

P O L S K A    A K A D E M I A    N A U K  
I N S T Y T U T    G E O G R A F I I

---

P R A C E    G E O G R A F I C Z N E    ·    N R    1 1

L E S Z E K    S T A R K E L

R O Z W Ó J    M O R F O L O G I C Z N Y  
P R O G U    P O G Ó R Z A    K A R P A C K I E G O  
M I Ę D Z Y    D Ę B I C Ą    A    T R Z C I A N Ą

W A R S Z A W A    1 9 5 7  
P A Ń S T W O W E    W Y D A W N I C T W O    N A U K O W E



P O L S K A   A K A D E M I A   N A U K

I N S T Y T U T   G E O G R A F I I

\*

P R A C E   G E O G R A F I C Z N E

N R 1 1

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 11

ЛЕСЕК СТАРКЕЛЬ

МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПОРОГА КАРПАТСКОГО  
„ПОГУЖА“ МЕЖДУ ДЭМБИЦЕЙ И ТЖЦЯНОЙ

\*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 11

LESZEK STARKEL

MORPHOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE ESCARPMENT  
OF THE POGÓRZE KARPAKIE BETWEEN DĘBICA  
AND TRZCIANA

## ERRATA

Strona	W i e r s z		Jest	Powinno być
	od góry	od dołu		
100	16		Gliniana	Glina
126		9	оползень	оползне
128		7	Замершия	Замершая
133, 137, 138	18, 8, 30, 23, 27, 36		through	trough
134		16	mouldet	moulded
136	12	7, 12	uplift, sheed, and	uplift, sheet, an
141		25	aggrarated	aggradated
144	9, 15		lengthwise, evry	lengthwise, very
146		15, 17	plus, coevring	plan, covering
150		19, 21	weatherred, weatherer	weathered, weathered
151		10	Georges	Gorges
Tabela		29	około — 10°	około + 10°

L. Starkel : *Rozwój morfologiczny progu  
Pogórza Karpackiego...*

<http://rcin.org.pl>

P O L S K A    A K A D E M I A    N A U K  
I N S T Y T U T    G E O G R A F I I

---

P R A C E    G E O G R A F I C Z N E    ·    N R    1 1

L E S Z E K    S T A R K E L

R O Z W Ó J    M O R F O L O G I C Z N Y  
P R O G U    P O G Ó R Z A    K A R P A C K I E G O  
M I Ę D Z Y    D Ę B I C Ą    A    T R Z C I A N Ą

W A R S Z A W A    1 9 5 7  
P A Ń S T W O W E    W Y D A W N I C T W O    N A U K O W E

K o m i t e t   r e d a k c y j n y

Przewodniczący: S. LESZCZYCKI

Członkowie: R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KOSTROWICKI, B. OLSZEWICZ, A. WRZOSEK

Sekretarz redakcji: J. WŁODEK-SANOJCOWA

R a d a   r e d a k c y j n a

J. BARBAG, J. CZYŻEWSKI, J. DYLIK, K. DZIEWOŃSKI,  
R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KONDRACKI, J. KOSTROWICKI,  
S. LESZCZYCKI, A. MALICKI, B. OLSZEWICZ,  
J. WĄSOWICZ, M. KIELCZEWSKA-ZALESKA, A. ZIERHOFFER

R e d a k t o r   t o m u

M. KLIMASZEWSKI

Copyright, 1958, by

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE

Warszawa (Poland), ul. Miodowa 10

## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	7
Cel pracy . . . . .	7
Metoda pracy . . . . .	7
I. Orografia . . . . .	11
II. Budowa geologiczna . . . . .	14
Przegląd stratygraficzny utworów przedczwartorzędowych z określeniem ich odporności . . . . .	14
Tektonika . . . . .	17
Przegląd stratygraficzny utworów czwartorzędowych . . . . .	18
III. Dotychczasowy stan badań geomorfologicznych . . . . .	24
IV. Rozwój morfologiczny badanego obszaru . . . . .	26
Rozwój rzeźby w miocenie . . . . .	26
Rozwój rzeźby w pliocenie . . . . .	27
Pont (dolny pliocen) . . . . .	27
Pliocen środkowy i górny . . . . .	29
Rozwój rzeźby w plejstocenie . . . . .	40
Glacjał krakowski . . . . .	41
Interglacjał mazowiecki . . . . .	46
Glacjał środkowo-polski . . . . .	46
Interglacjał eemski . . . . .	48
Glacjał bałtycki . . . . .	48
Rozwój rzeźby w holocenie . . . . .	61
Środowisko geograficzne . . . . .	61
Formy holocenijskie . . . . .	69
Rola rzeźbotwórcza holocenu . . . . .	93
Tendencje rozwoju rzeźby . . . . .	94
V. Ogólne wyniki badań . . . . .	96
Wykaz przekrojów geologicznych . . . . .	99
Literatura . . . . .	108
Spis rycin . . . . .	111
Spis fotografii . . . . .	112
Резюме . . . . .	113
Объяснения рисунков . . . . .	124
Объяснения фотографии . . . . .	128
Объяснения геоморфологической карты (вне текста) . . . . .	130
Summary . . . . .	133
Explanation to the figures . . . . .	144
Explanation to the photographs . . . . .	148
Explanation to the Geomorphological Map (out of the text) . . . . .	150
Mapa „Morfologia“ (wycinki) — poza tekstem	
Tabela synchroniczna — poza tekstem	



## WSTĘP

### CEL PRACY

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie charakteru rzeźby i odtworzenie rozwoju geomorfologicznego progów Pogórza Karpackiego, między Dębicą a Trzycianą, oraz uchwycenie związków istniejących między rzeźbą a gospodarką człowieka. Obszar badany obejmuje brzeżną strefę Pogórza Karpackiego i przylegającą do niej od północy część Kotliny Sandomierskiej.

### METODA PRACY

Metoda zdjęcia geomorfologicznego. — Podstawą opracowania jest zdjęcie geomorfologiczne omawianego terenu. Zdjęciem objąłem obszar około 400 km<sup>2</sup> na arkuszu mapy topograficznej w skali 1:100 000 „Dębica“ i „Strzyżów“ (por. ryc. 1), poświęcając na kartowanie około 90 dni w miesiącach letnich 1951 i 1953 roku\*.

Zdjęcie polegało na kartowaniu form występujących na badanym terenie, po uprzednim zaklasyfikowaniu ich pod względem genetycznym i chronologicznym do odpowiedniej kategorii.

Wiek i genezę form określałem na podstawie:

1. Analizy procesów zachodzących współcześnie w obrębie form.
2. Stopnia dojrzałości i zachowania form.
3. Stosunku do innych form (nadrzędnych lub podrzędnych).
4. Stosunku do utworów geologicznych (o znanym wieku i genezie).
5. Porównania z formami występującymi poza badanym obszarem.

W terenie używałem odrysów poziomicowych z map polskich i autriackich w skali 1:25 000, oryginałów map w skali 1:25 000 oraz różnych powiększeń. Materiał kartograficzny był więc niejednorodny.

Całość terenu zbadana jest niejednorodnie. Część zachodnia zbadana jest mniej dokładnie (1951 rok), ponieważ byłem wówczas po raz pierwszy

---

\* Badania w roku 1951 były subwencjonowane przez Komisję Popierania Twórczości Naukowej i Artystycznej przy Prezydium Rady Ministrów, zaś w roku 1953 przez Polską Akademię Nauk.

w terenie, a wyróżnienia form stosowane wtedy w naszym ośrodku uniwersyteckim nie uwzględniały kryterium morfochronologicznego. Obserwacje dokonane w 1951 roku zostały częściowo sprawdzone w dwa lata później. Część wschodnia była kartowana w roku 1953 dokładniej i bardziej szczegółowo niż część zachodnia. W roku tym przy rozróżnianiu form oparłem się w dużym stopniu na nowej klasyfikacji M. Klimaszewskiego dla dorzecza Dunajca [29]. Zwracając uwagę na chronologię form doszedłem do wniosku, że kartowanie załomów na zboczach rzuci światło na procesy morfogenetyczne współczesne i ubiegłych epok geologicznych. W niniejszym opracowaniu wykorzystałem materiały z obu sezonów, gdyż uważam, że tylko na podstawie badania większego odcinka strefy progów Pogórza można odtworzyć rozwój obu jednostek, które próg dzieli. Aby lepiej uchwycić stosunek Pogórza Karpackiego do Kotliny Sandomierskiej wykonałem zdjęcie geomorfologiczne sąsiednich terenów, a mianowicie:

1. Obszaru ujściowego dorzecza Wielopolki w celu powiązania tarasów tej rzeki z tarasami Wisłoki.
2. Doliny Wisłoki na zachód od Latoszyna celem nawiązania do opracowania M. Klimaszewskiego [26].
3. Doliny Wielopolki między Rzegocinem a Łączkami Kucharskimi dla poznania morfogenezy dolnego biegu tej doliny.
4. Brzeźnych części Płaskowyżu Tarnowskiego i Kolbuszowskiego dla poznania form i utworów starszych od holocenu w obrębie Kotliny Sandomierskiej.

Badania moje nie ograniczały się jedynie do obserwacji i analizowania samych form. Starłem się je powiązać z innymi elementami środowiska geograficznego, a więc budową geologiczną, stosunkami wodnymi, klimatem i pokryciem terenu. Mapa geologiczna udostępniona mi życzliwie przez prof. dr Jana Wdowiarsza (opracowana przez J. Wdowiarsza i H. Teisseyre'a) umożliwiła poznanie roli budowy geologicznej w rzeźbie.

Ponieważ osady datowane pozwalają określić wiek form, zebrałem w terenie wiele próbek z florą lub fauną, których oznaczenie zawdzięczam prof. dr W. Krachowi (osady mioceńskie), doc. dr A. Środowi, mgr W. Koperowej, mgr K. Mamakowej i mgr M. Reymann (osady czwartorzędowe). Nadto dla odtworzenia powierzchni podczwartorzędowej zebrałem ponad 100 przekrojów wierceń i studzien, których większość uzyskałem dzięki uprzejmości Kierownictwa Spółdzielni Pracy „Wiertacz“ w Dębicy, przekształconej następnie w Przedsiębiorstwo Geologiczne Gospodarki Komunalnej—Południe we Wrocławiu — Oddział w Dębicy. Oznaczenia techniczne przewierconych osad



dóww zmusiły mnie do przejrzenia części dostępnych próbek geologicznych celu określenia składu petrograficznego i wieku osadów.

Metoda opracowania kameralnego. — Materiał obserwacyjny zebrany w terenie został wykorzystany w niniejszym opracowaniu. Odtworzenie rozwoju rzeźby wymagało zastosowania takiej metody opracowania, która by pozwoliła poznać istniejącą rzeźbę i zrekonstruować jej przemiany w porządku chronologiczno-genetycznym. Okazało się konieczne zastosowanie metody dialektycznej — analizowania morfologicznych faktów w powiązaniu ze stale zmieniającym się środowiskiem geograficznym. Toteż źródłem wiadomości, przytoczonych w niniejszej pracy, stała się (obok materiałów zebranych w terenie) literatura, odnosząca się nie tylko do rzeźby badanego terenu i obszarów sąsiednich, ale i geologiczna, klimatologiczna, paleobotaniczna i inna — konieczna dla pełnego poznania współczesnego środowiska geograficznego i zrekonstruowania środowiska epok ubiegłych.

Rozwój morfologiczny rozpatrzyłem zatem na tle czynników i procesów modelujących badany obszar w poszczególnych okresach. W ten sposób starałem się sprawdzić, czy w danym okresie istniały pozytywne warunki dla utworzenia form, których powstanie wiąże z danym okresem na podstawie badań geomorfologicznych. Szczególną uwagę zwróciłem na morfogenezę holoceniową, wiążąc formy dziś powstające i przekształcanie ze wszystkimi elementami współczesnego środowiska geograficznego i z gospodarką człowieka.

Praca ta napisana w styczniu 1954 roku, jako praca magisterska, została przed oddaniem do druku przerobiona i uzupełniona nowszymi obserwacjami.

Zdjęcie terenowe, jak również niniejszą pracę, wykonałem pod kierunkiem prof. dr M. Klimaszewskiego, któremu za cenne uwagi i wskazówki wyrażam szczerze podziękowanie. Dziękuję również wszystkim, którzy służyli mi radą i pomocą przy rozwiązywaniu wielu problemów, a także przy przygotowywaniu do druku niniejszej pracy\*.

---

\* \*\* Mapki elementów środowiska geograficznego opracowała graficznie mgr K. Kaczmar.



## Rozdział I

### OROGRAFIA

Obszar badany obejmuje strefę graniczną dwóch dużych jednostek morfologicznych: Kotliny Sandomierskiej i Pogórza Karpackiego.

W skład omawianej części Kotliny Sandomierskiej wchodzi: Płaskowyż Tarnowski i Kolbuszowski oraz Rynna Podkarpacka.

**Płaskowyż Tarnowski.** — Na zachód od doliny Wisłoki, a na północ od Rynny, ciągnie się krawędź Płaskowyżu Tarnowskiego o wysokości 20—40 m [26]. Płaskowyż w tej części, na północ od Góry Motycznej, kulminuje wysokością 252 m. Cechują go płaskie, rozległe garby oraz płytkie nieckowate i płaskodenne doliny. Nachylenia samej krawędzi i zboczy rozcinających ją dolinek wynoszą 10—35<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, przekraczając znacznie nachylenia spotykane wewnątrz płaskowyżu.

**Płaskowyż Kolbuszowski.** — Podobny do poprzedniego, Płaskowyż Kolbuszowski wznosi się niewyraźnie ponad Rynną Podkarpacką na wschód od Wisłoki. Rozległą, płaską powierzchnię (wysokość 230—250 m n.p.m.) urozmaicają nieliczne pagórkowate wzniesienia i płytkie, rozległe, nieckowate dolinki. Potok Czarna oddziela od Płaskowyżu zupełnie doń podobną „wyspę“ między Krzywą a Olchową i Kłęczanami (kulminacja 248 m n.p.m.). Na południe od niej znajduje się „odnoga“ Rynny Podkarpackiej będąca w części zachodniej odcinkiem doliny Bystrzycy, a ku wschodowi za wododziałem o wysokości 237 m n.p.m., doliną Mrowli.

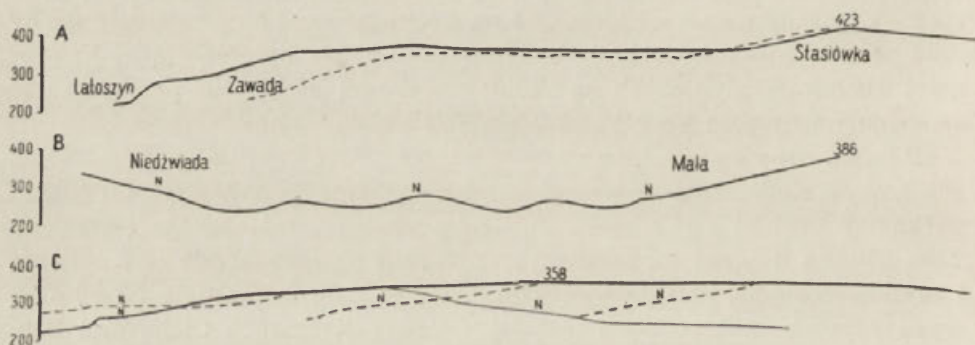
**Rynna Podkarpacka.** — Na południe od płaskowyżów ciągnie się szerokie obniżenie tzw. Rynny Podkarpackiej, której bieg wykorzystują rzeki: Grabinka, dolna Wielopolka, dolna Bystrzyca i Czarna. Rynna ta podkreśla kontrast między Pogórzem, a Kotliną Sandomierską. Wysłana osadami rzek stanowi płaskie obniżenie (o wysokości 200—220 m n.p.m.), z którego sterczą kilkumetrowe pagórki.

Rynnę i płaskowyże, jak i Pogórze Karpackie (ale już poza badanym terenem), przecina szeroka do 6 km dolina Wisłoki, której oś jest poprzeczna do biegu wszystkich omawianych jednostek.

**Pogórze Karpackie.** — W obrębie Pogórza Karpackiego wyróżniam właściwe opadające progiem Pogórze oraz znajdujące się w jego

obrębnie Kotliny Niedźwiady i Nockowej. Na południe od Rynny Podkarpackiej ciągnie się strefa progu Pogórza. Przylega doń od północy region do 3 km szeroki o wysokości 240—270 m n.p.m., przypominający swoim wyglądem działy kotliny, jednak rozcięty gęściej i głębiej. Rezultatem tego rozcięcia są spłaszczone, ale węższe niż na północy, garby Przedgórze (według Klimaszewskiego [25]). Przedgórze Karpackie ku północy albo opada niewysokim progiem, albo łagodnie przechodzi w tarasy doliny Wisłoki i Rynny Podkarpackiej. Nad Przedgórzem, a w odcinku, gdzie go brak, np. koło Dębicy, wprost pod tarasami i rynną wznosi się właściwy próg fliszowego Pogórza. Wysokość względna progu waha się zwykle w granicach od 60 do 150 m. Nachylenie fragmentów „denudacyjnego progu“ wynosi około 5—10°. Kulminacje na wierzchołkach dochodzą do 423 m n.p.m., stąd różnica wysokości dochodząca wyjątkowo do 200 m.

Na południe od stoku progu rozciąga się właściwe Pogórze o wysokościach względnych, średnio od 120 do 180 m, wyjątkowo większych.



Ryc. 2. Profile form wierzchołkowych Pogórza.

