu drenującego warstwę wodonośną. Niwelacja zwierciadła wody w wykopie na wydmi (C) i w studni (D), oddalonej od wykopu o 150 m, wykazała różnicę wysokości 44,8 cm. Zwierciadło w studni było ustalone, natomiast w wykopie obniżało się. Niwelacja powtórzona po 2 godzinach ujawniła zmniejszenie się różnicy wysokości do 39,3 cm, spadek hydrauliczny wyniósł więc $39,3 : 15\ 000 = 0,0026$.

Wydma w Pociesze

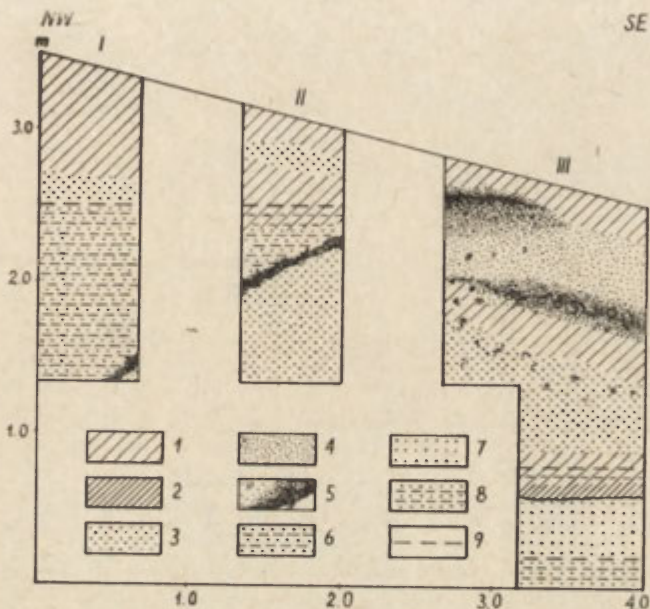
Najciekawszego materiału obserwacyjnego dostarczyła znana już w literaturze wydma w Pociesze. Na dystalnym stoku wydmy parabolicznej, około 3 m ponad podstawą wydmy znajdują się dwie studnie. Jedna z nich jest użytkowana od wielu lat, wody w niej na ogół nie brakowało, i dopiero w 1971 r. wodę z tej studni uznano za niezdatną do picia. Nowa studnia, położona 8 m ku północy i 0,93 m wyżej od starej, znajdowała się w trakcie budowy. W dniu 26 maja 1971 r. w starej studni głębokość do wody wynosiła 0,62 m, a warstwa wody 1,15 m, w nowej — głębokość do wody 1,45 m, a warstwa wody miała grubość 1,70 m. Niwelacja zwier-



Ryc. 8. Przekrój pionowy wydmy w Pocięcha
Vertical section across dune at Pocięcha

ciadła wody w obu studniach wykazała niższe o 0,10 m jego położenie w studni starej, co pewnie pozostaje w związku z pobieraniem wody tylko z tej studni. Wykonano również niwelację zwierciadła wody w studni starej i wody gruntowej w rowie u stóp wydmy. Zwierciadło wody w studni znajdowało się 2,05 m powyżej zwierciadła w rowie. Pomiary powtórzone w dniu 4 czerwca, po kilku dniach upalnych, wykazały obniżenie się zwierciadła wody o 16 cm w studni starej i o 20 cm w nowej. Tak żywa reakcja zwierciadła wody w studniach na warunki atmosferyczne, płytkość tych studni i znaczna różnica wysokości pomiędzy zwierciadłem wody w rowie i w studniach, wskazywały, że te ostatnie korzystają z wody zaskórnej.

Aby lepiej poznać panujące w tej wydmy stosunki hydrogeologiczne, w dniu 13 czerwca 1971 r. wykonano 4 wykopy, wzdłuż linii EF na ryc. 1. Lokalizację wykopów oraz dokładne położenie zwierciadła wód powierzchniowych i podziemnych, uzyskane drogą niwelacji, ilustruje ryc. 8. W wykopach I i II (ryc. 9), na głębokości mniejszej niż 1 m, bezpośrednio pod piaskiem z humusem występuje zwierciadło wody, którego wysokość odpowiada wysokości zwierciadła wody w studniach. Strefa saturacji, wyklonująca się ku SE (wykop II), opiera się na wodoszczelnej warstwie orsztynu, która zapada w kierunku przeciwnym. W spągu orsztynu występuje piasek wydmy, tylko nieco wilgotny. Przedłużenie zwierciadła



Ryc. 9. Odsłonięcia w dystalnym stoku wydmy w Pociesze

1 — piasek wydmy z humusem, ciemnoszary, 2 — warstwa mineralno-organiczna, czarna, 3 — piasek wydmy jasnożółty, 4 — piasek wydmy ciemnożółty, zorsztynizowany, 5 — piasek silnie zorsztynizowany, scementowany, ciemnordzawy, 6 — strefa saturacji w piasku wydmy, 7 — piasek bardzo drobny podłoża wydmy, 8 — strefa saturacji w piasku podłoża, 9 — zwierciadło wody podziemnej

Exposure in distal dune slope at Pociecha

1 — dune sand with humus admixture, dark-grey, 2 — mineral-organic layer, black, 3 — dune sand, light-yellow, 4 — dune sand, dark-yellow ferruginous, 5 — ferruginous sand-stone, dark-rusty in colour, 6 — saturation zone in dune sand, 7 — very fine-grained sand of dune sub-base, 8 — saturation zone in sand of dune sub-base, 9 — groundwater table

wierzchówki ku NW stwierdzono w wykopie IV, zlokalizowanym pod kulminacją wydmy, gdzie zwierciadło wody zjawiało się w piasku wydmy na głębokości 3 m.

W części NW profilu ramiona paraboli obejmują misę deflacyjną wypełnioną wodą (ryc. 8), której zwierciadło znajduje się 1,20 m ponad zwierciadłem wierzchówki w wykopach I, II i IV i 3,35 m ponad zwierciadłem wody gruntowej w rowie (SE część profilu). W bezodpływowej niecce deflacyjnej niegdyś rozwijało się torfowisko wysokie (informacja

ustna J. Kobendziny). Następnie przekopano wydmę, odprowadzając wodę z misy deflacyjnej. Osuszone torfowisko zmurszało. Obecnie przekop zasypyany został piaskiem i zagłębienie wypełniła woda atmosferyczna. Położenie jej zwierciadła zapewne jest uwarunkowane występowaniem na nieznaczącej głębokości warstwy orsztynu.

Na uwagę zasługuje wykop III, w którym stwierdzono dwa poziomy wody gruntowej. Poziom górny, w piasku wydmowym, jest drenowany przez rów. Rolę warstwy nieprzepuszczalnej pełni tu poziom mineralno-organiczny, z nie rozłożonymi szczątkami roślinnymi, czarny, silnie nasiąknięty wodą. Woda ta zasila główny poziom wody gruntowej występujący w piaskach podłoża — bardzo drobnych, z laminami mułku, białych.

Kierunki ruchu wód gruntowych w Puszczy Kampinoskiej

Do wyjaśnienia pozostaje zagadnienie kierunku ruchu wód gruntowych w Puszczy Kampinoskiej. Przedstawione wyżej obserwacje zagadnienia tego nie rozwiązują. Pozwalają jednak na ustalenie, że: 1) ewentualne podnoszenie się zwierciadła wody pod wydmami jest tak nieznaczące, że nie może ono warunkować kierunku ruchu wód gruntowych, 2) pierwszy ciągły poziom wód gruntowych lokuje się nie w piaskach wydmowych, lecz w tarasowych.

Charakterystyczna rzeźba tarasu kampinoskiego (dwa równoleżnikowe pasy wydmore i dwa bagienne; wysokość tych ostatnich jest taka sama, jak tarasu zalewowego) zadecydowała o odpływie wód powierzchniowych na zachód do Bzury.

Puszcza Kampinoska jest fragmentem pradoliny, która funkcjonowała na tym odcinku podczas całego czwartorzędu. W pradolinach gromadzą się znaczne ilości wód podziemnych, które przemieszczają się zgodnie z kierunkiem nachylenia dna pradoliny, w przypadku Puszczy Kampinoskiej — ku zachodowi.



Ryc. 10. Hipotetyczne kierunki ruchu wód gruntowych w Puszczy Kampinoskiej
 1 — wydmy w których obserwowano wody gruntowe, 2 — zbocze wysoczyzny morenowej, 3 — zbocze erozyjno-denudacyjnego poziomu błońskiego, 4 — zbocze akumulacyjnego tarasu kampinoskiego, 5 — granice pasów wydmy i bagienne, 6 — hipotetyczne kierunki ruchu wód gruntowych

Presumable directions of groundwater flow in Kampinos Forest

1 — dunes in which groundwater was observed, 2 — scarp of moraine plateau, 3 — scarp of erosive-denudating Błonie horizon, 4 — scarp of Kampinos accumulation terrace, 5 — boundaries of dune and swamp belts, 6 — presumable directions of groundwater flow

Wody gruntowe pasów bagiennych, drenowane przez kanały, kierują się na zachód. Podobną rolę pełnią Wisła i Bzura, drenujące swoje tarasy zalewowe. Problematyczny wydawał się odpływ podziemny pod pasami wydmowymi. Czy wody gruntowe odpływają z nich południkowo do sąsiednich pasów niżej położonych, czy również kierują się na zachód? Odpowiedzi na to pytanie dostarczają pomiary zwierciadła wody, wykonane w dniach 24—26 września 1971 r., w wykopach założonych na duktach, wzduż i w poprzek północnego pasa wydmowego (linia przerywana na ryc. 10). W przekroju południkowym różnice w wysokości zwierciadła były nieznaczne; mogą się mieścić w granicach błędu pomiaru. Natomiast w przekroju równoleżnikowym zaobserwowano systematyczne obniżenie się zwierciadła wody ku zachodowi, średnio około 0,25 m na 1 km odległości. Punkty skrajne ciągu wykopów oddalone są od siebie o 7 km i znajdują się w okolicy Sowiej Woli na wschodzie oraz w okolicy Polesia Nowego na zachodzie. Różnica wysokości zwierciadła pomiędzy tymi dwoma punktami wynosi ponad 1,5 m. Zachodni kierunek odpływu wód gruntowych nie ulega więc wątpliwości.

Wnioski

Przedstawione obserwacje są nieliczne; nie upoważniają one do ustalenia ogólnych prawidłowości rządzących wodami podziemnymi obszarów wydmowych, tym bardziej, że w każdej z sześciu obserwowanych wydm stwierdzono inną budowę geologiczną podłoża wydmy i odmienny sposób zachowania się zwierciadła wody. Można tylko zaznaczyć pewne wnioski, jakie nasunęły się w wyniku tej pracy.

Wysokość zwierciadła wody podziemnej i jej zasobność uzależnione są bezpośrednio od budowy geologicznej podłoża, ściślej — od występowania lub niewystępowania u podstawy wydmy bądź w wydmie warstwy nieprzepuszczalnej, oraz od kształtu tej warstwy.

Warstwę nieprzepuszczalną w Puszczy Kampinoskiej stanowią zwykle namuły ilaste, pylaste lub piaszczyste, zaś lokalnie — scementowane warstwy orsztynu, a nawet warstwy organogeniczne (Pociecha).

Nawet w przypadku występowania pod wydmą warstwy wodoszczelnej, nie zawsze gromadzą się nad nią wody infiltracyjne (Młodzieszynek); wiadomo, że infiltracja w piasek wydmy jest utrudniona i skutek tego nieznaczna.

W przypadku występowania pierwszego poziomu wody gruntowej w spągowej warstwie wydmy (Zamość), poziom ten jest bardzo mało wydajny i o nieznacznej miąższości; być może w niektórych przypadkach jest to okresowy poziom wód.

Jeżeli piasku wydmowego nie oddziela od piasku podłoża żadna warstwa wodoszczelna (Józefów, Sieraków), swobodne zwierciadło pierwszego poziomu wody gruntowej położone jest poniżej spągu wydmy, a strefa saturacji ograniczona jest do piasków tarasowych (fakt ten stwierdzono w wielu innych wydmach Puszczy Kampinoskiej); wiąże się to z przesunięciem omawianego regionu w wyniku nieprawidłowej gospodarki wodą.

Właściwy pierwszy poziom wód gruntowych w Puszczy Kampinoskiej występuje w piaskach podłoża wydm, wydaje się więc, że wydmy nie mają większego wpływu na układanie się zwierciadła tych wód ani na kierunek ich ruchu.

Na pytanie, czy poziom wód pod wydmi podnosi się, nie można dać odpowiedzi wprost. Wydma w Sierakowie dostarcza odpowiedzi negatywnej, natomiast w Młodzieszynku i Józefowie I stwierdzono nieznacznie wyższe (8,8 cm, 36 cm) położenie zwierciadła wody pod wydumą, lecz w ciągu kilku godzin nastąpiło całkowite wyrównanie poziomów w obu parach wykopów.

Różnica wysokości poziomów rzędu 30—40 cm utrzymywała się w Józefowie II i w Zamościu. Wydmy te znajdują się w bezpośrednim sąsiedztwie kanałów odwadniających, obserwujemy tu więc nie podnoszenie się zwierciadła wody pod wydmi, lecz obniżanie się ku kanałom drenującym warstwę wodonośną.

W wydmach mogą występować wierzchówki (Pociecha), żywo reagujące na warunki atmosferyczne, chociaż nie wysychające. Wydaje się jednak, że jest to zjawisko sporadyczne.

Również sporadycznie i okresowo pod wydmi można obserwować napięte zwierciadło wody. W Młodzieszynku o istnieniu wody subartezyjskiej decydują namuły występujące pod wydumą.

Wielokrotnie wymieniana warstwa namulów pełni niebagatelną rolę w stosunkach hydrogeologicznych Puszczy Kampinoskiej, lecz co ważniejsze warstwa ta stanowi poziom przewodni w stratygrafii późnego plejstocenu tarasu wydumowego nie tylko Puszczy Kampinoskiej, lecz całej Kotliny Warszawskiej.

Wody tarasu kampinoskiego, zarówno powierzchniowe, jak i gruntowe, płyną ku zachodowi. Nie wydaje się, żeby równoleżnikowe pasy wydumowe uniemożliwiały odpływ wód gruntowych ku północy do Wisły. O zachodnim kierunku płynięcia wód decyduje nachylenie dna pradoliny. Wisła, usytuowana pod zboczem wysoczyzny i nieuregulowana, może drenować warstwę wodonośną tarasu zalewowego.

LITERATURA

- Kobendza J., Kobendza R. *Rozwiewane wydmy Puszczy Kampinoskiej*. Wydmy śródlądowe Polski, cz. I. Warszawa 1958. PWN.
 Pazdro Z. *Hydrogeologia ogólna*. Warszawa 1964. Wyd. Geol.
 Pietkiewicz St. *Wody kuli ziemskiej*. Warszawa 1958. PWN.

УРШУЛЯ УРБАНЯК-БЕРНАЦКА

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В ДЮНАХ КАМПИНОСКОЙ ПУЩИ

В работе заключены результаты исследований геологической структуры подошвенной части шести дюн и подстилающей их породы, а также результаты нивелиации зеркала подземных вод в дюнах и в песках, которыми сложена терраса Кампиноской пуши.

В подошве некоторых дюн наблюдается водонепроницаемый наносный ил, на котором задерживаются инфильтрационные воды, образуя местные водоносные уровни — мало производительные, незначительной мощности и, может быть, периодические.

В большинстве дюн Кампиноской пуши дюнные пески без отчетливой границы переходят в пески подстилающей породы. Свободное зеркало первого

уровня грунтовых вод наблюдается в песках подстилающей породы. Дюны не оказывают, таким образом, большего влияния на форму зеркала и направление движения грунтовых вод. Во всех наблюдаемых дюнах зеркало воды под ними незначительно поднимается (до 40 см), но через несколько часов наблюдалось полное выравнивание уровней в выемках: под дюной и у ее основании. Разница в высоте уровней удерживалась только в дюнах находящихся по соседству с осушительными каналами, дренирующими водоносный слой. В одной дюне наблюдается подпочвенная вода на водонепроницаемом слое рудяка, в другой — под слоем водонепроницаемых наносных илов наблюдалось периодическое напряжение зеркала воды. Воды Кампиновской террасы, как поверхностные, так и грунтовые, не текут на север к Висле, но на запад, согласно наклону дна прадолины.

Пер. Б. Миховского

URSZULA URBANIAK-BIERNACKA

THE HYDROGEOLOGICAL OBSERVATIONS MADE IN THE DUNES OF THE KAMPINOS FOREST

The author presents the results obtained from examining in Puszcza Kampinoska six dunes and, in particular, the geological structure of their bottom part and of their sub-base, and from surveying the underground water table in dunes and terrace sands. The bases of some of these dunes contain impermeable silt muds and clay muds which retain the infiltrated water, forming local water tables; such water-bearing strata are of small capacity and thin and probably occur only seasonally. In the majority of the Kampinos dunes the dune sands pass into the sands of the sub-base without any marked dividing line. An unconstrained table of the groundwater level extends in the sands of the dune sub-base. This shows, that the dunes themselves do not affect the level of the water table and the direction in which the groundwater moves. In all the dunes we examined, a slight rise of the groundwater table of up to some 40 cm was observed underneath the dune proper; but usually it took only a few hours until in our test pits the water under the dune and at the dune margin came to arrive at an even level. Differences in the water table continue to occur in dunes situated near irrigation ditches which drain the water-bearing horizon. In one of the dunes a high groundwater table was discovered, retained on top of an impermeable ferruginous sandstone layer; in another dune a seasonal water table under static pressure was determined underneath a bed of impervious silt muds. The water issuing from the Kampinos terrace, both atmospheric and from groundwater sources, does not escape northward into the Vistula; instead it flows westward, conformable with the slant of the pradolina valley.

Translated by *Karol Jurasz*

EWA TAYLOR

Orientacja dłuższych osi głazików w osadach wody płynącej złożonych w fazie sedymentacji wydymowej

Orientation of long axes of pebbles in flowing water, deposited during phase of dune sedimentation

Zarys treści. Biorąc pod uwagę fakt, że badania teksturalne odgrywają coraz większą rolę w interpretacji zjawisk morfologicznych, autorka daje próbę uchwycenia pewnych zależności pomiędzy orientacją dłuższych osi głazików złożonych w fazie sedymentacji wydymowej od ich kształtu tworzącego jednostkę sedymentacyjną, w której zostały złożone. W badanych jednostkach sedymentacyjnych można zauważyć, że orientacja dłuższych osi głazików odpowiada przede wszystkim ułożeniu zgodnemu z kierunkiem spływu wód. Najwyraźniejsze prawidłowości uchwyciono w ułożeniu dłuższych osi głazików w zależności od składu mechanicznego materiału tworzącego dane jednostki sedymentacyjne.

Wstęp

Studia nad orientacją głazików są podstawą do rozwiązywania problemów geomorfologicznych, dotyczących transportu i osadzania materiału. Wielu badaczy wysuwa obok badań strukturalnych osadów, badanie pojedynczych cząstek. Daje to możliwość wykrycia kierunku ruchu oraz jego dynamiki. Badanie morfologii cząstek w materiale luźnym pozwala więc określić sposób transportowania.

Pierwszym badaczem, który zwrócił uwagę na ułożenie dłuższych osi głazików był Richter w 1933 r. (za C. E. Johanssonem, 1965); dłuższe osie układały się równoległe do kierunku płynięcia wody w badanych przez autora utworach fluiologiacyjnych. Dalsze wyniki badań (A. Cailleux, G. Lundqvist, K. Picard, E. Carlson, F. Copstein, C. E. Johansson, R. Unrug, D. Doeglas, J. Allen i inni) (za C. E. Johanssonem, 1965) potwierdzają równoległość ułożenia dłuższych osi głazików, zgodnie z kierunkiem płynięcia wody. Niektórzy badacze (W. Krumbein, A. Cailleux, C. E. Johansson, D. Doeglas) wyróżniają obok równoległego, ułożenie głazików prostopadłe od głównego kierunku spływu.

Warto odwołać się do pracy A. Cailleux (za C. E. Johanssonem, 1965), który pierwszy zwrócił uwagę na zależności ułożenia głazików od ich kształtu. W. Krumbein posunął się dalej w swoich badaniach, stwierdzając, że nie tylko orientacja jest funkcją kształtu — ale jest tym wyraźniejsza im lepiej widoczna jest dłuższa oś głazików (R. Unrug, 1957).

R. Unrug (1957) uważa, że dominującym typem ruchu głazików jest toczenie po dnie dookoła ich najdłuższej osi, prostopadłe do kierunku prądu.

Z chwilą gdy rozpoczyna się opadanie wody i spadek prędkości prądu, głaziki są składane, tak aby stawiały najmniejszy opór — dłuższą osią równoległą do działającej siły.

W pracach C. E. Johanssona (1960, 1963, 1965) badania teksturalne zajmują szczególne miejsce. Eksperymenty laboratoryjne oraz badania terenowe pozwoliły autorowi na wyróżnienie trzech typów ułożenia dłuższych osi głazików:

1. dłuższa oś jest równoległa do głównego kierunku
2. dłuższa oś jest prostopadła do działającej siły
3. pojawiają się dwa wyżej wymienione kierunki, z tym, że jeden z nich przeważa. Autor obserwował w utworach deltowych ułożenie skośne do kierunku działającej siły. Niezależnie od położenia dłuższych osi głazików w stosunku do kierunku transportu, głaziki z reguły pochylone są pod prąd, opierając się o siebie płaszczyznami największego przekroju, dając charakterystyczny układ (który można nazwać dachówkowatym albo luskowatym — „imbricate structure”).

S. Jewtuchowicz (1955) zajmując się strukturą sandru wykazał, że cząstki materiału przyjmują kierunek równoległy do kierunku spływu strumieni. Zaobserwowana przez autora orientacja wskazuje na istnienie kierunkowo zmiennych prądów podczas procesu sedymentacji. W niespokojnie płynących strumieniach sandrowych mogły istnieć prądy poprzeczne, strumienie mogły także meandrować. Spostrzeżenia W. Krumbaina, który rozproszenie azymutów dłuższych osi głazików tłumaczy różnym kształtem i zmienną szybkością prądu, znalazły potwierdzenie w pracy S. Jewtuchowicza (1955). Związki pomiędzy kierunkiem działania siły a ułożeniem głazików i ich kształtem są niewątpliwe. Zagadnienie to wymaga jednak bardziej drobiazgowych studiów.

Obserwacje terenowe i laboratoryjne

Biorąc pod uwagę fakt, że badania teksturalne mają pomóc w interpretacji zjawisk morfologicznych, celem badań przeprowadzonych przez autorkę była próba uchwycenia zależności pomiędzy orientacją głazików, wielkością, kształtem oraz składem mechanicznym materiału tworzącego jednostkę sedymentacyjną, w której zostały złożone.

W celu opracowania wyżej wymienionych zagadnień stosowano metody badań terenowych i laboratoryjnych. Badania terenowe obejmowały pomiary orientacji dłuższych osi głazików w poszczególnych jednostkach sedymentacyjnych przy pomocy busoli geologicznej oraz klinometru. Busolą geologiczną pomierzono azymut dłuższych osi głazików i jednostek sedymentacyjnych, klinometrem natomiast kąt ich nachylenia. Przy losowym pobieraniu głazików do analizy uwzględniono egzemplarze od 1,5 cm do 10,0 cm o kształcie wrzecionowatym, klinowatym, płytkowym i nieregularnym. Każdej jednostce sedymentacyjnej odpowiadało 100 egzemplarzy, łącznie pomierzono 1100 głazików. Pobrano również próby materiału z poszczególnych jednostek sedymentacyjnych do analizy mechanicznej. Wyniki pomiarów dłuższych osi głazików (azymut i upad) z poszczególnych jednostek naniesiono na siatki azymutalne. Wykreślono także „róże kierunków” dla lepszego zobrazowania wyników badań dotyczących składu mechanicznego materiału budującego badane jednostki.

Pomiarów dłuższych osi głazików dokonano w 8 odsłonięciach znajdujących się w miejscowościach Bolemin, Skwierzyna—Gaj, Poznań—Krzy-

zowniki i Przeźmierowo. Pierwszym stanowiskiem, gdzie dokonano pomiaru 200 egzemplarzy był Bolemin. Odslonięcia znajdują się na terenie dawnej żwirowni po wschodniej stronie szosy Gorzów Wielkopolski—Sulecin w odległości 2 km od miejscowości Bolemin (fot. 1). Jednostki sedymentacyjne, w których dokonano pomiarów stanowią fragment pokrywy akumulacyjnej górnej terasy przejściowej (27 m n.p.m.) wznoszącej się 9 m nad dnem pradoliny Noteci—Warty (R. Galon, 1961). Badane gładziki znajdują się w jednostce sedymentacyjnej złożonej przez wody płynące z E na W. Fot. 2 ukazuje z bliska jednostkę złożoną w fazie sedymentacji wydmowej o przekroju podłużnym, gdzie dokonano pomiarów. Następne badania wykonano na terenie cegielni w Skwierzynie—Gaj znajdującej się po południowej stronie szosy Skwierzyna Gaj — Międzychód. Jednostki sedymentacyjne, w których dokonano pomiarów znajdują się w pokrywie terasowej pradoliny Noteci—Warty w poziomie 35,0—40,0 m n.p.m. (S. Kozarski, 1965). Następne stanowiska zlokalizowane są w sandrze stadiału poznańskiego (B. Krygowski, 1961) rozciągającego się na SW od Poznania (Poznań—Krzyżowniki — fot. 3 i fot. 4, Przeźmierowo).

Wszystkie odsłonięcia zawierają pewien układ struktur złożonych przez wodę, do którego należą podstawowe fazy sedymentacyjne: falista, wydmowa, płaska i antywydmowa. Autorka dokonała pomiaru dłuższych osi gładzików złożonych w fazie wydmowej, tj. po przekroczeniu pierwszego punktu krytycznego (Andersen za A. Dylikową, 1952). Jest to punkt, po przekroczeniu którego ziarno zaczyna toczyć się po dnie. Ze wzrostem prędkości prądu, akumulacja odbywa się po stronie dystalnej wydm subakwacyjnych. Na stronie proksymalnej warstewki ulegają ściśnaniu i wyklinowaniu. Proces ten doprowadza do wytworzenia ławic o warstwowaniu skośnym. Osady zaliczane do fazy sedymentacyjnej wydmowej odznaczają się na ogół wysokim stopniem przesortowania materiału zależnie od wielkości i ciężaru, dlatego poddano je badaniom.