A — profile podłużne grzbietów Zawada — Stasiówka i Łatoszyn—Stasiówka. Widoczne spłaszczenia (fragmenty powierzchni pontyjskiej) a także i obniżenia w linii grzbietowej (związane z późniejszą denudacją), B — profil południkowy przez Kotlinę Niedźwiady, C — profil podłużny grzbietu na południe od Będziemyśla — na stokach spłaszczenia poziomu Nockowej (oznaczone literą N). Profile ramion północnych zaznaczone linią ciągłą, ramion południowych — linią przerywaną

Stanowi ono część tzw. Pogórza Ciężkowickiego. Rozległe, faliste garby o wysokościach 320—400 m n.p.m. (ryc. 2), mają zachowane liczne, choć drobne, fragmenty zrównań wierzchołkowych. Przebieg większości garbów zgodny jest z przebiegiem progu Pogórza. Wskutek nierównomiernego rozcięcia Pogórza dolinami rzek, przebieg garbów jest zygzakowaty (ryc. 1), a w miejscach, gdzie zbiega się kilka garbów, powstają kopulaste wzniesienia zbliżone nieco układem do beskidzkich rozrogów, jak: góra wysokości 423 m n.p.m. w Stasiówce, wzniesienie Granic (382 m n.p.m), czy na południe od Bystrzycy i Wiśniowej kulminacje 449 m

n.p.m. i 410 m n.p.m. Duże doliny o przebiegu południkowym, jak Ostra, Wielopolka, Budzisz, Bystrzyca — posiadają dziesiątki dużych, subsekwentnych dopływów. Największą doliną główną badanego odcinka Pogórza jest dolina Wielopolki, mającej swe źródła u stóp Chełmu. Dno tej doliny o szerokości średnio około 300—500 m ograniczają wyraźnie odcinające się zbocza (szczególnie w odcinku przelomowym koło Łopuchowej i Okonina).

Kotlina Niedźwiady. — Wielopolka między Glinikiem a Łączkami Kucharskimi przepływa przez rozległą kotlinę, ku centrum której zbiegają się liczne doliny od Małej, Niedźwiady i Broniszowa. Ponad dna rozległych dolin wznoszą się do wysokości około 30—50 m (270—290 m n.p.m.) rozległe, płaskie nabrzżenia urozmaicone nieckami.

Kotlina Nockowej. — Kartowaniem swoim objąłem również część większej kotliny, którą nazwałem Kotliną Nockowej (wysokość 240 do 300 m n.p.m.), w odróżnieniu od jej geologicznego określenia, „zagłębienia miocenińskiego Rzeszowa“ [11]. W rzeźbie tej kotliny zaznaczają się garby i nieckowate lub płaskodenne dolinki. Deniwelacje dochodzą tu do 60 m (dział wodny: Wisłoka—Wisłok). Od południa i zachodu obrzeża kotlinę wyraźny próg o wysokości od 50 m koło Brzeźnika, do 120 m koło Wiśniowej i Woli Zgłobieńskiej. Od północy zamyka ją izolowany garb fliszowy.



## Rozdział II

### BUDOWA GEOLOGICZNA

#### PRZEGLĄD STRATYGRAFICZNY UTWORÓW PRZEDCZWARTORZĘDOWYCH Z OKREŚLENIEM ICH ODPORNOŚCI\*

Najstarsze utwory występują na Pogórzu i są wieku kredowego i paleoceńskiego (tab. I). Wśród nich zostały wyróżnione [1, 11, 14, 42, 47, 69]:

1. Warstwy inoceramowe (cenoman — senon), stanowiące kompleks skał o największej miąższości (ponad 1000 m), tworzą grube, niejednolite serie nachylone przeważnie na południe. Dolne piętro tego kompleksu stanowią: szare i niebieskie łupki, margle i piaskowce cienkoławicowe z wkładkami twardych margli krzemionkowych. Piętro środkowe budują przeważnie piaskowce gruboławicowe średnio- i gruboziarniste, wapniste, słabo spojone, wodonośne. Piętro górne jest łupkowo-piaskowcowe z domieszką twardych margli. Łupki ilaste i margliste stanowią 60—70%. Piaskowce są twarde, cienkopłytkowe, średnio- i gruboziarniste, mikowe i wapniste. W całości tworzą kompleks bardziej odporny, ale łatwo podlegający ruchom osuwiskowym. Dolne i górne łatwiej ulegają takim procesom denudacyjnym jak spłyzywanie. Dzięki krzemionkowym wkładkom są odporniejsze na wietrzenie i spłukiwanie niż środkowe. Te ostatnie tworząc grube ławice są niepodatne na zżyziska. Warstwy inocera-

---

\* Odporność skał na procesy niszczące określałem głównie na podstawie cech litologicznych. Z tych cech uwzględniłem: uziarnienie, jakość lepszca, miąższość serii skalnej, ilość obcych wkładek o innych cechach litologicznych, uławicenie, gęstość ciosu, przepuszczalność, nasiąkliwość. Nadto zwróciłem uwagę na bieg i upad warstw (duże nachylenia w obrębie fliszu, do 80°, zmieniają odporność). W zasadzie mało odporny flisz budujący Pogórze, jest serią monotonną, o dość małych kontrastach odpornościowych — stąd trudność w sporządzeniu tabeli odporności. Brak szczegółowej regionalnej klasyfikacji litologicznej utrudnia również sporządzenie tabeli. Niemniej jednak w stosunku do utworów miocenu (budujących Kotlinę Sandomierską) flisz zachowuje się jako kompleks bardzo odporny. Wszystkie skały badanego obszaru podzieliłem na cztery klasy: bardziej odporne, średnio odporne, mało odporne i bardzo mało odporne. Efekt morfologiczny odporności danej skały jest zmienny, tj. zależy od zespołu czynników i procesów, ich natężenia i czasu trwania. Efekt ten zależy też od zespołu skał, wśród których występuje skała o określonej odporności. Rodzaj skały częstokroć warunkuje procesy (na fliszu — osuwiska, na łupkach — zżyziska).

mowe zajmują największy obszar — zgrupowane są w dwóch wypiętrzaniach: na południe i na północ od strefy Broniszów—Olimpów (ryc. 3).

2. Iły babickie (paleocen). Są to na ogół ciemne nieprzepuszczalne iły, z częstymi wkładkami egzotycznych zlepieńców. Odporność mała (klasa III odporności). Występują koło Stobiernej.

Tabela I

Tabela odporności skał

Wiek	Nazwa serii	Charakterystyka litologiczna	Klasa odporności*
Kreda górna	warstwy inoceramowe	dolne i górne — łupki z marglami i piaskowcami krzemionkowymi środkowe — piaskowce gruboławicowe, słabo spoisłe	I
Paleocen	iły babickie	iły z wkładkami zlepieńców	III
Eocen dolny i środkowy górny	pstre iłolupki warstwy menilitowe	iły i łupki z nielicznymi wkładkami piaskowców rogowce łupki piaszczyste z wkładkami piaskowców	III I II
Oligocen	warstwy krośnieńskie	dolne — piaskowce gruboławicowe z wkładkami łupków górne — łupki z wkładkami piaskowców	II III
Torton dolny górny środkowy i górny	poziom litotamniowy poziom gipsowy iły krakowieckie	wapienie litotamniowe iły i margle z gipsami piaski i zlepieńce iły i iłolupki, niekiedy piaszczyste	I III II IV

\* Klasy odporności: I — skały bardziej odporne, II — skały średnio odporne, III — skały mało odporne, IV — skały bardzo mało odporne.

3. Pstre iłolupki (eocen środkowy i dolny) są obok warstw inoceramowych najczęstszym na badanym terenie utworem fliszowym. Są to iły i łupki nieprzepuszczalne z nielicznymi wkładkami piaskowców (klasa III). Są bardzo podatne na erozję i spęływanie. Przyczyniają się do osuwania nadległych warstw. Występują w wąskich pasach na południe

od Dębicy, lokalnie na południe od Checheł, na południe od Wiśniowej oraz w szerokiej strefie synklinalnej Broniszów — Wola Zgłobieńska.

4. Warstwy menilitowe (eocen górny) są to kruche łupki piaszczyste zawierające w spągu ławice niebieskawych rogowców. W stropie spotyka się wtrącenia piaskowców krzemionkowych. Odporne rogowce (klasa I) o małej miąższości zaznaczają się tylko w mikroformach. Łupki łatwo kruszą się i rozsypują (klasa II), ale w stosunku do pstrych iłołupków są odporniejsze. Łatwo ulegają denudacji zwłaszcza gdy są podścielone iłołupkami. Występują w pasie między Broniszowem a Wolą Zgłobieńską oraz w pasie na południe od Bystrzycy i Wiśniowej.

5. Warstwy krośnieńskie (oligocen) dzielą się na:

a) krośnieńskie dolne — są to piaskowce grubo- i średnioziarniste, wapniste, gruboławicowe, słabo spoiste z wkładkami łupków marglistych. Są one zmiennej, średniej odporności (klasa II).

b) krośnieńskie górne — łupki margliste i ilaste o małej odporności (klasa III) z wkładkami cienkopłytkowych, zwięzłych piaskowców.

Warstwy krośnieńskie łatwiej ulegają denudacji niż warstwy inoceramowe — dlatego w ich obrębie występują obniżenia. Warstwy krośnieńskie występują na południe od Będziemyśla, w synklinie Olimpów — Wola Zgłobieńska i na południe od Wiśniowej.

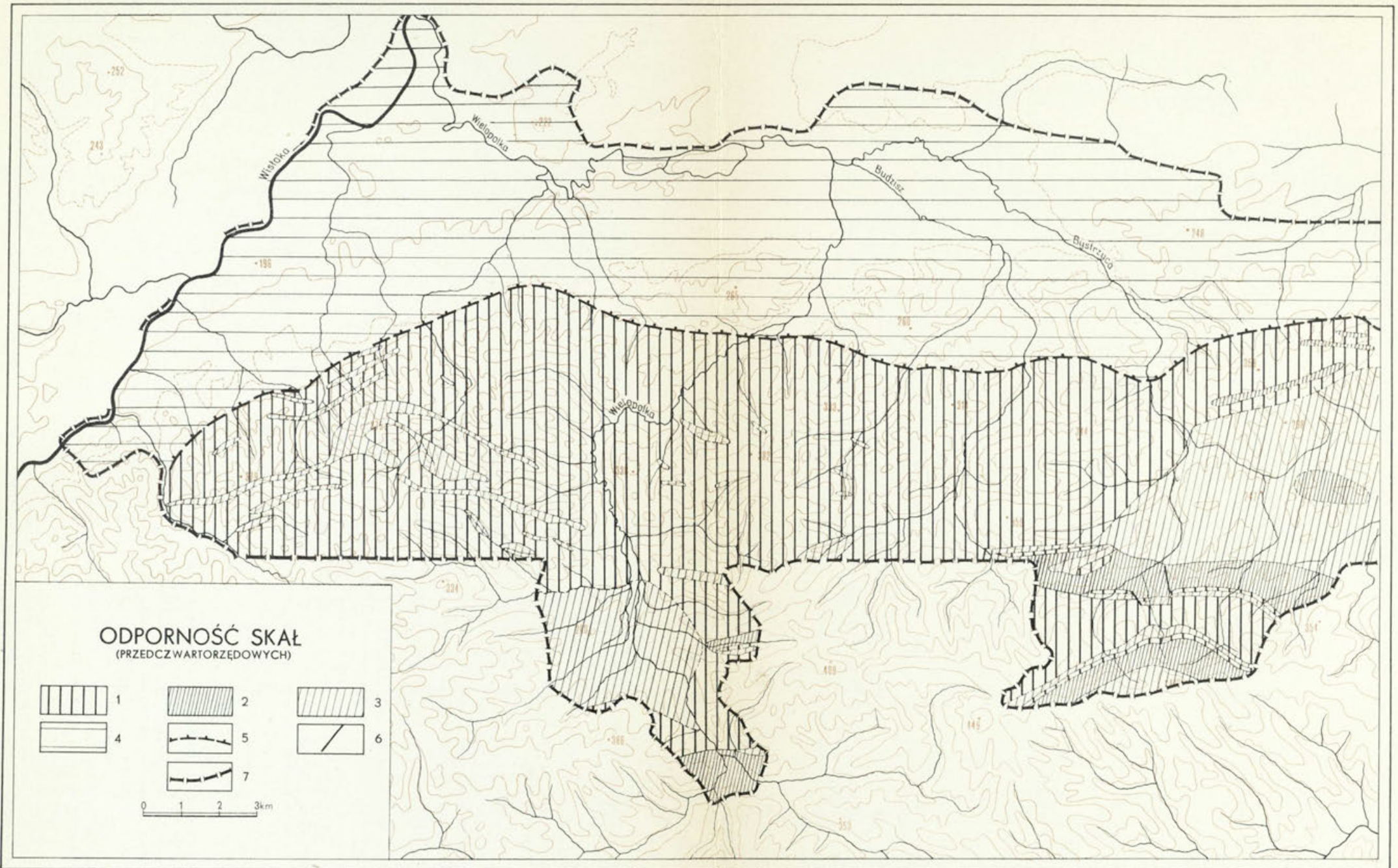
Neogen jest reprezentowany przez osady miocenu występujące na Pogórzu oraz wypełniające Kotlinę Sandomierską. Są to, w części południowej, przykarpackiej [1, 2, 10, 11, 42, 47]:

6. Wapienie litotamniowe i ily wapniste (torton dolny), występujące lokalnie w Olimpie — gdzie na warstwach krośnieńskich leży 20-metrowy pokład zbitych nieco piaszczystych wapieni, które osłaniają podłoże przed denudacją (klasa I), oraz na południe od Glinika, w dolinie Wielopolki na zboczu, na wysokości około 260 m n.p.m. i na szczycie wzniesienia 386 m n.p.m. [14], gdzie wykształcone są w postaci piaszczystych wapieni litotamniowych.

7. Ily i margle z gipsami (strop tortonu dolnego) występujące w Kotlinie Niedźwiady na wysokości około 250—280 m n.p.m. Są one nachylone około 10° na północo-zachód. Gipsy (klasa II odporności) w stosunku do otaczających je iłów (klasa III) są odporniejsze; mogą ulegać krasowieniu.

8. Ily facji grabowieckiej (torton środkowy) występują prawdopodobnie w Kotlinie Nockowej; są silnie piaszczyste [12].

9. Piaski i zlepieńce występujące na wschód od Nockowej zawierają okruchy (otoczone) piaskowców wapnistych z fauną tortońską oraz bryły siwych iłów. W piaskach i żwirach, słabo zlepionych, występują liczne kawałki skamieniałego drewna. O wieku tych utworów nie można powiedzieć nic pewnego. W każdym razie mogą być wieku środkowego



Ryc. 3. Odporność skał przedczwartorzędowych. Opracowanie na podstawie map geologicznych J. Wdowiarza, H. Teisseyre'a, H. Świdzińskiego i in.  
Objaśnienie znaków: 1 — skały bardziej odporne, 2 — skały średnio odporne, 3 — skały mało odporne, 4 — skały bardzo mało odporne, 5 — czło nasunięcia płaszczynowego, 6 — uskoki, 7 — granice badanego obszaru

[11, 42] czy górnego tortonu lub sarmatu [2]. W stosunku do otaczających je ilów lepiej konserwują ostre formy (klasa II).

Piaski nieznanego wieku widziałem w Olimpowie, gdzie leżą pod gliną morenową (wysokość około 290 m n.p.m.). Dobrze wysortowane, mają ziarna również dobrze ogładzone. W listopadzie 1954 roku stwierdziłem w Broniszowie ily i ilołupki miocenne (miąższości minimum 10 m) z warstwami żwirów, leżące niezgodnie na gipsach. Odkrywka ta wymaga szczegółowego zbadania celem określenia położenia stratygraficznego wymienionych utworów.

W części północnej badanego terenu (Kotlina Sandomierska) występują:

10. Ily krakowieckie (torton górny i środkowy). Posiadają one olbrzymią miąższość (według Kisłowa około 2000 m). W Dębicy do 1010 m ich nie przebito, a na północ od Pilzna spąg ilów został osiągnięty na głębokości 1700 m. Ily krakowieckie są bardzo mało odporne (klasa IV), podatne na wszelką denudację.

#### TEKTONIKA

Na badanym terenie można wyróżnić dwie duże jednostki tektoniczne: Karpaty Zewnętrzne — strefa brzeżnych fałdów inoceramowych [47] i zapadlisko podkarpackie.

**Karpaty Zewnętrzne.** — Omawiana część Karpat należy do strefy brzeżnych fałdów inoceramowych (płaszczowina skolska). Północną granicę wyznacza brzeg Karpat o charakterze nasunięcia. Między Pilznem a Sędziszowem brzeżną część Karpat tworzy szeroka na około 10 km strefa zbudowana ze złuskowanych fałdów warstw inoceramowych, zwanych fałdami ropczyckimi [47]. Bieg ich jest zgodny z brzegiem nasunięcia (konkrepancja tektoniczna Nowak a). Są to silnie sfałdowane oraz pchnięte ku północy fałdy (upad warstw na południe), z wąskimi synklinami, zawierającymi mało odporne pstre łupki. Ku południowi znajduje się w okolicy Wielopola rozległa depresja strzyżowska, wypełniona warstwami krośnieńskimi. Strefa stromo ustawionych fałdów ropczyckich na wschód od linii Wielopolki rozdwa się; dzieli je rozszerzająca się ku wschodowi synklina Szkodnianka — Wola Zgłobieńska. Południowe odgałęzienie — antyklina babicka — jest fałdem poprzecznie obniżonym w okolicy Wiśniowej. Jądro jego stanowią najodporniejsze z całego zespołu warstwy inoceramowe; na skrzydłach występują pstre łupki, warstwy menilitowe i warstwy krośnieńskie. Fałd skręca ku północo-wschodowi i jest silnie pocięty dyslokacjami. W kierunku zachodnim skrzydło północne ulega złuskowaniu. Synklina Wola Zgłobieńska — Szkodnianka słyca się również ku zachodowi i zaznacza się

jedynie warstwami menilitowymi. Ku wschodowi synklina ta obniża się i chowa pod Kotlinę Nockowej, wypełnioną mioceniem. Odgałęzienie północne fałdów ropczyckich silnie sfałdowane i wstecznie lokalnie nasunięte na synklinę Szkodnianki zanurza się ku wschodowi pod utwory miocenu zatoki Rzeszowa. Osady fliszowe tego odgałęzienia występują na omawianym obszarze w grzbiecie na południe od Będziemyśla.

Główne rysy tektoniczne Karpat powstały już przed zalewem morza dolno-tortońskiego. W dolnym tortonie zalew objął brzeżną część Karpat przede wszystkim na przedłużeniu niecki Nidy. Miał on wtargnąć w synklinę Olimpowa i oddzielić (według Nowaka) wąską cieśniną o biegu Pilzno — Grudna — Glinik — Olimpów wyspę Dębicy i Ropczyc od reszty Karpat. Osady tego wieku leżą niezgodnie na różnych ogniwach fliszu. Przy końcu dolnego tortonu nastąpiło pchnięcie fliszu z zalegającym nań mioceniem na miocen przedgórze [47, 70]. Osady dolnego tortonu leżą w obrębie Pogórza na różnych wysokościach (od wysokości 240 m i niżej do 380 m n.p.m.) i są sfałdowane (Grudna). Gipsy w Broniszowie są nachylone na północo-zachód. Zalew środkowego tortonu objął jeszcze zatokę Rzeszowa. Ruchy potortońskie oddaliły morze od Karpat.

Zapadlisko podkarpackie. — Zapadlisko podkarpackie jest rowem przedgórskim, wypełnionym osadami miocenu. Według badań sejsmicznych A. Kisłowa [21] głębokie podłoże podmiocieńskie znajduje się koło brzegu nasunięcia karpackiego na głębokości około 2000 m. Podłoże to zanurza się schodami tektonicznymi od antyklinorium świętokrzyskiego pod Karpaty. W okolicy Dębicy i Ropczyc na garbie starszego podłoża o kierunku południowo-wschodnim zanurzającym się pod Karpaty, płaszczowiny zostały wyniesione wyżej i pchnięte dalej na północ. W kierunku wschodnim, na linii Kolbuszowa—Trzciana, ciągnie się południkowa depresja, na osi której leży rzeszowska zatoka miocieńska. Granicę między dwiema jednostkami tektonicznymi stanowi na badanym obszarze czoło nasunięcia płaszczowiny skolskiej o przebiegu Latoszyn — Gawrzyłowa — Zawada — Ropczyce — Będziemyśl.

#### PRZEGLĄD STRATYGRAFICZNY UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Starsze utwory pokrywa na badanym obszarze płaszcz osadów czwartorzędowych o różnej miąższości\* (ryc. 4). Na Pogórzu jest on zazwyczaj cieńszy, a niekiedy go całkiem brak, w kotlinie zwykle grubszy (nieraz do 30 m miąższości). Utwory czwartorzędowe stanowią albo *residuum* skał starszych (pokrywy zwietrzelinowe), albo zostały przyniesione (osa-

\* Odsłonięcia z kolejnym następstwem warstw są zestawione na końcu pracy. W tekście w nawiasach podano przekrój i numer (np. przekrój 29).

dowe). Rozmaitość osadów czwartorzędowych świadczy o różnorodności procesów morfogenetycznych. Często są one związane z zachowanymi do dziś formami (np. tarasy i wydmy). W wielu przypadkach z charakteru osadów można wnosić o nieistniejących dziś procesach i formach. Na podstawie stosunku do utworów czwartorzędowych można wyróżnić formy od nich starsze, w które są włożone lub je przykrywają, formy równoległe — z nich zbudowane i formy od nich młodsze — w nich wycięte. Na utworach czwartorzędowych wykształciły się współczesne gleby, podlegające denudacji.

Wśród osadów wyróżniłem następujące genetyczne grupy osadów (za M. Klimaszewskim [26]):

1. rzeczne — żwiry, piaski, gliny, ropy, torfy aluwialne,
2. lodowcowe — gliny morenowe, gazy eratyczne,
3. rzeczno-lodowcowe — żwiry eratyczne, żwiry i piaski mieszane,
4. eoliczne — less, piaski wydmowe,
5. zwietrzelinowe — pokrywy zwietrzelinowe,
6. zboczowe — pokrywy soliflukcyjne, pokrywy deluwialne, złaziska, osuwiska,
7. chemiczne — trawertyny,
8. organogeniczne — torfy.

Na podstawie literatury [10, 26, 28, 31, 33, 34, 35, 63, 68] i własnych obserwacji ustaliłem przypuszczalny wiek osadów czwartorzędowych.

Utwory z okresu zlodowacenia krakowskiego. — Utwory tego okresu są reprezentowane przez: piaski i żwiry rzeczne karpackie, gliny morenowe, gazy eratyczne, piaski i żwiry fluwioglacjalne (oraz mieszane).

Piaski i żwiry rzeczne karpackie odsłaniają się jedynie w niewielu punktach. Na południo-wschód od Glinika w dnie małego parowu na wysokości około 15 m nad dnem Wielopolki w niewielkiej odkrywce występują żwiry piaskowcowe. Na południe od Dębicy (Kawęczyn) na wysokości około 235 m n.p.m., stwierdziłem w spągu studni na głębokości 5—6 m serię grubych żelazistych żwirów karpackich. Wielkość (10 i więcej centymetrów średnicy) wskazywałaby na osad wód Wisłoki. Żwiry fliszowe występują pod żwirami fluwioglacjalnymi również koło Sędziszowa (przekrój 27).

Glina morenowa zachowała się na badanym obszarze przeważnie w postaci niewielkich, źle odsłoniętych płatów w kotlinach, dolinach rzek i u stóp progu Pogorza. W Wolicy koło Dębicy, na wysokości około 250 m n.p.m., we wcięciu drogi, ukazuje się glina ze żwirami i gładzami eratycznymi o średnicy do 0,7 m. W Brzezówce na fluwioglacjalnych piaskach leży niezgodnie glina zwałowa piaszczysta ze żwirami eratycznymi. Miąższość jej jest zmienna i wynosi od 0,1 do 1,2 m. W war-

stwie tej tkwią głazy eratyczne o średnicy 0,2—0,3 m. Morena ta jest przykryta utworami fluwioglacjalnymi. W Niedźwiadzie na wysokości około 20 m ponad dnem potoku na piaskach i żwirach fluwioglacjalnych leży niezgodnie glina żółta i siwa, piaszczysta, ze żwirikami krystalicznymi o średnicy 10 m; miąższość — 1,5 m \*. W Olimpowie na piaskach prawdopodobnie miocenijskich) przykrytych fluwioglacjałem występuje około 0,5 m gliny brunatnej z materiałem eratycznym. Na zboczu doliny Bystrzycy w Wiśniowej (na wysokości 270 do 290 m n.p.m.) w wąwozie o głębokości 3,5 m odśłania się glina, a niżej ił siwy (niemal identyczny z tortońskim) z częstymi żwirami eratycznymi i głazem o średnicy 0,5 m. Jest to morena powstała z przemieszania z materiałem wydartym z podłoża.

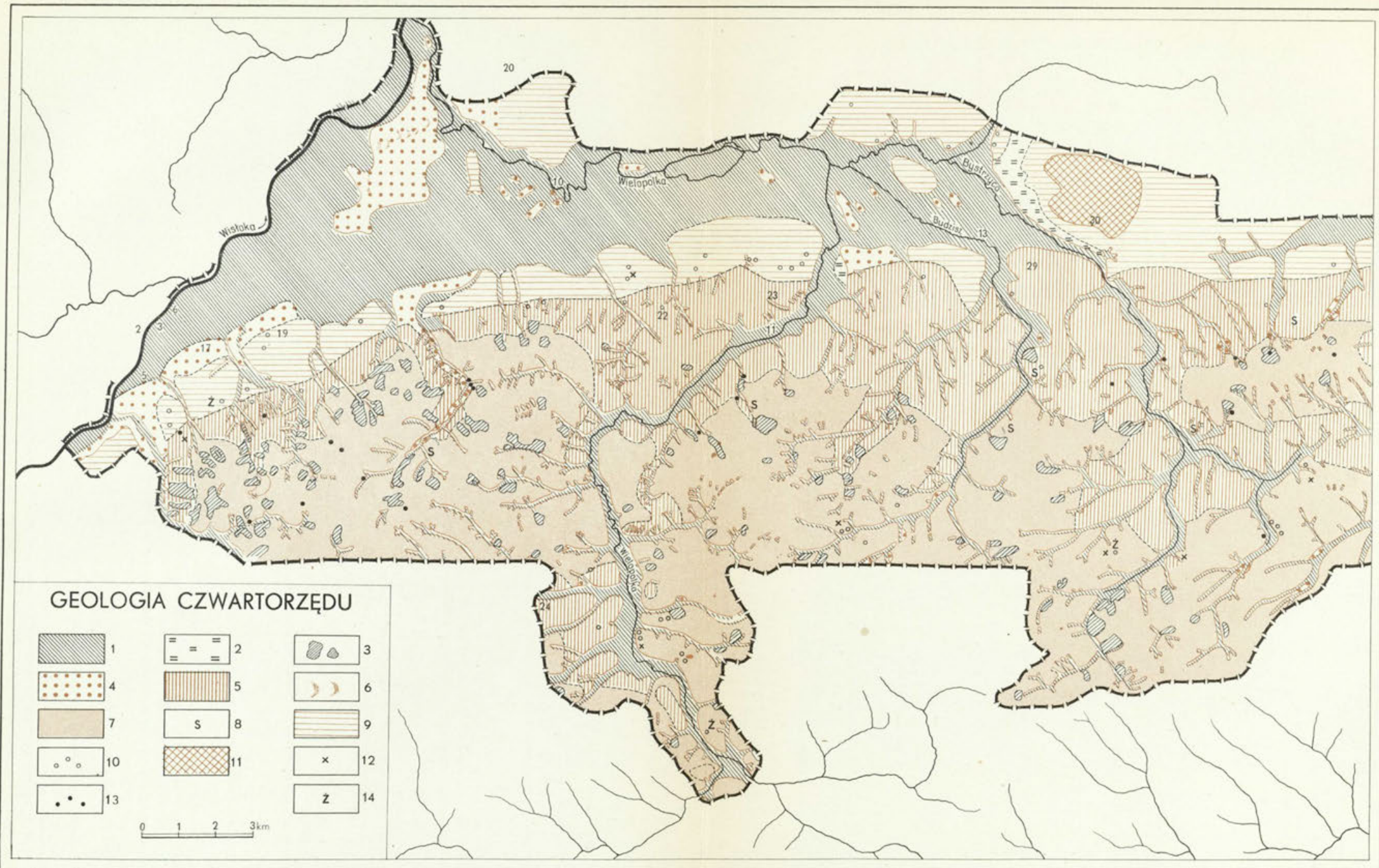
Na wschód od Nockowej na piaskach i żwirach miocenijskich występują żółto-siwe gliny piaszczyste ze żwirami eratycznymi. Na południe od Gnojnicy w parowie na wysokości około 300—310 m n.p.m. odśłania się glina piaszczysta, żwiry i głazy eratyczne o średnicy 0,8 m. Na wysoczyznach Kotliny Sandomierskiej występują duże płyty gliny morenowej koło Góry Motycznej i na północ od Sędziszowa (w rejonie Wolicy). Glina ta występuje na powierzchnię na wysokości 230—240 m n.p.m. i osiąga miąższość (według relacji miejscowej ludności) 25 m (przekrój 25, 30). Występują w niej wkładki piasków.

Głazy eratyczne są najczęstszą na badanym obszarze pozostałością po osadach lądolodu. Przeważnie zostały przez miejscową ludność zebrane na budulec. Spotyka się je zwykle na obszarze kotliny i w dnach mniejszych i większych dolin, gdzie dostały się dzięki peryglacjalnym i współczesnym procesom denudacyjnym. Niekiedy tworzą duże skupiska, na przykład w dolinie Ostrej, Zawadki, czy na północ od Borku Małego.

Piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz mieszane spotyka się na całym obszarze albo w postaci grubych pokryw (na działach u stóp progów Pogórza, w kotlinach wewnętrznych), albo w postaci rezydualnych fragmentów, na wierzchowinach i zboczach. Na Płaskowyżu Tarnowskim występują na wierzchowinie i na stokach. Koło Brzeźnicy żwiry i piaski budują wzniesienie Wielączy. Na północ od dolnego biegu doliny Bystrzycy utwory fluwioglacjalne, występujące z reguły pod moreną, zajmują olbrzymie powierzchnie (od Kozodrzy po Klęczany). Szczególnie obficie spotyka się gruby materiał eratyczny na północ od Borku Małego (przemyta morena). Żwiry i piaski budują również wzniesienia sterczące z równin aluwialnych: Borku Wielkiego, Malinowej Góry (na południe od Boreczka). U podnóża progów Pogórza koło Latoszyna mieszane żwiry

\* Na wschód od tej odkrywki (około 2,5 km) w zboczu doliny Wielopolki (około 15 m nad rzeką) odśłania się pod gliną deluwialną ił stalowoszarzy, zawierający nieliczne kawałki piaskowca, granitu, rogowca oraz konkretne wapieniste. W stropie jest ił smugowany. Pochodzenie jego trudno bliżej określić.

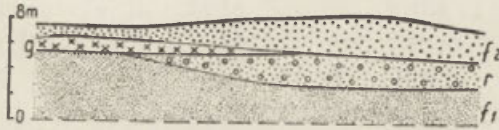




Ryc. 4. Geologia czwartorzęd. Opracowanie na podstawie map W. Friedberga, J. Wdowiarza i in. oraz na podstawie własnych obserwacji.

Objaśnienie znaków: 1 — osady holocenijskie, 2 — osady organogeniczne, 3 — masy akumulacji osuwiskowej, 4 — aluwia z okresu zlodowacenia środkowo-polskiego i bałtyckiego, 5 — utwory eoliczne (less), 6 — utwory eoliczne (piaski wydmy), 7 — utwory zwietrzelinowe i zboczowe, 8 — stwierdzone stanowiska typowych utworów soliflukcyjnych, 9 — utwory rzeczne i rzeczno-lodowcowe z okresu zlodowacenia krakowskiego, 10 — odsłonięcia utworów fluwioglacjalnych, 11 — utwory morenowe, 12 — odsłonięcia utworów morenowych, 13 — większe glazy eratyczne, 14 — stwierdzone występowanie żwirów karpackich z okresu zlodowacenia krakowskiego. Liczby określają położenie niektórych przekrojów geologicznych zamieszczonych w wykazie na końcu pracy

i j piaski, o przewodze materiału eratycznego, występują na wysokości 23:30 do 240 m n.p.m. Na wysokości około 215 do 230 m n.p.m. ciągną się one pasem od Dębicy, przez Zawadę, Lubzinę, Czekaj, Sędziszów po Kłęczany — podścielone mioceniem. Miąższość ich dochodzi do 10 m. W Brzezówce odsłania się seria piasków i żwirów fluwioglacjalnych (przeważa materiał północny — ryc. 5), w których tkwi blok żelazistych



Ryc. 5. Profil piaskowni w Brzezówce.

$f_1$  — piaski fluwioglacjalne drobno- i gruboziarniste, poprzesuwane wzdłuż pęknięć (glaciotektonika),  $r$  — tłuok żwirowo-piaszczysty o przewodze materiału fliszowego (porównaj fot. 8),  $g$  — glina morenowa z glazami o średnicy do 25 cm,  $f_2$  — piaski i żwiry fluwioglacjalne, często gliniaste (morena przemyta?)

zklepieńców o średnicy około 9 m. Jest on albo porwakiem lodowcowym, alllbo raczej blokiem wytopionym z kier niesionych przez wody płynące ryynną podkarpacką. Na piaskach fluwioglacjalnych leży tu tłuok żwirowy o nieznaczej przewodze materiału fliszowego. Wyżej, na garbach wododzielnych w Gawrzyłowej (wysokość 260—280 m n.p.m.), występują piaski i nieliczne żwiry. Między Ropczycami a Czekajem w szeregu odsłonieć od wysokości 210 m do 255 m n.p.m. występują żwiry fluuwioglacjalne o przewodze materiału eratycznego, nieznanej bliżej miąższości. W Kotlinie Niedźwiady utwory fluwioglacjalne występują naa różnych wysokościach, od dna doliny do wysokości 290 m n.p.m. Są to piaski ze żwirami mieszanymi o miąższości często do 10 m a może i więcej. W Niedźwiadzie (przekrój 24) leżą one pod moreną i według profilów studziennych sięgają do wysokości dna doliny. Piaski i żwiry występują również w Zagorzycach Górnych na wysokości około 300 m n.p.m. W Kotlinie Nockowej żwiry mieszane stwierdziłem na zachód od Olimpowa na wysokości około 300 m (miąższość 1 m), na północ od kościoła w Nockowej, na stoku na wysokości 270 m n.p.m. — piaski i żwiry drobnoziarniste (przekrój 31) i na północo-wschód od Będzienicy (liczne grube żwiry we wcięciu drogi).

Utwory z okresu młodszych zlodowaceń. — W określeniu wieku tych osadów oparłem się częściowo na istniejących opracowaniach [10, 26, 31], częściowo na własnych spostrzeżeniach, biorąc pod uwagę stosunek do form i utworów starszych i młodszych. Ze względu na możliwość pomyłek zaznaczam na mapie geologicznej jedną sygnaturą osady rzeczne z okresu obu zlodowaceń.

Piaski i żwiry z okresu zlodowacenia środkowo-polskiego stwierdzilem w następujących punktach: w dolinie Wisłoki — piaski miąższości około 15 m ze żwirami w spągu (przekrój 17), w dolinie Ostrej pod Latozszynem żwiry o średnicy do 10 cm, a miąższości około 10 m, w Zawadzie — żwiry silnie zwietrzałe (5 m miąższości) i piaski leżące pod lessiem (przekrój 21). Tego wieku są też prawdopodobnie piaski i gliny piaszczyste, budujące wzniesienia w obrębie dna Rynny Podkarpackiej.

Piaski, żwiry i gliny rzeczne z okresu zlodowacenia bałtyckiego o miąższości do 10 m występują w spągu aluwiów holocenijskich w dolinie Wisłoki, Wielopolki i Budziszowa oraz w górnych odcinkach dolin dorzecza Bystrzycy (Będzienia, Wola Zgłobieńska).