Zależność pomiędzy ułożeniem dłuższych osi gładzików w osadach wody płynącej złożonych w fazie sedymentacji wydmowej a ich kształtem

Jednym z pierwszych badaczy, który zwrócił uwagę na kształt gładzików był Wadell (za A. Dylikową). Nie określa on jednak zależności pomiędzy kształtem a orientacją gładzików, ograniczając się jedynie do metod określenia ich kształtu. Następnym badaczem, który wspomina o kształcie gładzików i wynikających z tego zależności był Krumbein. Badając osady fluwioglacjalne stwierdził, że orientacja jest tym wyraźniejsza, im mniejsza jest ich kulistość (za A. Dylikową, 1952). Dalej w swoich badaniach posunął się A. Cailleux. Podobnie jak A. Dylikowa (1952) przyznaje, że orientacja jest funkcją kształtu gładzików, nie podając jednak bliższych wyjaśnień na ten temat. R. Unrug badając żwiry w dolinie Dunajca, zwrócił uwagę na orientacje gładzików, rozróżniając je ze względu na kształt. Według niego dominującym ruchem gładzików jest toczenie po dnie strumienia, dookoła dłuższej osi gładzików prostopadle do kierunku prądu. Z chwilą spadku prędkości płynięcia wody gładziki ulegają reorientacji, a gładziki o kształcie wrzecionowatym, ulegają tej reorientacji w maksymalnym stopniu. Gładziki o innych kształtach, zwłaszcza płytkowe o wiele trudniej ulegają temu procesowi, pokonując drogę ruchem ślizgowym.



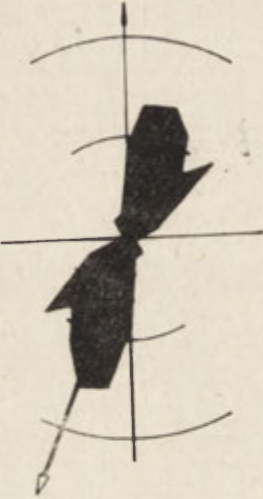
Ryc. 1



Ryc. 2



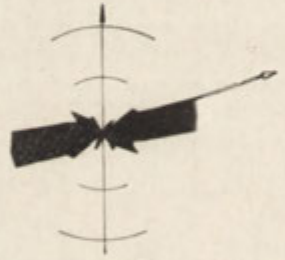
Ryc. 3



Ryc. 4



Ryc. 5



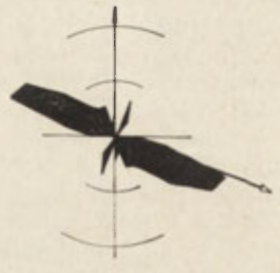
Ryc. 6



Ryc. 7



Ryc. 8



Ryc. 9



Ryc. 10



Ryc. 11

Ryc. 1—11. „Róże kierunków” dla poszczególnych jednostek sedymentacyjnych zostały ułożone według największego udziału procentowego materiału piaszczystego budującego badane serie. Objaśnienie dotyczy wszystkich rysunków (Promień mniejszy — 10, większy — 20% glazików)
 „Direction roses” for particular sedimentation units compiled according to geatest share of sandy material present in examined series. The explanations refer to all subsequent figures

	% mat. > 10,0 — 2,0 ϕ w cm	% mat. 2,0 — < 0,1 ϕ w cm
Ryc. 1. Bolemin I a	8,02	91,98
Ryc. 2. Przeźmierowo I a	11,39	88,61
Ryc. 3. Bolemin II a	1566	84,34
Ryc. 4. Krzyżowniki I a	21,17	78,83
Ryc. 5. Krzyżowniki II a	34,37	65,63
Ryc. 6. Krzyżowniki IV a	34,73	65,27
Ryc. 7. Krzyżowniki III b	39,31	60,69
Ryc. 8. Skwierzyna Gaj	69,19	30,81
Ryc. 9. Przeźmierowo I b	72,39	27,61
Ryc. 10. Krzyżowniki III a	72,56	27,44
Ryc. 11. Skwierzyna Gaj I b	84,19	15,81

Głaziki pomierzone przez autorkę zostały złożone przez strumienie nazwane w literaturze anglosaskiej „briaided rivers”, dla których w języku polskim można użyć określenia „strumienie błędzące”. Charakter takiej rzeki określają następujące cechy: 1) intensywna zmienność koryta rzeki, 2) duże wahania stanu wód, 3) burzliwy spływ, 4) gwałtowna utrata prędkości spływu (za A. Krigströmem, 1962). Wyżej wymienione cechy strumieni (rzek) błędzących pozwalają lepiej zrozumieć specyficzne ułożenie glazików w poszczególnych jednostkach sedymentacyjnych.

We wszystkich jednostkach, z wyjątkiem jednej Skwierzyny Gaj (ryc. 8) obserwowano na diagramach i „różach” główny kierunek orientacji, zgodny z kierunkiem działającej siły. Kierunek ten tworzą przede wszystkim glaziki wrzecionowate, których pomierzono największą ilość. Ten kierunek reprezentuje większa część glazików płytkowych, klinowych

oraz nieregularnych. Obok ułożenia równoległego z kierunkiem działającej siły obserwowano także ułożenie skośne w siedmiu jednostkach sedymentacyjnych (ryc. 1—6, 9). W pozostałych trzech jednostkach (ryc. 7, 10, 11), obok ułożenia równoległego występuje ułożenie prostopadłe. Najmniej pomierzonych egzemplarzy przyjmuje kierunek poprzeczny do kierunku spływu wód.

Głaziki o kształcie wrzecionowatym wykazują orientację równoległą, skośną i poprzeczną, tworząc maksymalny rozrzut na siatkach, ponieważ ulegają one największej reorientacji przy osiadananiu. Egzemplarze płytkowe i klinowate przyjmują przeważnie ułożenie równoległe oraz skośne do głównego kierunku spływu wód. Głaziki wrzecionowate ulegają toczeniu po dnie dookoła swojej dłuższej osi, zmieniając swoje położenie o około 90° . Przyjmują one najdogodniejsze ułożenie zgodnie z prawem Newtona (za Prandtlem, 1956), gdzie opór jest wprost proporcjonalny do pola powierzchni głazika rzuconego na płaszczyznę prostopadłą do płynięcia wody. ($M = \rho \cdot F \cdot V$, gdzie ρ — gęstość wody, F — pole powierzchni rzutu głazika na płaszczyznę prostopadłą do kierunku siły działającej, V — prędkość płynięcia wody). Głaziki płytkowe i klinowate poruszają się po dnie ruchem ślizgowym i rzadko ulegają reorientacji przy składaniu (R. Unrug, 1957), dlatego nie wykazują tak dużego rozrzutu na diagramach, jak głaziki wrzecionowate czy nieregularne.

Charakterystyczna jest orientacja równoległa i skośna obserwowanych przez autorkę głazików, złożonych przez strumienie sandrowe — podobne ułożenie dłuższych osi głazików obserwował S. Jewtuchowicz (1962) w utworach sandrów współczesnych. Ułożenie poprzeczne dłuższych osi głazików mogło być spowodowane przez prądy poprzeczne opisane przez C. E. Johanssona (1965).

Nachylenie dłuższych osi głazików odpowiada przeważnie upadowi jednostki sedymentacyjnej, w której zostały złożone. Odchylenia od wartości upadu jednostki, zarówno w jedną jak i w drugą stronę, wykazują najczęściej głaziki wrzecionowate i nieregularne.

Wpływ wielkości głazików na ich orientacje

Kształt głazików w różnych (jednostkach) środowiskowych sedymentacyjnych był przedmiotem licznych opracowań (np. C. Holmsa, A. Dylkowej, 1952, S. Jewtuchowicza, 1963, A. Karczewskiego, 1963 — dotyczących orientacji głazików w linii morenowej, H. Wadella, W. Krumbeina, A. Cailleuxa, R. Unruga, 1957 i innych — odnośnie utworów sedymentacji wodnej). Badaniem orientacji zależnie od wielkości głazików zajmowano się sporadycznie. Stosunkowo dużo miejsca temu problemowi poświęcił R. Unrug, przy omawianiu transportu żwirów w dolinie Dunajca.

Autorka pomierzyła głaziki złożone w jednostkach sedymentacji wydymowej od 1,5 cm do 10,0 cm, grupując je w przedziałach: 1,5—3,5 cm (głaziki małe), 3,5—5,5 cm (głaziki średnie), 5,5—10,0 cm (głaziki duże). Wyniki pomiarów przedstawiono na siatkach azymutalnych. Stwierdzono maksymalny udział głazików o wielkości od 1,5 do 3,5 cm w kierunku równoległym. Ten sam kierunek wykazuje większość średnich egzemplarzy oraz głazików dużych. Podobną sytuację zaobserwowano w przypadku ułożenia skośnego. Orientacja prostopadła do głównego kierunku spływu

wód reprezentowana jest przez gładziki małe oraz średnie. Gładziki duże przyjmują kierunek równoległy oraz do niego poprzeczny.

Reasumując stwierdzono, że dzięki największej ilości gładzików małych otrzymano na sitkach duży rozrzut. Mniejszy rozrzut wykazują gładziki średnie, natomiast egzemplarze duże, których pomierzono najmniejszą ilość, przyjmują wszystkie główne kierunki ułożenia. Zależności orientacji gładzików od wielkości trudne są do uchwycenia, w przypadku nierównomiernego udziału gładzików pomierzonych przez autorkę, należących do trzech klas wielkościowych. Odnośnie do wartości upadu poszczególnych egzemplarzy w stosunku do nachylenia jednostki, uchwyciono pewną zależność. Maksymalne wartości nachylenia przyjmują gładziki małe, natomiast najmniejsze wartości upadu przypadają w udziale gładzikom dużym (o wielkości 5,5—10,0 cm).

Skład mechaniczny materiału tworzącego jednostkę sedymentacyjną a ułożenie dłuższych osi gładzików

Skład mechaniczny materiału, który tworzy jednostkę sedymentacyjną wpływa w zasadniczy sposób na jej upad. Na ogół, im grubszy materiał tworzy jednostkę tym upad jej przyjmuje większe wartości (C. E. Johansson 1963). Upad zależy nie tylko od składu mechanicznego materiału tworzącego daną jednostkę sedymentacyjną — nic też dziwnego, że badania C. E. Johanssona znalazły swoje potwierdzenie tylko w przypadku dwóch jednostek sedymentacyjnych. Problem ten nie doczekał się dotychczas większego opracowania.

Przedstawione diagramy — „róże kierunków” orientacji gładzików (ryc. 1—11) zostały ułożone w kolejności według maksymalnego udziału materiału piaszczystego w poszczególnych jednostkach sedymentacyjnych. Tak np. diagram na ryc. 1 przedstawia gładziki złożone w jednostce sedymentacyjnej gdzie 91,98% stanowi materiał o frakcji od 2,0 cm ϕ do 0,10 cm ϕ , a dla ryc. 11 procent ten wynosi tylko 15,81. Porównując przedstawione diagramy można stwierdzić, że w przypadku gdy drobny materiał piaszczysty tworzy w przeważającym procencie jednostkę sedymentacyjną, dłuższe osie gładzików wykazują wyraźną koncentrację w dwóch kierunkach — równoległym i skośnym. Dwie badane jednostki (ryc. 1, 5) mają trzeci kierunek orientacji, mianowicie poprzeczny do równoległego. Przyczyną tego mogą być istniejące w płytkich strumieniach sandrowych prądy poprzeczne, które wpłynęły na większe rozproszenie gładzików pomimo dużego procentu materiału piaszczystego budującego jednostkę sedymentacyjną. Następane diagramy (ryc. 7, 8, 10, 11) nie wykazują wyraźnej koncentracji gładzików. Reasumując można stwierdzić, że im materiał tworzący jednostkę sedymentacyjną jest drobniejszy i bardziej jednolity, tym mniejszy notuje się rozrzut dłuższych osi gładzików na diagramach. Inaczej im materiał grubszy tzn. przez silniejszy prąd osadzony, tym większy notuje się rozrzut dłuższych osi gładzików na diagramach.

Zebrańie wyników

W badanych przez autorkę jednostkach sedymentacyjnych, orientacja dłuższych osi gładzików odpowiada przede wszystkim ułożeniu zgodnemu z kierunkiem spływu wód osadzających daną serię materiału, w której

je pomierzono. Tab. 1 stanowi potwierdzenie wyżej podanego wniosku. Prawie wszystkie badane jednostki z wyjątkiem Skwierzyny Gaj (ryc. 8), posiadają gładziki zorientowane zgodnie z kierunkiem działającej siły. W pierwszych siedmiu wymienionych w tabeli przypadkach, obok ułoże-

Tabela 1

Orientacja dłuższych osi gładzików w osadach wody płynącej złożonych w fazie sedymentacji wydmowej

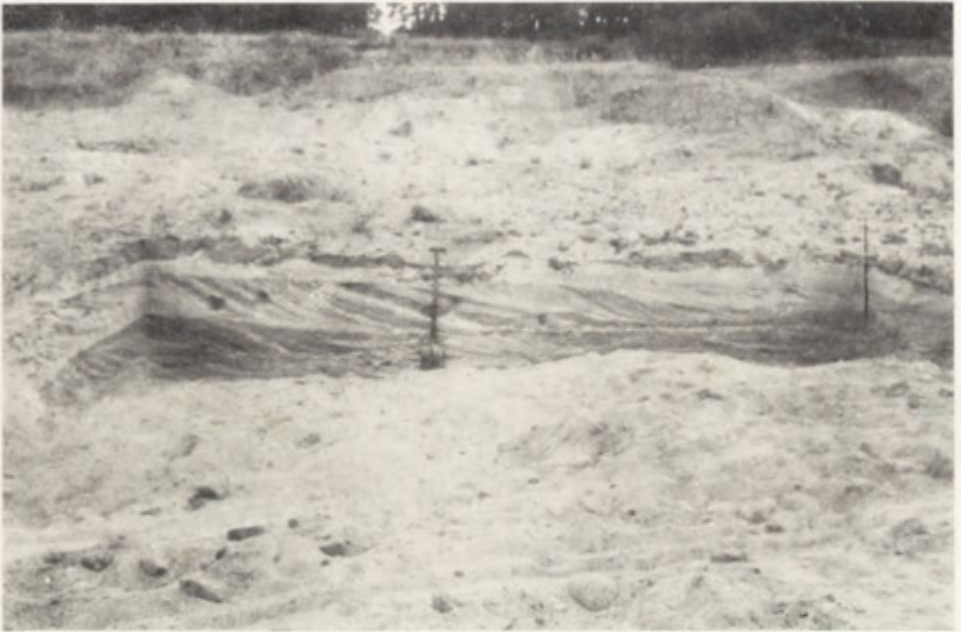
Nazwa jednostki sedymentacyjnej	% materiału piaszczystego w jedn. sed., w której pomierzono gładziki		Orientacja dłuższych osi gładzików w stosunku do głównego kierunku spływu wód			
			Kierunek główny	Kierunki towarzyszące		Kierunek równoległy i skośny % pom. gładzików
	L.p. ryc.	% pom. gładz.		% pom. gładz.	% pom. gładz.	
Krzyżowniki Ia	78,83	4	= 76	/ 18	+ 6	94
Krzyżowniki IIa	65,63	5	= 72	/ 15	+ 13	87
Krzyżowniki IVa	65,27	6	= 70	/ 21	+ 9	91
Bolemin Ia	91,98	1	= 69	/ 20	+ 11	89
Bolemin IIa	84,34	3	= 66	/ 24	+ 10	90
Przeźmierowo Ia	88,61	2	= 65	/ 20	+ 15	85
Przeźmierowo Ib	27,61	9	= 64	/ 18	+ 18	82
Krzyżowniki IIIb	60,69	7	= 59	+ 22	/ 19	78
Skwierzyna Gaj Ib	15,81	11	= 48	+ 32	/ 20	69
Krzyżowniki IIIa	27,44	10	= 40	+ 33	/ 27	67
Skwierzyna Gaj Ia	30,81	8	+ 42	= 31	/ 27	58

Objaśnienie:

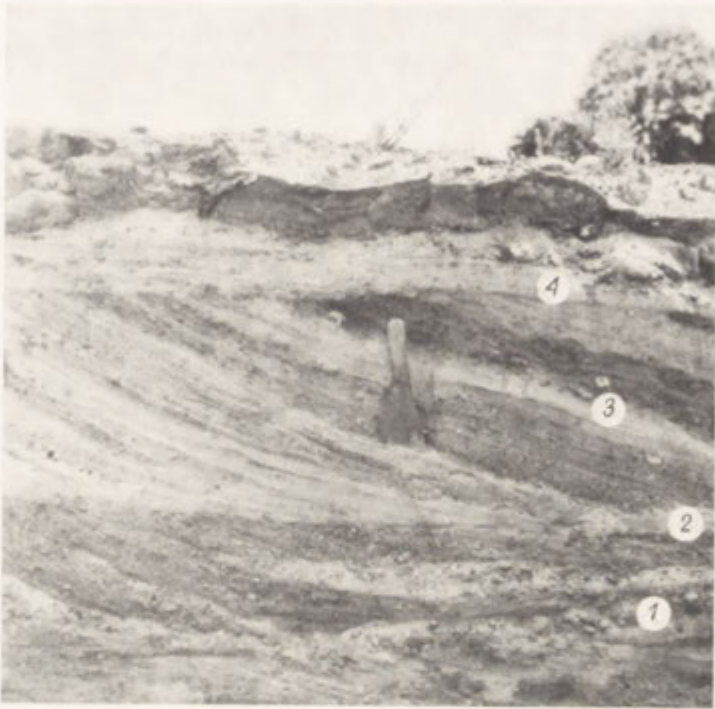
= — ułożenie gładzików równoległe do głównego kierunku spływu wód

/ — ułożenie gładzików skośne do głównego kierunku spływu wód

+ — ułożenie gładzików prostopadłe do głównego kierunku wód



Fot. 1. Odslonięcie znajdujące się w miejscowości Bolemin, po wschodniej stronie szosy Gorzów Wielkopolski — Sulęcín. Stanowi fragment pokrywy akumulacyjnej górnej terasy „przejściowej”, wznoszącej się 9 m nad dnem pradoliny Noteci—Warty
Exposure at Bolemin, east of Gorzów Wielkopolski — Sulęcín highway. It represents a fragment of the accumulation cover of the upper „transitory” terrace extending 9 m above the floor of the Noteć—Warta Pradolina



Fot. 2. Fragment odsłonięcia w miejscowości Bolemin
Fragment of Bolemin exposure

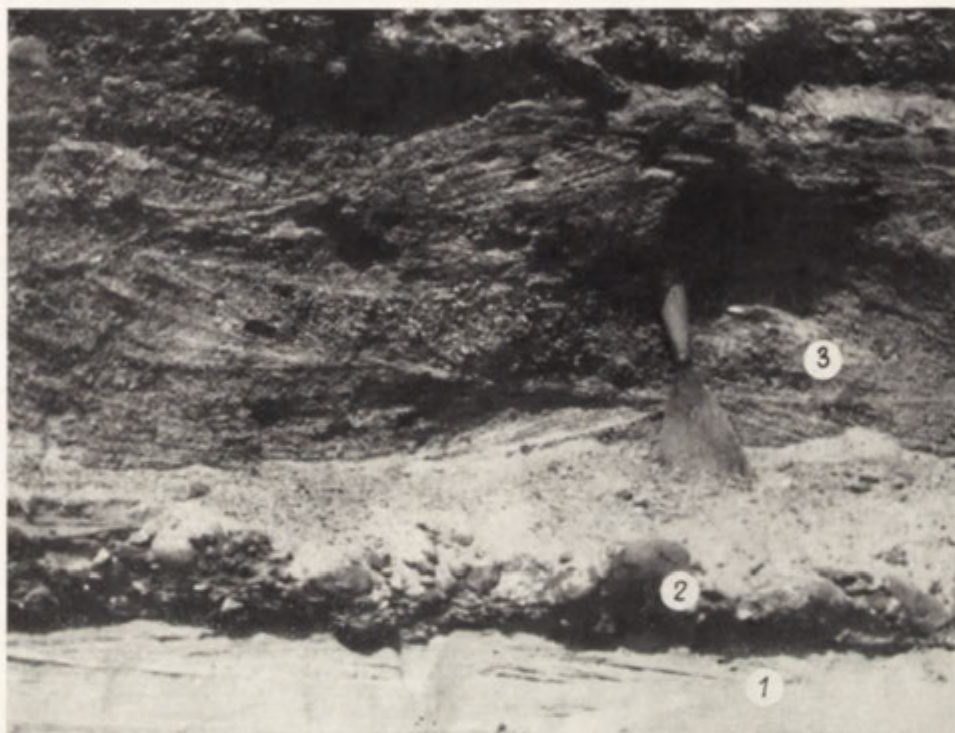
1. Materiał żwirowo piaszczysty złożony w fazie sedymentacji wydmorej. 2. Gwałtowny spadek prędkości wody spowodował akumulację materiału żwirowo piaszczystego, warstwowanego poziomo. 3. Dalszy spadek prędkości wody spowodował osadzenie materiału na przemian żwirowego i piaszczystego skośnie warstwowanego (w tej jednostce pomierzono 100 głazików). 4. Materiał piaszczysty złożony w fazie sedymentacji płaskiej. Taki układ jednostek sedymentacyjnych świadczy o stopniowym zaniku prądu oraz zmianie jego kierunku

1 — sand-gravel material deposited during phase of dune sedimentation; 2 — abrupt drop in velocity of water flow has caused an accumulation of sand and gravel material in horizontal stratification; 3 — a further drop of water velocity caused the deposition of alternating sandy and gravelly material in oblique stratification (from this unit 100 pebbles were measured); 4 — sandy material deposited during phase of level sedimentation. This pattern of the sedimentation units is proof of a gradual decrease in current velocity and a change in flow direction



Fot. 3. Odsłonięcie znajduje się na terenie żwirowni Krzyżowniki, po południowej stronie szosy Poznań — Sady, w sandrze stadiału poznańskiego, rozciągającego się na SW od Poznania

Exposure in Krzyżowniki gravel pit, south of Poznań — Sady highway, in esker of the Poznań Stage extending towards SW of Poznań



Fot. 4. Fragment odsłonięcia w Krzyżownikach

Fragment of Krzyżowniki exposure

1 — materiał drobno piaszczysty poziomo warstwowany, 2 — bruk erozyjny, świadczący o gwałtownym spadku zdolności transportowej strumienia sandrowego, 3 — jednostka sedymentacyjna złożona, w fazie sedymentacji antywydmowej

1 — finegrained sand horizontally bedded, 2 — erosive pavement, evidence of abrupt drop in carrying power of outwash stream, 3 — sedimentation unit deposited during pre-dune sedimentation

nia równoległego występuje kierunek skośny. Gdy weźmiemy pod uwagę ilość gładzików przyjmujących orientację równoległą i skośną, koncentracja gładzików jest jeszcze bardziej widoczna. Taki układ dłuższych osi gładzików jest m. in. rezultatem drobnego materiału piaszczystego, który buduje badane jednostki sedymentacyjne. Tak np. w przypadku jednostki Krzyżowniki Ia (ryc. 4) ilość gładzików zorientowanych równolegle stanowi 76% przy 78,83% materiału piaszczystego budującego badaną jednostkę.

Gładziki wrzecionowate wykazują największy rozrzut jako najmniej stabilne i łatwo ulegające reorientacji przy osiadananiu (R. U n r u g, 1957). Trzeba zaznaczyć, że przy największym polu występowania na siatkach azymutalnych wykazują największą koncentrację, zwłaszcza w przypadku gdy materiał wśród którego się poruszały stanowił duży % drobnych piasków (od 0,49 do 0,10 cm ϕ). W tej sytuacji cząstki większe poruszające się po dnie strumienia natrafiały na mniejszy opór środowiska. Gładziki o kształcie płytkowym i klinowym jako mało zwrotne poruszające się najczęściej ruchem ślizgowym po dnie, układają się równolegle i skośnie. Natomiast gładziki nieregularne wykazują orientację równoległą (podobnie jak wrzecionowate), jak również skośną do głównego kierunku spływu wód.

Skład mechaniczny materiału tworzącego jednostkę sedymentacyjną wpłynął w zasadniczy sposób na wartość jej upadu. Im grubszy materiał budował daną jednostkę, tym większą notowano wartość jej nachylenia. Upad gładzików, pomimo że często był równy wartości nachylenia jednostki sedymentacyjnej, wykazywał jednak pewne odchylenia. Minimalne upady odpowiadały gładzikom dużym, które pokonując załom stoku proksymalnego wydmy subakwatywnej zsuwały się pod wpływem swojego ciężaru i osiadały u podnóża strony dystalnej wydmy podwodnej. Maksymalne wartości katowe upadu przypadają w udziale gładzikom małym o wielkości od 1,5 do 3,5 cm, przeważnie o kształcie wrzecionowatym.

Zależności orientacji gładzików od ich wielkości trudne są do uchwycenia w przypadku nierównomiernego udziału poszczególnych egzemplarzy należących do jednakowych grup wielkościowych. Biorąc pod uwagę fakt, że materiał tworzący jednostkę sedymentacyjną często był bardzo drobny, trudno było znaleźć gładziki o wielkości od 5,5 do 10,0 cm. Związek wielkości cząstek z ich orientacją jest niewątpliwy, wymaga jednak pomierzenia jednakowej ilości gładzików o takiej samej wielkości w celu zastosowania metod statystycznych. Podobnie należałoby postąpić w przypadku badania zależności dłuższych osi gładzików o różnym kształcie od ich ułożenia. Trzeba jednak zaznaczyć, że w badanych osadach wód płynących bardzo trudno o odpowiednią ilość gładzików o kształcie płytkowym i klinowatym, ponieważ większość z nich to okruchy skał krystalicznych.

PIŚMIENNICTWO

- (1) Doeglas D. I., 1962. *The Structure of Sedimentary Deposits of Braided Rivers*. „Mineralogy and Geology”. Department. Agricultural State University Wageningen (The Netherlands). „Sedimentology”, 1.
- (2) Dylikowa A., 1952. *O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej*. Łódzkie Towarzystwo Naukowe.