Lessy karpackie uważane są przez większość badaczy za pochodzące z okresu zlodowacenia bałtyckiego [26, 17, 47]. Pokrywają one większą część badanego obszaru Pogórza, stoki progów i część tzw. Rynny Podkarpackiej. Less leży bądź wprost na preglacjalnym podłożu, bądź na osadach fluwioglacjalnych czy fluwialnych (porównaj przekrój 21 do 23). Zawiera on liczne wkładki ostrych eolicznych piasków, świadczące o deflacji w obszarze Kotliny Sandomierskiej (mogą one być niekiedy pochodzenia denudacyjnego). Jeszcze powszechniejsze jest warstwowanie świadczące o przemywaniu lessu. W lessie spotykałem również wkładki soliflukcyjne (Nockowa) i poziomy gleb kopalnych (przekrój 29). Fakty te mówią — o niemal równoczesnym z osadzaniem przemieszczeniu lessu i o kilku fazach eolicznej akumulacji. W spągu często występuje siwe zabarwienie i wzbogacenie lessu w kukielki lessowe. Miąższość lessu jest zmienna — największa na niskich spłaszczeniach i w dolnych częściach zboczy (do 20 m). Pokrywa lessowa wskutek małej odporności jest dziś często zachowana w strzępach. Zasięg lessu jest trudny do ustalenia dlatego, że less spiaszczony jest podobny do miejscowych glin zwietrzelinowych.

Piaski wydmowe najprawdopodobniej pochodzące z okresu zlodowacenia bałtyckiego występują lokalnie koło Brzeźnicy.

Grube pokrywy zwietrzelinowe i soliflukcyjne (zlodowacenie bałtyckie) omawiam łącznie, ponieważ zwietrzelina *in situ* najczęściej (z braku głębszych odkrywek) trudna jest do odróżnienia od utworu soliflukcyjnego. Dlatego na mapce utworów czwartorzędowych wprowadziłem wspólną sygnaturę, zaznaczając miejsce stwierdzonej soliflukcji. Zwietrzelina na Pogórzu pokrywa zwykle stoki i osiąga miąższość od 6 do 10 m. Zwietrzelina pstrych łożupków, łożupków menilitowych, łożupków miocenijskich tworzy gliny ciężkie, trudno przepuszczalne, podatne na złażsiska. Natomiast zwietrzelina piaskowców ma większą miąższość i łatwiej ulega splukiwaniu. Miąższość zwietrzeliny maleje na stromych zboczach, bo zachodzi na nich silna denudacja (już przy nachyleniu 15° ukazuje

się lita skała). Zwietrzelina jest produktem procesów przygotowujących podłoże do denudacji i może być miernikiem odporności skał na wietrzenie.

Utwory wieku holocenijskiego zostaną omówione szczegółowo przy przedstawieniu rozwoju rzeźby w holocenie. Można wśród nich wyróżnić osady rzeczne, torfy autochtoniczne oraz masy osuwiskowe i zwałiskowe.

Osady rzeczne obejmują różnorodne osady od żwirów i piasków do torfów napływowych i mad (w stropie) włącznie. Miąższość tych osadów osiąga często 15 m. Znaleziona roślinność wskazuje, że osady te reprezentują różne piętra holocenu.

Torfy autochtoniczne występują na tarasach i łagodnie nachylonych stokach w Witkowicach, Wolicy, Boreczku i Klęczanach.

Masy osuwiskowe i zwałiskowe powszechne są na Pogórzu i dają wyraźne formy akumulacyjne.

Odporność utworów czwartorzędowych. — Osady czwartorzędowe odznaczają się małą odpornością. Sypkie, słabo spoiście, łatwo rozmywane, stanowią dla sił niszczących małą przeszkodę. Obecnie ulega niszczeniu przede wszystkim warstwa gleby powstałej przy współudziale roślinności. Gleby ciężkie, ilaste, o dużej zawartości części koloidalnych (niżej 0,01 mm średnicy), są zwężlejsze, a więc odporne na rozmywanie. Takie gleby występują przede wszystkim na łożyskach. Natomiast gleby o przewadze frakcji piaszczystej i pyłowej, na przykład powstałe na lessach czy na piaskowcach, ulegają silnemu rozmywaniu. Jedynie grube piaski i żwiry o dużej miąższości łatwo chłoną wodę i równocześnie uniemożliwiają jej pracę erozyjną.

### Rozdział III

## DOTYCHCZASOWY STAN BADAŃ GEOMORFOLOGICZNYCH

Literatura dotycząca badanego terenu nie daje ani pełnej charakterystyki jego rzeźby, ani też poglądu na jej rozwój. Poniższy przegląd literatury świadczy o zupełnym braku opracowań morfologicznych, dotyczących całości badanego obszaru. Z omówionych tylko niektóre oparte są na szczegółowszych badaniach terenowych [8, 10, 45, 31, 69, 26], ale i one ograniczają się do form wybranych (tarasy, poziomy, osuwiska).

A. R e h m a n w „Karpatach“ i „Niżowej Polsce“ [48] podaje między innymi krótką charakterystykę orograficzną badanego obszaru i wydziela wszystkie zasadnicze jednostki. Stwierdzając erozyjny charakter rzeźby uważa, że dziś woda nie bierze na Pogórzu udziału w niszczeniu, gdyż jest jej mało i jest wykorzystywana przez człowieka. Po roztopach i ulewach dna dolin bywają zalewane — wtedy następuje akumulacja i podcinanie zboczy.

Wcześniej już V. U h l i g [68] przyjął, na podstawie występowania w dorzeczu Wielopolki eratyków do wysokości 420 m n.p.m., że lądolód przykrył Pogórze i dotarł aż poza Wielopole Skrzyńskie.

W. F r i e d b e r g [10] na arkuszu mapy „Dębica“ opisał taras plejstoceniński zbudowany z utworów rzeczno-lodowcowych o wysokości do 240 m n.p.m. Taras ten, jak i zbocza wielu dolin, pokrywa glina lessowa o miąższości mającej sięgać 30 m. Aluwia holoceniśkie budują taras zalewowy i rędziny, który Friedberg uważa za staroholoceniśki w związku z występowaniem torfów i pni drzewnych.

W. Ł o z i ń s k i [34] między innymi słusznie stwierdza, że akumulacja lessowa dostosowała się do rzeźby podłoża i u progu Pogórza less utworzył na „równiej“ podstawie podkarpacką platformę lessową.

A. F l e s z a r [8], na podstawie studiów na Pogórzu w okolicy Strzyżowa przyjmuje, że zalew miocenu zastał już Pogórze częściowo zdenurowane. Zwraca uwagę na fakt, że miocen jest zaburzony, a w Niechobrzu poziom pogórski [50, 51] ścina utwory miocenu — jest więc od nich młodszy.

St. P a w ł o w s k i [45] omawia tarasy w dolinie Wisłoki. Wyróżnia taras holoceniśki (wysokość 3—5 m) i plejstoceniśki (15—20 m) oraz wyż-

sze poziomy (m. in. poziom o wysokości 40—50 m nad korytem Wisłoki często z pokrywą żwirów plejstocenijskich).

K. Konior [31] opublikował w 1936 r. wyniki swych badań nad czwartorzędem, obejmujących zachodni skrawek omawianego obszaru. W dolinie Ostrej wyróżnił stożek Latoszyna, zbudowany ze żwirów fliszowych, uznając go za młodszy od akumulacji fluwioglacjalnej. Tarasy Wisłoki 8-metrowy i 4-metrowy mają być wieku zlodowacenia bałtyckiego, zaś holocenijskie — taras najniższy o wysokości do 2 m.

M. Klimaszewski [24] — na podstawie występowania żwirów tatrzańskich na dziale wodnym Dunajca i Wisłoki — stwierdza istnienie przepływu wód fluwioglacjalnych i karpaccyckich Rynną Podkarpaccą na wschód.

J. Wdowiarski i H. Teisseyre [69] na nieopublikowanej mapie geologicznej części badanego obszaru zaznaczyli większość osuwisk i niektóre stożki napływowe.

M. Klimaszewski w podziale morfologicznym południowej Polski [25] wyróżnia i opisuje zasadnicze regiony morfologiczne, występujące na badanym obszarze (Pogórze Ciężkowickie, Kotlina Sandomierska, Rynna Podkarpaccą, Płaskowyż Tarnowski i Kolbuszowski).

„Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym“ M. Klimaszewskiego [26] są syntetycznym opracowaniem materiałów (dotyczących tarasów), zebranych we wszystkich dużych dolinach polskich Karpat. W karpaccyckim odcinku doliny Wisłoki wyróżnia tarasy następującego wieku: taras łęgowy o wysokości 4—5 m (holocenijski) z wyciętym w nim tarasem 2—3 m, taras rędziny — o wysokości do 10 m (zlodowacenie bałtyckie + nadsypywanie holocenijskie), taras średni — wysokości 15—20 m (zlodowacenie środkowo-polskie), taras wysoki — wysokości 30—50 m (zlodowacenie krakowskie). Stwierdza występowanie w spągu tarasu średniego skalnej podstawy o wysokości około 5 m ponad dzisiejszym dnem rzeki. Spadek tej podstawy jest większy od spadku dzisiejszego. Wobec istnienia podobnych podstaw skalnych w dolinie Wisłoka i Sanu, a braku ich na zachód od Wisłoki, przyjmuje niewielkie interglacjalne podnoszenie tej części Karpat (o amplitudzie wzrastającej ku południo-wschodowi).

## Rozdział IV

# ROZWÓJ MORFOLOGICZNY BADANEGO OBSZARU

## ROZWÓJ RZEŻBY W MIOCENIE

Rekonstrukcja rzeźby miocenińskiej obecnego Pogorza możliwa jest na podstawie analizy występowania i charakteru budujących je osadów. Ostatnie ruchy fałdowe po dolnym tortonie określają dolną granicę wieku form dostępnych dla badań geomorfologicznych. Przed tortonem istniała zapewne jakaś rzeźba erozyjna. Świadczy o tym choćby zaleganie miocenu na różnowiekowych piętrach fliszu. Zalanie brzeżnej części Pogorza w dolnym tortonie było możliwe wskutek głębokiego wgięcia części Karpat w trójkącie Bochnia — Nowy Sącz — Rzeszów [64]. Osady morza tortońskiego zasypały na badanym obszarze przedtortońską rzeźbę — istnieje więc możliwość występowania tu form kopalnych (Nowak przyjmuje istnienie wysp [42]).

W dolinie Wielopolki, wyciętej zasadniczo we fliszu, osady morza dolno-tortońskiego występują na różnych piętrach hipsometrycznych (250—386 m n.p.m.), zarówno na dnie doliny (iły, gipsy, wapienie — fot. 1 i 2), jak i na wierzchołkach (wapienie litotamniowe, iły z lignitem). Na podstawie zróżnicowanego położenia hipsometrycznego osadów przy tak niewielkich odległościach należałoby przyjąć, że rozmiary fałdowań i nasunięć po dolnym tortonie były znaczne. Dotychczasowe badania geologiczne [14, 70, 69, 47] nie stwierdziły ani okna tektonicznego, ani też południkowo biegnącego uskoku na linii Wielopolki. Wspomniane osady występują jednak na przedłużeniu synkliny Szkodnianka — Wola Zgłobieńska. Występowanie osadów miocenińskich w dolinie nasuwa przypuszczenie, że „dolina“ Wielopolki istniała przed zalewem morza dolno-tortońskiego. Dla rozwiązania tego zagadnienia konieczne jest bardzo dokładne poznanie budowy geologicznej terenu.

Po dolnym tortonie nastąpiło sfałdowanie fliszu łącznie z zalegającymi na nim osadami. Zalew środkowo-tortoński objął poza rowem przedgórskim już tylko niewielkie tereny, na przykład Kotlinę Nockowej. O rzeźbie tego okresu można by wnioskować na podstawie przewagi osadów ilastych, które by świadczyły o małych deniwelacjach. W Broni-

szowie (dolina Wielopolki) stwierdziłem w listopadzie 1954 roku, że łupki i ły z gipsem (strop dolnego tortonu), są ścięte, a na nierównej, skrasowiałej powierzchni leżą ły, również jeszcze tortońskie, z warstwami żwirów. Wiek ich nie jest bliżej określony. Ścięcie, jak również występujące tu żwiry, mówią o okresach erozji.

Po środkowym tortonie nie są wykluczone dalsze fazy fałdowania. Za tą możliwością przemawiałby fakt napotkania poziomu gipsowego w niewielkiej odległości na północ od Pilzna, na głębokości około 1500 m poniżej poziomu morza. Gipsy na Pogórze leżą co najmniej o 1700 m wyżej. Brak żwirów w serii łów krakowieckich (są tylko poziomy piaszczyste) przemawiałby za tym, że morze środkowo- i górno-tortońskie było głębokie, a ląd karpaccy znajdował się dalej na południe.

Wiek górno-tortońskiego są być może osady żwirowo-piaszczyste znane z Nockowej. Świadczą one o nasileniu procesów erozyjnych na obszarze Karpat. Szczątki drzew mówią o istnieniu lasów. Klimat był wówczas gorący, średnia temperatura roczna wynosiła według Zabłockiego — 19—22° [71], i może dość wilgotny, doliny erozyjne głębokie w związku z podnoszeniem się obszaru. Brak osadów typowo morskich na obszarze Pogorza mówi o wynurzeniu Karpat, które opadały ku morzu, znajdującemu się w kotlinie, zapewne wyraźnym progiem morfologicznym.

W sarmacie klimat powoli się ochładzał. Zastój ruchów górotwórczych spowodował, że rzeźba stawała się coraz bardziej dojrzała. Dotychczas przyjmuje się [23, 52], że po sarmacie (meot) nastąpiły ruchy górotwórcze o charakterze wielkopromiennym. Wiek sarmackiego ma być poziom śródgórski wznoszący się na wysokości około 250 m ponad dnami większych dolin. Na badanym obszarze śladów jego nie ma.

## ROZWÓJ RZEŻBY W PLIOCENIE

### Pont (dolny pliocen)

Najstarsze formy na badanym obszarze zachowały się na Pogórze. Są to resztki „powierzchni“ pogórskiej zachowane w obrębie wierzchowin jako nieliczne spłaszczenia, grzbiety o podobnej wysokości i kopulaste nabrzmienia wododzielne\*.

Zupełnie płaskie fragmenty, na przykład na zachód od Bystrzycy i na południo-zachód od Gnojnicy, należą raczej do rzadkości (szerokość

\* Wszystkie formy omawiane w niniejszej pracy są przedstawione na załączonych barwnych mapach, stanowiących wycinki mapy geomorfologicznej całego obszaru, a zamieszczonych na końcu pracy. W tekście oznaczono je w następujący sposób: (mapa I).



nie przekracza zwykle 100 m). Spłaszczenia te nie są oddzielone od zboczy żadnymi wyraźnymi załomami (fot. 3, 4, 7).

Grzbiety Pogórza o charakterze rozległych garbów utrzymują się w wysokościach od 320 do 400 m n.p.m. Wysokość grzbietów głównych waha się od 350—400 m. Wiele z nich ma na długich odcinkach jednokową wysokość. Szerokie, ale zaokrąglone grzbiety przechodzą stopniowo w zbocza dolin. Wzdłuż osi podłużnej są zwykle wyrównane (nachylenie do 3°). Wskutek późniejszego rozczłonkowania oś grzbietów wykazuje znaczne, do 50 metrów, deniwelacje.

Ponad płaskimi fragmentami, czy wyrównanymi liniami grzbietów wznoszą się kopulaste nabrzmienia, występujące zwykle na węzłach, łączących poszczególne garby wododzielne. Stoki tych nabrzmień mają nachylenie do 5° (mapa II).

Spłaszczenia, zaokrąglone grzbiety o podobnej wysokości i kopulaste nabrzmienia wododzielne uważam za resztki wspólnej powierzchni, ponieważ stwierdziłem pomiędzy poszczególnymi jej fragmentami tylko łagodne przejścia, a brak wyraźnych załomów. W strefie doliny Wielopolki, w Łopuchowej, spłaszczone garby o wysokości około 330 m n.p.m. są być może pozostałością spłaszczeń przydennych i mówią o istnieniu doliny Wielopolki w okresie tworzenia tej powierzchni.

Omawiana powierzchnia nie jest wszędzie dobrze zachowana. Obniżanie się wierzchowin przy samym progu i równoczesny brak na nich spłaszczeń są związane z szybszą denudacją brzeżnych garbów Pogórza, jak na przykład koło Checheł i Gnojnicy, gdzie grzbiety są węższe i niższe. Często w przypadku istnienia erozyjnie cofających się dolinek i dużych osuwisk linia grzbietowa jest obniżona i wyraźnie falista. Garb złożony jest wtedy z licznych kopulastych nabrzmień, oddzielonych przełęczami (np. między Gnojnicą a Budziszem, między Bystrzycą a Potokiem Będzienickim). Gdy potoki w różnych miejscach rozcinają stoki grzbietu — wówczas jego oś ma przebieg zygzakowaty, jak na przykład po obu stronach doliny Zawadki.

Powierzchnia wierzchowinowa „pogórska“ występuje prawie wyłącznie na utworach fliszowych. Brak jej na ilastych osadach miocenu „wewnętrznych“ kotlin Niedźwiady i Nockowej. Przebieg garbów nie jest zależny od odporności skał; tak na przykład płaski, równoleżnikowy garb na południe od Wiśniowej budują zarówno górne i dolne warstwy krośnieńskie, jak pstre łupki i warstwy inoceramowe. Na ogół jednak garby pogórskie mają kierunek równoleżnikowy, tj. zgodny z biegiem warstw\*. Jak wykazano już przed laty [8, 52], powierzchnia wierzcho-

\* Dzisiejszy przebieg garbów może być w znacznym stopniu rezultatem późniejszego odmładzania.

winowa „pogórska“ ścina osady zarówno fliszowe, jak i miocenske, bez względu na upad i odporność warstw. Świadczy to o jej destrukcyjnym pochodzeniu. Za tym przemawiają również żwirry znajduwane na tej powierzchni w dorzeczu Dunajca i Sanu [23, 24]. Różnorodny układ oraz nierównomierna gęstość sieci dolinnej obok zróżnicowanej budowy geologicznej i wyraźnych spłaszczeń świadczy, że nie może to być „powierzchnia szczytowa“ w ujęciu A. Pencka, ale jest ona rezultatem daleko posuniętej gradacji.

Niewielkie deniwelacje, a równocześnie podobna wysokość na dużym obszarze, mówią nam o wygładzie tej powierzchni. Była to falista, urozmaicona niekiedy twarżielcowymi grzbietami (np. Chełm, Liwocz), powierzchnia o formach późno dojrzałych. Zbocza były łagodne, doliny szerokie, nabrzemia wododzielne kopulaste. Próg tektoniczny, denudacyjnie przekształcony, musiał być zarównany. Falista powierzchnia Pogórza przechodziła łagodnie w owczesne dno Kotliny Sandomierskiej. Powstanie silnie zdenudowanej powierzchni bez zrównanego przedpola byłoby niemożliwe.

Powierzchnia ta występuje na podobnych wysokościach ponad dnami dużych dolin (120 do 200 m), jak poziom pogórski, stwierdzony między innymi przez M. Klimaszewskiego w dorzeczu Dunajca [24]. Zgodnie z jego poglądem określam wiek powierzchni wierzchowinowej Pogórza jako pontyjski. W okresie tym wilgotny i ciepły klimat podzwrotnikowy\* umożliwił szybkie starzenie się rzeźby. Warunkiem powstania późno dojrzałej powierzchni denudacyjnej był zastój ruchów górotwórczych, podnoszących etapami Karpaty [8, 24].

Dzisiejszy stan zachowania tej powierzchni świadczy o daleko posuniętym zniszczeniu jej już w pliocenie, a następnie o zatarciu załomów erozyjnych i zdegradowaniu jej w czwartorzędzie. Mała odporność fliszu pozwoliła jedynie na zachowanie się nielicznych spłaszczeń i osi garbów na podobnej wysokości. Za znacznym zniszczeniem jej już w pliocenie przemawiałby fakt powstania również w pliocenie niższej „powierzchni“ denudacyjnej w obrębie kotlin wewnętrznych.

### Pliocen środkowy i górny

Powierzchnia pontyjska została rozcięta w pliocenie dolinami rzek do głębokości około 140 m — czego dowodem jest wyścielenie den do-

\* Stratygrafia pliocenu nie jest dotychczas jednolita. Wyróżniając za Bergere i innymi pont jako starszy, czyli dolny pliocen, należy zauważyć, że wśród utworów, zbadanych przez Szafera [62] na Podhalu, brak osadów tego wieku. Dolny pliocen Szafera należałoby zaliczyć do pliocenu środkowego (Reuverian). Jeżeli w dolnym pliocenie Szafera średnia temperatura roczna miała wynosić około 18°, a opady do 1800 mm, to w poncie mogło być raczej cieplej i wilgotniej.

linnych osadami z okresu glacjału krakowskiego (ryc. 14). Rozcięcie to było następstwem ruchów wypiętrzających *en block* całe Karpaty [23]. Podnoszenie trwające w ciągu całego środkowego i górnego pliocenu, postępowało epicyklami [25], czego świadectwem są poziomy erozyjno-denudacyjne. Dzięki wolno postępującemu podnoszeniu sieć rzeczna mogła przetrwać.

**P o z i o m N o c k o w e j.** — Najpierw została rozcięta pontyjska powierzchnia denudacyjna do głębokości około 50 m, po czym nastąpił zastój ruchów. Świadectwem tego zastoju jest występujący na Pogórzu i jego przedpolu poziom denudacyjny, który będę nazywał poziomem Nockowej od nazwy kotliny, w obrębie której jest on dobrze wykształcony.

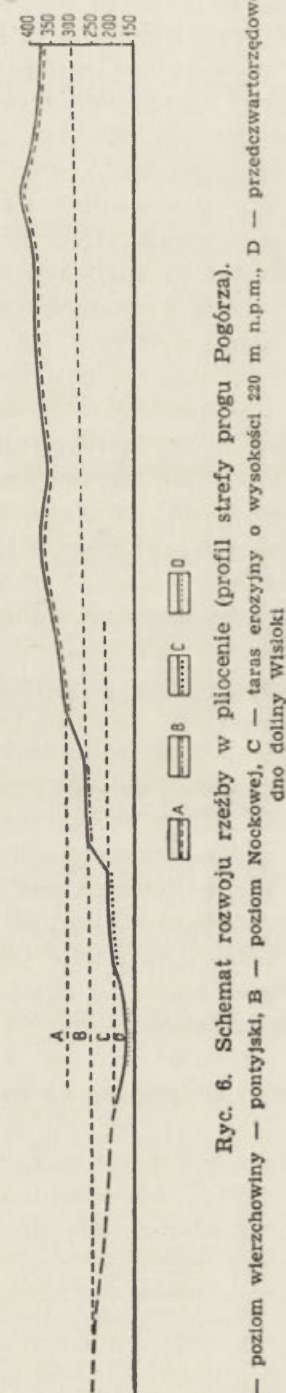
W Kotlinie Nockowej i Niedźwiady wznoszą się szerokie (do około 0,5 km), płaskie garby, wzniesione 40—60 m ponad dnami dolin (fot. 5). Wyjątkowo wyższy jest odosobniony twardzielcowy garb na wschód od Nockowej, zbudowany ze zlepieńców miocenijskich. Stoki tych garbów są nachylone około 5—10°. Przykrywa je zwykle cienki płaszcz osadów fluwioglacjalnych i lessowych. Osady te leżą na podstawie zbudowanej z utworów miocenijskich. Z powodu przykrycia rzeczywista wysokość poziomu jest kilka metrów niższa. W obu kotlinach zasięg tego poziomu pokrywa się mniej więcej z zasięgiem tortońskich osadów ilastych. Ponad płaskimi garbami (ryc. 2) wznoszą się stoki wierzchowin zbudowanych z fliszu z resztkami poziomu pogórskiego (mapa III i V). Stoki te o nachyleniu 4—10° wyraźnie kontrastują zarówno ze spłaszczeniami poziomu pogórskiego (0—2° nachylenia), jak ze spłaszczeniami w obrębie kotlin (o nachyleniu 0—3°). Zdawałoby się, że rzeźba w obrębie kotlin jest uwarunkowana strukturą i nie świadczy o etapowym odmładzaniu. Jednakże resztki tej powierzchni występują również na fliszu, tworzą stopień u progu Pogórza i wnikają w głąb większych dolin, na przykład Wielopolki i Budzisz (ryc. 7). W dorzeczu Budzisz stwierdziłem po obu stronach doliny wyraźne fragmenty spłaszczeń na wysokości 270 m n.p.m. koło Góry Ropczyckiej, do 310 m n.p.m. w pobliżu Szkodnej. Wysokość ta wzrasta wyraźnie w górę rzek. W Zagorzycach nachylenie stoku, odgraniczającego poziom Nockowej od poziomu pogórskiego, dochodzi do 12° przy różnicy wysokości między oboma poziomami około 40 m. Podobne fragmenty występują również w dolinie Wielopolki (Chechły wysokość 270 m, Wielopole Skrzyńskie 290—300 m n.p.m.) i w dolinie Bystrzycy (koło Wiśniowej 300 m n.p.m.). Ku północy poziom Nockowej przechodzi w powierzchnię działów Kotliny Sandomierskiej; najprawdopodobniej była to kiedyś wspólna powierzchnia.

W rozmieszczeniu tej powierzchni zaznacza się wyraźna zgodność z odpornością skał, co świadczy o krótkim okresie jej tworzenia. Po-

wierzchnia ta rozwinęła się szeroko jedynie w brzeżnej części Pogórza\* i to szczególnie na warstwach mało odpornych oraz sięgnęła w głąb Karpat wzdłuż dolin. Zachowanie tej powierzchni jako młodszej powinno być lepsze, ale późniejsze ruchy i zmiany klimatyczne nie pozwoliły na zachowanie się na miocenie form niezmiennych (por. ryc. 2, 3 i 6).

Odporniejsze, fliszowe Pogórze, wznosiło się w tym czasie kilkudziesięciometrowym progiem ponad „wypreparowaną“ Kotliną Sandomierską. Kotlina Nockowej była już odwadniana przez dopływ Wisłoki. Mówi o tym poziom Nockowej w przełomie Bystrzycy koło Sielca. Charakterystyczne skręty dolin dorzecza górnej Bystrzycy ku wschodowi świadczyłyby o poprzednim odwodnieniu do Wisłoka.

Poziom Nockowej został utworzony w pliocenie środkowym. Klimat środkowego pliocenu (według Szafera [62] — dolnego) miał jeszcze cechy subtropikalne. Ilość opadów rocznych wynosiła 1800—2000 mm\*\*. Opady, podłoże fliszowe i lasy warunkowały dużą ilość stałych cieków i źródeł. Na skutek podnoszenia wysunęła się na pierwsze miejsce erozja wgłębna. W czasie zastoju ruchów klimat umożliwił zdegradowanie obszarów zbudowanych z warstw mało odpornych niemal do poziomu ówczesnych den dolinnych. Pragnę dodać, że poziomy o wysokości około 300 m n.p.m., a około 20 m ponad dna dolin zostały także stwierdzone przez A. Fleszara w dolinie Wisłoka koło Strzyżowa [8]. Poziom Noc-



Ryc. 6. Schemat rozwoju rzeźby w pliocenie (profil strefy progów Pogórza).

A — poziom wierzchołkowy — pontyjski, B — poziom Nockowej, C — taras erozyjny o wysokości 220 m n.p.m., D — przedczwartorzędowe dno doliny Wisłoki

\* Płaskie garby o podobnej wysokości (260—300 m n.p.m.) występują również na badanym przez mnie odcinku progów Pogórza między Tarnowem a Pilznem, tworząc tam jakby zatokę w obrębie poziomu pogórskiego. Poziom Nockowej występuje tam zarówno na osadach miocenijskich, jak i na mało odpornych iłotupkach fliszowych.

\*\* Można przyjąć, analogicznie do okresu dzisiejszego, że różnica w wysokości opadów między Krościenkiem a badaną częścią Pogórza była niewielka.

kowej jest być może odpowiednikiem 90-metrowego erozyjnego tarasu w dolinie Dunajca [24].

**Rozcięcie poziomu Nockowej.** — Rozcinanie poziomu Nockowej następowało również epicyklami, których śladem jest taras erozyjny o wysokości około 25 m nad poziomem koryta Wisłoki, a może i niższe cokoły skalne (ryc. 6). Ostatecznie rozcięcie dotarło do głębokości około 10 m poniżej dzisiejszego poziomu koryt. Zachowanie plioceńskich tarasów erozyjnych w mało odpornych ilach wydaje się niezbyt możliwe. Fakt zbyt wielkiego nachylenia poziomu Nockowej ku północy w strefie progów można by wytłumaczyć nierównomiernym wypiętrzeniem badanego obszaru.

Rozcinanie poziomu Nockowej następowało zapewne w środkowym i górnym pliocenie (według terminologii S z a f e r a). W środkowym pliocenie średnia temperatura roczna i opady były zbliżone do dzisiejszych (patrz tablica synchroniczna na końcu pracy). W górnym pliocenie klimat stał się cieplejszy, ale i suchszy (w Karpatach według S z a f e r a — do 600 mm opadów rocznie). Pogórza pokrywały rzadkie lasy dębowe przechodzące być może niżej w stępy. Erozja wód płynących była zapewne procesem o dużym natężeniu, aczkolwiek występującym okresowo. Istniały więc warunki do powstawania nowych, świeżych form dolinnych — sieć dolinna uległa zagęszczeniu.

**Doliny górno-plioceńskie.** — Rezultatem środkowo- i górno-plioceńskiego odmładzania jest nowa, choć oparta na starszych założeniach, sieć dolinna. Doliny górno-plioceńskie oddzielone są od siebie garbami z zachowanymi resztkami powierzchni pontyjskiej, czyli zostały w nią wcięte w okresie jej wypiętrzania. Niektóre z nich, subsekwentne, doprowadziły do odizolowania w części brzeżnej równoleżnikowych pasm koło Lubziny, czy Zagorzyc od reszty Pogórza. O przedplejstocieńskim, a więc plioceńskim wieku tych dolin, świadczą znajdowane w ich dniami i na zboczach osady z okresu zlodowacenia krakowskiego, na przykład w dolinie Wielopolki, Szkodnianki, Bystrzycy i in. (ryc. 12, 14).

Doliny duże, jak Ostrej, Zawadki, Wielopolki, Gnojnicy mają przebieg konsekwentny w stosunku do nachylenia pierwotnej powierzchni pogórskiej. Jedynie bieg doliny Wielopolki na odcinku między Okoninem a Ropczycami wykazuje liczne załamania\*. Doliny boczne, subsekwentne, obsekwentne i insekwentne o średniej długości 2—5 km, uważam również za plioceńskie, tak ze względu na stosunek do utworów

---

\* Zagadką jest niski dział wodny wysokości 35 m między potokiem Brzezówka a Wielopolką, która kolo Okonina skręca nagle ku wschodowi. Zespół form górnego odcinka doliny Brzezówki i brak wychodni fliszu świadczyłby o istnieniu starego przepływu. Czy istniał on w czasie zlodowacenia krakowskiego, czy w trzeciorzędzie, może rozstrzygnąć wykonanie na wododziale wiercenia.



Fot. 1. Odsłonięcie utworów tortońskich w Broniszowie.  
Na gipsach ily i żwirzy mioceńskie bliżej nieokreślonego wieku. Odkrywka na stoku  
z fragmentami poziomu Nockowej



Fot. 2. Skrasowiała powierzchnia gipsów dolno-tortońskich.  
Odkrywka w Broniszowie



Fot. 3. Płaskie wierzchowiny Pogórza.  
Fragmenty powierzchni dolno-plioceńskiej koło Stobiernej



Fot. 4. Górny odcinek doliny nacinającej próg Pogórza koło Dębicy

czwartorzędowych, jak i ze względu na wielkość (fot. 6). Sieć tych dolin jest dendryczna (mapa II).

Porównanie przebiegu dolin z mapką jednostek tektonicznych i odpornościowych wskazuje na niezależność przebiegu dolin od budowy geologicznej. Jedyne nieliczne odcinki, na przykład górnej Bystrzycy i dopływów Szkodnianki, wykorzystują warstwy mało odporne. Z tego wynika, że sieć rzeczna i dolinna Pogórza jest przetrwała z okresu utworzenia pontyjskiej powierzchni denudacyjnej.

Doliny plioceńskie początkowo były podobne do wciosów, później w dolnym odcinku zostały poszerzone przez erozję boczną; ich płaskie dna, o szerokości w obrębie Pogórza często do 0,5 km, wyścielone są osadami młodszymi. Głębokość tych dolin w obszarze fliszowym waha się od 50 do 120 m, w kotlinach tylko od 20 do 60 m. U schyłku pliocenu były one głębsze od współczesnych. W przeciwieństwie do dolnych odcinków dolin zakonserwowanych, górne ich biegi są nadal erozyjnie pogłębiane i mają charakter wciosów o głębokości do 100 m (np. doliny koło Brzeźnika i na południe od Checheł).

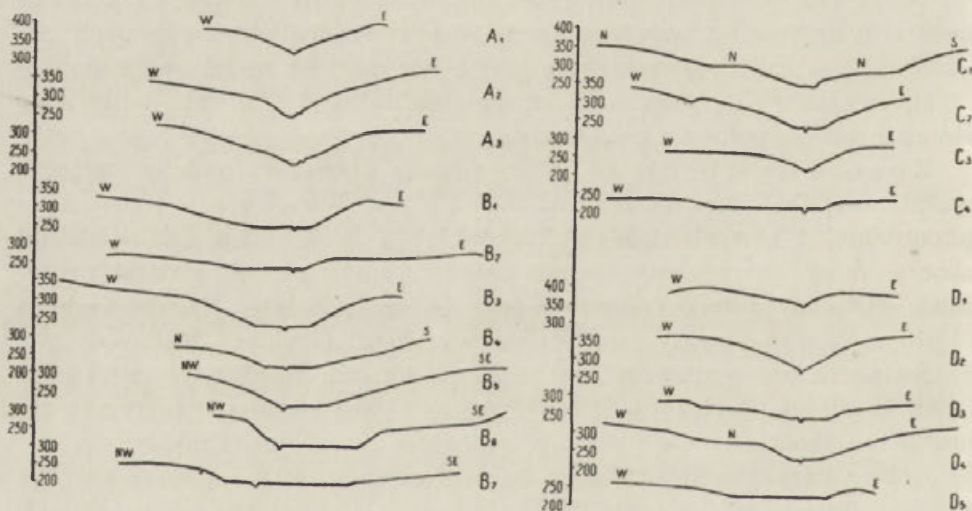
Zbocza dolin plioceńskich. — Zbocza tych dolin są przeważnie wypukłe. Jest to rezultat wgłębnej i bocznej erozji i denudacji plioceńskiej i czwartorzędowej. Wypukłe są szczególnie górne odcinki zboczy, dolne są niekiedy wklęsłe (w związku z plejstoceniowymi procesami soliflukcyjnymi), ponadto nieraz świeżo podcięte. Na zboczach są często zachowane tarasy erozyjne na wysokości poziomu Nockowej (ryc. 7). Świadczą one o rozwoju tych dolin w okresie górnego pliocenu (Budzisz, Gnojnica, Bystrzyca, Potok Porębski). W pliocenie istniały też zapewne na zboczach liczne załomy, związane z etapami odmładzania.