- (3) Galon R., 1961. *Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) Ice Marginal Stremway*. „Inst. Geogr. Pol. Acad. Sci., Geogr. Stud.” nr 29.
- (4) Jewtuchowicz S., 1955. *Struktura sandru*. „Acta Geogr. Univ. Lodz.”, 5.
- (5) Jewtuchowicz S., 1962. *Studia z geomorfologii glacialnej północnej części Sörkappu*. „Acta Geogr. Lodz.”, 11.
- (6) Johansson C. E., 1963. *Orientation of Pebbles in Running Water. A Laboratory Study*. „Geografiska Annalar” XIX (2—3).
- (7) Johansson C. E., 1965. *Structural Studies of Sedimentary Deposits*. „Lund Studies in Geography” Ser. A. *Physical Geography*. No. 32.
- (8) Karczewski A., 1963. *Morfologia i tekstura moreny dennej na obszarze Polski zachodniej*. „Prace Kom. Geogr.-Geol.” Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wyd. Mat.-Przyr., t. 4, z. 2.
- (9) Kozarski S., 1965. *Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci—Warty*. Prace Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wyd. Mat.-Przyr., t. 5, z. 1.
- (10) Krygowski B., 1961. *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Cz. I. Geomorfologia*. Kom. Fizj. Pozn. Tow. Przyj. Nauk.
- (11) Krigstrom A., 1962. *Geomorphological Studies of Sandur Plain and their Braided Rivers in Iceland*. „Geografiska Annalar”, z. 1.
- (12) Prandtl L., 1958. *Dynamika przepływów*. Warszawa. PWN.
- (13) Unrug R., 1957. *Współczesny transport i sedimentacja żwirów w dolinie Dunajca*. „Acta Geologica Polonica” t. VII, z. 2.

ЭВА ТАЙЛЁР

ОРИЕНТАЦИЯ БОЛЕЕ ДЛИННЫХ ОСЕЙ ГАЛЕК В ОТЛОЖЕНИЯХ ПРОТОЧНЫХ ВОД, ОТЛОЖЕННЫХ В ФАЗЕ ДЮННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Изучение ориентации более длинных осей галек явилось основанием для решения главных геоморфологических проблем, касающихся транспорта и отложения переносимого материала. Связи между направлением действующей силы и укладом галек, в зависимости от их формы, величины и рода среды, в которой они были отложены — несомненны. Попыткой определения этих зависимостей являются исследования автора. Они охватывали измерение ориентации более длинных осей галек, в отдельных седиментационных единицах, с помощью геологической буссоли и клинометра. При выборочном взятии галек учитывались веретенovidные, клиновидные, плитовидные и нерегулярной формы экземпляры от 1,5 до 10,0 см. Каждой единице отвечало 100 галек (всего было измерено 1100 экземпляров). Результаты измерений (азимут и наклон) в отдельных единицах были нанесены на азимутные сетки и „розы направлений”.

В исследуемых автором пунктах, ориентация более длинных осей галек отвечает, прежде всего, системе согласной с направлением стока вод, отлагающих данную серию материала, в которой они были измерены. Такая система более длинных осей галек сильно сконцентрированных, является, м.пр., результатом большого процента песчаного материала соглающего данные седиментационные единицы (таб. 1).

Веретенovidные гальки, которые измерены в наибольшем количестве, проявляют максимальное рассеивание на сетках как наименее стабильные и легко подвергающиеся реориентации при осаждении. Проявляют они, однако, наибольшую концентрацию, особенно в случае, когда материал среди которого

они двигались был в значительном проценте песчаным. В таком положении, более крупные частицы движущиеся по дну потока встречали меньшее сопротивление среды. Клиновидные и плитовидные, плохо поворачивающиеся гальки, скользящие по дну блуждающей реки, располагались параллельно и диагонально к направлению действующей силы. Гальки нерегулярной формы проявляют параллельную и диагональную ориентацию подобно веретенным.

Механический состав материала образующего седиментационную единицу решающим образом повлиял на величину ее наклона. Чем крупнее был материал который слагал данную единицу, тем большая наблюдалась величина ее наклона. Минимальные наклоны отвечали крупным галькам (от 5,5 до 10,0 см), которые в своем движении преодолевая излом проксимального склона субквальной дюны сползали под влиянием значительной тяжести и оседали у подножья дистальной стороны дюны. Зависимости ориентации гальки от их величины трудно ухватить, в случае неравномерного удела отдельных экземпляров, принадлежащих к равным по величине группам.

Пер. Б. Миховского

EWA TAYLOR

ORIENTATION OF LONG AXES OF PEBBLES IN FLOWING WATER, DEPOSITED DURING PHASE OF DUNE SEDIMENTATION

Studies of the orientation of the long axes of pebbles are basic in the solution of the principal geomorphological problems dealing with material transport and deposition. Beyond any doubt interrelations exist between the direction of the effective force and the orientation of pebbles, depending on their shape and size and on the kind of environment in which came to rest. In an attempt of establishing these interrelations the author made her tests which covered measurements, made by the use of a geological compass and a clinometer, of the orientation of the long axes of pebbles collected from separate units of sedimentation. While otherwise arbitrarily collecting the pebbles the author chose only specimens 1.5 cm to 10.0 cm long, spindle-, wedge- or plate-shaped, or of irregular shape. For each unit of sedimentation 100 pebbles were collected and a total of 1100 pebbles were examined. The results of these measurements (of azimuths and dips) as were made for the particular units, were entered in an azimuthal grid and „direction roses”.

In the localities examined by the author, the long axes of the pebbles lie mostly parallel to the flow of the current which deposited the given series of material from which the pebbles were measured. This pattern of the long axes of the pebbles occurring in large concentration is caused, among other factors, by the high percentage of sandy material in the given sedimentation units (Table 1).

Spindle-shaped pebbles of which the greatest number have been measured, show in the grids the greatest dispersion, on account of being least stable and easily subject to reorientation while settling. However, these pebbles appear in greatest concentration, especially when the material within which they move contains a high share of sandy parts. Under such environmental conditions the large specimens meet less resistance while moving over the bottom of the stream. Travelling over a river floor in an erratic slide motion, wedge-shaped and bladed pebbles, being less easily turned, are usually deposited parallel or obliquely to the direction

of the acting force. Pebbles of irregular shape show an orientation parallel or oblique, much like the spindle-shaped pebbles.

The mechanical composition of the material forming a sedimentation unit has affected the dip direction in a definite manner. The coarser the material forming the unit, the larger proved to be the angle of its inclination. Minimal dip values were found for large-size pebbles, from 5.5 to 10.0 cm in diameter; when this sort of pebbles had to pass in their motion a step in the proximal slope of a subaquatic dune, they slid down due to their greater weight and came to rest at the base of the distal side of that dune. How far the size of pebbles affects their orientation is difficult to determine in cases when the material contains unequal shares of specimens belonging to identical size groups.

Translated by *Karol Jurasz*

WŁADYSŁAW KARASZEWSKI

O starszym interglacjale z Radwanicz na zachodnim Polesiu¹ (Białoruś)

*On the older Interglacial in Radwanicze,
Western Polesie (Belorussian SSR)*

Zarys treści. W czasie badań geologicznych na Polesiu, w 1933 r. autor napotkał pod wsią Radwanicze osady starszego interglacjału (Mindel-Riss) zawierające obfitą faunę mięczaków rzecznych, w tym przewodnią *Paludina diluviana* Kunth. Opracowaniem fauny zajmował się dr J. Polański. Opublikowaniu tych interesujących materiałów stanął na przeszkodzie wybuch wojny. Ostatnio został odnaleziony zdekompilowany odpis opracowania fauny interglacjalnej Radwanicz i innych miejscowości Polesia. W notatce załączono wyjątki z tego opracowania dotyczące fauny z Radwanicz.

W czasie prac geologicznych na Polesiu, w lecie 1933 r. napotkałem pod wsią Radwanicze osady interglacjału mazowieckiego (Mindel-Riss), zawierające bogatą faunę mięczaków.

Próbę z fauną dostarczyłem niezwłocznie profesorowi Stanisławowi Lencewiczowi kierującemu badaniami, który przekazał ją paleontologowi naszej grupy drowi Jerzemu Polańskiemu, ten z kolei oznaczył wstępnie pewną ilość okazów, w tym *Paludina diluviana* Kunth, formę przewodnią dla starszego interglacjału¹. Następnie udaliśmy się z drem Polańskim do Radwanicz w celu pobrania większej ilości materiału do przeszlamowania. Opracowanie fauny z Radwanicz wraz z fauną z innych miejscowości trwało przez czas dłuższy i w chwili wybuchu wojny jego wyniki nie były mi znane. W ostatnim czasie, porządkując dawne swoje materiały, napotkałem zapiski dotyczące interglacjału z Radwanicz i zdecydowałem się ogłosić notatkę na ten temat z tego względu, że do tej pory to tak ważne znalezisko nie jest znane szerszemu ogółowi zainteresowanych.

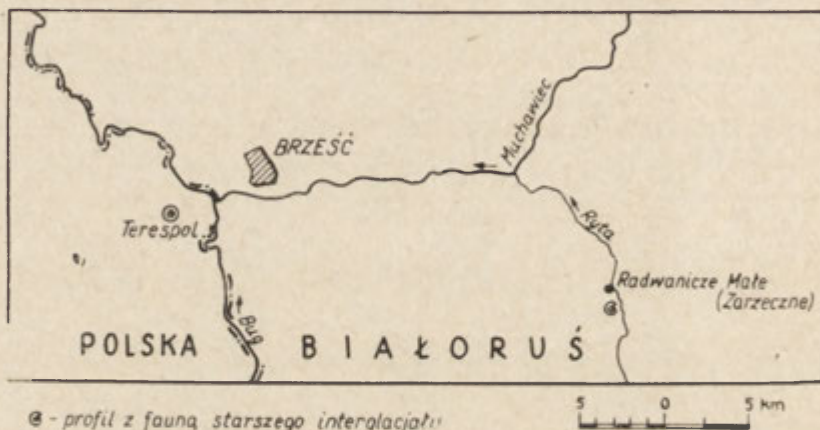
Przy składaniu notatki w redakcji zostałem powiadomiony przez doc. dra M. Prószyńskiego, dawnego współpracownika profesora S. Lencewicza w badaniach poleskich, że w jego rękach znajduje się odpis opracowania dra J. Polańskiego stratygrafii czwartorzędu zachodniej części Polesia, które zawiera m. in. dane dotyczące interglacjału

¹ Na odręcznie sporządzonej przez dra J. Polańskiego liście znajdują się ponadto: *Paludina romaloi*, *Paludina Zickendrathi*, *Litoglyphus* sp. liczne okazy, wśród nich prawdopodobnie *L. naticoides*, *Valvata naticina*, *Valvata cristata*, *Cyclas rivicola*, *Theodoxus (Neritina) danubialis*, *Planorbis planorbis*, *Gyraulus albus* i różne *Pisidia*.

Radwanicz². Odpis jest niekompletny, nie zawiera bowiem spisu fauny oraz załączników graficznych i fotografii. Mimo to przedstawia dużą wartość, zawiera bowiem pełny tekst, w tym również opis ważniejszych mięczaków z Radwanicz. Zapoznawszy się z tymi materiałami, dzięki uprzejmości doc. M. Prószyńskiego, zdecydowałem się uzupełnić moją notatkę głównymi wynikami badań fauny z Radwanicz zamieszczonymi w tekście opracowania dra J. Polańskiego.

Położenie i profil interglacjału

Profil z interglacjałem znajduje się na zachód od wsi Radwanicze Małe, zwane również Zarzecznymi, leżące na lewym brzegu rzeki Ryty, dopływu Muchawca (ryc. 1). Osady z fauną były w czasie mego pobytu



na Polesiu świeżo odsłonięte w rowie melioracyjnym, wykopanym dla odprowadzenia do Ryty wód z bagna znajdującego się na zachód od Radwanicz. W miejscu występowania interglacjału rów przecinał nieznaczne wzniesienie oddzielające bagno od doliny rzeki. Profil odsłonięcia odtworzony na podstawie zachowanych notatek przedstawiał się następująco:

(a) piaski warstwowane, w stropie próchniczne, o zmiennej miąższości nie przekraczającej na ogół 1 m,

(b) piaski gruboziarniste ze żwirem, warstwowane z warstwą kamieni w stropowej części, o maksymalnej średnicy do 45 cm, mające charakter tzw. bruku. Ogólnie miąższość piasków wraz z brukiem nie przekraczała 1 m,

(c) piaski mułkowate z przewarstwieniami iłu piaszczystego, nieco margliste, w dolnej części zawierające soczewki torfu, przepełnione skorupkami mięczaków o dobrym na ogół stanie zachowania, najliczniej skupionych w niższej części warstwy. Miąższość tej warstwy wynosiła około 60 cm,

(d) piasek ze żwirem i kamieniami, których średnica maksymalna osiągnęła 80 cm, reprezentujący następną z kolei warstwę „bruku”. Miąższość tej warstwy na ogół nie przekraczała 50 cm,

² Odpis ten został sporządzony przez mgra Stanisława Zwierza i znajdował się w jego posiadaniu.

(e) mułki nie zawierające szczątków organicznych o nieznanej miąższości.

Piaski spoczywające w stropie profilu (a) skłonny byłbym zaliczyć do osadów fluwialno-peryglacialnych z okresu ostatniego zlodowacenia.

Piaski ze żwirem (b) spoczywające nad właściwymi osadami interglacjalu zapewne reprezentują szczątki silnie rozmytych osadów przedostatniego zlodowacenia (Riss).

Interglacjal (c) pochodzi niewątpliwie z okresu Mindel-Riss, o czym świadczy zawarta w nim fauna. Pełniejsze udokumentowanie tej tezy zawierają wyjątki z tekstu J. Polańskiego zamieszczone w uzupełnieniu notatki. Charakter osadu przy jego niewielkiej miąższości wskazuje, że mamy tu do czynienia z osadem rzeczonym. Do takiego samego wniosku dochodzi również J. Polański na podstawie składu fauny (patrz uzupełnienie).

Dolna warstwa bruku (d) reprezentuje reziduum moreny zlodowacenia południowopolskiego (Mindel).

Występujące w dnie rowu mułki (e) J. Polański uważa za zastoiskowy. Dzisiaj trudno byłoby mi wypowiedzieć się definitywnie na ten temat, sądzę jednak, że twierdzenia tego nie można przyjąć bezkrytycznie, znane mi są bowiem osady mułkowe w profilu plejstocenu, nie wchodzące w skład serii zastoiskowych. Problem ten jednak przy interpretacji zasadniczej części tutejszego interglacjalu odgrywa mniejszą rolę.

Stosunkowo płytkie występowanie osadów starszego interglacjalu na tym obszarze nie może dziwić, ponieważ z przyległych terenów doliny Bugu i wschodniej części Lubelszczyzny znamy już większą ilość punktów występowania osadów starszego interglacjalu na niewielkich głębokościach. Należą do nich m. in. osady jeziorne interglacjalu w Syrnikach nad Wieprzem (M. Prószyński i W. Karaszewski, 1952; W. Karaszewski, 1954), których stropowa część jest widoczna w odsłonięciu w dolinie rzeki na dużej przestrzeni.

W zakończeniu zamieszczam wyjątki z opracowania J. Polańskiego odnoszące się do interglacjalu Radwanicz. Sądzę, że opublikowanie tych danych może się przyczynić do przyspieszenia druku całości zachowanego rękopisu tego autora. Dotyczy ona bowiem stratygrafii tej części Polesia, która graniczy bezpośrednio z terytorium wschodniej części Polski, a więc ma duże znaczenie również dla znajomości naszego plejstocenu. A oto fragmenty opracowania J. Polańskiego: „Rozdział III, Interglacjal z Radwanicz Zarzeczných”.

„określiłem około 1 000 form mięczaków.

Na 62 gatunki 3) i odmiany [...] 52 gatunki (97,2% osobników) należy do form wodnych.

[...] Fauna z Radwanicz jest zespołem rzeczonym.

[...] Zespół z Radwanicz odpowiada [...] dzisiejszej faunie rzek czarnomorskich, w dolnych ich biegach. Fauna taka wymaga cieplejszego lata, krótszej zimy i większego usłonecznienia (grube skorupki). Średnia temperatura lata musiała być o 2°—3° wyższa od dzisiejszej. Poziom interglacjalny z Radwanicz odpowiada interglacjalowi: Mindel-Riss”.

Z *Opisu ważniejszych form* zamieszczam wyjątki dotyczące fauny z Radwanicz³.

³ W tym dwa nowo opisane, vide: *Opis ważniejszych form*.

Pupilla triplicata St u d e r: [...] typowy okaz, pochodzi z interglacjału w Radwaniczach. Jest to bardzo rzadka u nas południowo europejska forma [...]

Planorbis carinatus M ü l l e r: Jeden z okazów z Radwanicz jest skręcony w lewo i wybitnie teratologiczny [...].

Valvata naticina M e n k e: Bardzo pospolita w interglacjale w Noblu i Radwaniczach. Występuje w dwóch odmianach a) spłaszczonej i kulistej i b) stożkowatej i ostroszczytowej.

Vivipara (Paludina) [...] liczne żyworodki z Radwanicz należą bez wątpienia do grupy *fasciata*. Odróżniają się jednak [...] od form dzisiejszych mniejszymi wymiarami, znacznie mniejszym otworem i nadzwyczaj mocną grubą skorupką [...]

Vivipara (Paludina) diluviana K u n t h: Okaz z Radwanicz jest identyczny z okazami Pawłowa (III 66,73) i Iconographie N2147,2148. Występuje przy końcu pliocenu i w starszych interglacjalach.

Vivipara (Paludina) diluviana crassa K u n t h: Skorupka znacznie mniejsza od typowej, niższa, skrętka tępo stożkowata, 5½ skrętów ścisłych, otwór mały, ścięty, głęboko wciśnięty pod ostatni skręt. Dość chwiejna forma... Stratygraficzne znaczenie niepewne.

Vivipara (Paludina) fasciata M ü l l e r: Dość pospolita w interglacjale Radwanicze. Skrętów 5. Ślady barwnych prążków. Skorupki mniejsze, ale mocniejsze od dzisiejszych, otwór również mniejszy. Bardzo podobna do dzisiejszej formy dolnego Dniepru i form dyluwialnych z okolic Odessy (Manghikian, 1929, ryc. 46, 52).

Vivipara (Paludina) fasciata zickendrathi P a v l o w (Pro spec. *Paludina zickendrathi* P a v l o w): Forma bardzo pospolita w interglacjale Ukrainie (Bondarczuk, Pavlov, Manghikian). Żyje dziś (Żadin).

Vivipara (Paludina) fasciata, duboisiana M o u s s o n: [...] Pospolita w interglacjale Radwanicz.

Vivipara (Paludina) fasciata pseudachitinoides P a v l. (Prospec. *Paludina pseudachitinoides* P a v l.): Luźne skorupki z interglacjału w Radwaniczach.

Vivipara (Paludina) fasciata dresseli T o u r n o u e r (Pro spec. *Paludina Dresseli* T o u r n. e t P a v l.): Liczne skorupki w Radwaniczach.

Lithoglyphus fuscus Z i e g l e r: [...] Żyje na Bałkanach i południowej Ukrainie [...]. Należy do najpospolitszych skorupki w interglacjale Radwanicz.

Lithoglyphus pyramidatus M ö l l e n d o r f: Żyje dziś [...] w Chorwacji. Dość pospolity w interglacjale Radwanicz.

Microcolpia (Melanopsis) acicularis F é r u s a e: [...] Charakterystyczny dla starszego okresu dyluwium i pliocenu zachodniej Europy. Dziś żyje tylko w południowo-wschodniej Europie [...]

Theodoxus (Neritina) fluviatilis L i n n é: [...] przypomina skorupki południowopodlaskie. Pospolita fauna interglacjału z Radwanicz.

Sphaerium (Cyrenastrum) solidum N o r d e n: [...] Żyje w dolnych biegach rzek środkowej Europy. U nas rzadki. Skorupki z Radwanicz bardzo zmienne.

Poza tym J. Polański opisał trzy nowe gatunki, w tym dwa z interglacjału Radwanicz: *Pisidium rytense* n. sp. [...] występujący tylko w interglacjale Radwanicz i *Sphaerium (Cyrenastrum) polesicum* n. sp. [...] Bardzo pospolity w Radwaniczach. Nie zachowały się niestety rysunki tych nowych gatunków, ale tekst zawiera obszerny opis.

LITERATURA

Karaszewski W. (1954) — O obecności dwóch starszych interglacjalów w profilu Syrnik nad Wieprzem. „Inst. Geol. Biul. 69”. Z badań czwartorzędzu w Polsce t. 5, s. 167—176.

Prószyński M. i Karaszewski W. (1952). Notatka o profilu interglacjalnym w Syrnikach nad Wieprzem w powiecie lubartowskim (wiadomość tymczasowa). „Państw. Inst. Geol. Biul. 66”. Z badań czwartorzędzu w Polsce t. 2, 583—588.

ВЛАДИСЛАВ КАРАШЕВСКИ

О СТАРШЕМ ИНТЕРГЛЯЦИАЛЕ ИЗ РАДВАНИЧ В ЗАПАДНОМ ПОЛЕСЬЕ
(БЕЛОРУССКАЯ ССР)

Во время геологических работ в Полесье в 1933 г., около деревни Радваниче Заречное (Малое) к востоку от Бреста (см. фиг. 1) я встретил отложения предпоследнего (Mindel/Riss) межледниковья, которые заключали богатую фауну моллюсков, главным образом речных, м. пр. *Paludina diluviana* Kunth. По решению профессора Станислава Ленцевича, руководителя группы, эту фауну я передал для исследования д-ру Е. Полянскому. Доктор Е. Полянский, который работал несколько лет в Полесье, разрабатывал, м. пр. фауну нескольких других межледниковья этого района. Разработка всех этих материалов продолжалась долгое время и до начала войны в 1939 г. результаты не были опубликованы.

С момента открытия этого интересного профиля вскоре исполнится 40 лет, но до сих пор, не появилась о нем в печати ни одна заметка. В этих условиях я приготовил заметку по этому вопросу. Когда я передавал ее в редакцию доцент Варшавского университета д-р М. Прушинский уведомил меня, что сохранилась копия стратиграфической разработки четвертичного периода Полесья, которую кончил накануне второй мировой войны Е. Полянский. В этой копии находится только сам текст без графических приложений и списка фауны. Несмотря на это, в ней имеется много интересных наблюдений и выводов, в том также относительно межледниковья из Радванич.

Ввиду того, что с доктором Полянским уже долгое время нет контактов, по согласованию с д-ром М. Прушинским, я решил дополнить свою заметку отрывками из работы д-ра Е. Полянского, имеющими более важное значение, касающимися межледниковья из Радванич.

Может быть моя заметка будет способствовать опубликованию, для пользы науки, сохранившегося текста работы д-ра Е. Полянского.

ПОЛОЖЕНИЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ

Межледниковые отложения в Радваничах Заречных (Малых) (фиг. 1) наблюдаются в обнажении в мелиорационном канале, пересекающим невысокую возвышенность. Я заметил тут следующий профиль:

а) Слоистые пески, в своде гумус (до 1 м).

б) Крупнозернистые пески с гравием, „мостовая” в своде с камнями Ø 45 см (до 1 м).

в) Пылеватые пески с прослойками песчаной глины, слабо мергелистые, с включениями торфа в нижней части (речное отложение). Переполненные раковинами моллюсков, особенно в нижней части отложения (до 60 см).

г) Песок с гравием и камнями с максимальным диаметром валунов до 80 см, составляющие второй слой „мостовой”. Мощность не превышает 50 см.

д) Незначительной мощности алевроит обнаруженный на дне выемки, без видимых невооруженным глазом органических останков.

Из работы д-ра Е. Полянского привожу более важные отрывки, относящиеся к межледниковью Радванич:

[...] я определил около 1000 форм моллюсков. На 62 вида¹ и подвида [...] 52 вида (97,2% особей) принадлежат к водным формам [...] Фауна из Радванич является речным комплексом [...] Комплекс ... отвечает современной фауне черноморских рек в их нижних течениях.

В разделе озаглавленном „Описание более важных форм” занесена следующая фауна из межледниковья Радванич:

Pupila triplicata Studer, *Planorbis carinatus* Müller, *Valvata naticina* Menke, *Vivipara (Paludina) diluviana* Kunth, *Vivipara (Paludina) fasciata* Müller, *Vivipara (Paludina) zickendrathi* Pavl., *Vivipara (Paludina) fasciata, duboistana* Mousson, *Vivipara (Paludina) fasciata pseudachitinoidea* Pawl., *Vivipara (Paludina) fasciata dresseli* Tournouer, *Lithoglyphus fuscus* Ziegler, *Lithoglyphus pyramidatus* Möllendorf, *Microcolpia (Melanopsis) acicularis* Férusae, *Theodoxus (Neritina) fluviatilis* Linné, *Sphaerium (Cyrenastrum) solidum* Norden, а также два новых вида: *Sphaerium (Cyrenastrum) polessicum* n.sp. *Pisidium rytense* n.sp. Этот последний установлен только в профиле межледниковья Радванич.

Пер. В. Миховского

WŁADYSŁAW KARASZEWSKI

ON THE OLDER INTERGLACIAL IN RADWANICZE, WESTERN POLESIE
(BELORUSSIAN SSR)

While making in 1933 geological examinations in Polesie, the author discovered near the village of Radwanicze deposits of what is called the Older Interglacial (Mindel/Riss) containing abundant fauna of fluvial molluscs with *Paludina diluviana* Kunth. as index species. The detailed identification of this fauna was made by Dr. J. Polański. The publication of this remarkable material was prevented by the outbreak of the war. But recently a mutilated copy of a description of this interglacial fauna from Radwanicze and other localities in Polesia has been found. The author annexed to his report few excerpts from this document dealing with the Radwanicze fauna.

Translated by Karol Jurasz

¹ В том два новых

IRENA DYNOWSKA

Na marginesie artykułu H. Niedzielskiego

W ubiegłym roku H. Niedzielski opublikował w „Przełądzie Geograficznym”¹ interesujący artykuł, w którym polemizuje z niektórymi moimi poglądami dotyczącymi stosunków wód podziemnych Wyżyny Miechowskiej². Różnice zdań dotyczą następujących zagadnień, z którymi pragnę dyskutować:

1. sposobu występowania poziomów wód podziemnych,
2. wahań zwierciadła wód podziemnych,
3. charakteru zasilania źródeł dolinnych,
4. zmienności wydajności źródeł.

Istnieje natomiast zgodność poglądów odnośnie do szczelinowostwowego charakteru krążenia wód podziemnych.

1. Sposób występowania poziomów wód podziemnych

H. Niedzielski kwestionuje tzw. „dachówkowaty” układ poziomów związanych z monoklinalną budową geologiczną. Według Niedzielskiego układ taki, jako szczególny przypadek, może zdarzyć się jedynie w rejonie działu wodnego między Dłubnią i Szreniawą.

Poza wszelką wątpliwością układ taki można stwierdzić w rejonie działu wodnego między Prądnikiem a Dłubnią. W tym jednak przypadku, jeden (głębszy) poziom odnosi się do wapieni jurajskich, a drugi (płytszy) do margli kredowych. Dachówkowaty układ dotyczy więc tutaj poziomów wodnych występujących w skałach o różnym wieku i różnym wykształceniu litologicznym. Nie jest to zatem przykład w pełni reprezentatywny dla stosunków w obrębie margli. Natomiast dział wodny między Szreniawą a Nidzicą i między Szreniawą a Pojałówką budują wyłącznie margle (mastrycht). Na działle wodnym Szreniawa-Nidzica stwierdziłam taki dachówkowaty układ w rejonie Widnicy, a na działle wodnym Szreniawa-Pojałówka, w rejonie Jaksic. Układ taki występuje zapewne częściej, niemniej jest trudny do stwierdzenia, gdyż w większości przypadków studnie nie sięgają do tego głębokiego poziomu. Możliwe, że na długich odcinkach działów wodnych taki dachówkowaty układ nie występuje. Niemniej stwierdzenie takiego układu w kilku przypadkach uważam za na tyle interesujące i charakterystyczne dla tego obszaru, by fakt ten szczególnie zaakcentować.

¹ „Przeł. Geograf.”, t. XLIII, z. 4, 1971.

² I. Dynowska. *Obieg wody w obszarze wyżynnym zbudowanym z marglu kredowego na przykładzie dorzecza górnej Szreniawy*, „Zeszyty Naukowe UJ” LXXX. „Prace Geograf.”, z. 8. „Prace Instytutu Geograf.”, z. 30, Kraków 1964.

H. Niedzielski kwestionuje również istnienie spadków hydraulicznych powyżej 20%. Uważa on, że przyjęcie większych spadków jest wynikiem niewłaściwej interpretacji polegającej na łączeniu różnych poziomów wodnych.

W pracy z roku 1964 przyjąłam spadki dochodzące w skrajnych przypadkach do 40%. Nie sądzę, by przyjęcie spadków powyżej 20% było wynikiem błędnej interpretacji. Szkoda, że Niedzielski nie nawiązał do rozprawy W. Burzewskiego³, najnowszej pracy z zakresu hydrogeologii dyskutowanego obszaru, w części dotyczącej także wód podziemnych w utworach kredowych. Burzewski stwierdza m. in., że kształt swobodnego zwierciadła wód podziemnych występującego na głębokości kilku metrów pokrywa się dokładnie z rzeźbą terenu. Z uwagi na niejednokrotnie znaczne spadki terenu w obrębie Wyżyny Miechowskiej, należy wnosić, że i spadki hydrauliczne mogą być miejscami dość duże. Z mapy Alexandrowicza i Wilka⁴ dla okolic Skała-Nowa Wieś wynika, że spadki w obrębie margli kredowych wynoszą około 35‰, a dla bardziej spękanych i wodonośnych wapieni skalistych jury, miejscami nawet ponad 50‰!

2. Wahania zwierciadła wód podziemnych

H. Niedzielski uważa, że „nie można wyprowadzić jakiegokolwiek związku pomiędzy amplitudą wahań a głębokością przypisując mi taką sugestię.

Sugestii takiej nie wysuwałam. Stwierdziłam, że w płytkich studniach usytuowanych w dolnej części zbocza, amplitudy wahań są małe. Natomiast w obrębie wierzchowin mogą być różne. W obrębie wierzchowin prowadziłam pomiary wahań zwierciadła wody podziemnej wyłącznie tam, gdzie występują nadległe poziomy (wychodząc z założenia, że są to najbardziej interesujące obszary). Stwierdziłam, że w takim przypadku w studniach głębszego poziomu, charakterystyczne są znaczne i nagłe wahania zwierciadła wody. Zjawisko to tłumaczę okresowo zmieniającym się dopływem wody z poziomu wyższego. Nagłe skoki zwierciadła wód podziemnych należy więc tłumaczyć okresowym przelewaniem się wody z poziomu wyższego do niższego. Stanowisko to podtrzymuję. Wahania zwierciadła wody w studniach głębokich, lecz nie zasilanych okresowo przez poziom wyższy są prawdopodobnie niewielkie. Zresztą sam Niedzielski załącza wykresy, z których wynika, że amplituda w okresie 5 dni w jednym przypadku wynosiła 5 metrów, a w drugim aż 11 metrów (studnia o głębokości około 45 m).

3. Charakter zasilania źródeł dolinnych

Według Niedzielskiego źródła grupują się najczęściej na zboczu tuż powyżej dna doliny a mniej liczne w dnie doliny w pobliżu zboczy. Nie jest to słuszne. Najliczniejsze i najwydajniejsze źródła występują w dnie doliny tuż pod zboczem.

³ W. Burzewski. *Strukturalne warunki jury olkusko-wolbromskiej jako brzegowe dla hydrodynamiki złóż naftowych Niecki Nidziańskiej*, PAN Oddz. w Krakowie. „Prace Geolog.” 61, Warszawa 1969.

⁴ S. W. Alexandrowicz, Z. Wilk. *Budowa geologiczna i źródła doliny Prądnika w Ojcowskim Parku Narodowym. „Ochrona Przyrody”*, R. 28, Kraków 1962.

Niedzielski uważa, że źródła są zasilane przez wody z poszczególnych poziomów. Jako dowód przytacza, że występują one na pewnych wysokościach nad poziom morza, to jest w miejscach wychodni poziomów wodonośnych. Przyjmuje odległości między poziomami często rzędu około 5 metrów i jednocześnie prawie horyzontalne zaleganie tych poziomów.

Twierdzenie, że wyjątkowo wydajne źródła, jakie występują w dolinie Szreniawy — miałyby być zasilane przez horyzontalnie zalegające poziomy — uważam za nieuzasadnione. Niedzielski przyjmuje, że źródła w Biskupicach (wg numeracji autora źródła nr 92—94) o średniej wydajności około 150 l/s są zasilane przez jeden z takich horyzontalnie zalegających poziomów, a źródła nr 91 i 96, których łączna średnia wydajność wynosi około 250 l/s⁵, położone od poprzednich nie niżej niż 5 metrów — zasilane miałyby być już przez następny horyzontalny poziom. Niezbyt zrozumiałe jest, jakie są podstawy do wydzielania odrębnych poziomów wodonośnych, skoro odstęp między nimi nie przekracza nawet 5 metrów, a jednocześnie wydajności źródeł zasilanych przez te poziomy są bardzo duże. Sądzę, że wydzielanie poziomów w przypadku niewielkiej odległości między nimi (w pionie) — jest nieuzasadnione.

Zarówno dużo i mało zmienne wydajności tych źródeł, jak i koncentracja wpływów wody podziemnej na stosunkowo bardzo małej przestrzeni, przeczy koncepcji ich zasilania przez horyzontalnie zalegające poziomy wodne. Źródła takie muszą być uwarunkowane tektoniką. Z ogólnego stylu budowy geologicznej Wyżyny Miechowskiej, gdzie wszystkie większe doliny wykorzystują dyslokacje tektoniczne, można wnosić, że i ta część doliny założona jest na uskoku a wyjątkowo duża wydajność omawianych źródeł jest prawdopodobnie wynikiem krzyżowania się szczelin dyslokacyjnych oraz ich znacznej drożności. Pragnę zwrócić uwagę na fakt, że nigdzie na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej, zbudowanej z wodonośnych wapieni jurajskich i znanej z wydajnych źródeł krasowych, nie występują tak liczne, skupione na małym obszarze i jednocześnie tak wydajne źródła, jak na Wyżynie Miechowskiej w rejonie Biskupic.

4. Zmienność wydajności źródeł

Z poprzednio dyskutowanym zagadnieniem sposobu zasilania, związana jest zmienność wydajności źródeł. W pracy z roku 1964 twierdziłam, że wydajność źródeł omawianego obszaru jest mało zmienna, co mówi o znacznych zasobach wód podziemnych zbiornika marglowego. Późniejsze pomiary wydajności dokonywane w odstępach mniej więcej co miesiąc w okresie od listopada 1969 do grudnia 1970 roku potwierdziły to. Wskaźnik zmienności jest niski i wynosi dla źródeł w rejonie Biskupic od 1,8 do 2,3 (Niedzielski podaje dla tychże źródeł 2,9 do 5,0). Wprawdzie Niedzielski słusznie zaznacza, że wskaźniki zmienności obliczone dla krótkiego okresu, jakim jest jeden rok, mogą być znacznie mniejsze, niż obliczone dla wielolecia, to jednak okres 1969—1970 odznaczał się zarówno głęboką suszą (lato-jesień 1969), jak i wyjątkowo dużymi wezbrzeniami (lato 1970) i wahania wydajności powinny prawdopodobnie obejmować prawie pełną amplitudę.

⁵ Wyniki uzyskane na podstawie 1-roczej serii pomiarów wykonanych w roku 1969—1970 przez magistrantów geografii.

Tak znaczne różnice w ocenie wydajności źródeł i wskaźnika zmienności mogą być wynikiem samej techniki pomiaru. Zarówno pomiary przelewem (przy odczycie warstwy wody bezpośrednio nad koroną przelewu stosowanym przez Niedzielskiego), jak i młynkiem hydrometrycznym (stosowane przez magistrantów) trzeba uznać za mało dokładne. Niemniej mimo małej dokładności pomiarów i krótkiego okresu obserwacji podtrzymuję twierdzenie, że główne źródła w dolinie Szreniawy odznaczają się małą zmiennością wydajności.

Dobrze, że istnieje różnica poglądów odnośnie do sposobu i charakteru krążenia wód podziemnych w obrębie utworów kredowych Wyżyny Miechowskiej. Dyskusja oraz dalsze ukierunkowane badania terenowe, niewątpliwie przyczynią się do lepszego poznania stosunków wodnych tego interesującego a zarazem trudnego do interpretacji regionu.

Etudes hydrologiques et géographiques. Mélanges offerts par ses amis et disciples à Maurice Pardé, professeur honoraire de potamologie à l'Université de Grenoble. Editions Ophrys. (Studia hydrologiczne i geograficzne ofiarowane przez przyjaciół i uczniów Maurice Pardému, profesorowi potamologii na Uniwersytecie w Grenoble).

Mélanges stanowią obszerny tom (781 stron) ofiarowany profesorowi Pardé z okazji zakończenia jego kariery uniwersyteckiej.

Książkę otwiera lista członków Komitetu organizacyjnego (na pierwszym miejscu prof. J. Dresch), dalej lista patronatu zawierająca 50 nazwisk uczonych z różnych krajów oraz lista instytucji i firm subskrybujących książkę.

Portret profesora i krótki wykaz ważniejszych dat z jego życia poprzedza ciekawą autobiografię Jubilata. Urodzony w 1893 r. jako syn inspektora lasów i wód zamierzał poświęcić się karierze wojskowej, w czym przeszkodziło mu schorzenie kości biodrowej. Mimo niego studiował literaturę, a zwłaszcza historię i zdał potrójną maturę, po czym studiował i pracował jako nauczyciel w Nancy, w Dijon, potem w Puy, wreszcie w Grenoble. Na zakończenie studiów wyższych napisał dyplomową pracę z historii i nagle w wybuchu wielkiego zapału przerzucił się w dziedzinę hydrologii. Odkrył wtedy, że materiały liczbowe, dotyczące rzek można było znaleźć w Administracji Dróg i Mostów oraz w Biurze Meteorologicznym. Kopiował w niesamowitym tempie te materiały, opracowywał je swoimi metodami i przygotował tezę doktorską (prowadząc badania w terenie) o reżimie Rodanu. Rodan stał się swego rodzaju bożyszczem Pardégo, a jego zadaniem życiowym stało się badanie jak największej ilości rzek różnych typów na całej ziemi.

Pracował całe życie zrywami w szalonym tempie, z wielką jasnością umysłu i dynamiką wyobraźni, prawie bez snu, po czym przychodziły okresy głębokiego wyczerpania organizmu i depresji.

Po uzyskaniu doktoratu jeszcze przez cztery lata Pardé używał swe siły w szkolnictwie średnim, aż go przeniesiono jako wykładowcę do Wyższej Szkoły Inżynieryjno-Hydraulicznej w Grenoble. W trzy lata później został wykładowcą, a w r. 1932 profesorem tytularnym geografii fizycznej i potamologii na wydziale humanistycznym uniwersytetu w Grenoble. W 1947 r. Pardé otrzymał doktorat d'Etat ès Sciences na podstawie pracy „Różne zagadnienia hydrologii rzecznej”. W latach 1932—1964 wyszły cztery wydania jego *Fleuves et rivières*, które przetłumaczono na wiele języków, między innymi książka została spolszczona jako *Rzeki* pod kierunkiem prof. K. Dębskiego (PWN, 1957). Uciążliwe obliczenia do licznych prac, które publikował, Pardé wykonywał sam, dopiero na dwa lata przed odejściem na emeryturę otrzymał młodego asystenta.

Maurice Pardé jest członkiem honorowym Towarzystw Geograficznych w Berlinie, Genewie, Wiedniu, Rzymie i Belgradzie oraz członkiem-korespondentem Królewskiej Akademii Belgijskiej i Akademii Francuskiej. Do r. 1960 wydano o nim 300 pozycji.

W chwili pisania życiorysu Pardé miał napisanych około 2000 stron wielkiego podręcznika potamologii ogólnej, zaprojektowanego na 3500 stron.

Pasjonującą lekturą jest bibliografia prac Maurice Pardégo obejmująca 319 pozycji wydanych w okresie prawie 50 lat (1919—1967). Obok dzieł podstawowych, już wspomnianych, publikował on przede wszystkim opisy i analizy poszczególnych po-

wodzi przede wszystkim Rodanu, rzek Sewennów i wielu innych rzek Francji, zwłaszcza południowej. Ponadto opisywał powódzie Po, Padu, Renu, Dunaju, rzek Stanów Zjednoczonych AP, Chin, Japonii, Brazylii, Wschodniej Europy, Indii, Pirenejów, Jugosławii, Afryki Centralnej, Kanady i Nowej Zelandii. Można powiedzieć, że każda znaczniejsza powódź na Ziemi znajdowała swój obraz i analizę w opracowaniu Pardé'go.

Zagadnieniem, które w publikacjach Pardé'go występuje równolegle, są reżimy rzek.

Twórca klasyfikacji reżimów rzecznych badał je i opisywał z zamiłowaniem, w miarę zdobywania materiałów dotyczących rzek najróżniejszych klimatów i regionów. Pisał więc o reżimach rzek Francji, Szwajcarii (1920), USA (1930), Włoch (1933), Europy Wschodniej (1933), Węgier (1937), Wysp Brytyjskich (1931), Kanady (1948), Chin (1951), Ameryki Południowej (1952, 1955, 1956), Nowej Zelandii (1960), Związku Radzieckiego (1961).

Charakterystyczne jest, że już po opublikowaniu pracy o reżimie danej rzeki Pardé wracał jeszcze do niej i charakteryzował powódzie, jakie zachodziły później.

Powódzie opisywane są na tle sytuacji barycznej, a zarówno one jak i reżimy traktowane są na tle środowiska geograficznego, z uwzględnieniem wpływu lasów, jezior i innych elementów środowiska.

Liczne prace o powodziach znalazły podsumowanie w obszernym dziele (293 strony) pod tytułem *O potędze powodzi w różnych częściach (regionach) świata*, wydanym jako specjalny numer pisma „Geographica” w Saragossie w 1961 r. Niemniej, już po tym opracowaniu ukazywały się dalsze opisy powodzi. Niewiele tylko prac dotyczy niżówek.

Inne hydrologiczne prace Pardé'go dotyczą transportu materiału stałego niesionego przez rzeki, deformacji koryta, rozwoju meandrów oraz techniki pomiarów przepływu.

Polski dotyczy tylko opracowanie powodzi w „Galicji” w 1934 r. oraz dwie wzmianki o służbie hydrologicznej: jedna z r. 1930, druga z 1965 r.

Opracowania mniej lub więcej szczegółowe przeplatane są przez podsumowania podręcznikowe o charakterze skryptów, przez recenzje większych opracowań francuskich i zagranicznych o charakterze podręczników (np. Kellera, Castany'ego) oraz przez sylwetki naukowe hydrologów, którzy kolejno odchodzili z życia.

Lecz tematy hydrologiczne nie wyczerpują wykazu prac Pardé'go. Jest w nim kilka prac dotyczących lasów i co parę lat pojawiają się artykuły dotyczące kolejnictwa, zwłaszcza francuskiego i niemieckiego.

Prace Pardé'go rozsiane są po różnych czasopismach francuskich i zagranicznych, jednak najczęściej były publikowane w „Revue de Géographie Alpine” i w „Norois”.

Po życiorysie i bibliografii następuje kilka wypowiedzi osób składających hołd zasługom Pardé'go i oceniających jego rolę w hydrologii (W. W u n d t, profesor honorowy uniwersytetu w Freiburg in Breisgau w NRF i A. v a n R i n s u m, były dyrektor Bawarskiego Urzędu Hydrologicznego w Monachium) oraz kilka wspomnień osobistych i urywków korespondencji z niezwykłym człowiekiem — profesorem Pardé.

Główną co do objętości część tomu stanowią różne artykuły naukowe, których autorzy przeważnie powołują się na pewien aspekt twórczości jubilata i podają w spisie literatury niektóre jego dzieła. Prace te są ułożone w porządku alfabetycznym nazwisk autorów, jednak w spisie rzeczy podzielono je na grupy tematyczne. Najliczniejsza jest grupa hydrologiczna (48 prac). Trzy małe — to grupa klimatologiczna (12 prac, o których nie będę pisała z braku kompetencji), dotyczą one głównie opadów lub bardzo ogólnych zagadnień klimatologicznych; grupa geografii fizycznej ogólnej i geomorfologii to 5 artykułów, w tym Tricarta i Drescha, a grupę

geografii ekonomicznej stanowi 6 prac, w tym np. artykuł o zużyciu wody w Paryżu. Wreszcie grupa geografii regionalnej to 6 prac dotyczących głównie małych regionów Francji. Wśród prac hydrologicznych można wyróżnić jedną wyraźną grupę tematyczną, mianowicie 14 artykułów stanowią opisy i analizy powodzi i porównania niektórych ich aspektów lub wskaźników; o nich nie będę bliżej pisała. Trzy artykuły dotyczą reżimu rzek, dwa mają za przedmiot transport materiału stałego, dwa — zlodzenie rzek, dwa — wody podziemne.

Nie sposób wymienić w recenzji nawet tytułów tych przeszło 60 prac, pochodzących z wielu regionów ziemi, trudno je sklasyfikować lub scharakteryzować, gdyż ich tematyka jest bardzo rozstrzelona, można tylko spróbować pokazać wyniki lub określić przedmiot kilkunastu prac wybranych według zainteresowań autorki recenzji.

H. André z Grenoble pisze o możliwościach mierzenia przepływu, jakie istniały w 1966 roku. Zaczynając od ulepszonych młynków podaje możliwości pomiaru metodą chemiczną — mianowicie metodą rekonzentracji dwuchromianu potasu i filtracji próbek nad próżnią. Pisze o limnigrafach, o pojawieniu się w 1957 r. we Francji limnofonów i możliwościach zastosowania pluwi fonów. André kończy swój artykuł następująco: „maszyna licząca zrobi na zamówienie statystyków najcudowniejsze obliczenia, ale nie będzie miała nigdy ani pasji, ani zdrowego rozsądku, ani wyobraźni wielkiego hydrologa Maurice Pardé”.

L. Berthois z Wyższej Szkoły Rolniczej w Rennes przedstawia studium dotyczące dynamiki ujściowych odcinków rzek w Gujanie Francuskiej. Zachodzi tam równowaga zmienna wskutek piętrzenia wód rzecznych przez przyplwy. Badano ją przy pomocy pomiarów zasolenia i mętności. Słone wody wchodzi w ujścia rzek w pobliżu dna, a ich maksymalna szybkość zaznacza się na jednej trzeciej głębokości. Te ciemne wody w pewnej odległości od brzegu nieruchomieją tworząc soczewkę, nad którą w ciągu kilku godzin przepływają rzeczne wody pochodzące z góry rzeki. Posuwanie się wód słonych w korycie zależy od wielkości przyplwy morza i aktualnego przepływu rzeki.

Ph. Bois, potamolog z wydziału des Sciences w Grenoble, zajmuje się roczną (a nie sezonową) zmiennością rzek różnych kontynentów. Przedstawia ich histogramy, w których na osi rzędnych odlicza się ilość lat w procentach, a na osi odciętych stosunki modułów odniesione do średniego. W ten sposób charakteryzuje kilka rzek o skrajnie małej i skrajnie dużej wieloletniej zmienności przepływu.

A. Bauvard charakteryzuje stosunki wodne w masywie górskim Les Baronnies w południowych Alpach.

M. Chartier z Instytutu Geograficznego w Paryżu pisze o jeziorze zaporowym na górnej Sekwanie. System sześciu takich zapór na dopływach Sekwany ma regulować jej przepływ w Paryżu. Autor przedstawia stosunki fizyczno-chemiczne, tlenowe oraz zanieczyszczenie i postuluje dalsze studia.

J. Corbel z Narodowego Centrum Badań Naukowych w Caluire w dep. Rodanu, analizuje strefy na Ziemi mające 3—7 m rocznego odpływu (od 95 do ponad 225 l/s/km²). Wiadomo, że bardzo duże odpływy obejmują tylko bardzo małe zlewnie. Corbel podaje 4 tabelki, które ilustrują zależność wielkości odpływu od wielkości zlewni w najwilgotniejszych, wybranych regionach świata i piątą, która jest zestawieniem poprzednich. Wynika z niej na przykład, że warstwę 6 metrów odpływu rzecznoego daje półkilometrowa zlewnia w strefie równikowej, 20 i 30 km² zlewnie na Alasce i w Norwegii, a 300 km² zlewnie w stanie Waszyngton. Autor wyciąga stąd wniosek, że „ulewom tropikalnym o zasięgu kilku km² przeciwstawiają się chłodne, oceaniczne deszcze pokrywające setki km². To jest podstawowa różnica klimatyczna”. We wniosku tym nie uwzględnia autor zlewni o pośredniej wielkości z położonych w górach nadoceanicznych w klimacie zimnym (Alaska i Norwegia).

L. de Crécy pisze o retencji śnieżnej w lesie na podstawie ciekawych doświadczeń przeprowadzonych w laboratorium terenowym Comité d'Études et de Do-

cumentation Nivoglacialogique w Col de Porte w Chartreuse. Wskazuje on m. in. na ciekawe zjawisko retencjonowania wody deszczowej w śniegu zwłaszcza świeżym.

J. Dresch z Instytutu Geograficznego w Paryżu przedstawia kilka uwag o działalności wód kilku „rios” w Brazylii.

P. Estienne z Instytutu Geografii Uniwersytetu w Clermont Ferrand proponuje nową klasyfikację reżimów rzek opartą na fakcie obecności lub nieobecności retencji śnieżnej i lodowcowej oraz na klimatycznej strefowości wielkości odpływu.

F. Fournier i St. Henin z Międzynaafrykańskiego Biura Gleb i Narodowego Instytutu Badań Rolniczych zarysowują związki między wielkością miesięcznego odpływu a miesięcznym transportem rzek. Według tych związków już na podstawie pomiaru opadu można prognozować wielkość transportu.

R. Frécaut z Instytutu Geografii w Nancy opisuje doświadczenia nad materiałem transportowanym w górskim biegu Mozeli. Doświadczenia robione były za pomocą malowanych głazów, kamyków i ziarn żwiru, specjalnych łapaczek oraz za pomocą wskaźników świecących i radioaktywnych. Transport wykazuje nieciągłość w czasie i w przestrzeni; zjawiska zachodzą przewlekłe podczas wysokich wód i prowadzą do nieznacznych modyfikacji w korycie rzeki. Tylko wyjątkowe powodzie katastrofalne powodują trwałe zmiany łóżyska, których użytymi tu metodami nie da się przebadać.

F. Gaudet z Paryża krótko przedstawia charakter różnych typów rzek Islandii na tle środowiska geograficznego.

L. Gherardelli z Mediolanu, pisząc o maksymalnych przepływach powodziowych rzek włoskich, przedstawia wykresnie związki logarytmiczne między maksymalnym odpływem jednostkowym ($l/s/km^2$) a wielkością zlewni przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych.

A. Guilcher z Instytutu Geograficznego w Paryżu usiłuje określić wielkość odpływu z wysp wulkanicznych Tahiti i Bora-Bora na podstawie składu mineralnego wody z lagun. Badał on stosunek ilościowy krzemionki pochodzenia lądowego do węgla wapnia pochodzenia morskiego. Na bardzo małych wyspach dopływ materiału terrygenicznego okazuje się zadziwiająco mały.

M. Hallaire z Głównej Stacji Bioklimatycznej w Wersalu, wychodząc z metody Thornwaite'a rozważa sprawę retencji użytecznej, to jest sprawę dyspozycyjności dla parowania wody zretencjonowanej w glebie w zależności od systemu korzeniowego. Autor uważa za fałszywe takie stawianie sprawy, że 1 kg suchej materii zebranej z roślin wymaga pewnej ilości wody do wyparowania. Zdaniem autora wydajność zbiorów zależy bowiem nie od ewapotranspiracji rzeczywistej, ale od stosunku ewapotranspiracji rzeczywistej do potencjalnej.