Doliny konsekwentne Wielopolki i Bystrzycy składają się z szeregu zwężeń i rozszerzeń, z odcinków o zboczach bardziej stromych i łagodniejszych. Różnice w nachyleniu zboczy wiążą się wyraźnie z budową geologiczną (por. ryc. 3). Zwężenia dolinne występują w bardziej odpornych warstwach inoceramowych i w miejscach przecięcia osi antyklin; w tych odcinkach nachylenie zboczy dochodzi do 20—30°. Do takich „przełomów“ strukturalnych należą zwężenia dolinne: Zawadki koło Zawady, Wielopolki między Łopuchową a Chechłami, Budzisz na wschód od Góry Ropczyckiej i Bystrzycy między Iwierzycami a Olchową (ryc. 7). Doliny kotlin Niedźwiady i Nockowej, wycięte w utworach mioceniowych, mają zbocza o nachyleniu nie przekraczającym 10°. Jedyne dwie doliny koło Glinika mają lokalnie zbocza bardziej strome (do 20°) w związku z występowaniem odporniejszych wkładek gipsowych. Doliny na pstrych łożyskach, na przykład na północo-zachód od Szkodnej, mają zbocza wklęsłe i łagodne (około 10°).

W dolinach o przebiegu równoleżnikowym nie obserwuje się zwię-



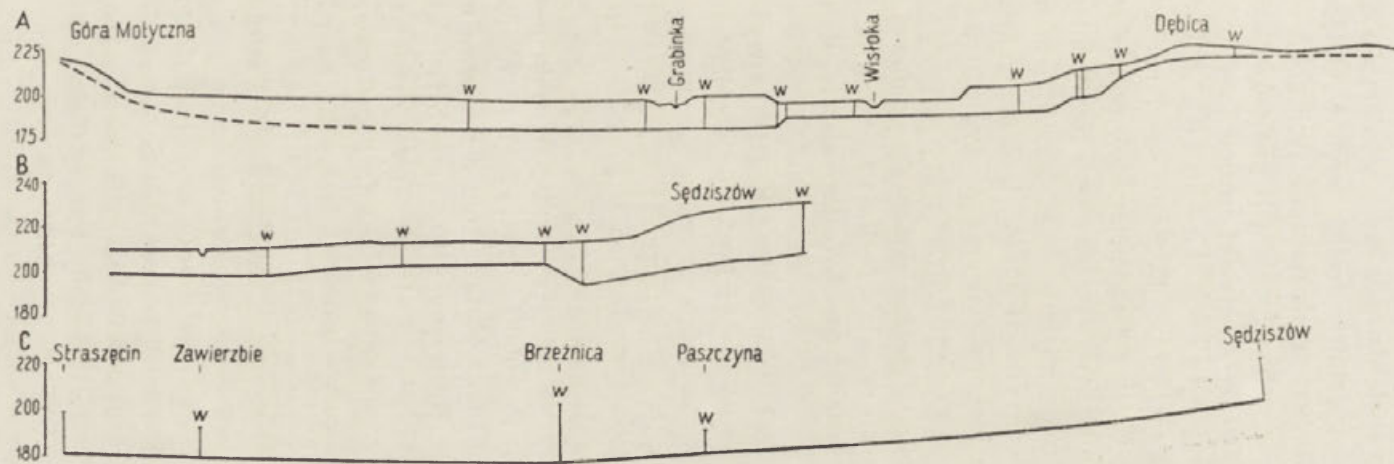
żeń, ani rozszerzeń. Bieg tych dolin jest często zgodny z biegiem warstw, zbocza ich eksponowane na północ są bardziej strome (fot. 7). Charakter izoklinalny wiąże się z upadem warstw na południe. Czoła warstw, podcinane przy przesuwaniu się osi doliny zgodnie z nachyleniem warstwy, tworzą zbocza często nachylone do  $40^\circ$ . Zbocza przeciwne są zazwyczaj łagodniejsze ( $10\text{--}20^\circ$ ). Przyczyniły się do tego zapewne czwartorzędowe procesy denudacyjne. Typowymi odcinkami takich dolin „monoklinalnych“ są: dolina Budziska w Zagorzycach Górnych, źródłowy odcinek doliny Bystrzycy, doliny dopływów Wielopolki między Łączkami a Okoninem, boczne dolinki Zawadki w Stobiernej itd. Przeciwna asymetria występuje wtedy, gdy zbocza eksponowane na północ budują warstwy



Ryc. 7. Profile poprzeczne dolin Pogórze.

- A — profile doliny Zawadki w miejscowościach: 1) Stasiówka, 2) Stobierna, 3) Zawada;  
 B — profile doliny Wielopolki w miejscowościach: 1) Glinik, 2) Niedźwiada, 3) Łopuchowa, 4) Okonin, 5) Chechły-pd., 6) Chechły-pn., 7) Pietrzejowa;  
 C — profile doliny Budziska w miejscowościach: 1) Zagorzycy Górne, 2) Zagorzycy Dolne, 3) Góra Ropczycka-Podlasek, 4) Sędziszów;  
 D — profile doliny Bystrzycy w miejscowościach: 1) Bystrzyca Wola, 2) Bystrzyca Wiśniowa, 3) Wiercany, 4) Iwierzyce, 5) Sielec; N — poziom Nockowej

mniej odporne niż zbocza przeciwne (np. dolina Niedźwiady). W dolinach o przebiegu południkowym zbocza wystawione na zachód są bardziej strome. Zaznacza się to w większości dolin dużych, jak Gnojnicy, Zawadki, Bystrzycy, i w dolinach nacinających stoki grzbietu fliszowego na południe od Będziemyśla. Można by to wyjaśnić asymetrią procesów, zachodzących na zboczach o ekspozycji wschodniej i zachodniej.



Ryc. 8. Profile rzeźby podczwartorzędowej Kotliny Sandomierskiej.

A — profil poprzeczny doliny Wisłoki na linii: Góra Motyczna — Dębica, B — profil przez taras denny Budziszowa koło Sędziszowa,

C — profil podłużny kopalnej doliny Wisłoki i części Rynny Podkarpackiej; W — wiercenia.

Przewyższenie: A — 10-krotne, B — 12,5-krotne, C — 100-krotne

Reasumując muszę stwierdzić, że zasób wiadomości o wyglądzie dolin górno-plioceńskich na podstawie badań terenowych jest jeszcze mały. Trudno jest określić stopień przekształcenia tych dolin w czwartorzędzie. Doceniając rolę łagodzącą plejstocenijskich procesów, można przyjąć, że zbocza dolin plioceńskich były bardziej strome.

Powierzchnia podczwartorzędowa w obrębie Kotliny Sandomierskiej. — Osobno omawiam rzeźbę przedczwartorzędową w obrębie Kotliny Sandomierskiej, ponieważ jest to rzeźba kopalna, zakryta osadami czwartorzędowymi. Na tym terenie zastosowałem inne metody badań, a mianowicie wykorzystałem materiał zebrany z ponad stu wierceń, odkrywek i studni. Dno przedczwartorzędowe Kotliny trudne jest do zrekonstruowania ze względu na prawdopodobne przemodelowanie go przez erozję i denudację plejstocenijską. Dlatego mogę pewniej mówić jedynie o rzeźbie podczwartorzędowej. Rzeźba ta pokrywa się w zasadniczych rysach z rzeźbą dzisiejszą. Można więc stwierdzić zasadnicze formy badanej części Kotliny: działą, Rynnę Podkarpacką i dolinę Wisłoki.

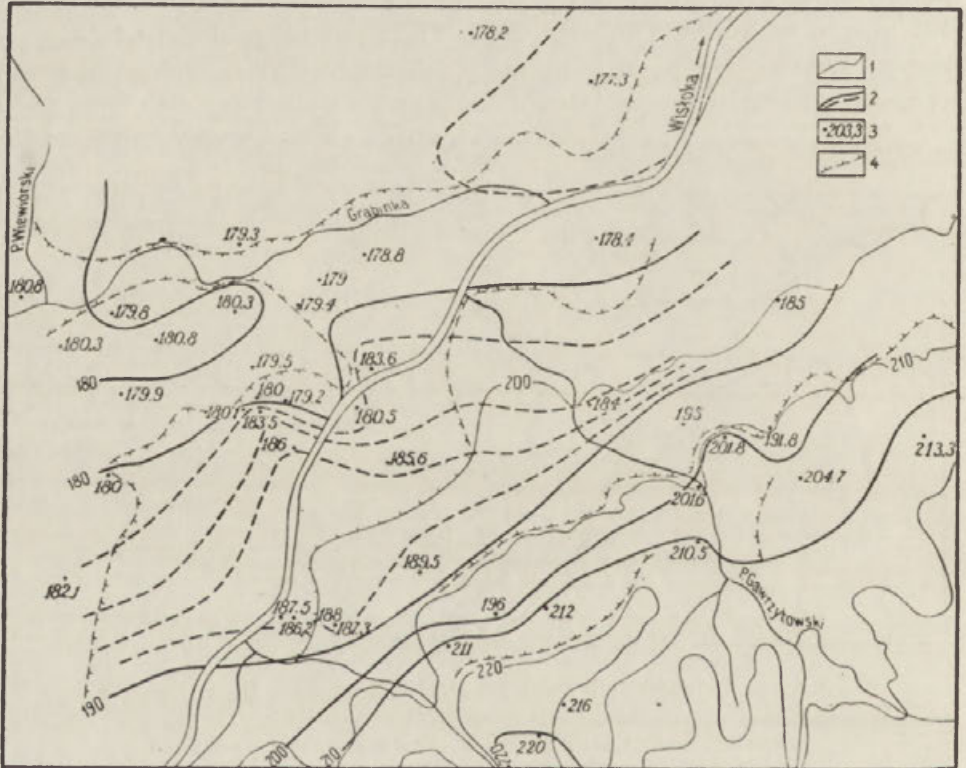
W obrębie działów osady mioceńskie sięgają najwyżej. Stwierdziłem je w Woli Wielkiej i na północ od Borku na wysokości 230 m n. p. m. (ryc. 8). Brak badań w sąsiednich częściach Kotliny Sandomierskiej nie pozwala na stwierdzenie, czy wyżej wzniesione jej części tworzyły w pliocenie wspólną powierzchnię gradacyjną z poziomem Nockowej na Pogórzu.

Ku osi Rynny Podkarpackiej i osi doliny Wisłoki powierzchnia podczwartorzędowa wolno się obniża (ryc. 8—10). Wiercenia wykonane w części wschodniej badanego obszaru koło Sędziszowa wskazują, że doliny podczwartorzędowe Bystrzycy i Budziszka były głębsze od dzisiejszych, a dna ich leżały około 12—16 m poniżej dzisiejszych koryt (ryc. 8, 9). Budzisz, na terenie dzisiejszego miasta Sędziszowa, skręcał nie ku zachodowi, ale ku północo-wschodowi i łączył się na północ od miasta z Bystrzycą. Niskie położenie den przedczwartorzędowych dolin w dorzeczu Wielopolki w Ropczycach, Sędziszowie i Paszczynie (w dolinie Wisłoki są dowody na wiek przedczwartorzędowy tych dolin) i występowanie na północ od Kozodrzy i Borku wzniesień zbudowanych z ilów mioceńskich, pozwala przypuszczać, że Wielopolka w pliocenie skręcała na zachód ku Wisłoce, a zatem Rynna Podkarpacka, jako obniżenie dolinne u stóp progu Pogórza na odcinku między Sędziszowem a Brzeźnicą, istniała już w pliocenie (ryc. 8, 20 i 34).

Koło Kawęczyna teren wolno się podnosi do poziomu o wysokości 210—220 m n. p. m., co przemawia raczej za tym, że Rynna Podkar-



Dno jej było płaskie, o czym świadczy różnica wysokości nie przekraczająca 2 m przy odległościach do 2 km (ryc. 10 — mapa powierzchni podczwartorzędowej). Ku południowi występuje wyraźna krawędź o wysokości do 6 m, lokalnie podkreślona późniejszym podcięciem przez wody Wisłoki (ryc. 8). Ponad krawędzią na wysokości 6—8 m nad „dnem kopalnym“, a około 2—3 m poniżej dzisiejszego koryta Wisłoki, rozciąga się następna płaska powierzchnia erozyjna o przebiegu niezgodnym z dzisiejs-



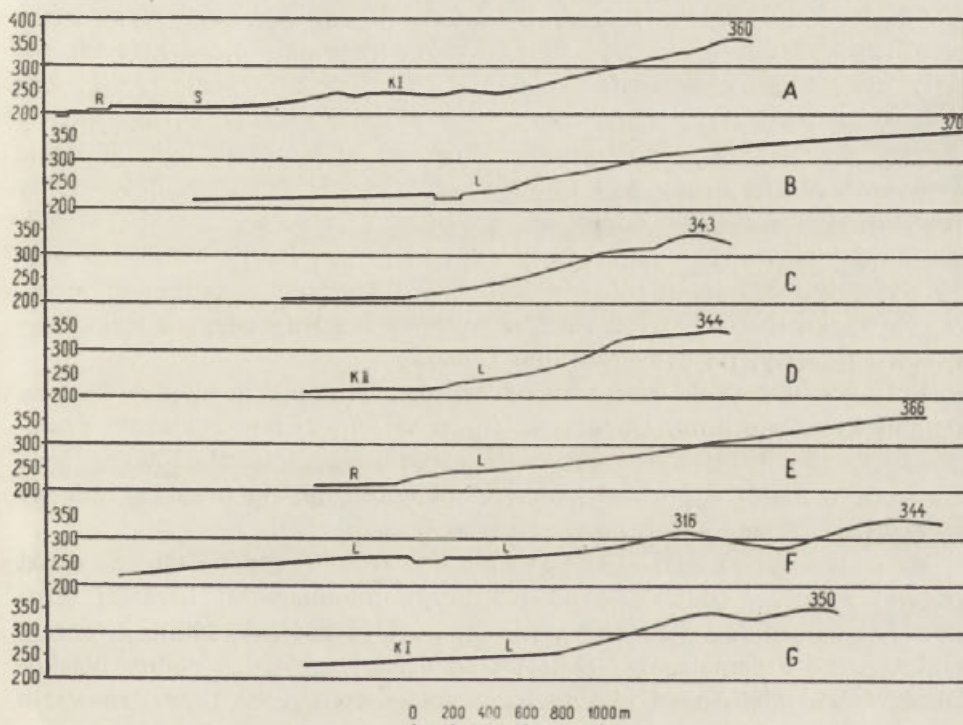
Ryc. 10. Powierzchnia podczwartorzędowa okolic Dębicy.

1 — izohipsy powierzchni współczesnej, 2 — izohipsy powierzchni podczwartorzędowej, 3 — punkty stwierdzonej wysokości podłoża czwartorzędu, 4 — dzisiejsze krawędzie tarasów: izohipsy co 2 m. Wyraźne równiny erozyjne na wysokości 180, 187 i 215 m n. p. m.

szym ukształtowaniem terenu i rozmieszczeniem tarasów holocenijskich. Powyżej ciągną się już mniej wyraźne tarasy erozyjne i krawędzie. Jedna z równin leży na wysokości 6—8 m ponad współczesnym korytem, druga — wysoka, tworzy nieco falistą powierzchnię o wysokości 20—30 m ponad korytem Wisłoki (wysokość 210—220 m n. p. m.). Wszystkie, poza najwyższą, zostały wycięte w zboczu przedczwartorzędowej doliny (porównaj: rozwój rzeźby w plejstocenie).

Próg Pogórza. — W ścisłym związku z siecią dolin, ich odmładzaniem i głębokością pozostaje rozwój progu Pogórza, który w formie do dziś przetrwałej powstał w czasie popontyjskiego podnoszenia i rozczłonkowania wierzchowinowej rzeźby pogórskiej.

Na badanym obszarze przebieg progu jest zgodny z zasięgiem fliszu, który jest znacznie odporniejszy od osadów tortonu. Denudacyjny stok progu, ścinający różne warstwy, stanowi strefę o zmiennej szerokości



Ryc. 11. Profile progu Pogórza między Dębicą a Trzcianą.

A — Latoszyn, B — Gawrzyłowa, C — Sepnica, D — Lubzina, E — Brzyzna, F — Sielec, G -- Dąbrowa.

Objaśnienia skrótów (stosowanych również na innych rysunkach): KI — poziom krakowski I, KII — poziom krakowski II, S — taras średni, R — taras rędziny, L — powierzchnia akumulacji lessowej

(ryc. 11). Raz jest ona szeroka 3—4 km, z niewielkim nachyleniem do 4—8°, innym razem wąska (około 1 km) z nachyleniem do 15°. Stopień zachowania progu zależy od układu sieci dolinnej rozcinającej stok progu. W przypadku pocięcia południkowo biegnącymi dolinami — brak często denudacyjnego stoku progu, są tylko przecinające się zbocza dolin. Fragmenty stoku zachowały się — gdy próg stanowi stok równoleżnikowo

biegnącego garbu, na przykład koło Lubziny i Będziemyśla (mapa nr I, IV) — lub gdy był podcinany erozyjnie, na przykład koło Podgrodzia. Stok proggu opada stopniami ku Rynnie Podkarpackiej (ryc. 6, 11). Najwyższy stopień tworzą fragmenty poziomu Nockowej. Niższe stopnie stanowią poziomy akumulacji fluwioglacjalnej i rzecznej przykryte pokrywą lessową. Na podstawie wierceń i studzien można stwierdzić, że zakrywają one plioceński próg Pogórza (ryc. 11). W pliocenie u stóp proggu wznosił się jeszcze jeden poziom o wysokości 210—220 m n. p. m., stanowiący dno części Rynny Podkarpackiej. Schowany jest on pod pokrywami i formami młodszymi. Mała odporność osadów mioceńskich, w których zostały utworzone, umożliwiła ich denudacyjne przeobrażenia. Jeśli obok akumulacji na stoku uwzględnimy plejstocенską soliflukcję, to możemy przyjąć, że nachylenie stoku proggu Pogórza w pliocenie było znacznie większe. Dzisiejszy próg jest tylko w górnym odcinku odsłonięty, dolny ulega bardzo wolnemu odpreparowywaniu. Ten górny odcinek współcześnie denudowany, wyznaczający zasięg Pogórza Karpackiego, ma profil wypukły, w odróżnieniu od dolnego, wklęsłego i akumulacyjnego. W przypadku intensywnych ruchów masowych górny odcinek bywa wyjątkowo wklęsły, na przykład koło Lubziny.

Próg powstał dzięki różnicom odporności, istniejącym między fliszem, a iłami krakowieckimi. Odporność fliszu wtórnie utrwaliła czoło płaszczowinowego nasunięcia. Tam, gdzie czoło nasunięcia zbudowane było z warstw o małej odporności, próg uległ cofnięciu, na przykład między Tarnowem a Pilzнем, lub na wschód od Skawiny [46].

Rzeźba przedczwartorzędowa. — Przed nastaniem epoki lodowej Pogórze, oddzielone od Kotliny Sandomierskiej bardziej stromym i wyższym od współczesnego progiem (wysokości do 200 m n. p. m.), miało rzeźbę urozmaiconą i zbliżoną do dzisiejszej. Duże doliny płaskodenne, często głębsze od obecnych, głębokie wciosy we fliszu, rozwarte wciosy lub niecki w iłach tortońskich kontrastowały z rozległymi, lecz stale kurczącymi się powierzchniami wierzchowinowymi, zawierającymi resztki colno-plioceńskiej powierzchni denudacyjnej. Wierzchowiny te oddzielał od zboczy załom wyraźniejszy niż obecnie. Dno Kotliny Sandomierskiej o deniwelacjach do 50 m zajmowała falista równina, pocięta szerokimi dolinami rzek na poszczególne działy.

#### ROZWÓJ RZEŻBY W PLEJSTOCENIE

Przy omawianiu rozwoju rzeźby w czwartorzędzie, opieram się na pracach M. Klimaszewskiego [26, 28] i W. Szafera [61], który na podstawie danych paleobotanicznych wyróżnia 4 glacjały (szczeciński, krakowski, środkowo-polski, bałtycki) i trzy interglacjały (tegeleński, ma-

zowiecki i eemski). Stwierdzenie wahań klimatycznych w obrębie tych okresów (intra-glacialnych i intra-interglacialnych) zmusza do przyjęcia również dużych wahań w natężeniu i typie procesów morfogenetycznych.

### Glacjał krakowski\*

Okres nasuwania się lądolodu. — Transgresję lądolodu poprzedziło na badanym obszarze pogarszanie się klimatu. Przyjmuje się [26, 59], że glacjał krakowski miał średnią temperaturę roczną około  $-4^{\circ}$  do  $-5^{\circ}\text{C}$ . Sucha zima, chłodne lato, duże amplitudy dobowe temperatur, wieczna marzłość i letnie roztopy warunkowały obieg wody i przebieg procesów charakterystyczny dla strefy peryglacialnej.

Z okresu transgresji brak na badanym obszarze jakichkolwiek form. Dlatego o przebiegu procesów w tym czasie można wnioskować jedynie na podstawie osadów \*\*. Syntetyczny profil osadów z okresu transgresji w obrębie Rynny Podkarpackiej jest inny aniżeli w obrębie Pogórza.

W Rynnie Podkarpackiej na starszym podłożu leży — nieznannej bliżej miąższości — seria żwirów fliszowych, które występują do wysokości 230 m n. p. m. (35 m nad poziom koryta Wisłoki). Żwiry te budują spąg pokryw zlodowacenia krakowskiego również koło Sędziszowa. Na żwirach fliszowych leży seria utworów fluwioglacialnych, zazębiających się z osadami rzek karpaccich (o miąższości 10—30 m). W Brzezówce żwiry fliszowe, słabo otoczone i źle wysortowane, z niewielką domieszką materiału eratycznego, ścinają piaski fluwioglacialne na wysokości około 225 m n. p. m. (ryc. 5, fot. 8). Są one dowodem istnienia fazy wzmożonego wyprzątania na Pogórzu i podrzędnej w tym okresie roli wód fluwioglacialnych. Na utworach fluwioglacialnych leżą gliny morenowe miąższości do 20 m (przekrój 25, ryc. 12), przedzielone często (np. na północ od Sędziszowa) piaskami, świadczącymi o oscylacjach czoła lądolodu. Duża miąższość glin mówi o stagnacji lądolodu przed progiem Pogórza. Moreny te leżąc na utworach fluwioglacialnych na różnej wysokości, od 220 do 250 m n. p. m., świadczą o nierównej powierzchni zasypania w okresie transgresji.

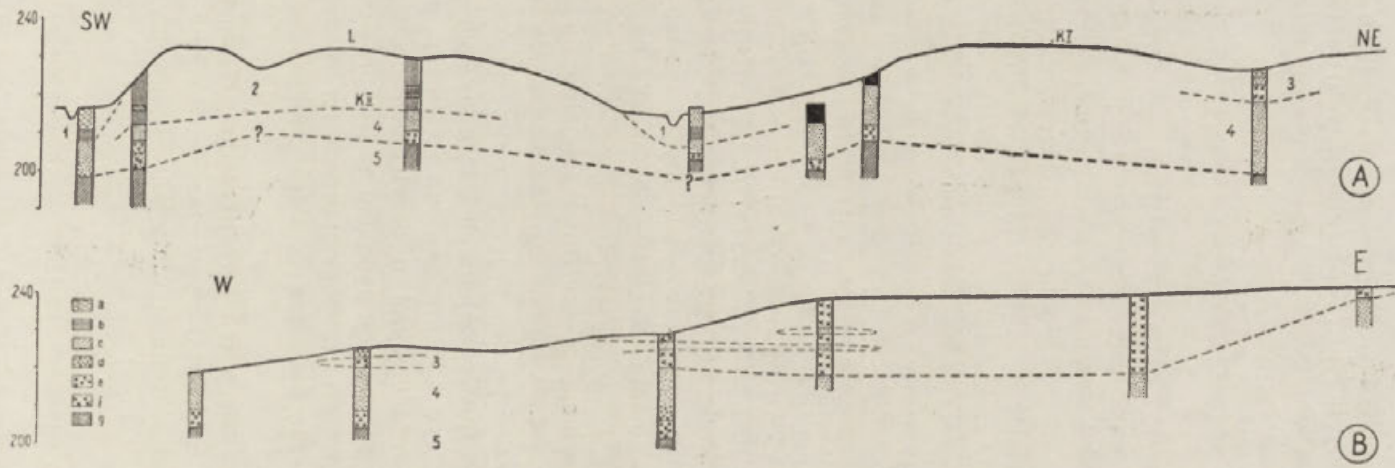
W obrębie Pogórza osady transgresji zachowały się najlepiej w Kotlinie Niedźwiady i Nockowej. Spąg, jak w Kotlinie Sandomierskiej, budują żwiry i piaski złożone z materiału fliszowego. Występują one w dolinie Wielopolki (Glinik) na wysokości około 20 m nad poziomem

---

\* Z okresu glacjału szczecińskiego i interglacjału tegeleńskiego nie zachowały się żadne formy.

\*\* Osady wraz z ich rozmieszczeniem zostały omówione w rozdziale: Budowa geologiczna.





Ryc. 12. Profile geologiczne' okolic Sędziszowa.

A — profil doliny Budzisz a Bystrzycy, B — profil wyzszego poziomu krakowskiego i jego stoku na linii Wolica Piaskowa — Kawęczyn.  
 objaśnienia znaków i skrótów: a — gliny napływowe, b — iły, c — piaski, d — żwiry drobne, e — żwiry grube, f — gliny morenowe, g — lessy; 1 — aluwia holoceńskie, 2 — utwory lessowe z glaciału bałtyckiego, 3 — morena, 4 — utwory fluwioglacjalne, 5 — iły mioceńskie (lub flisz); przewyższenie 12,5-krotne

rzeki. W Niedźwiadzie, poniżej tej wysokości, stwierdziłem już piaski fluwioglacjalne, zwykle drobnoziarniste, spokojnie warstwowane (przekrój 24). Sięgają one od den dolinnych do wysokości 25 do 40 m, przy czym w stropie znajdują się wkładki ilastych mułów, zbliżonych do zaostiskowych (Glinik). Utwory te pokrywa morena.

W Kotlinie Nockowej profil koło kościoła w Nockowej (przekrój 31) świadczy o dość spokojnej akumulacji na tym obszarze i zasypaniu kotliny najmniej do 25 m ponad dno doliny Bystrzycy. Morena na piaskach koło Olimpowa leży nawet na wysokości 40 m ponad dnem doliny.

Na podstawie charakteru, następstwa i rozmieszczenia utworów z okresu transgresji lądolodu, można w następujący sposób odtworzyć przebieg procesów morfogenetycznych:

Transgresja lądolodu została poprzedzona akumulacją rzeczną, uwarunkowaną klimatem. Z chwilą wkroczenia lądolodu na północną część badanego obszaru, zasypanie w dolinie Wisłoki związane z podparciem lodowca sięgało co najwyżej 20 do 30 m ponad obecne dno rzeki [26]. Przy współdziałaniu wód fluwioglacjalnych powierzchnia zasypania została podniesiona niekiedy nawet do 50 m nad poziom koryta Wisłoki. Nierówna powierzchnia zasypania podnosiła się u wylotu dolin karpackich



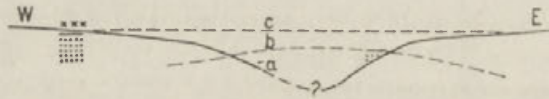
Ryc. 13. Postój lądolodu u progu Pogórza w okresie transgresji.

a — piaski i żwiry karpackie, b — piaski i żwiry fluwioglacjalne, c — morena, d — lądolód

(Latoszyn 245 m n. p. m.), natomiast obniżala pomiędzy wylotami tych dolin (np. Brzezówka 225 m n. p. m.). Tworzył ją szereg zachodzących na siebie stożków fluwioglacjalnych i fluwialnych. Próg Pogórza będąc wyższym i bardziej stromym od współczesnego stanowił naturalną przeszkodę dla lądolodu. Tutaj lądolód zatrzymał się i oscylował. Możliwe jest istnienie w tym czasie między progiem Pogórza a czołem lądolodu szerokiej pradoliny wykorzystywanej przez wody fluwioglacjalne (ryc. 13).

Lodowiec wkraczający na Pogórze tworzył lokalne bazy erozyjne dla wód płynących. Dowodem istnienia lokalnych baz są pokrywy żwirowo-piaszczyste znajdujące na stoku progu Pogórza, na wysokości 260 do 280 m n. p. m. (około 50 do 70 m ponad obecnymi dnami dolin), w Gawrzyłowej i koło Ropczyca. W dolinach rozczłonkowujących Pogórze wzmożło się zasypywanie związane z podparciem (dolina Wielopolki). W Kotlinie Niedźwiady w osi doliny był transportowany materiał

rzeczny, w cieniu nurtu zaś postępowało zasypywanie utworami fluwioglacjalnymi. Zasypanie sięgało tu do poziomu Nockowej (30 do 40 m wysokości względnej), przyczyniając się do wyrównania i podwyższenia tego poziomu. Dlatego ma on czasem pozory poziomu akumulacyjnego (ryc. 14). W Kotlinie Nockowej nastąpiło zasypanie dolin do wysokości co najmniej 25 m. W czasie nasuwania się lądolodu na Pogórze również inne doliny były zasypywane osadami fluwioglacjalnymi (piaski w dolinach dorzecza Budzisz). Osady te mogą jednak równie dobrze pochodzić z okresu recesji lądolodu.



Ryc. 14. Zasypanie Kotliny Niedźwiady w glacie krakowskim.  
a — piaski i żwiry karpackie, b — piaski i żwiry fluwioglacjalne, c — morena

Ostatecznie lądolód pokrył cały badany obszar i dotarł pod pasmo Brzeziny — Chełm [68, 26]. Trudno określić, w jakim stopniu miał on na Pogórze własności egzaracyjne. Występowanie jednak w Kotlinie Nockowej siwych ilów tortońskich, wyrwanych z podłoża, przemieszanych ze żwirami i głazami eratycznymi, przemawia za zachowaniem tych własności na obszarze Pogórza.

Okres recesji lądolodu. — Wydaje się prawdopodobne, że lądolód z obszaru Pogórza nie cofał się frontalnie [26]. W zakłębieniach dolinnych i kotlinowych Pogórza mogły długo utrzymywać się masy martwego lodu. U progu Pogórza tempo cofania się lądolodu musiało być wolniejsze z powodu większej miąższości lodu, a krawędź czoła bardziej wyrównana. Wody płynące z topniejącego lądolodu i z obszaru Pogórza ku wschodowi (stwierdzony odpływ z Dunajca w dorzecze Wisłoki [24]) ścięły utwory morenowe i fluwioglacjalne (np. około Kawęczyna). Utworzyły one erozyjny poziom krakowski I na wysokości około 240 m n. p. m.

Poziom krakowski I zachował się w okolicy Kawęczyna i Krzywej w postaci płaskiej powierzchni zbudowanej w części wschodniej z piasków i żwirów fluwioglacjalnych (ryc. 9), w zachodniej z glin morenowych, które leżą na piaskach (przekrój 25, 30). Fragmenty o podobnej wysokości i budowie występują na północ od Będziemyśla, na północ od Borku, Paszczyzny, koło Góry Motycznej oraz w dolinie Wisłoki koło Latoszyna (wysokość 240 do 250 m n.p.m.), gdzie utwory fluwioglacjalne ze żwirami eratycznymi o średnicy do 10 cm budują taras Wisłoki o wysokości około 50 m, rozczłonkowany później na kilka garbów (por. ryc. 1, 5, 34 i mapę VI).

Utwory budujące ten poziom wiążę z okresem nasuwania się lądolodu, gdyż mają dużą miąższość i leżą w wielu miejscach pod moreną (Dębica — Wolica, Trzciana). Natomiast powstanie samego poziomu wiążę z okresem recesji lądolodu, ponieważ ścina on gliny morenowe\*.

Z dalszą recesją lądolodu krakowskiego wiążę poziom krakowski II wycięty przez wody fluwioglacjalne spływające ku wschodowi w poziomie niższym. Poziom krakowski II jest około 20 m niższy od poziomu krakowskiego I i ma wysokość 220 do 230 m n.p.m. (25 do 35 m nad poziom koryta Wisłoki). Rozpościera się on u stóp progów Pogórza pasem o szerokości 1 do 2 km. Od wylotu doliny Ostrej po Zawadkę zaznacza się jako wyraźne spłaszczenie, a koło Dębicy posiada wyraźnie zaznaczającą się krawędź o nachyleniu do  $10^\circ$ . Ku wschodowi krawędź ta zupełnie się zaciera i cały poziom na wschód od Zawady przechodzi w długi, łagodnie nachylony stok ( $1-3^\circ$ ) schodzący do tarasu rędzinnego w Rynnie Podkarpackiej (ryc. 2). Przeobrażenie powierzchni i krawędzi jest rezultatem procesów denudacyjnych w okresie zarówno plejstoceńskim jak i holoceni. Krawędź oddzielająca poziom I od poziomu II jest albo wyraźna, na przykład koło Dębicy (nachylenie 4 do  $8^\circ$ ), albo całkowicie zamaskowana przez pokrywę lessową. W części bliższej Pogórza poziom krakowski II zbudowany jest w stropie z deluwii, pod którymi płytko, a często tuż pod powierzchnią (Zawada), występują piaski i żwiry fluwioglacjalne o miąższości nie przekraczającej kilku metrów (przekrój 19). Podstawę stanowi plioceński poziom erozyjno-denudacyjny o wysokości 210 do 220 m n.p.m. (przekrój 18, 19, ryc. 31). Na wschód od Wielopolki poziom ginie pod pokrywą lessową (porównaj poziom akumulacji lessowej, ryc. 8, 12) i tylko na zachód od Sędziszowa na wysokości około 220 do 225 m n. p. m. ukazuje się spłaszczenie prawdopodobnie doń należące.

Poziom krakowski II został zatem utworzony w okresie dalszej recesji lądolodu, ponieważ jest on niższy od poziomu o wysokości 230—250 m n.p.m. utworzonego w początkowym okresie recesji lądolodu i w nim wycięty (ten sam materiał). Stopień jego zniszczenia mówi również o staro-plejstoceńskim wieku.

Dalsze cofanie się lądolodu doprowadziło do rozcięcia również i tego poziomu i utworzenia sieci dolin, nawiązującej do dawnej sieci rzecznej. Zlodowacenie krakowskie odegrało wielką rolę w rozwoju rzeźby badanego obszaru. Utworzona została nowa rzeźba (akumulacyjna) Kotliny Sandomierskiej, próg Pogórza uległ złagodzeniu, a Pogórze fliszowo-mioceńskie straciło plioceńską wyrazistość form.

\* Oba poziomy krakowskie przypominają tarasy kemowe. Geneza ich jest jednak erozyjna, a nie akumulacyjna.

### Interglacjał mazowiecki

Interglacjał mazowiecki (wielki) uchodzi za najdłuższy interglacjał, trwający około 200 000 lat [61]. Klimat tego okresu na ogół chłodniejszy od holocenu przeszedł jakby „cykl“ od zimnego do umiarkowanego i z powrotem do zimnego. W miarę ocieplania ustępowała wieczna marźność oraz procesy z nią związane. Następowало rozcinanie związane z obniżaniem bazy erozyjnej, tym silniejsze, że wody płynęły prawie cały rok, zaopatrywane stale bijącymi źródłami. W tym okresie były modelowane krawędzie erozyjne poziomów krakowskich i dolin, które te poziomy rozcinają w obrębie Kotliny Sandomierskiej.

Szereg badaczy (Romer, Teisseyre) przyjmuje wypiętrzanie w tym okresie Karpat Wschodnich. Ruchy te miały sięgać po dorzecze Dunajca — wygasając ku północy i zachodowi (Klimaszewski). Szerokie dno doliny Wisłoki w tym okresie leżało na wysokości 5 do 8 m ponad poziomem Wisłoki (ryc. 31) i było stale poszerzane wskutek erozji bocznej. Toteż było ono częściowo wycięte w skale, a częściowo w utworach akumulacji fluwioglacjalnej. Niedocięcie się do poziomu dna preglacjalnego i niezupełne wyprzątnięcie osadów krakowskich wskazywałoby na istnienie w strefie Rynny Podkarpackiej raczej ruchów wginających niż podnoszących. O tym świadczy przekraczające zaleganie utworów ze zlodowacenia środkowo-polskiego w stosunku do utworów fluwioglacjalnych, wyścielających dno preglacjalne.