M. Henry, wiceprzewodniczący Komisji Hydrologii Rzecznej z Paryża przedstawia z punktu widzenia inżynierskiego trudności określenia przepływu w przypadku tzw. „pętli powodziowej” i postuluje zainstalowanie w ważnych przekrojach wodowskazowych dwóch posterunków zaopatrzonych w limnigrafy.

F. Joly z Instytutu Geografii w Paryżu charakteryzuje stosunki hydrograficzne pustyni i półpustyni.

R. Keller z Instytutu Geograficznego w Freiburg in Breisgau w NRF przedstawia studium wezbrań w Europie środkowej na tle stosunków zlodzenia rzek, uzupełniając tym niejako prace Parde'go dotyczące przede wszystkim powodzi deszczowych.

Profesor M. Klimaszewski, Rektor Uniwersytetu Jagiellońskiego, pisze o znaczeniu i wykonywaniu szczegółowej mapy hydrograficznej Polski, przedstawiając nawet spis znaków tej mapy.

Praca W. Kressera i J. Rettingera z Politechniki w Wiedniu oparta jest na badaniach przeprowadzonych dla poboru głębokich wód podziemnych dla tego miasta. Autorzy porównują wyniki pomiarów przepuszczalności wykonanych różnymi metodami oraz stwierdzają, że odpływ wód podziemnych w zagłębiu Mitterdorf zachodzi w górnej warstwie żwirów, sięgając głównie do jednej trzeciej ich miąższości.

Druga praca o wodach podziemnych napisana jest przez L. Mazoit ze Służby Kontroli Wód Paryża. Jest to opis i analiza stosunków wodnych panujących w kredzie senońskiej na niewielkim obszarze 1000 km² nad rzeką Yonne. Autor rozróżnia tam dwa systemy wodonośne: horyzont (*nappe*) zalegający niżej i kras leżący nad nim. Ten ostatni stanowi zespół bardzo głębokich szczelin otwartych od góry, w których nad głęboko płynącą rzeką podziemną wytwarza się podłużna wnęka w kształcie galerii. Autor wnioskuje z obserwacji, że po deszczach system krasowy zasila horyzont, a w czasie niżówek horyzont reguluje odpływ krasowy.

Jedyna praca dotycząca lodowca wyszła spod pióra L. Lliboutry z Laboratorium Glacjologii Alpejskiej w Grenoble. Analizuje on związki między fluktuacją lodowca a danymi klimatycznymi przy pomocy badań nad jednostkowym bilansem lodu. Bilans ten liczono w okresach rocznych lat 1962—1965 według pomiarów, wykonywanych w końcu lata (w pierwszej połowie października) na cechowanych żerdziach umieszczonych w dwudziestukilku punktach na lodowcu St. Sorlin w Alpach. Zmiany położenia żerdzi dokładnie mierzono i stwierdzano zmiany ich zanurzenia w lód. Izolinie równego bilansu wykreślone dla poszczególnych lat wykazywały bilans przeważnie dodatni (od — 0,05 do 3,92 m lodu), a ich przebieg przeważnie prawie prostopadły do kierunku poziomu poziomic wskazał na wpływ zacinienia lodowca w godzinach największej insolacji (popołudniowych) przez wysoki grzbiet skalny zasłaniający go od zachodu.

Artykuł prof. Lwowicza z Instytutu Geografii Akademii Nauk w Moskwie składa się z trzech niezależnych części. Pierwsza to historia hydrografii w Rosji i Związku Radzieckim, druga przedstawia charakterystykę i ocenę dorobku prof. Pardé'go, zaś trzecią część stanowią rozważania nad gospodarką wodną Ziemi w dalekiej przyszłości.

A. van Rinsum z Monachium opisuje stosunkowo rzadkie przypadki zamarzania Dunaju na odcinku bawarskim i spowodowane przez nie powodzie, których rozmiary zdają się zwiększać w ostatnich latach.

M. Roche z Electricité de France w Paryżu podaje i analizuje skomplikowane równanie odpływu jako modelu matematycznego oraz dwa jego uproszczenia.

H. Smotkine z Ecole des Hautes Etudes w Paryżu próbuje definiować powódzie letnie i zimowe Łaby według stopnia napełnienia koryta i łożyska.

Ciekawą sprawę przedstawia Yuteka Takahasi z Uniwersytetu Tokijskiego. Stwierdza on, że prace regulacyjne na rzekach japońskich rozpoczęte przez inżynierów holenderskich, a potem francuskich, a mające na celu walkę z powodzią nie nadążyły za bardzo intensywnym rozwojem gospodarczym kraju, tak że mimo ich przeprowadzenia wielkość i częstość powodzi zwiększyła się w XX wieku.

J. Ujwari z Uniwersytetu w Cluj opisuje pionową strefowość elementów klimatycznych i hydrologicznych w Karpatach.

I. Vereerstraeten z Instytutu Geograficznego w Brukseli analizując dane hydrometryczne rzeki Mozy w Visé z dziesięciolecia (1954—1963) na tle trzy dziesięciolecia 1901—1930 stwierdza jej reżim typowo oceaniczny oraz regularne zmniejszanie się przepływu od r. 1930.

P. Vivier i A. Orand ze Stacji Hydrobiologii Kontynentalnej w Paryżu podają wyniki badań nad zmiennością sezonową elementów chemicznych wód jezior

ra Nantua w Ain w roku hydrologicznym 1965—1966, ilustrowane licznymi wykresami na tle charakterystyki epilimnionu, metalimnionu i hipolimnionu.

Walter Wundt z Fryburga (w NRF) przedstawia mapy jednostkowego oddziaływania wezbraniowego w Niemczech dla zimy, lata i roku.

Zofia Ziemońska z Krakowa pisze o reżimie rzek w polskich Tatrach Zachodnich.

Helena Więckowska

K. Klimek. *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia)*, s. 138. Wrocław—Warszawa—Kraków—Gdańsk 1972. Zakład Narodowy imienia Ossolińskich. „Prace Geograficzne IG PAN” nr 94.

Praca oparta jest na bardzo obszernych i wnikliwie zebranych materiałach z południowego przedpola Vatnajökull z jego części zwanej regionalnie Skeidararjökull. Materiały do pracy zostały zgromadzone w czasie wyprawy naukowej Polskiego Towarzystwa Geograficznego na Islandię w 1968 r. (czerwiec—sierpień), kierowanej przez prof. dra R. Galona.

Praca ma charakter kompilacyjny, oparta jest bowiem na materiałach własnych oraz bardzo obszernej literaturze naukowej (200 pozycji), głównie pisanej w języku angielskim. Godne podkreślenia jest niezwykle wnikliwe przestudiowanie trudno dostępnej w Polsce literatury dotyczącej procesów fluwialnych i sedimentologicznych. Autor w pełni opanował obszerną literaturę z tego zakresu i umiejętnie ją wykorzystuje w toku analizy procesów i form występujących w obrębie równiny Skeidararsandur.

Tekst pracy można podzielić na trzy części: a) wprowadzenie (rozdziały I i II), b) materiałową — dotyczącą hydrodynamicznych właściwości rzek proglacialnych i rzeźby Skeidararsandur (rozdziały III i IV) i c) wnioski oraz próba syntezy (rozdział V).

W części I autor zarysowuje problem, cel badań i omawia metody stosowane w badaniach. Analizę współczesnej działalności rzek proglacialnych przeprowadził w oparciu o badania morfodynamiczne (jakościowe) i szczegółowe kartowanie geomorfologiczne przeprowadzone na zdjęciach lotniczych. Część ta obejmuje 1/6 objętości pracy i została napisana w bardzo skondensowanej formie z pełną znajomością podstawowej literatury.

Główny trzon pracy K. Klimka stanowi część druga, oparta na własnym materiale obserwacyjnym. Część tę rozpoczynają ogólne rozważania teoretyczne oparte na literaturze dotyczącej ruchu wody płynącej. Autor bowiem zakłada, że dopiero pełne poznanie mechaniki ruchu i rządzących nim praw ułatwia studiowanie procesów fluwialnych. Jest rzeczą dyskusyjną, czy konieczne było tak szerokie rozbudowanie tej części z cytowaniem wzorów?

Na przedpolu Skeidararjökull autor wyróżnia trzy podstawowe typy rzek proglacialnych:

- a. strumienie zasilane ablacją wąskiej strefy czoła lodowca, powolną ablacją pagórów lodowo-morenowych i efemerycznymi wywierzyškami u czoła lodowca,
- b. duże rzeki zasilane potężnymi wywierzyškami,
- c. rzeki i strumienie wypływające z jezior położonych na przedpolu lodowca.

Obserwacje autora wykazały, że reżim wyżej wymienionych rzek jest zróżnicowany. Wpływa on na charakter transportu, akumulacji i erozji. Na przedpolu Skeidarar bywa on zaburzony przez katastrofalne powodzie (*jökullhlaup*), co zostało jednak w pełni uwzględnione w badaniach autora. Najwięcej nowego materiału

obserwacyjnego wnoszą podrozdziały omawiające formy i osady dużych rzek, strumieni biorących początek z czoła lodowca i rzek wypływających z jezior przylodowcowych. Autor dostarczył bardzo ciekawych obserwacji dotyczących erozji dennej i bocznej rzek proglacialnych. Bogatego materiału obserwacyjnego dostarczył autor odnośnie do łańcuch centralnych i „cieni” piaszczysto-żwirowych. Te ostatnie mają duże znaczenie przy interpretacji paleogeograficznej kopalnych osadów fluwialnych (są wskaźnikiem lokalnego kierunku prądu).

W stosunku do bogatych obserwacji procesów i form omówionych wyżej skromniejsze dane zebrał autor odnośnie do form termokrasowych. Formy wytopiskowe z obszaru Islandii opisywane były już w licznych publikacjach, a po raz pierwszy przez P. Hermanna (*Island in Vergangenheit und Gegenwart*, Bd. II, Leipzig 1907), zaś z obszaru Skeidararsandur przez M. Ebelinga w 1910 r. i E. M. Todtmana w 1960 r. Bardzo interesujące dane dotyczące form wytopiskowych z obszaru Islandii podaje w swej pracy H. Spethmann (*Forschungen am Vatnajökull auf Island und Studien über seine Bedeutung für die Vergletscherung Norddeutschlands*). W pracy Spethmanna znajduje się również klasyfikacja form wytopiskowych. Oprócz lodu lodowcowego miała rolę w formowaniu powierzchni sandrowej przypisuje się lodom gruntowym (liczne prace podają obserwacje dotyczące roli lodów zimowych-gruntowych).

Bardzo przejrzyste, z bogatą dokumentacją został napisany IV rozdział, w którym autor omawia ewolucję rzeźby Skeidararsandur, powstałej jako rezultat działalności wód proglacialnych. Autor w oparciu o przeprowadzone szczegółowe kartowanie geomorfologiczne wschodniej i zachodniej części Skeidararsandur podaje chronologiczny rozwój poszczególnych poziomów sandrowych w zależności od recesji lodowca (załączone szczegółowe mapki geomorfologiczne ryc. 7 i ryc. 31). Pracę kończą krótkie, ściśle ujęte wnioski (rozdział V).

Godna podkreślenia jest niezwykle starannie opracowana część ilustracyjna pracy, w szczególności szkicowe mapki geomorfologiczne oraz fotografie (48). Praca K. Klimka przygotowana jako rozprawa habilitacyjna wnosi poważny dorobek w zakresie geomorfologii dynamicznej i na pewno zainteresuje się nią szerokie grono naukowców zajmujących się zarówno współczesnymi procesami fluwialnymi, jak i badaniami rozległych na obszarze Polski powierzchni sandrowych.

Jan Szupryczyński

J. F. Johnson. *Renovated waste water. An alternative source of municipal water supply in the United States*. The University of Chicago. Department of Geography. Research Paper No. 135, 1971. pp. IX + 155.

Wydany w 1965 roku w Stanach Zjednoczonych „Water Quality Act” precyzuje wymagania związane z oczyszczaniem zużytych wód oddawanych przez miasta do rzek międzystanowych. Realizacja tych wymagań powinna dać w wielu wypadkach wody o jakości odpowiedniej dla ponownego użytku w pewnych gałęziach gospodarki miejskiej, zaś zastosowanie dodatkowych urządzeń i zabiegów może zapewnić wodę zdatną do spożycia. Nowe perspektywy ekonomiczne, jakie zarysowały się po ogłoszeniu „Water Quality Act” sprawiły, że badania koncentrujące się nad problemami związanymi z uzdatnianiem wód nabrały specjalnego znaczenia.

Do tego typu opracowań należy studium J. F. Johnsona. Autor postawił sobie za cel zbadanie ważniejszych aspektów technicznych i socjalnych dotyczących użytkowania wody uzdatnionej w miastach Stanów Zjednoczonych, opierając swoją pracę na kilku wybranych ośrodkach miejskich.

Podstawą do analizy warunków środowiska oraz czynników techniczno-organizacyjnych mających wpływ na ekonomikę użytkowania wód uzdatnionych są trzy miasta: Tucson (Arizona), Indianapolis (Indiana) oraz Filadelfia. Każde z nich znajduje się w innych warunkach klimatycznych, korzysta z innego typu zaopatrzenia w wodę. Analizując porównawczo koszt wody dla miast według aktualnych planów powiększenia zaopatrzenia (Tucson — daleki transport, Indianapolis — budowa nowego zbiornika i transport, Filadelfia — oczyszczanie i transport wód lokalnych) i koszt produkcji na to miejsce wody uzdatnionej autor wykazuje, że dla Tucson i Indianapolis koszt wody uzdatnionej będzie niższy. Jedynie w Filadelfii koszt wody uzdatnionej dla spożycia będzie wyższy, natomiast koszt wody odzyskanej dla celów przemysłowych nie przekroczy kosztów wody dostarczanej tradycyjnymi sposobami. Praktyczność włączenia systemu uzdatniania do zaopatrzenia miast w wodę, przedstawiona na przykładzie trzech miast znacznie różniących się pod wieloma względami, oraz perspektywy stosowania tego systemu w przyszłości z uwagi na konieczność oszczędzania zasobów wodnych upoważniają autora do postulowania organizacji powszechnych badań w tej dziedzinie inspirowanych i kontrolowanych przez agencje federalne.

Problem akceptacji przez konsumentów wód uzdatnionych rozpatruje autor na podstawie literatury oraz własnych badań ankietowych, przeprowadzonych w 5 miastach (Filadelfia — Pennsylvania, Camden — New Jersey, Cincinnati — Ohio, Portland — Oregon, Tucson — Arizona) o krańcowo zróżnicowanym aktualnym zaopatrzeniu w wodę zarówno pod względem jakości dostarczanej wody, jak i jej ilości. Autor dochodzi do wniosków, które nie potwierdzają powszechnej wśród czynników zarządzających wodami opinii, że społeczeństwo nie zgodzi się używać wody uzdatnionej ze względów estetycznych i higienicznych. Johnson stwierdza, że postawa ludności jest niejednolita i zależy zarówno od warunków zaopatrzenia w wodę, jak i od poziomu wykształcenia. Podkreślić jednak trzeba, że wnioski swe oparł autor na niewielkim materiale, uzyskanym od 221 osób ankietowanych. Z akcją uświadamiania społeczeństwa wiąże autor możliwości pozytywnego kształtowania opinii względem użytkowania wody uzdatnionej.

Opracowanie Johnsona zaopatrzone jest w 236 pozycji bibliografii, w ogromnej przewadze są to prace z drugiej połowy lat 60-tych.

Krystyna Wilgatowa

W. D. Thornbury. *Principles of geomorphology*. II ed. New York 1969, s. 594, ilustr. 243. John Wiley and Sons, Inc.

We wstępnej części autor wyjaśnia, że od czasu pierwszego wydania książki (1954) idee geomorfologiczne i punkt widzenia wielu zagadnień posunęły się tak znacznie, że konieczne stało się poddanie ich rewizji. W wydaniu drugim wiele zostało dodane, ale i wiele skreślono.

Principles of Geomorphology jest podręcznikiem pisany dla geologów. Działy szczególnie potrzebne dla geologii inżynierskiej, poszukiwawczej, hydrogeologii itp. potraktowano szerzej, inne mniej istotne dla tych dziedzin, jedynie szkicowo.

Autor podkreśla, że w ostatnich latach w USA bardzo wzrosło znaczenie geomorfologii w geologii dzięki jej zastosowaniom praktycznym. Zaznaczył się również znaczny wzrost badań eksperymentalnych i laboratoryjnych w geomorfologii. Wśród geografów amerykańskich natomiast w ostatnich czasach zmalało zainteresowanie geografiami fizycznymi na korzyść geografii człowieka.

Drugi rozdział zawiera omówienie dziesięciu podstawowych pojęć geomorfologicznych. Zacytuje tu niektóre z nich.

Procesy i prawa rządzące współczesnym rozwojem rzeźby działały w czasie całej geologicznej historii Ziemi, tylko intensywność ich mogła być różna.

Struktura geologiczna jest głównym czynnikiem w ewolucji form rzeźby. Autor rozumie ją szeroko, zaliczając do niej zarówno sfałdowania i spękania skał, jak i fizyczne i chemiczne ich własności.

Rzeźba powierzchni Ziemi jest w znacznym stopniu uzależniona od tempa działania procesów geomorfologicznych, te znowu zależą od struktury, cech klimatu, roślinności itp.

Bardzo mały procent rzeźby współczesnej jest starszy niż trzeciorzęd, natomiast znaczna większość nie jest starsza niż plejstocen.

Rozdział trzeci jest poświęcony analizie procesów geomorfologicznych. Autor wydziela procesy: epigenetyczne czy egzogenetyczne, do których zalicza procesy degradujące, agraujące i działalność organizmów żywych, włączając w to człowieka, hipogenne lub endogenetyczne, do których zalicza diastrofizm i wulkanizm, pozaziemskie, do których włącza wpływ uderzeń meteorytów.

W części procesów degradujących autor omawia szeroko procesy wietrzenia fizycznego i chemicznego.

Rozdział następny jest również poświęcony zagadnieniom wietrzenia, ale pod nieco innym kątem. Zajmuje się problemami tworzenia się gleb i ruchów masowych. Typy gleb są omawiane w powiązaniu z warunkami klimatycznymi, rzeźbą i odwodnieniem. Z ruchów masowych autor wyróżnia spelzwanie, soliflukcję, spłukiwanie, osuwiska i tworzenie się wieńców kamienistych. Poza obserwacjami wspólnymi autor podaje przykłady form kopalnych zachowanych w osadach.

W rozdziale piątym i szóstym autor omawia geomorfologiczny cykl rzeczny oraz zaburzenia tego cyklu. Zatrzymując się nad zagadnieniem rozwoju rzek i dolin, wahań bazy erozyjnej, krzywej erozyjnej rzek, genezy asymetrii dolin, autor podaje klasyfikację dolin w zależności od etapu ich rozwoju, genezy, stosunku do struktur geologicznych zmian poziomu bazy itp.

Przy omawianiu typu odpływu rzecznego w dorzeczu zwraca uwagę na teksturę sieci rzecznej, o której świadczy gęstość sieci (całkowita długość strumieni mierzona na powierzchnię dorzecza) i na częstotliwość strumieni (całkowita ilość strumieni w dorzeczu przez jego powierzchnię). Jako główną przyczynę zakłócenia cyklu rzecznego autor podaje odmłodzenie rzeźby.

W rozdziale poświęconym osadom rzeczonym autor przytacza różne klasyfikacje zarówno osadów, jak i form rzeźby.

Następne rozdziały poświęcone są pojęciu penepłeny i geomorfologii strukturalnej, a więc zagadnieniom rzeźby kopuł batolitowych, struktur fałdowych i uskokowych.

Osobny rozdział poświęca autor cyklowi suchemu, który przez brak lub skąpą ilość opadów i roślinności ma całkowicie inny zespół procesów rzeźbotwórczych od cyklu rzecznego (np. na skutek odwadniania wewnątrzkontynentalnego brak wpływu wahań poziomu morza). Autor zapoznaje czytelnika z teorią cyklu erozyjnego strefy suchej. W następnym rozdziale zostały w wielkim skrócie omówione osady i formy eoliczne.

Obszerny rozdział XIII jest poświęcony rzeźbie krasowej, i omawia m. in. osady zwierzelinowe, problem genezy pustek krasowych oraz geomorfologiczny cykl krasowy jako odmiany cyklu rzecznego.

Następne rozdziały dotyczą problematyki lodowcowej. W pierwszym z nich autor podaje klasyfikację lodowców, sposób ich zasilania, ruch erozji i recesji. W drugim omawia zlodowacenia górskie. Między innymi interesuje autora zagadnienie wielokrotności zlodowaceń i paralelizacji ich w różnych górach świata. Rozdział trzeci poświęca lądolodom. Omawia, podobnie, jak przy lodowcach górskich, formy erozyjne i akumulacyjne, poza tym formy glacyofluwialne i limnoglacialne.

Rozdział XVII poświęcony jest geomorfologii wybrzeży. Autor podkreśla w nim znaczenie wiatru jako głównego czynnika wywołującego falowanie, a poprzez to ostatnie oddziałującego rzeźbotwórczo na wybrzeża. Mówi tu o znaczeniu nie tylko szybkości, lecz i długości trwania wiatru. Omawiając erozję morską, autor wyróżnia dziewięć czynników, które na nią wpływają (np. cechy strukturalne skał budujących wybrzeża, konfiguracja wybrzeży, głębokość wody przybrzeżnej, obfitość osadu, którym woda działa na wybrzeże itp.).

Następny rozdział to rzeźba den oceanicznych. Autor przedstawia klasyfikacje form dennych z wyjaśnieniem ich genezy. Dużą rolę rzeźbotwórczą rejonu szelfu przypisuje prądom zawieszinowym. Rzeźbę głębin oceanicznych łączy z wulkanizmem i diastrofizmem.

Dwa następne rozdziały autor poświęca formom pochodzenia wulkanicznego i pseudowulkanicznego. W tym ostatnim omawia zarówno kraterę pobombowe czy minowe, jak i kraterę meteorytów.

Dwa ostatnie rozdziały książki mają wyraźny aspekt praktycznych zastosowań. Są to *Paleogeomorfologia* i *Geomorfologia stosowana*. W pierwszym z nich autor omawiając formy pogrzebane podkreśla znaczenie kopalnych powierzchni erozyjnych jako częstych zbiorników gazu i ropy naftowej. Zwraca uwagę na znaczenie kopalnych dolin trzeciorzędowych, jako źródła cennych złóż minerałów. Podobnie kras kopalny stanowi często zbiorniki gazu i ropy naftowej lub koncentrację związków żelaza, baru itp.

W rozdziale ostatnim autor omawia zastosowania geomorfologii w różnych dziedzinach geologii.

Książka jest bogato ilustrowana wspaniałymi zdjęciami, licznymi rysunkami i tabelami. Jest to duża jej zaleta. Jak już wspomniałam na wstępie, jest to podręcznik dla geologów. Geomorfolog czytając pracę czuje pewien niedosyt w naświetleniu wielu zagadnień. Te które są ważne dla aspektu praktycznego (np. kras) są potraktowane szeroko, inne, mniej ważne, nadmiernie wąsko (np. formy i osady eoliczne).

Autor oparł się głównie na literaturze amerykańskiej i na problematyce geomorfologicznej tego kraju. Książka w znacznym stopniu ma charakter regionalny.

Elżbieta Mycielska-Dowgiallo

H. Blume. *Die Westindischen Inseln*. Braunschweig 1968, s. 360, tabl. liczb. 74, rys. 131, poz. bibl. 1657. G. Westermann Verlag.

Nazwą „Indie Zachodnie” autor obejmuje „wszystkie wyspy Ameryki Środkowej”. W rozważaniach terminologicznych przypomina, że w r. 1963 G. Wüst zaproponował dla nazewnictwa oceanograficznego tych obszarów określenie „Morze Środkowoamerykańskie” na miejsce dotychczasowego „Amerykańskiego Morza Śródziemnego”.

Książka jest pierwszą niemiecką monografią tak rozumianych Indii Zachodnich. Częściowo stanowi wynik badań własnych autora, terenowych i archiwalnych, częściowo zaś — wykorzystuje wyczerpująco bardzo obszerne piśmiennictwo (do r. 1966 włącznie, przy czym spis literatury uzupełniono również pozycjami z r. 1967).

Część pierwsza, ogólna, zawiera omówienie: położenia i rozczłonkowania wysp i archipelagów Indii Zachodnich; orografii i tektoniki; zagadnień oceanologicznych; klimatu; morfologii; szaty roślinnej i świata zwierzęcego; historii ludności tubylczej; dziejów odkryć geograficznych oraz rozwoju form państwowości i gospodarki; stosunków demograficznych i społecznych; typów krajobrazów i formacji gospodar-

czych oraz struktury agrarno-socjalnej; ekonomiki i światowych powiązań gospodarczych; pozycji wśród krajów Nowego Świata; problemów teraźniejszości i aspektów przyszłości.

W części drugiej osobne rozdziały poświęcono poszczególnym wyspom Indii Zachodnich, podzielonym na 3 grupy (Wyspy Bahama, Wielkie i Małe Antylle). Wobec zarówno różnic w obfitości materiałów, jak i niejednakowej rangi obiektów, nie wszystkie rozdziały ujęto równie szeroko i wyczerpująco. Autor starał się w każdym z nich uwzględnić: warunki przyrodnicze, zaludnienie i zagospodarowanie.

W opisie przemian historyczno-gospodarczych czytelnik może tu znaleźć ciekawe informacje z czasów najnowszych — w rodzaju danych o przeobrażeniach ekonomicznych Kuby, czy zestawień np. pasażerskiego ruchu lotniczego w Indiach Zachodnich dla r. 1960 i 1966.

Wśród fotografii zamieszczonych na końcu książki jako dodatek, na uwagę zasługuje szczególnie 6 pięknych i świetnych technicznie zdjęć fotogrametrycznych w podziałkach od 1:11 500 do 1:40 000. Za interesujące należy też znać sporządzenie przez autora spisu map topograficznych wysp Indii Zachodnich (skale od 1:10 000 do 1:250 000) z wyszczególnieniem liczby arkuszy oraz z zaznaczeniem, które z nich wyłączono ze sprzedaży rynkowej.

Włodzimierz Chelchowski

Geomorphologische Übersichtskarte 1:200 000. Kartenblätter Berlin — Potsdam und Frankfurt — Eberswalde (mapy i tekst objaśniający), von H.-J. Franz, R. Schneider, E. Scholtz. VEB Herman Haack — Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha — Leipzig 1970/1971. S. 47 + 2 barwne mapy + 2 jednobarwne szkice interpretacyjne oraz szkic pokrycia mapami geomorfologicznymi.

Wydane ostatnio 2 arkusze przeglądowej mapy geomorfologicznej NRD w skali 1:200 000 są wynikiem badań terenowych i dyskusji metodologicznych zespołu katedry geografii fizycznej Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Poczdamie, prowadzonych pod kierunkiem prof. J. F. Gellerta. W ich treści odzwierciedlają się pewne wpływy polskiej szkoły kartografii geomorfologicznej dzięki współpracy zainteresowanych badaczy w dawnej Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego Międzynarodowej Unii Geograficznej. Mapy zostały wydane na podkładzie mapy topograficznej NRD w skali 1:200 000 i są wydawnictwem ogólnodostępnym. Druk jest ośmiobarwny. Na podkład topograficzny, utrzymany w barwie szarej z brązowymi poziomiami i niebieskimi wodami, nałożona jest treść geomorfologiczna w postaci szrafu i powierzchni: karminowych (formy glacialne), zielonych (formy akumulacji glacyjofluwialnej), żółtych (formy eoliczne), fioletowych (formy kriogeniczne i krasu termicznego). Tytuł ramki i objaśnienia są czarne. Czarnym kolorem oznaczono również formy biogeniczne (torfowiska) i antropogeniczne (kamieniołomy pod Rüdendorfem). Brązowy kolor został użyty nie tylko jako podkład poziomicowy, lecz również na oznaczenie destrukcyjnych form glacyjofluwialnych. Tekst objaśniający zawiera przedmowę prof. J. H. Gellerta oraz systematyczne omówienie: 1) stanu badań i istniejących map, 2) położenia, stosunków hipsometrycznych i hydrograficznych, 3) budowy geologicznej, 4) genetycznych typów form, 5) spadków i ich techniczno-ekonomicznej charakterystyki, 6) regionalnego rozwoju rzeźby. Całość zamyka wykaz literatury. Opis nie przynosi ani pod względem metodycznym, ani rzeczowym niczego specjalnie nowego, ale na uwagę zasługuje charakterystyka przeważających klas spadków z punktu widzenia prawdopodobieństwa procesów, trudności w transporcie. Jeden ze współautorów, E. Scholz, publikował w latach 1958—1965 mapy w tej samej skali i obejmujące ten sam teren, ale w innym układzie

ramek i bez podkładu topograficznego. Pod względem treści obydwie wersje wykazują dość znaczne różnice. Kolorystycznie starsza wersja była bardziej czytelna.

W cytowanych źródłach kartograficznych pominięto ładną mapę geomorfologiczną Hagedorna i Hövermanna z r. 1962, (w skali 1 : 100 000), zamieszczoną w *Atlas von Berlin (Deutcher Planungsatlas)*. W porównaniu z tą mapą omawiane arkusze cechują się bardziej schematycznym rysunkiem form marginalnych, zbcocy, wytopisk i pól wydmych (bez oznaczenia poszczególnych moren i wydmy), a także pominięciem niektórych równin glacyjfluwialnych, uwzględniono natomiast moreny akumulacyjne i spiętrzone. Przeglądowa mapa geomorfologiczna w skali 1 : 200 000 zawiera ponadto pewne oznaczenia wiekowe przy pomocy wielkich liter w kolorze tła, są one jednak mało czytelne.

Pod względem walorów czysto kartograficznych ustępuje ona mapie zachodnioberlińskiej, niemniej jest godnym uwagi osiągnięciem geomorfologów wschodnioniemieckich.

Jerzy Kondracki

ATLAS PRZEMIAN POLITYCZNYCH ŚWIATA W XX WIEKU.
Warszawa 1970, s. 60, map 40. PPWK.

Ukazanie się omawianego atlasu spotkało się z dużym zainteresowaniem, bo też jest to pozycja potrzebna i oczekiwana. Atlas postawił sobie za zadanie przedstawić w popularny sposób historię polityczną świata w latach 1900—1969, ze szczególnym uwzględnieniem Europy (a przede wszystkim Polski). Znaczną część atlasu (około $\frac{1}{3}$) poświęcono współczesnemu obrazowi świata.

W związku z dość nietypowym formatem atlasu (31 × 18 cm) mapy przedstawiono w małych i bardzo małych podziałkach (autorzy stosują konsekwentnie określenie „skala”): 1 : 165 M (1 mapa), 1 : 110 M (16 map), 1 : 90 M (1), 1 : 30 M (14), 1 : 20 M (1), 1 : 15 M (3), 1 : 8 M (1), 1 : 7,5 M (1), 1 : 4 M (2). Zastosowanie 9 różnych podziałek w dużym stopniu zmniejsza porównywalność map. Stosowanie tak małych podziałek sprawia, że większość map jest mało czytelna, tym bardziej, że starano się na nich pokazać bardzo bogatą treść. Tak więc przedstawienie linii kolejowych na mapie politycznej świata z 1900 r. jest jeszcze zrozumiałe (rola w ekspansji imperialistycznej), natomiast na analogicznych mapach z późniejszych okresów sieć kolejowa jest już tylko elementem zaciemniającym ich przejrzystość. Zupełnie niepojęte są np. przyczyny przedstawienia kolei na mapie członkostwa w ONZ (s. 25) i na mapie stosunków dyplomatycznych Polski (s. 43); na tej ostatniej nie zaznaczono natomiast terytoriów niesamodzielnych. Mało czytelne są mapy przedstawiające działania wojenne, gdyż granice (i ich zmiany), linie frontów z różnych okresów i miejsca bitew (znak, data, nazwa) nakładają się na siebie (s. 7, 15, 16, 17). Niekiedy nałożono na to jeszcze kierunki działań zbrojnych w różnych okresach (s. 13, 15, 16, 17), rejonny partyzantki (s. 16, 17) i obozy koncentracyjne (s. 15). Wydaje się, że strzałki obrazujące kierunki natarcia można było zastąpić przedstawieniem linii frontów w odpowiednio wybranych okresach. Jest też kwestią dyskusyjną, czy miało sens przerysowanie (w mniejszej podziałce) mapy Polski (s. 7) z *Atlasu Historycznego Polski*.

W wydawnictwach popularnonaukowych, do jakich niewątpliwie należy omawiany atlas, przyjęło się stosować polskie nazwy obiektów geograficznych. Autorzy atlasu z nieznanym względów postanowili stosować brzmienie oryginalne, czego jednak nie trzymają się konsekwentnie. I tak nazwy polskie mają wszystkie wody, wyspy, krainy i państwa (z wyjątkami: Andorra zamiast Andora, Monaco — tylko na s. 6, Swazi zamiast Suazi — s. 5, 11, 19; nie podano także obecnej nazwy —

Ngwane). Z nazwami miast jest różnie: Damaszek i Bagdad np. mają wyłącznie formę polską, miasta europejskie i amerykańskie — wyłącznie obcą (np. New York, Roma, Odiessa), Kair występuje pod nazwą polską do s. 19, a dalej jako El-Kahira, Kapsztad występuje do s. 11 jako Kapsztadt (Cape Town), a dalej wyłącznie pod tą drugą nazwą, miasta Indii mają do s. 19 dwie nazwy: polską (np. Kalkuta) i, w nawiasie, angielską pisaną po polsku (sic !) — Kalkatta — co w intencji autorów miało być, jak się zdaje, nazwą miejscową (choć ta ostatnia brzmi Kalikātā); dalej stosuje się tylko tę drugą nazwę. Pewne nazwy są anachronizmami. Tak na przykład na mapie sprzed I wojny światowej (s. 7) podano zamiast jednej z czterech prawidłowych wówczas form: Pressburg (Preszburg), Pozsóny (Pożoń) nieprawidłową — Bratislava; na mapach międzywojennych i wojennych — Pieczenga zamiast Petsamo (s. 10), poza tym (s. 17): Bielsko-Biała, Iwano-Frankowsk (Stanisławów) i Karl Marx-Stadt (zamiast Chemnitz). Niejednokrotnie nazwy obce pisane są błędnie np.: Sylistra zamiast Silistra (s. 6) czy Harvich zamiast Harwich (s. 16). Czasem błędnie pisane są nazwy polskie np. Samoa Zachodnia zamiast Samoa Zachodnie (s. 24). Wątpliwości może też budzić zasada transkrypcji nazw greckich, zamiast przyjętej transliteracji (np. Athine zamiast Athenai).

Trudno także zrozumieć zasady wyboru miast umieszczonych na mapach. Tak np. na mapie politycznej z 1969 r. (s. 23) umieszczono Salechard (20 tys. mieszk.), Cheyenne (50 tys.) i Norylsk (130 tys.), pomijając Filadelfię (4,8 mln mieszk.), Toronto (2,3 mln), Buffalo (1,4 mln), Cincinnati (1,4 mln) i Charków (1,2 mln).

W wielu wypadkach atlas nieprawidłowo pokazuje przebieg granic — np. między Kanadą a N. Funlandią (s. 5, 11, 19). Szczególnie rażą nieprawidłowości tego rodzaju odnoszące się do Polski, jak np. przedwojenna granica z Niemcami koło Raciborza (s. 17). Niejednokrotnie mapa przedstawia granice z innego okresu niż to sugeruje legenda. Na s. 12 np. granice rzekomo z 1938 r. nie uwzględniają istnienia państwa Mandżukuo. Na s. 11 Kamerun Brytyjski pomyłono z Francuskim.

Nie jest jasne, co dają mapy bogactw mineralnych (s. 32, 33) przedstawiające ołów w Irlandii i złoto w Finlandii, a nie przedstawiające fosforytów w Maroku i Tunezji, rtęci w Hiszpanii, srebra w Meksyku i Boliwii, cyny w Azji Płd-Wsch. ani saletry w Chile. Przy wydobyciu poszczególnych surowców bądź w ogóle nie podano roku (np. nikiel, złoto), bądź podano dane sprzed kilku lat (1966 r. — mangan i miedź, 1967 — węgiel kamienny), choć aktualne dane są łatwo dostępne.

Nie wiadomo, co daje mapa Polski (1:4 M) z podziałem na województwa i z naniesioną bardzo gęstą siecią kolejową i osadniczą (s. 40). Zamieszczony obok tekst zawiera nic nie mówiące ogólniki (np. o węgłu kamiennym w Polsce pisze się, że jego zasoby są „jedne z większych w świecie”, po czym nie podaje się już żadnych liczb). Teksty są zresztą w ogóle najsłabszą stroną atlasu. Wydaje się, że zamiast wspomnianej powyżej mapy można było raczej zamieścić np. mapę administracyjną z podziałem na powiaty. Na s. 41 obszary skupisk Polonii oznaczono zupełnie dowolnie (np. Kraj Przylądkowy, Ghana).

Zamieszczone w atlasie mapy języków warte są szczegółowego omówienia, jednakże ze względu na szczupłość miejsca ograniczą się do najważniejszych zagadnień. W dzisiejszej Europie granice polityczne pokrywają się wprawdzie bardzo często z etnicznymi, lecz w omawianym atlasie odwrócono sytuację i rzekome granice językowe pokrywają się z politycznymi. Tak więc granica między Irlandią a Ulsterem ma być jakoby granicą językową, co jest niewątpliwie pomieszaniem języka ludności z językiem urzędowym. W Gibraltarze ma się rzekomo mówić po angielsku, natomiast w Paragwaju w ogóle nie mówi się po hiszpańsku (!). Nie wiadomo, dlaczego nie zaznaczono jęz. sardyńskiego, retoromańskiego, prowansalskiego czy fryzyjskiego, skoro zaznaczono galisyjski, a nawet „waloński”. Podjęta w tekście próba charakterystyki grup językowych wypadła w sposób bardzo

uproszczony (mieszanie języka z narodowością) i często mijający się z prawdą (wszystkie języki indoeuropejskie mają być rzekomo fleksyjne). Wydaje się, że należało raczej w ogóle zrezygnować z zamieszczenia map językowych w tej formie, dając natomiast mapę języków urzędowych. W atlasie brakuje także map głównych religii, alfabetów, regionów ekonomicznych świata. Szkoda, że nie podjęto próby omówienia problemu niedożywienia, różnic w dochodzie narodowym ani analfabetyzmu.

W atlasie można spotkać ślady korzystania ze źródeł obcych, co byłoby godne pochwały, gdyby nie kolidowało z poglądami przyjętymi na gruncie polskim. Tak więc za źródłami radzieckimi podano, że „Gelowie [są] na pn. Szkocji uważani za Szkotów, a ludy Kaukazu omówiono wraz z Europą (s. 36). Za źródłami czeskimi podaje się formę „Ruś Podkarpacka” zamiast Ruś Zakarpacka (s. 13, 54). Europa Środkowa obejmująca Belgię, Holandię i Wielką Brytanię (s. 38), to wyraźnie pangermańska Mitteleuropa. Gorzej, gdy obce wzory stosuje się w pisowni np. „tybecki” (s. 36), „Njasa” (s. 55, 57, 58), „na Słowacji” (s. 36) zamiast w Słowacji, „Islamska” (s. 56) zamiast muzułmańska, „rudy ołowiane” (s. 40) itp. Dowolnie stosuje się wielkie i małe litery (np. na s. 4: Afryka pn. i Afryka Środkowa).

Popularny charakter atlasu nie powinien usprawiedliwiać takich uproszczeń jak: uznanie zabójstwa arcyks. Ferdynanda za „bezpośredni powód” wybuchu I wojny światowej (s. 4), stwierdzenie, że „na wszystkich kontynentach [...] wybrzeża achodnie zaludnione są słabo” (s. 38), bądź nazywanie wszystkich terytoriów niesamodzielnych koloniami (np. s. 49). Niedopuszczalne są oczywiście błędy merytoryczne. I tak W. Guadalcanal nie należy do Indonezji (s. 52) lecz do Wysp Salomona, Adampol to nie „Polonez” lecz Polonezkoy, Chełmszczyzna w 1912 r. nie obejmowała 11 powiatów (s. 45), lecz 8, itd. Jest też grupa błędów korektorskich, np. Słowacka Republika Rad powstała nie 16 IV 1919 r. (s. 8) lecz 16 VI.

Zamieszczony na końcu atlasu kalendarz wydarzeń jest jedną z najlepiej pomyślanych części wydawnictwa. Szkoda jednak, że i tu nie uniknięto błędów, braków i niekonsekwencji. Nie wspomniano np. o niepodległości Armenii w latach 1917—1920 i jej wojnie z Turcją. Dadra i Nagar Aveli (Dadra aur Nagar Haveli), to nie dwie (s. 57), lecz jedna enklawa. Niektóre wydarzenia umieszczono pod kilkoma datami (np. zajęcie Cypru przez W. Brytanię). Pewne sformułowania brzmią wręcz humorystycznie, np. „wojna domowa Hondurasu z Nikaragwą” (s. 44).

Mało przejrzyste jest zestawienie pt. *Podział polityczny świata 1969* (s. 22). Podano tu nieprawidłowo niektóre nazwy oficjalne np. Państwo Watykańskie zamiast Państwo Miasta Watykańskiego; nie podano stolicy Nauru (Yangor).

Wykazanie wszystkich pomyłek i niedociągnięć przekroczyłoby znacznie rozmiary niniejszej recenzji. Należy jednak mieć nadzieję, że przed ukazaniem się następnego wydania tej ciekawej i potrzebnej pozycji, treść i forma atlasu zostaną dokładnie przeanalizowane.

Nominacje

Rada Państwa nadała tytuł profesora zwyczajnego nauk geograficznych — profesorowi Stanisławowi Zychowi z Uniwersytetu Łódzkiego. Tytuł profesora nadzwyczajnego nauk geograficznych otrzymał docent Juliusz Braun z Zakładu Ochrony Przyrody PAN. Wręczenie aktów nominacyjnych nowo mianowanym profesorom odbyło się w Belwederze w dniu 17 marca 1972 r.

Nadanie stopni naukowych

Rada Naukowa Instytutu Geografii PAN nadała stopień doktora:

Januaremu Słupikowi (uchwałą z dnia 24 I 1972 r.),
Ewie Nowosielskiej (uchwałą z dnia 19 VI 1972 r.),
Wiesławie Tyszkiewicz (uchwałą z dnia 19 VI 1972 r.),
Wojciechowi Jankowskiemu (uchwałą z dnia 19 VI 1972 r.).

jog

SPRAWOZDANIE Z DZIAŁALNOŚCI KOMITETU NAUK GEOGRAFICZNYCH
PAN ZA R. 1971

Zgodnie z regulaminem komitetów Polskiej Akademii Nauk, skład osobowy Komitetu Nauk Geograficznych zatwierdzony na okres 3 lat i r. 1971 był ostatnim rokiem działalności zespołu powołanego przez Wydział III PAN w r. 1969. Przewodniczącym Komitetu w tym okresie był prof. dr M. Klimaszewski, zastępcą przewodniczącego prof. dr K. Dziewoński, a sekretarzem dr E. Iwanicka-Lyra. Komitet liczył 26 członków, w tym trzech z urzędu (tj. członków rzeczywistych Polskiej Akademii Nauk), trzech przedstawicieli Ministerstwa Obrony Narodowej i jednego delegata Ministerstwa Oświaty i Szkolnictwa Wyższego. W ostatnim roku kadencji 1969—1971 Komitet działał w takim samym składzie jak w latach poprzednich.

W roku 1971 Komitet Nauk Geograficznych zebrał się dwukrotnie w pełnym składzie, natomiast członkowie wchodzący w skład poszczególnych zespołów spotykali się kilkakrotnie na posiedzeniach roboczych.

W okresie sprawozdawczym Komitet Nauk Geograficznych PAN był współorganizatorem (razem z Polskim Towarzystwem Geograficznym) Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej odbytej w październiku w Krakowie oraz organizatorem Sympozjum na temat metod numerycznych w kartografii, odbytego w kwietniu w Warszawie.

W roku 1971 działalność Komitetu koncentrowała się wokół realizacji następujących prac:

1. ocena osiągnięć badawczych w dziedzinie nauk geograficznych w r. 1970; na podstawie korespondencji z dyrekcjami wszystkich placówek geograficznych w Polsce, sekretariat Komitetu przygotował listę prac uznanych za osiągnięcia badawcze; listę tę przekazano Wydziałowi III PAN;

2. ocena planów badawczych w zakresie nauk geograficznych r. 1971 i latach 1971—1975; przedstawienie na posiedzeniu Komitetu planów Instytutu Geografii PAN oraz placówek Ministerstwa Oświaty i Szkolnictwa Wyższego umożliwiło scalenie rozproszonych tematów badawczych; wnioski w tej sprawie przekazano Ministerstwu;

3. przygotowanie listy ekspertyz, jakie wykonać mogą geograficzne placówki naukowe na zlecenie instytucji państwowych; powołany do realizacji tego zadania zespół zestawiał zebrane korespondencyjnie informacje dotyczące tematów ekspertyz; zatwierdzoną na posiedzeniu Komitetu listę propozycji przekazano do Wydziału III PAN;

4. ustalenie planu zebrań naukowych w placówkach geograficznych w 1972 r.; wykaz przewidzianych imprez przedstawiono w Wydziale III PAN;

5. opracowanie planu współpracy naukowej z zagranicą w 1972 r.; Komitet podjął uchwałę nawiązania kontaktów naukowych mających na celu kontynuację badań w zakresie tematów realizowanych dotychczas poprzez współpracę między akademiami, które w wyniku zmiany planów badawczych Instytutu Geografii PAN znalazły się poza zakresem jego działalności; wniosek w tej sprawie został przedstawiony do akceptacji Sekretarza Wydziału III PAN;

6. ocena stanu i poziomu kadr naukowych w placówkach geograficznych; podstawą przygotowywanego przez doc. Z. Chojnickiego opracowania na ten temat i podstawą dyskusji na zebraniach plenarnych były materiały statystyczne zebrane w placówkach geograficznych przez mgra J. Krolskiego; uzyskane informacje wskazują na konieczność zwrócenia bacznej uwagi na rozwój i odnowienie kadry naukowej; prace w zakresie tematu nie zostały zakończone w roku sprawozdawczym;

7. ocena sieci i poziomu naukowego czasopism geograficznych; dyskusję nad tym zagadnieniem opartą na opracowaniu prof. dra K. Dzięwońskiego, prof. dra R. Domańskiego i mgra J. Krolskiego podsumowano wnioskiem, iż wobec istniejących aktualnie w Polsce 33 czasopism i serii geograficznych zachodzi konieczność zamieszczania na łamach „Przeglądu Geograficznego” stałej informacji o zawartości poszczególnych pism; praca nad tematem nie została zakończona;

8. zapoznanie się z planami Państwowego Wydawnictwa Naukowego w zakresie publikacji prac geograficznych w latach 1972—1975; w czasie dyskusji na zebraniu plenarnym ustalono, że ze względu na konieczność zacieśnienia współpracy pomiędzy pracownikami naukowymi i instytucją wydawniczą przedstawione plany zostaną rozesłane członkom Komitetu; obecni na zebraniu przedstawiciele PWN podkreślali, iż pomoc Komitetu w nawiązaniu współpracy widzą z jednej strony w zainteresowaniu naukowców opracowywaniem dla wydawnictwa tematów, które mogłyby być publikowane w serii popularnonaukowej, z drugiej strony w zaangażowaniu młodszych pracowników nauki do tej współpracy.

W okresie kadencji Komitet Nauk Geograficznych w zasadzie nie prowadził własnych badań, ale w roku sprawozdawczym, korzystając z funduszków umożliwiających finansowanie prac prowadzonych w szczególnie ważnych dziedzinach, partycypował w kosztach związanych z realizacją trzech następujących tematów:

1. zmiana środowiska geograficznego pod wpływem uprzemysłowienia,

2. zmiany użytkowania ziemi na obszarze woj. krakowskiego i katowickiego w okresie 1938—1970 jako podstawa oceny wykorzystania środowiska geograficznego oraz zmian w produkcji rolnej obu województw,

3. analiza zmian środowiska geograficznego, warunków ekonomiczno-geograficznych i politycznych państw zachodnich do 1970 r. i ich wpływ na rozwój gospodarczy tych państw oraz na prognozowanie naszego handlu zagranicznego.

Prace w zakresie tematów zostały zaplanowane na trzy lata i r. 1971 był wstępną fazą realizacji. Jedyne temat drugi będący opracowaniem etapowym szerszego problemu został zakończony.

Elżbieta Iwanicka-Lyra

SPRAWOZDANIE Z DZIAŁALNOŚCI INSTYTUTU GEOGRAFII PAN ZA R. 1971

Rada Naukowa w roku sprawozdawczym działała w składzie powołanym uchwałą Wydziału III PAN z dnia 30 IV 1969 r., rozszerzonym w 1970 r. o osobę doc. dra hab. Z. Chojnickiego.

Skład osobowy Dyrekcji IG PAN nie uległ zmianie.

W dniu 31 XII 1971 r. stan zatrudnienia w IG PAN wynosił ogółem 175 osób, w tym 145 — pracowników działalności podstawowej, 17 — pracowników administracji oraz 13 pracowników obsługi.

Wśród pracowników działalności podstawowej było 15 samodzielnych pracowników naukowo-badawczych, w tym 4 profesorów zwyczajnych, 3 profesorów nadzwyczajnych i 8 pracowników z tytułem doktora habilitowanego; 36 pracowników naukowo-badawczych, w tym 28 adiunktów, 7 starszych asystentów, 1 asystent; 72 pracowników inżyniersko-technicznych, 5 pracowników dokumentacji naukowo-technicznej, 14 pracowników służby bibliotecznej i 3 pracowników działu wydawnictw.

W 1971 r. Rada Naukowa IG PAN nadała 9 osobom stopnie doktora nauk geograficznych: Jerzemu Dębskiemu, Eugeniuszowi Drozdowskiemu, Julicie Grocholskiej, Markowi Jerczyńskiemu, Adamowi Kotarbie, Marii Baumgart-Kotarbie, Marianowi Matusikowi, Marii Paulinie, Zuzannie Siemek. Stopień doktora habilitowanego uzyskały w IG PAN 2 osoby: Kazimierz Klimek i Teresa Kozłowska-Szczęsna.

Prof. dr Stanisław Leszczycki otrzymał medal im. H. Korosi Węgierskiego Towarzystwa Geograficznego w Budapeszcie za zasługi na polu współpracy międzynarodowej oraz Srebrny Medal za Zasługi dla Obronności Kraju MON.

Ob. Maria Kohnanowa otrzymała Krzyż Kawalerski Orderu Odrodzenia Polski.

Z krajowych stypendiów naukowych PAN korzystały w 1971 r.: z habilitacyjnych 2 osoby, z doktorskich 4 osoby.

W okresie sprawozdawczym studia doktoranckie odbywało na I roku 19 osób (w tym 10 stypendystów PAN), na II roku 14 osób (w tym 11 stypendystów) i na III roku 11 osób (w tym 5 stypendystów).

W roku 1971 Instytut Geografii PAN obejmował 11 zakładów i pracowni naukowych, z których dwa znajdowały się poza Warszawą: Zakład Geografii Fizycznej w Krakowie oraz Zakład Fizjografii Ziemi Polskich w Toruniu. Ponadto Instytut posiadał 4 stacje naukowe w terenie: w Bystrzycy — Szymbarku koło Gorlic, w Mikołajkach, na Hali Gąsienicowej oraz w Belsku. Stacja z Belska została w połowie roku przeniesiona do Borowej Góry, gdzie mieści się w budynku Państwowego Instytutu Gospodarki Wodnej.

Z dniem 1 I 1971 r. Instytut stał się zakładem budżetowym, został także mianowany jednostką koordynującą problem węzłowy 11.2.1 „Podstawy przestrzennego

zagospodarowania kraju” oraz problemu resortowego PAN — 7 „Zmiany środowiska geograficznego pod wpływem działalności człowieka”.

Jako jednostka wiodąca Instytut nie tylko podjął dużą część konkretnych zadań badawczych, lecz również rozwinął szeroką działalność, koordynując działalność innych placówek.

Za najważniejsze osiągnięcia badawcze w 1971 r. należy uznać:

1. Opracowanie hipotezy przestrzennego zagospodarowania kraju opartego na podstawowym podziale jego powierzchni na obszary intensywnego użytkowania oraz na koncepcji pasmowo-węzłowego układu sieci osadniczej. Hipotezę tę sformułowano:

a. jako podstawę do merytorycznej koordynacji badań cząstkowych prowadzonych w ramach problemu węzłowego 11.2.1,

b. jako ekspertyzę problemów zagospodarowania przestrzennego kraju do dyskusji na Radzie Naukowo-Technicznej dla spraw planowania przestrzennego oraz Głównej Komisji Prognoz w Komisji Planowania przy Radzie Ministrów,

c. jako wstępną prognozę rozmieszczenia ludności i układu sieci osadniczej dla Komitetu Polska — 2000 przy Prezydium PAN (na jego zlecenie).

2. Zespołowe opracowanie kartograficzne (w skali przeglądowej) zagadnień zagrożenia i skażeń środowiska naturalnego w Polsce oraz terenów zasługujących na ochronę i zabezpieczanie dla właściwych form gospodarki.

Ponadto interesujące wyniki osiągnięto w zakresie geografii fizycznej, dokonując:

3. podsumowania wyników badań naukowych przeprowadzonych w czasie ekspedycji na Islandię w 1968 r.,

4. syntetycznego ujęcia paleogeograficznych zmian w holocenie,

5. opracowania projektu kompleksowej rekultywacji nieużytków potorfowych w pow. gostyńskim (przy pomocy nowej metody nadającej się do szerokiego upowszechnienia).

W zakresie geografii ekonomicznej:

6. Zakończono I część nowego Atlasu Przemysłu Polski (według stanu z 1965 r.) obejmującą mapy ogólne i gałęziowe.

7. Opracowano bilans użytkowania ziemi w Polsce wg stanu z 31 XII 1970 r.

8. Opracowano założenia ogólnej teorii uporządkowanych według wielkości rozkładów miast i osiedli w regionalnych systemach osadniczych.

Plan naukowo-badawczy Instytutu Geografii obejmował:

a. prace wykonywane w ramach problemu węzłowego 11.2.1 pod nazwą „Podstawy przestrzennego zagospodarowania kraju”,

b. planu resortowego PAN — 7 p.n. „Zmiany w środowisku geograficznym pod wpływem działalności człowieka”,

c. prace własne.

ad a. W pierwszym roku realizacji badań 5-letniego planu problemu węzłowego 11.2.1 uruchomiono prawie wszystkie prace zaplanowane, mimo trudności spowodowanych opóźnieniami w wydaniu niektórych zarządzeń i przepisów. Badania prowadzone są w 82 tematach w ramach 20 grup tematycznych. Cztery grupy tematyczne prowadzone są bezpośrednio przez profesorów Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk i prace wykonywane są przez pracowników IG PAN. Są to: grupa tematyczna 02 „Przyrodnicze podstawy zagospodarowania przestrzennego kraju” kierowana przez prof. dra hab. L. Starklę, grupa tematyczna 03 „Struktura przestrzenna wyżywienia i rolnictwa” kierowana przez prof. dra J. Kostrowickiego, grupa tematyczna 10 „Urbanizacja i sieć osadnicza” kierowana przez prof. dra K. Dziewońskiego i grupa tematyczna 32 „Opracowania syntetyczne i zbiorcze” kierowana przez prof. dra B. Maliszę. Wszystkie zaplanowane na rok 1971 prace zostały wykonane (w ramach zleceń wewnętrznych).

W badaniach poza Instytutem Geografii Polskiej Akademii Nauk uczestniczą 22 szkoły wyższe i 27 placówek resortowych oraz jedna placówka PAN — Instytut Ekonomiki Rolnictwa i Leśnictwa (obecnie Instytut Rozwoju Wsi i Rolnictwa PAN).

W 1971 roku zakończono około 60 prac cząstkowych, które stanowią przeważnie bazę do dalszych badań. Pięć prac ukończonych przedstawiono do nagrody z funduszy Polskiej Akademii Nauk, a ponadto wytypowano do nagrody w myśl regulaminu także 3 prace będące w toku opracowania.

Równoległe z prowadzeniem prac badawczych członkowie Zespołu Koordynacyjnego formułowali poglądy i opracowywali ekspertyzy oraz prognozy, dotyczące zagadnień zagospodarowania przestrzennego kraju. Były one prezentowane, a niektóre także publikowane, m. in. w Komitecie Badań i Prognoz — Polska 2000 przy Prezydium PAN, w Komitecie Przestrzennego Zagospodarowania Kraju PAN oraz Radzie Techniczno-Naukowej dla spraw Planowania Przestrzennego w Komisji Planowania przy Radzie Ministrów i Głównej Komisji Prognoz w Komisji Planowania przy Radzie Ministrów. Ponadto na podstawie szerokiej dyskusji w zespołach tematycznych i grup tematycznych opracowano jako głos w dyskusji przedzjazdowej Partii uwagi na temat obecnego stanu i potrzeb w dziedzinie gospodarki przestrzennej i zagospodarowania przestrzennego kraju.

Całością prac kierował Zespół Koordynacyjny pod kierownictwem prof. dra K. Dziewońskiego. W 1971 r. Zespół odbył 6 posiedzeń.

ad. b. Prace nad realizacją problemu resortowego PAN — 7 pod nazwą „Zmiany w środowisku geograficznym pod wpływem działalności człowieka” prowadzone były w 4 grupach tematycznych:

grupa 01 „Teoria i metodyka badań w zakresie przekształcania środowiska przez człowieka”, kierowana przez dra A. Synowca,

grupa 02 „Analiza i ocena zmian środowiska geograficznego oraz form użytkowania ziemi”, kierowana przez prof. dra hab. L. Starkła,

grupa 03 „Zmiany w środowisku geograficznym spowodowane przez poszczególne typy działalności ludzkiej” kierowana przez dr hab. T. Kozłowską-Szczęsną,

grupa 04 „Zmiany w środowisku geograficznym pod wpływem wielkich budowli inżynierskich” kierowana przez doc. dra hab. J. Szupryczyńskiego.

Realizacja prac skoncentrowana jest w zasadzie w Instytucie Geografii PAN, włączenie do badań placówek uczelnianych napotykało bowiem na wiele trudności. Jest to częściowo spowodowane powolnym procesem krystalizacji głównego nurtu badań. Podjęta w tym zakresie dyskusja merytoryczna trwa i wskazuje na konieczność przeprowadzenia pewnych zmian i przesunięć w planie resortowym PAN — 7 i planie koordynacyjnym problemu węzłowego 11.2.1.

Prace we wszystkich grupach tematycznych w zasadzie przebiegały zgodnie z planem.

Całością prac kierował prof. dr S. Leszczycki przy pomocy dra habil. A. S. Kostrowickiego.

ad. c. W zakresie części C planu najkorzystniej rozwijały się prace teoretyczne i metodyczne, które stanowią podsumowanie prac realizowanych przed 1971 r.

Pracownicy Instytutu Geografii brali udział w konferencjach i zjazdach naukowych, organizowanych przez różne instytucje w kraju i za granicą.

Podobnie jak w latach poprzednich, wielu pracowników IG PAN uczestniczyło w pracach różnych Komitetów i Komisji PAN, a także innych instytucji naukowych. Brali oni również czynny udział w działalności rad naukowo-ekonomicznych prezydiów kilku wojewódzkich rad narodowych.

Współpraca naukowa IG PAN z zagranicą rozwijała się na podstawie zasad i ustaleń z lat ubiegłych.

W międzynarodowej współpracy naukowej najważniejsze było I Polsko-Radzieckie Seminarium Geograficzne na temat badań procesów urbanizacyjnych, które stworzyło podstawę do nawiązania bliższej współpracy naukowej geografów polskich z radzieckimi. Seminarium odbyło się w dniach 22 V — 1 VI 1971 r. w Szymbarku koło Gorlic.

Uzgodniono również zasady bliższej współpracy naukowej z przedstawicielami Instytutów Naukowych Czechosłowackiej i Niemieckiej Akademii Nauk. Polsko-Niemiecka Konferencja poświęcona zagadnieniom geografii fizycznej oraz bada-

Tabela 1

Zestawienie publikacji pracowników Instytutu Geografii PAN w 1971 r.

Zakłady i Pracownie	Rozprawy, artykuły naukowe	Sprawozdania, notatki, dyskusje, wstępy, biografię i abstrakty	Artykuły i książki popularnonaukowe	Podręczniki, skrypty	Tłumaczenia	Recenzje	Hasła	Mapy	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1. Zakład Geografii Fizycznej w Krakowie	12	5	2	—	—	2	—	—	21
2. Zakład Fizjografii Ziemi Polskich w Toruniu	8	6	10	—	—	2	—	—	26
3. Zakład Dynamiki Środowiska Geograficznego	9	6	—	—	—	—	—	—	15
4. Zakład Geografii Przemysłu i Komunikacji	11	7	14	2	—	1	—	—	35
5. Zakład Geografii Rolnictwa	5	10	4	—	1	2	—	3	25
6. Zakład Geografii Ludności i Osadnictwa	20	2	—	—	1	4	—	—	27
7. Zakład Teorii i Metodologii Geografii	5	4	—	—	2	2	—	—	13
8. Zakład Przestrzennego Zagospodarowania Kraju	12	3	10	—	6	2	—	—	33
9. Pracownia Geografii Krajów Rozwijających się	12	—	—	—	7	7	—	—	26
10. Pracownia Kartografii	4	8	—	—	5	2	—	—	19
11. Dział Dokumentacji i Informacji Naukowej oraz Wydawnictw	2	12	—	—	1	—	—	—	15
Razem	100	63	40	2	23	24	—	3	255

niom czwartorzędu na obszarze ostatniego zlodowacenia odbyła się w dniach 2 VI — 6 VI 1971 r. (Moryń — Szczecin).

Przygotowano założenia współpracy naukowej z Wydziałem Geografii Clark University w Worcester, Mass. USA, na temat wspólnego opracowania (w języku angielskim) podręcznika geografii ekonomicznej Polski.

W roku 1971 Instytut Geografii skierował za granicę w celu opublikowania w miejscowych wydawnictwach lub ogłoszenia na imprezach naukowych łącznie 21 artykułów — referatów: 5 w krajach socjalistycznych i 16 w krajach kapitalistycznych.

Wykaz publikacji pracowników Instytutu Geografii w 1971 r. przedstawia tab. 1, działalność wydawniczą — tab. 2, a stan ilościowy zbiorów Biblioteki — tab. 3.

Tabela 2

Wydawnictwa Instytutu Geografii PAN

Tytuł wydawnictwa	Ilość pozycji		Objętość w ark. wyd.	
	plano- wano	wyko- nano	plano- wano	wyko- nano
A. Prace Geograficzne	7	5	80	76
B. Geographia Polonica	2	2	40	25
C. Przegląd Geograficzny	4	4	75	63,5
D. Dokumentacja Geograficzna	6	6	36	36,25
E. Varia	—	2	—	37
F. Przegląd Zagranicznej Literatury Geograficznej	4	5	32	35
Ogółem	23	24	263	272,75

Biblioteka Instytutu prowadziła wymianę krajową z 92 instytucjami w kraju, a za granicą z 844 instytucjami (125 w 10 krajach socjalistycznych i 719 w 74 krajach kapitalistycznych).

Realizacja budżetu Instytutu Geografii wynosiła bez środków inwestycyjnych 14919 tys. zł, z tego 2276 tys. zł zostało pokryte drogą dotacji budżetowej Polskiej Akademii Nauk, zaś reszta ze zleceń naukowych i funduszu amortyzacji.

Tabela 3

Stan ilościowy zbiorów Biblioteki IG PAN

Wyszczególnienie	Książki vol.	Czaso- pisma vol.	Atlasy vol.	Mapy ark.	Przezrocza diapozyt.	Inne jedn.	Razem jedn. bibl.
Rok 1971	80.711	36.758	2.302	68.890	13.130	652	202.443
Rok 1970	77.329	35.216	2.275	68.414	13.130	315	196.679

Zlecenia dodatkowe instytucji państwowych (pozaplanowe) wynosiły 768 tys. zł. Ze zleceń planowanych na dzień 31 XII 1971 r. zostało rozliczone 9778 tys. zł (w stosunku do 10 500 tys. zł przewidzianych w planie). Ponadto na fundusz stypendialny Instytut otrzymał 728 tys. zł.

Jadwiga Lipińska

KONFERENCJA W SPRAWIE WSPÓŁCZESNYCH PROBLEMÓW
POLITYKI LUDNOŚCIOWEJ

W dniach 15—18 marca 1972 r. odbyła się w Jadwisinie (Serocku) koło Warszawy konferencja naukowa poświęcona współczesnym problemom polityki ludnościowej. Organizatorami tego spotkania były: Instytut Gospodarstwa Społecznego Szkoły Głównej Planowania i Statystyki, Komitet Nauk Demograficznych PAN i Główny Urząd Statystyczny. Inspiratorzy spotkania, mając na uwadze możliwie wszechstronne naświetlenie przedmiotu rozważań, zgromadzili przy stole konferencyjnym ekonomistów, planistów, socjologów, geografów ludności, prawników, lekarzy, filozofów, dziennikarzy, specjalistów z zakresu gospodarki mieszkaniowej, statystyków. Łącznie w konferencji uczestniczyło około 150 osób, w tym 23 profesorów, 31 docentów, 37 doktorów. W obradach aktywny udział wzięli członkowie delegacji 7 krajów socjalistycznych (ZSRR, Bułgaria, Czechosłowacja, Jugosławia, NRD, Rumunia, Węgry) oraz 3 państw kapitalistycznych (Finlandia, Francja, Szwecja).

Polityka ludnościowa to świadome działanie mające na celu uzyskanie pożądanych zmian w ogólnym rozwoju ludności, tj. zwiększenie, obniżenie lub uzyskanie stabilizacji przyrostu naturalnego danego kraju. Tak rozumiana polityka ludnościowa jest wypadkową kierowania procesami demograficznymi, społecznymi, gospodarczymi, kulturalnymi, a nawet moralnymi. Ze względu na swą złożoność, polityka ludnościowa jest bardzo trudna do określenia. Dowodem tego mogą być krainowo różne opinie dyskutantów na temat oceny bazy wyjściowej tej polityki, jaką jest współczesna sytuacja w Polsce, którą jedni uważali za alarmującą (przy utrzymaniu zawężonej reprodukcji ludności, społeczeństwu naszemu grozi nie tylko starzenie się, lecz i zagłada już za 80 lat — doc. dr T. Cieszyński), podczas gdy inni istniejący przyrost naturalny uważali za wystarczający, a nawet korzystny (pozwoli on na uzdrowienie wielu nabrzmiałych spraw — prof. dr H. Mortimer-Szymczak). Wyjaśnienia słuszności tych stanowisk należy szukać w prognozach gospodarczych: zdając sobie sprawę z tego, do czego dążymy, jakimi środkami możemy realizować te dążenia, możemy określić potrzeby demograficzne zarówno aktualne, jak i perspektywiczne. Z tego względu trzy podstawowe referaty (prof. prof. K. Romaniuka, W. Kawalca i K. Secomskiego) dotyczyły rozwoju społeczno-gospodarczego Polski do r. 2000. Na kanwie przesłanek zawartych w tych referatach, moderatorzy kolejnych sesji, referenci następnych opracowań, oraz dyskutanci rozpatrzyli kolejno przeobrażenia funkcji i modelu rodziny, zmiany struktury rodziny wiejskiej, wpływ aktywizacji zawodowej kobiet oraz ich przynależności społeczno-zawodowej na wielkość rodziny.

Osobną sesję poświęcono społeczno-ekonomicznym aspektom polityki ludnościowej, szczególnie często podnosząc zagadnienie odpowiedniej gospodarki mieszkaniami, których wielkość i przystępna cena mogą być skutecznym bodźcem pronatalistycznym; wśród innych czynników wymieniano przezogacenie sieci placówek usługowych i rozszerzenie asortymentu wykonywanych przez nie czynności, rozbudowanie sieci żłobków i przedszkoli oraz rozszerzenie pomocy materialnej matce na tyle, aby planowana dzietność młodożeńców (2—3 dzieci) nie różniła się od rzeczywistej (1 dziecko), co rejestrują aktualne badania socjologiczne.

Ponieważ trzyletnie urlopy bezpłatne rzadko, ze względów ekonomicznych, są wykorzystywane przez matki, postulowano stworzenie większych możliwości zatrudnienia kobiet na pół etacie i pracach zleconych, a w przypadku pełnego zatrudnienia, inne normowanie dnia pracy matek. Aby zmienić atmosferę wokół macierzyństwa proponowano m.in. stworzenie specjalnego funduszu na zastępstwa związane z nieobecnością kobiet z powodu urlopów lub niemożliwością zatrudnienia matek na dyżurach nocnych.

Na sesji problemowej poświęconej pozagospodarczym aspektom polityki ludnościowej głos zabierali lekarze i prawnicy. Pierwsi wskazywali na znaczne obniżenie liczby urodzeń wskutek stosowania środków antykoncepcyjnych oraz korzystania z ustawy o możliwości przerywania ciąży i negatywnych konsekwencjach psycho-fizycznych wynikających z masowego korzystania z tych możliwości. Prawnicy podkreślali, iż zwykle istniejące normy prawne raczej sankcjonują niż kreują nową sytuację i dlatego konieczne jest stałe kontrolowanie zgodności celów polityki prawa z kierunkiem polityki w dziedzinie procesów demograficznych. Powodzenie norm prawa zależy jednak od sposobów stosowania przepisów przez organa administracji państwowej — stąd konieczność współdziałania demografów, prawników i pracowników administracji.

Podsumowując obrady prof. Romaniuk stwierdził, iż wartość konferencji nie leży w uzgodnieniu poglądów na różne sprawy, lecz w podjęciu dyskusji i zainteresowaniu problemem oraz zorientowaniu, które zagadnienia są lepiej, a które mniej poznane. Konieczność dalszych badań i dyskusji w celu wytyczenia polityki ludnościowej uzasadnia powołanie międzydiscyplinarnego ośrodka, który przypuszczalnie zostanie utworzony przy Głównym Urzędzie Statystycznym. Zorganizowanie osobnej placówki nie powinno jednak zwalniać pracowników innych zakładów naukowych od rozwijania badań, które mogą rzutować na politykę ludnościową w Polsce.

W świetle konferencji nasuwa się pytanie, w jakim stopniu geografowie ludności mogą włączyć się do prowadzonych dyskusji.

Myślę, że specyfika naszej dziedziny polegająca na badaniu cech i procesów demograficznych w ujęciu przestrzennym (najczęściej ilustrowanym kartograficznie mapą) i w powiązaniu przyczynowo-skutkowym, pozwoli na uzyskanie pełnego i dokładnego obrazu zachodzących zjawisk, zwłaszcza, że w badaniach geograficznych najczęściej posługujemy się małymi jednostkami odniesienia (gromady, sołectwa, a ostatnio podjęto próbę zastosowania podziału na kwadraty o powierzchni 100 km²), ale zasięgiem badań obejmujemy całą Polskę. Tak dokładne analizy wykonane dla kilku przekrojów czasowych zilustrowałyby nierównomierność dynamiki procesów demograficznych w różnych obszarach Polski i stając się podstawą do ustalenia głównych wytycznych polityki ludnościowej mogłyby również służyć do lokalnych modyfikacji tej polityki. Obrazu takiego nie uzyskamy, operując jedynie zagregowanymi wartościami liczbowymi.

Poza tym wydaje się, że ze względu na nawiązywanie w badaniach geograficznych równocześnie do nauk przyrodniczych i społecznych, geografowie bardziej niż specjaliści innych dziedzin predystynowani są do podjęcia badań w zakresie pewnych problemów naukowych takich jak np.: zmiany i dynamika rozmieszczenia ludności, zagadnienie przesunięć i natężenia potencjału oraz koncentracji ludności, delimitacja regionów demograficznych, przeobrażenia struktury demograficznej w rolniczych obszarach wyludniających się i inne zagadnienia.

Elżbieta Iwanicka-Lyra

PRAKTYKA STUDENTÓW GEOGRAFII UAM W ZWIĄZKU RADZIECKIM

W ramach praktyk zagranicznych studenci III r. geografii UAM w Poznaniu odbyli wycieczkę naukową do Związku Radzieckiego na trasie Brześć — Charków — Kaukaz — Baku — Pustynia Kara-Kum — Tbilisi — Charków — Moskwa — Brześć. W praktyce trwającej 4 tygodnie (lipiec 1971 r.) udział wzięli również

studenci geografii z Uniwersytetu Charkowskiego. Prowadzącymi byli doc. W. Niekos i mgr J. Bem.

Przejazd do Charkowa odbył się pociągiem, z przerwą w Kijowie, którą wykorzystano na zapoznanie się z tym tak dużym ośrodkiem przemysłowym i kulturalnym.

W Charkowie, po połączeniu się z grupą radzieką i załadowaniu do autobusu sprzętu naukowego i turystycznego, grupa wyjechała na trasę o długości 6000 km.

Przecinając z północy na południe Zagłębie Donieckie — obszar wydobywania węgla kamiennego — wjechaliśmy na Nizinę Kubańską nazywaną „spichlerzem Związku Radzieckiego”. Dobre właściwości glebowo-klimatyczne uwarunkowały rozwój stosunkowo wysoko intensywnego rolnictwa uwidaczniającego się w wielkopowierzchniowych uprawach kukurydzy, pszenicy i buraka cukrowego.

Dalej przez Stawropolski Kraj, a następnie wzdłuż prawego brzegu rzeki Kubań, a potem Teberdy dojechaliśmy w okolice Dombajskiej Polany (Kaukaz Zachodni).

W czasie kilkudniowego biwaku na terenie Rezerwatu Teberdyńskiego odbyliśmy kilka pieszych wycieczek górskich. Lodowiec górski Alibek był doskonałym przykładem konfrontacji teoretycznej wiedzy studentów o budowie i powstawaniu lodowców z rzeczywistym obrazem lodowca.

Z doliny Dombaju poprzez słynne uzdrowiska balneologiczne Stawropolskiego Kraju — Kisłowodzk, Piatigorsk — udaliśmy się w dolinę rzeki Baksan, prowadzącą w głąb Kaukazu Centralnego. Niesprzyjające warunki atmosferyczne i ograniczenie czasowe nie pozwoliły na zrealizowanie planu wejścia na Elbrus.

Dolina rzeki Czegiem, równolegle biegnąca do doliny Baksanu, była terenem dalszej eksploracji. Na szczególną uwagę zasługiwał wąwóz utworzony przez rzekę Czegiem w wapieniach 3-rzędowych o wysokich ścianach (do 200 m) i wąskich gardzielach oraz różne i doskonale wykształcone formy krasu gliniastego.

Dalsza trasa przebiegała przez środkowy Dagestan w dolinę rzeki Sułak, na której buduje się zapórę i zbiornik wodny, mający uzupełnić niedobory wody i energii występujące na tym obszarze. Oglądane przez uczestników ruiny aulu Stary Czerkiej — w dolinie Sułaku — były przykładem aktualnej działalności sejsmicznej w Dagestanie.

Jadąc w kierunku południowym wzdłuż wybrzeża Morza Kaspijskiego przejechaliśmy przez obszar roponośny Półwyspu Apszerońskiego z usadowionym u jego podstawy miastem Baku — centrum wielkiego kompleksu przemysłowego.

Z Baku kolejny odcinek trasy przebyliśmy promem przez Morze Kaspijskie, do Krasnowodzka położonego w Azji Środkowej.

Zgodnie z programem nastąpił przejazd w południowo-zachodnią część Pustyni Kara-Kum. Punktem docelowym była miejscowość Wyszka — główny ośrodek wydobywania ropy naftowej w tej części Pustyni. Rurociąg naftowy oraz linia kolejowa łączą obszar wydobywania z portem Krasnowodzka, z którego tankowcami przewozi się ropę do bakińskich rafinerii. Charakterystycznym elementem tej części pustyni są barchany, które układają się zazwyczaj gromadami, a przewiewane wiatrem przesuwały się zasypując drogi, rurociągi oraz nieliczne osiedla. W niektórych miejscach, gdzie zauważyć można wychodnie ilaste, powstają „takyry”, które zimą i wiosną są błotniste, a w lecie tworzą powierzchnie spękane. Oprócz pustyń piaszczystych występują małe obszary pustyń słonych („sory”).

Po czterodniowym pobycie na Pustyni Kara-Kum nastąpił powrót przez Morze Kaspijskie do Baku.

Na południe od Baku w odległości 80 km oglądaliśmy obszar czynnych wulkanów błotnistych, genetycznie wiążących się z terenami występowania ropy naftowej. Cały teren objęty działalnością wulkaniczną pokryty jest warstwą wyschniętego i spękanego błota z domieszką ropy naftowej. Wielkości kraterów stożków

wulkanicznych są różne: od kilku centymetrów do kilkunastu metrów. Brak opadów atmosferycznych, wysokie temperatury, częste okresy działania suchego i gorącego wiatru z południowego-zachodu (bakiński suchowej), ograniczają rozwój flory i fauny tego obszaru.

Obniżeniem śródgórskim w górę rzeki Kury dotarliśmy do Tbilisi, skąd po zwiedzeniu miasta wyruszyliśmy na trasę, która wiodła obniżeniem śródgórskim pomiędzy Małym i Wielkim Kaukazem.

Poprzez największe uzdrowiska Czarnomorskie, położone na wschodnim wybrzeżu Morza Czarnego (Suchumi, Gagra, Soczi), a dalej przez przełęcz Gotchskij, Krasnodar, dojechaliśmy do miejscowości Pawłowskaja.

Po zwiedzeniu ciekawszych zabytków Charkowa i Moskwy nastąpił powrót do kraju.

Przed wyjazdem ze Związku Radzieckiego w Uniwersytecie Charkowskim nastąpiło podsumowanie praktyki przez Dziekana Wydziału Geologiczno-Geograficznego, doc. G. P. Dubińskiego. Ocena wypadła bardzo pozytywnie.

Należy sądzić, że wiedza zdobyta przez studentów na praktyce stanie się tematem dyskusji naukowych oraz wystąpień na zebraniach Kół Naukowych Geografów. Niewątpliwie taka forma nauczania jest ze wszech miar pożyteczna i należy ją rozszerzać.

Instytut Geograficzny UAM w Poznaniu

Józef Bem

SPIS TREŚCI

ARTYKUŁY

Wilgat T., Wojciechowski K. H. — Mapa geologiczno-hydrograficzna dorzecza górnej Rio Aconcagua	635
Geomorphologisch-hydrographische Karte des oberen Rio Aconcagua drainage basin	645
Radłowska C., Mucielska-Dowgiałło E. — Uwagi o deglacjacji zachodniej części Gór Świętokrzyskich (w okolicach Chęciny)	649
Заметки о дегляциации западной части Свентокшиских гор (в окрестностях Хэнцин)	670
Comments on deglaciation in W part of Święty Krzyż Mountains (near Chęciny)	671
Dauksza L. — Morfologia Niziny Braniewskiej	673
Морфология Браневской низменности	687
The morphology of the Braniewo Depression	689
Koreleski K. — Elementy rzeźby na terenie pow. proszowickiego z punktu widzenia degradacji gleb	691
Элементы рельефа на территории Прошовицкого повята, с точки зрения деградации почв	699
Relief elements in Proszowice County, seen from the viewpoint of soil degradation	700

NOTATKI

Koc L. — Zmiany koryta Wisły w XIX i XX wieku między Płockiem a Toruniem	703
Изменение русла Вислы в XIX и XX веке между Плоцком и Торунем 19th and 20 th centuries' changes in Vistula channel between Płock and Toruń	717
Bubień A. — Problem ochrony stoku na przykładzie strefy rozcięcia Wysockiego Gorzowskiej	721
Проблема защиты склона на примере зоны расчленения Гожовского плато	728
The problem of slope protection, with the zone of dissection of the Gorzów Plateau as example	729
Urbaniak-Biernacka U. — Obserwacje hydrogeologiczne w wydmach Puszczy Kampinoskiej	731
Гидрологические наблюдения в дюнах Кампиноской пуши	742
The hydrogeological observations made in the dunes in the Kampinos Forest	743
Taylor E. — Orientacja dłuższych osi głazików w osadach wody płynącej złożonych w fazie sedymentacji wydmorej	745
Ориентация более длинных осей галек в отложениях проточных вод, отложениях в фазе дюнной седиментации	754
Orientation of long axes of pebbles in flowing water, deposited during phase of dune sedimentation	755

Karaszewski Wł. — O starszym interglacjale z Radwanicz na zachodnim Polesiu (Białoruś)	757
О старшем интергляциале из Радванич в западном Полесье (Белорусская ССР)	761
On the older (Radwanicze) Interglacial in Western Polesia (Belorussian SSR)	762

DYSKUSJA

Dynowska I. — Na marginesie artykułu H. Niedzielskiego	763
--	-----

RECENZJE

Etudes hydrologiques et géographiques (H. Więckowska)	767
Klimek K. — Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidar-sandur, Islandia (J. Szupryczyński)	772
Johnson J. F. — Renovated waste water (K. Wilgatowa)	773
Thornbury W. D. — Principles of geomorphology (E. Mycielska-Dowgiallo)	774
Blume H. — Die Westindischen Inseln (Wł. Chelchowski)	776
Geomorphologische Übersichtskarte 1 : 200 000 (J. Kondracki)	777
Atlas Przemian Politycznych Świata w XX wieku (Z. Rykiel)	778

KRONIKA

Nominacje	781
Nadanie stopni naukowych (jog)	781
Sprawozdanie z działalności Komitetu Nauk Geograficznych PAN za r. 1971 (E. Iwanicka-Lyra)	781
Sprawozdanie z działalności Instytutu Geografii PAN za r. 1971 (J. Lipińska)	783
Konferencja w sprawie współczesnych problemów polityki ludnościowej (E. Iwanicka-Lyra)	788
Praktyka studentów geografii UAM w Związku Radzieckim (J. Bem)	789

INFORMACJE DLA AUTORÓW

Redakcja uprzejmie prosi Autorów, by nadsyłając materiały zechcieli przestrzegać następujących zasad:

Korespondencję kierować pod adresem: Redakcja „Przeglądu Geograficznego”, Warszawa 64, Krakowskie Przedmieście 30, IG PAN.

Maszynopis przekazywać w 2 egzemplarzach. Strona maszynopisu powinna zawierać 30 wierszy i lewy margines szerokości co najmniej 4 cm.

Tytuł powinien znajdować się na wysokości około 4 cm poniżej początku strony, po tytule pozostają 3 wiersze wolne na wpisanie tytułu angielskiego, po czym wchodzi „zarys treści”, tj. 2—3 zdań najwięzlejszego streszczenia. Niezależnie od tego Autor składa 3 egzemplarze maszynopisu streszczenia polskiego do przetłumaczenia na języki obce. Długość streszczenia może stanowić maximum 10% długości artykułu. W miarę możliwości Autor powinien na osobnych kartkach dostarczyć wykaz terminów fachowych rosyjskich i angielskich w celu ułatwienia pracy tłumaczom.

Podtytułów nie należy numerować ani wyróżniać dużymi literami, tylko na marginesie zaznaczyć czarnym ołówkiem ich hierarchię (np. tytuł II rzędu).

Na końcu artykułu daje się spis literatury, pisany bez ścieśnień, ułożony w porządku alfabetycznym, a więc zawierający na pierwszym miejscu nazwisko autora, poprzedzone kolejną liczbą w nawiasie. Każda pozycja spisu literatury powinna zawierać dokładne dane bibliograficzne, ujęte w następującej kolejności:

(5 Nowakowski St. Historia rozwoju horyzontu geograficznego. Przedmowę, przypisy, zakończenie i skorowidz opracował M. Fleszar, s. 442. Warszawa 1965. PWN.

Jeżeli publikacja znajduje się w czasopiśmie, należy w łatwym do rozwiązania słrécie podać jego tytuł, tom, zeszyt i rok wydania. Jeżeli cytowana praca znajduje się w opracowaniu zbiorowym, należy to odnotować, używając określenia (w:).

Jeżeli Autor posługuje się notatkami pod stronami, daje na osobnej stronie ich spis, numerowany kolejno w obrębie artykułu. Na pierwszym miejscu stawia wówczas literę imienia autora pracy i każdą pozycję rozpoczyna od wiersza wciętego. Notki nie odnoszące się do literatury (np. podziękowania) oznaczają się gwiazdki. Nie wchodzi one do ogólnej numeracji.

Również osobno należy dawać tabele, a w tekście tylko zaznaczać na marginesie miejsce, gdzie mają wejść. Nie należy używać określenia „poniższa” czy „owyższa” tabela, tylko pisać tab. 4 czy tab. 5. Tabele powinny być opatrzone górką oraz porubrykowane. W prawym górnym narożniku umieszcza się napis „tabela 11”. Mniejsze tabele mogą być lokowane po 2 na jednej stronie.

Długość artykułu nie powinna przekraczać 20 stron, a notatki 12 stron maszynopisu.

Nazwisko Autora recenzji i materiałów przeznaczonych do Kroniki wpisuje się na końcu. W recenzjach podaje się dane bibliograficzne w następującym układzie: pierwsza litera imienia, nazwisko autora, tytuł pracy, ilość stron, miejsce i rok wydania, wydawca.

Długość recenzji — 2 do 4 stron. Recenzowana praca musi być związana z geografią i wydana nie dawniej niż 5 lat temu.

Ryciny i mapy prosimy nadsyłać w formie czytelnego brudnopisu, opatrzone napisem „ryc.” i kolejnym numerem. Oddzielnie należy złożyć w 2 egzemplarzach tytuły rycin i objaśnienia znaków, pozostawiając wolne miejsce na wpisanie tekstu angielskiego (co najmniej tyle miejsca, ile zajmuje tekst polski). To samo dotyczy fotografii. Na odwrocie umieszcza się numer zdjęcia, a na osobnych stronach zwizły podpis. Należy dążyć do tego, aby fotografie były jednakowego formatu i położenia oraz dobrze wykonane pod względem technicznym.

Do korekty Autor otrzymuje czyste odbitki kolumn. Redakcja bardzo prosi o nie wprowadzanie zmian. Koszty dodatkowych korekt potrąca się z honorarium autorskiego. Przy zwrocie poprawionych kolumn Autor zaznacza, ile odbitek zamawia (25 otrzymuje bezpłatnie).

Wyplata honorarium następuje przez Państwowe Wydawnictwo Naukowe. W celu zapobieżenia omyłkom Autor zaznacza przy korekcie, pod jakim adresem przekazać honorarium lub podaje numer konta bankowego dla dokonania przelewu.

**MAPA GEOMORFOLOGICZNO-HYDROGRAFICZNA
DORZECZA GÓRNEJ RIO ACONCAGUA / CHILE /
GEOMORPHO-HYDROGRAPHICAL MAP
OF UPPER RIO ACONCAGUA BASIN / CHILE /**

PODZIAŁKA — SCALE 1:100 000

OPRACOWANIE AUTORSKIE — A. KĘSIK T. WILGAT K. WOJCIECHOWSKI
AUTHOR'S ELABORATION

OPRACOWANIE FOTOUTERPRETACYJNE — J. MOŚCIBRODA
PHOTOINTERPRETATION PROCEDURE

WSPÓŁPRACA — COLLABORATION — Z. MICHALCZYK M. NOWACKA

OPRACOWANIE KARTOGRAFICZNE — J. MOŚCIBRODA M. SIRKO
MAP COMPILATION

ŹRÓDŁA — SOURCES

Carta Preliminar de Chile 1:250 000 wydanie — edition 1954 — 1957 arkusze —
sheets: Los Andes Quillota Santiago

Carta de Campana de Chile 1:100 000 wydanie — edition 1955 arkusze — sheets:
Putando San Felipe.

Zdjęcia lotnicze — Aerial Photographs 1:70 000 1955

Observacje terenowe wzdłuż wybranych tras — Field observations along the chosen
routes

DRUK — PRINTED BY

ZAKŁAD KARTOGRAFII UNIwersYTETU MARIi CURIE SKŁODOWSKIEJ

Lublin 1971

MAPA GEOMORFOLOGICZNO – HYDROGRAFICZNA DORZECZA GÓRNEJ RIO ACONCAGUA /CHILE/

GEOMORPHO – HYDROGRAPHICAL MAP OF UPPER RIO ACONCAGUA BASIN /CHILE/

LEGENDA – LEGEND

	Jeziora Lakes		Poziomy zrównań Denudation surfaces
	Kanały Canals		Grzbiety zaokrąglone Ridges broad and rounded
	Rzeki, źródła, bagna Rivers, springs, swamps		Grzbiety wąskie z pokrywą zwietrzelinową Narrow ridges with weathering cover
	Koryta wód okresowo płynących, rozcięcia erozyjne, żłoby skalne Channels of seasonal streams, small valleys, gullies		Grzbiety ostre, skaliste Ridges sharp and rocky
	Kamieńce Riverine gravels and sand banks		Siodła i przełęcze Pass, cols
	Krawędzie terasy nadzalewowej Scarps of river terraces		Lodowce żywe Glaciers
	Terasy nadzalewowe River-built terraces		Lodowce martwe Dead ice and rock glaciers
	Pagóry wyspwe Isolated hills		Cyrki polodowcowe Glacial cirque
	Stożki usypiskowowe, napływowe, równiny akumulacji koluwalnej Talus cones, alluvial fans, fan plains		Progi glacialne Glacial trough
	Stoki z pokrywą zwietrzelinową Slopes with weathering cover		Nunaki Nunataks
	Stoki skalne Slopes consisting of solid rocks		Formy akumulacyjne pochodzenia glacialnego Glacial drift forms
	Osuwiska ziemne, języki osuwiskowe Land slides, slip tongues		Formy o złożonej i nieznannej genezie Forms of complex and/or unknown origin

MAPA GEOMORFOLOGICZNO-HYDROGRAFICZNA
DORZECZA GÓRNEJ RIO ACONCAGUA /CHILE/

PUTAENDO

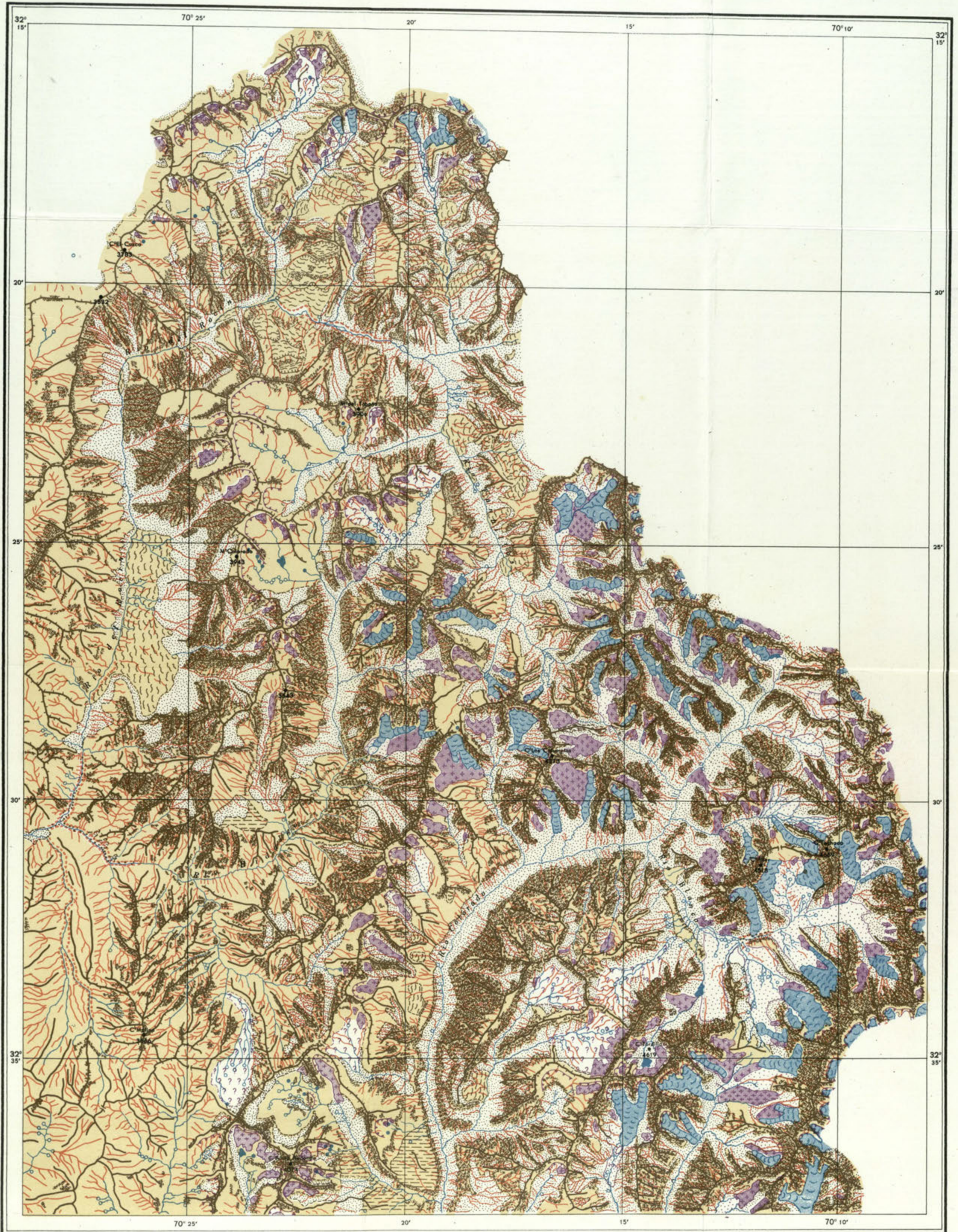
GEOMORPHO - HYDROGRAPHICAL MAP
OF UPPER RIO ACONCAGUA BASIN /CHILE/



MAPA GEOMORFOLOGICZNO-HYDROGRAFICZNA
DORZECZA GÓRNEJ RIO ACONCAGUA /CHILE/

RIO ROCIN

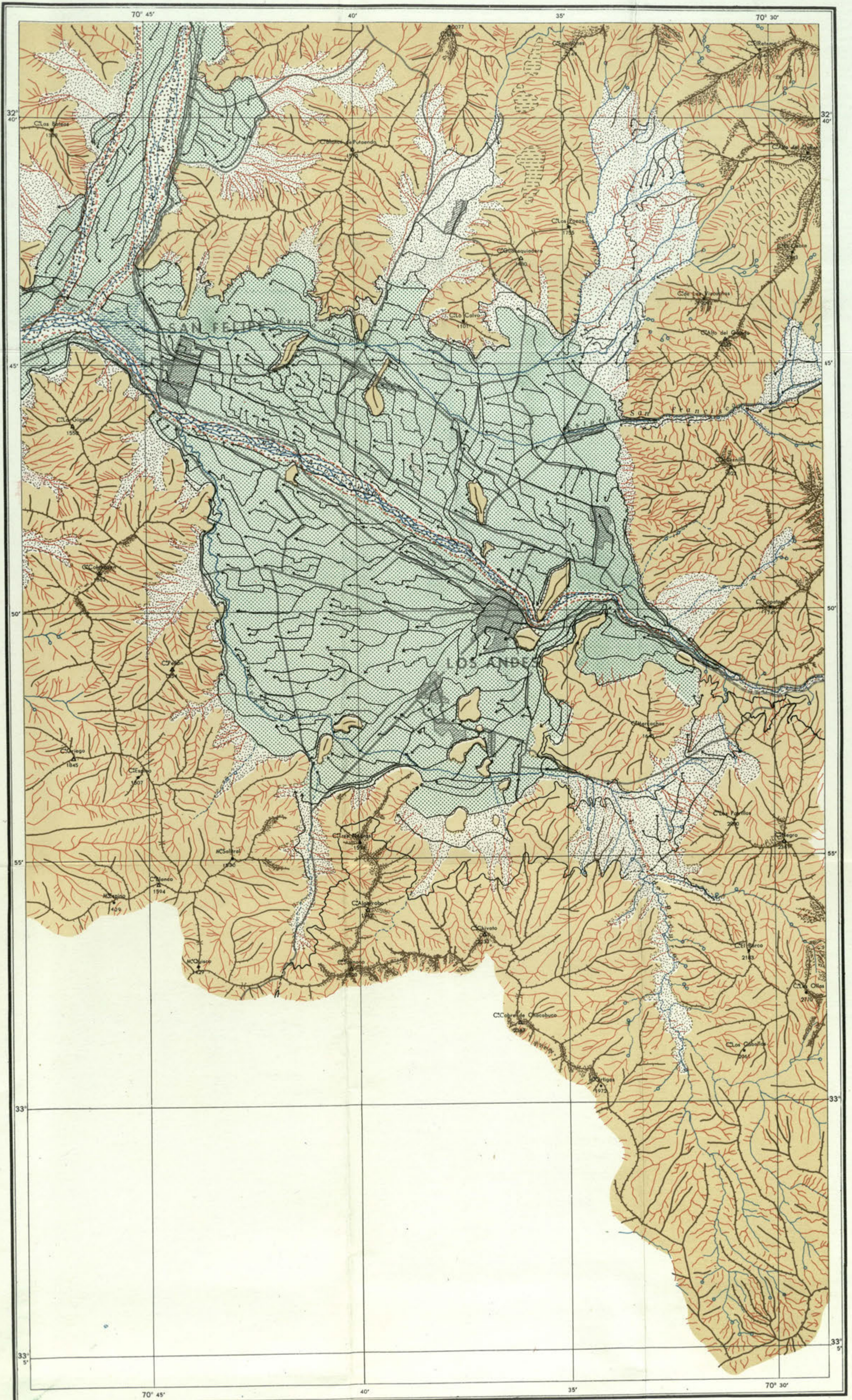
GEOMORPHO - HYDROGRAPHICAL MAP
OF UPPER RIO ACONCAGUA BASIN /CHILE/

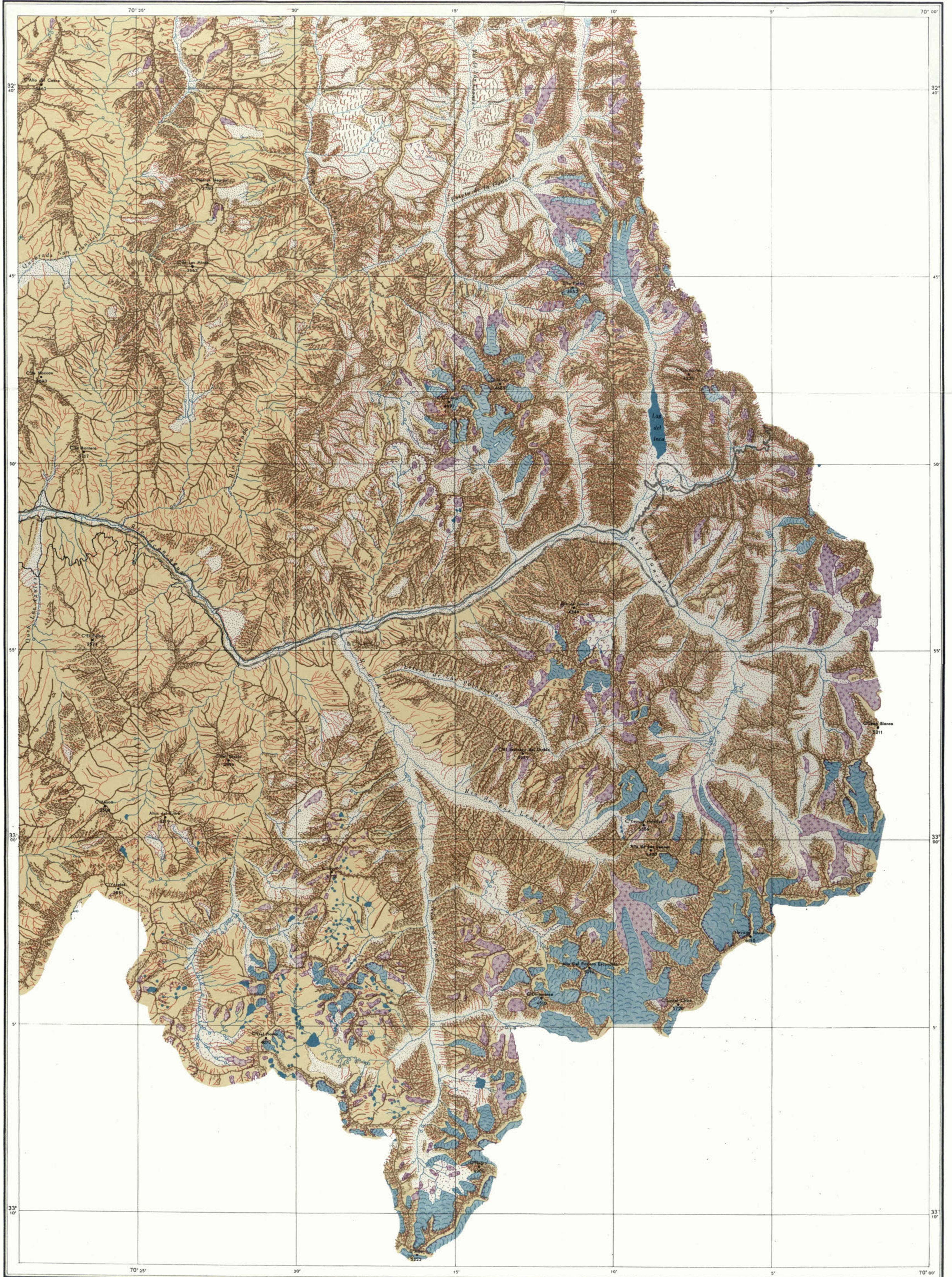


MAPA GEOMORFOLOGICZNO-HYDROGRAFICZNA
DORZECZA GÓRNEJ RIO ACONCAGUA /CHILE/

SAN FELIPE

GEOMORPHO - HYDROGRAPHICAL MAP
OF UPPER RIO ACONCAGUA BASIN /CHILE/





**MAPA GEOMORFOLOGICZNO-HYDROGRAFICZNA
DORZECZA GÓRNEJ RIO ACONCAGUA / CHILE /
GEOMORPHO-HYDROGRAPHICAL MAP**

DRUK - PRINTED BY

ZAKŁAD KARTOGRAFII UNIWERSYTETU MARIII CURIE SKŁODOWSKIEJ

Lublin 1971

Cena zł 40.—

Przegląd Geograficzny

Kwartalnik

WARUNKI PRENUMERATY

Cena prenumeraty krajowej

rocznie zł 160.—

półrocznie zł 80.—

Instytucje państwowe, społeczne, zakłady pracy, szkoły itp. mogą zamawiać prenumeratę wyłącznie w miejscowych Oddziałach i Delegaturach „Ruch”.

Prenumeratorzy indywidualni mogą opłacać prenumeratę w urzędach pocztowych i u listonoszy, lub dokonywać wpłat na konto PKO Nr 2-6-544 — Przedsiębiorstwo Upowszechniania Prasy i Książki „Ruch” Lublin, ul. Buczka 24 (w terminie do 10 dnia miesiąca poprzedzającego okres prenumeraty).

Prenumeratę ze zleceniem wysyłki za granicę, która jest o 40% droższa od prenumeraty krajowej, przyjmuje Biuro Kolportażu Wydawnictw Zagranicznych „Ruch” Warszawa, ul. Wronia 23, konto PKO Nr 1-6-100024.

Bieżące i archiwalne numery można nabyć lub zamówić we Wzorcowni Wydawnictw Naukowych PAN — Ossolineum — WN, Warszawa, Pałac Kultury i Nauki (wysoki parter) oraz w księgarniach naukowych „Domu Książki”.

Numery zdezaktualizowane poczynając od 1972 r. można zamawiać w Przedsiębiorstwie Upowszechnienia Prasy i Książki „Ruch” Lublin, ul. Buczka 24.

Subscription orders can be sent directly to:

"Ars Polona — Ruch"

W a r s z a w a 1

P.O. Box 154

sending remittance of 19.— \$ through the
Bank Handlowy, Warszawa, ul. Traugutta 7

Prz. Geogr. T. 44 z. 4, s. 633—796, Warszawa 1972
Indeks 37176