### Glacjał środkowo-polski

Zlodowacenie to miało mniejszy zasięg od poprzedniego [28]. Klimat tego okresu był łagodniejszy niż glacjału krakowskiego, a średnia temperatura roczna miała wynosić  $-2$  do  $-3^{\circ}\text{C}$  [26, 60]. Ponieważ została ona, między innymi, określona na podstawie flory z Łęk Dolnych i Wawły, a według ostatnich poglądów [63] są one z okresu zlodowacenia bałtyckiego, można przypuszczać, że glacjał środkowo-polski był jeszcze chłodniejszy.

W tym czasie rzeki okresowe, przeładowane materiałem, płynąc całą szerokością doliny [26] utworzyły w dolinach i obniżeniach równiny akumulacyjne — są to jedyne, do dziś zachowane, formy z tego okresu.

Równina akumulacji rzecznej (tarasu środkowo-polskiego). — Fragmenty równin akumulacyjnych z okresu zlodowacenia środkowo-polskiego zachowane jako równina tarasu średniego, o wysokości 12 do 20 m ponad poziomem koryta, występują niemal wyłącznie w dolinie Wisłoki i w Rynnie Podkarpackiej. Wysokość tarasu rośnie ku wylotom dolin z obszaru Pogórza (stożki); krawędź jego wysoka na kilka

metrów jest zdenudowana i ma niewyraźny przebieg. Powierzchnia tarasu jest wyraźnie pochylona ku Wisłoce i ponacinana dopływami Wisłoki do głębokości 5 metrów. Ku górze przechodzi ona w łagodny stok, powstały ze zniszczenia poziomów krakowskich. Koło Kozłowa powierzchnia tarasu jest urozmaicona niewysokimi (1 do 5 m) piaszczystymi wzniesieniami o kierunku północ—południe, z bardziej stromymi (do 10°) zboczami eksponowanymi na zachód. Są to najprawdopodobniej resztki wałów wydmowych uformowanych w okresie panowania wiatrów wschodnich (złodowacenie bałtyckie). Taras zachowany w widłach Wisłoki i Wielopolki świadczy o niezmienności biegu Wielopolki od chwili rozcięcia tego tarasu. Ku wschodowi powierzchnia tarasu opada niewyraźnym stopniem ku tarasowi rędzinnemu Wielopolki. Po przeciwnej, lewej stronie doliny Wisłoki odpowiednikiem tego tarasu jest fragment stożka o wysokości około 6 m ponad dnem Potoku Wiewiórskiego, a w Rynnie Podkarpackiej zdenudowane (zapewne soliflukcyjnie) resztki tarasów w postaci łagodnych nabrzmiń o wysokości około 5 m ponad dzisiejszym tarasem rędzinnym (wysokość bezwzględna 200—215 m n.p.m.).

Budowa tego tarasu jest na ogół jednolita. Już M. Klimaszewski [26] zwrócił uwagę na jego piaszczysty charakter. Potwierdzają to zarówno odkrywki (Latoszyn, Kozłów), jak i większość wierceń (przekrój 17). W stropie występują niekiedy gliny zboczowe zbliżone strukturą do lessu. Spąg stanowią jednak żwiry. Żwiry te leżą na łożupkach mioceńskich, których powierzchnia została zrównana erozyjnie w poprzedzającym interglacjale do wysokości 5—8 m ponad poziom dzisiejszego koryta Wisłoki (interglacjalna równina erozyjna stwierdzona na podstawie 18 wierceń).

W Rynnie Podkarpackiej odizolowane wzniesienia, tworzące wspólny poziom z tarasem Wisłoki, zbudowane są z drobnych piasków, a w Borku Wielkim z utworów fluwioglacjalnych. Złożoność budowy tego poziomu — wycięcie w utworach fluwioglacjalnych — nasuwa wniosek, że rzeki Pogórza stale przesuwwały „oś“ Rynny Podkarpackiej ku północy (taras rędziny jest również w nich wycięty).

Na obszarze Pogórza w części wschodniej badanego terenu nie mam wyraźnych dowodów na istnienie tarasu średniego (w dolinie Bystrzycy odosobniony fragment koło Iwierzyc, w dolinie Budziszka spłaszczenia koło Sędziszowa). Natomiast ku zachodowi stożki tego wieku znajdują się u wylotu doliny Zawadki i u wylotu doliny Ostrej. W dolinie Zawadki do wysokości 7 m ponad dno potoku sięgają żwiry i piaski fliszowe, przykryte lessem (przekrój 21). Stożek Ostrej o wysokości do 15 m i podciętej krawędzi, zbudowany jest ze słabo żelazistych żwirów fliszowych. Przechodzi on w taras średni Wisłoki.

Równina średniego tarasu Wisłoki oraz inne omówione fragmenty powstały w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego, ponieważ:

Mają podobną wysokość 12—20 m nad poziomem rzeki, jak tarasy w karpackim biegu Wisłoki [26].

Mają na ogół jednolitą piaszczystą budowę, różniącą ten taras od innych; taras wyższy od średniego zbudowany jest z utworów fluwioglacjalnych zlodowacenia krakowskiego; taras niższy — z osadów holocenijskich\*.

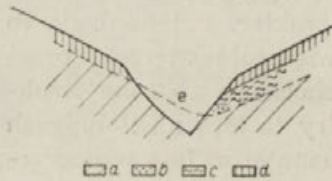
Krawędzie tarasu są zarówno, zniszczone przez procesy denudacyjne ostatniego zlodowacenia.

Na powierzchni tarasu występują resztki wałów wydmowych, które powstały podczas zlodowacenia bałtyckiego.

Osady rzeczne tego tarasu przykrywa less [26].

### Interglacja eemski

Interglacja eemski miał klimat zbliżony do współczesnego. W okresie tym równiny akumulacyjne z okresu zlodowacenia środkowo-polskiego uległy rozcięciu; rozcinanie to zaczęło się w czasie cofania lądolodu. Dotarło ono w dolinach większych do głębokości być może 2—3 m poniżej obecnego koryta Wisłoki, gdyż na tej wysokości został stwierdzony kopalny taras erozyjny (ryc. 8, 32).



Ryc. 15. Profil bocznej doliny na południe od Ropczyc.  
a — flisz, b — żwiry rzeczne,  
c — pokrywa soliflukcyjna, d —  
deluwia lessowe, e — profil doliny  
interglacjalnej

Natomiast w dolinach mniejszych obszaru Pogorza rozcięcie nie dosięgło często do den dzisiejszych — o czym świadczy zaleganie pokryw żwirowo-soliflukcyjnych w dolinach na południe od Ropczyc (ryc. 15) i w dorzeczu Zawadki (fot. 9 i 10). Rozcięcie zależne było — podobnie jak i dziś — od spad-

ku den dolin. Dlatego doliny niekowate na obszarze Kotliny Sandomierskiej i kotlin wewnętrznych zostały prawdopodobnie nieodmłodzone.

### Glacja bałtycki

Materiał obserwacyjny, jak i literatura poświęcona temu okresowi [5, 7, 17, 22, 26, 27, 30, 35, 36, 43, 55, 56, 58, 59, 60, 61, 63], są nierównie bogatsze od materiałów dotyczących okresów starszych. Rzeźba badanego obszaru nosi dziś jeszcze wyraźne ślady procesów zachodzących

\* Badania wykonane w 1955 i 1956 roku wykazały przejście piasków w osady zastoiska środkowo-polskiego. Iły z florą dryasową występują już koło Brzeźnicy (przekrój 20). Zagadnienie zastoiska będzie tematem osobnej publikacji.



**Fot. 5. Fragment Kotliny Niedźwiady.  
Płaskie garby i szerokie płaskodenne dolinki pod Broniszowem**



**Fot. 6. Stara dolina rozczłonkowująca wyrównaną  
wierzchowinę Pogórza.  
Zbocza modelowane przez płytkie ruchy masowe**





Fot. 7. Rzeźba dorzecza Zawadki.  
Płaskie wierzchowiny rozczłonkowane głębokimi dolinami



Fot. 8. Fragment odkrywki w Brzeźówce (por. ryc. 5).  
Ścięcie utworów fluwioglacjalnych; w stropie tłuok żwirowo-piaszczysty  
o przewadze materiału fliżowego

w tym czasie. Na podstawie form i utworów z okresu ostatniego zlodowacenia można też wnosić o procesach i powstawaniu form w glacialach poprzednich.

Ostatni glacjał trwał około 60 000 lat. Tak zwany wczesny i główny glacjał był okresem chłodnym o średniej temperaturze rocznej od  $-3^{\circ}$  w stadialach do około  $0^{\circ}$  i wyżej w interstadialach [30]. Temperatura  $-3^{\circ}\text{C}$  przyjmowana była dla zlodowacenia środkowo-polskiego [26, 59]. Ale flora kopalna między innymi w Łękach Dolnych, na podstawie której przyjmowano tę temperaturę, okazała się młodsza [63]. W stadialach starszych (brandenburski, poznański, pomorski) były warunki dla powstawania wiecznej marzłoci i dla procesów soliflukcyjnych. Procesem przygotowawczym do soliflukcji było intensywne wietrzenie mechaniczne (obserwowałem kliny lodowe koło Klęczan). Opadów było mniej niż obecnie — według Szafera — około 500 mm, a według Klein — około 200—250 mm rocznie, co przy małym parowaniu wcale nie oznacza suszy. Wiatry wiejące zimą od północo-wschodu [26], według J. Tokarskiego od północo-zachodu, nanosiły na Pogórze pył lessowy, który nieraz 20-metrową warstwą pokrywa stoki i tarasy. Na terenie Kotliny Sandomierskiej wiatr przesypywał odsłonięte utwory piaszczyste tworząc wały wydmy i wzbogacając w piaszczyste wkładki less podkarpaccy. W lecie wiały wiatry zachodnie, które przynosiły opady [26]. Brak było jednak źródeł i strug stale płynących. W lecie następowało rozmarzanie warstwy powierzchniowej i spływy soliflukcyjne. Okres roztopów przypadał na czerwiec—lipiec. Natężenie procesów zależało od ekspozycji zboczy. Na zboczach eksponowanych na południe procesy te były intensywniejsze, w związku z częstym i głębszym odmarzaniem oraz szybkim topnieniem śniegu. Ożywiały się wówczas rzeki, które niosły duże ilości materiału dostarczanego z obnażanych wzniesień. Na temat erozji peryglacialnej wiemy jeszcze niewiele. W klimacie peryglacialnym nie jest wykluczona działalność wody płynącej, ale efekt morfologiczny może ograniczać się jedynie do pogłębiania zapełnianych soliflukcyjnie niecek dolinnych. W interstadialach (oryniacki) wkraczały na Pogórze nawet lasy, wzrastała wówczas ilość wód, soliflukcja była utrudniona. Mogło natomiast postępować rozcinanie dolin przez rzeki\*.

\* Dla zrozumienia efektywności procesów w glacialach jest konieczne przyjęcie kolejnego następowania po sobie jak i równoczesności erozji liniowej, soliflukcji, deflacji i akumulacji eolicznej. Fakty istnienia szeregu nakładających się pokryw soliflukcyjnych (Klimaszewski, Szafer), czy poziomów lessowych (prace Ludwika Sawickiego i Pożaryskiego) są zresztą znane. Formy tzw. „morfogenezy peryglacialnej“ mają poza założeniami starszymi i późniejszym holocenijskim przekształceniem, genezę bardziej złożoną, niż się niekiedy przyjmuje [5].

Działające w okresie zlodowacenia bałtyckiego procesy utworzyły formy, które przeważnie zachowały się do okresu dzisiejszego. Są to formy wymodelowane przez niszczącą lub budującą działalność czynników denudacyjnych, wody płynącej i wiatru.

Przez czynniki denudacyjne były niszczone i modelowane stoki, powstały też ostrogi i ostańce denudacyjne. Ostańce i ostrogi są dowodem daleko posuniętej dojrzałości rzeźby peryglacjalnej. U stóp stoków powstały równiny akumulacji soliflukcyjnej. Czynniki denudacyjne przy współdziałaniu wody płynącej nadały przeważającej części dolin kształt nieckowaty. Działalność wody płynącej zaznaczyła się też utworzeniem równin akumulacji rzecznej. Wskutek akumulacyjnej działalności wiatru powstały powierzchnie akumulacji lessowej i wydmy.

**Stoki denudacyjne.** — Stoki denudacyjne zbudowane są ze skał zwięzłych, przedczwartorzędowych lub ze skał sypkich, mało odpornych, czwartorzędowych. O sposobie ich modelowania mówią znajdujące na nich lub u ich stóp pokrywy soliflukcyjne.

Na obszarze fliszowego Pogórza obserwowałem w nielicznych odsłonięciach pokrywy soliflukcyjne na stokach o nachyleniu do  $15^\circ$ . Zachowanie się tych utworów było często niemożliwe ze względu na intensywność holocenów procesów denudacyjnych.

Na wysokości 30—40 m ponad dnem doliny Budzisa, na zboczu o nachyleniu  $10\text{--}15^\circ$ , we wcięciu drogi (głębokości do 2 m), na długości około 40 m odsłaniają się silnie zwietrzałe utwory fliszowe grawitacyjnie sfałdowane (wysokość fałdów około 0,5 m). Warstwy te wykazują mozaikę barw i typów litologicznych, niespotykaną na tak małej przestrzeni we fliszu. Wstęgi pogniecionych siwych, czy zielonkawych ilów przegradzają serie z okruchami piaskowców, łupków, warstewki z otoczkami kwarcu. W tym „cieście“ tkwią okruchy piaskowców o średnicy do 10 cm. Struktura fluidalna i pochodzenie tych skał z różnorodnych warstw geologicznych świadczy o soliflukcyjnym charakterze utworu.

Również w dolinie Budzisa na południowo-zachodnim stoku wzgórza o wysokości 286 m n. p. m., nachylenym ponad  $10^\circ$ , obserwowałem na litej skale około 2 m sfałdowanego rumoszu skalnego przykrytego lessem, przemieszanego z gliną i kongrecjami wapnistymi. W materiale tym tkwiło kilka otoczek krystalicznych i rogowcowych, pochodzenia północnego, zdartych ze szczytu wzniesienia.

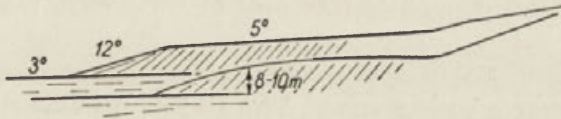
Wysokie poziomy akumulacji fluwioglacjalnej w Kotlinie Sandomierskiej opadają ku południowi długim stoki o jednostajnym nachyleniu do  $5^\circ$ . Stoki o tak małym nachyleniu powstały w warunkach peryglacjalnych z przeobrażeń krawędzi erozyjnych, utworzonych w interglacjale mazowieckim. Małe nachylenie stoków w Kotlinie Nockowej i Niedźwiady również wiąże z procesami soliflukcyjnymi, których ślady zachowały się w postaci pokryw np. w Nockowej.

Inny był przebieg i warunki modelowania stoków na obszarze Pogórza, a inny w Kotlinie Sandomierskiej. Stoki zbudowane z utworów

czwartorzędowych były kształtowane niemal wyłącznie przez procesy peryglacjalne, jak na przykład długie stoki poziomów krakowskich. Stoki zbudowane ze skał przedczwartorzędowych, o większej odporności, są stokami lub zboczami form starszych, trzeciorzędowych i interglacjalnych. Zostały one dzięki dużej, w porównaniu na przykład z piaskami, odporności fliszu tylko niewiele przemodelowane przez te procesy. Świadczy o tym zachowanie się na zboczach szeregu dolin (koło Zagorzyc, Niedźwiady) strzępów osadów fluwioglacjalnych i morenowych, a także zachowanie się w dolinie Budziszka i Wielopolki starszych, niewielkich spłaszczeń poziomu Nockowej, często z pokrywą osadów zlodowacenia krakowskiego. Stopień odkształcenia zboczy Pogórza przez procesy soliflukcyjne nie był zatem duży.

O wpływie odporności na przebieg i natężenie procesów peryglacjalnych świadczą też ostrogi i ostańce denudacyjne, wymodelowane z reguły w mało odpornych utworach czwartorzędowych. Mała odporność umożliwiała szybkie starzenie się rzeźby.

**Ostrogi denudacyjne.** — Zachowanie się ostróg denudacyjnych, czyli półwyspowych wzniesień, wkraczających w obręb powierzchni akumulacji soliflukcyjnej, było możliwe na progu Pogórza w obsza-



Ryc. 16. Ostrogi denudacyjne koło Nagawczyny

rach o słabej holocenijskiej erozji. Formy ostróg spotykałem w okolicy Gawrzyłowej i Nagawczyny. Stok o nachyleniu 10 do 12° ma tu przebieg zatokowy i graniczy z powierzchnią akumulacji denudacyjnej o nachyleniu 3 do 4° (ryc. 16); powierzchnia ta zbudowana jest z deluwii lessowych. Ostrogi wymagają jeszcze szczegółowych badań.

**Ostańce denudacyjne.** — Koło Wolicy Piaskowej z długiego stoku denudacyjnego o nachyleniu do 2° sterczą wzniesienia o wysokości 2—5 m, o wyglądzie rozległych pagórków. Najwyższy z nich, Malinową Górę, na północo-zachód od Wolicy, o nachyleniu stoków 4—6°, budują żwiry eratyczne z domieszką materiału fliszowego. Podobny charakter wzniesień kopulastych o łagodnych stokach mają „wyspowe” pagórki sterczące z równiny tarasu rędzinnego w Rynnie Podkarpackiej (fot. 11). Są to zapewne przeobrażone fragmenty tarasów z okresu zlodowacenia środkowo-polskiego. Zostały one jak gdyby utopione w osadach holocenijskich. Wysokość ich nie przekracza 5 m, nachylenie stoków 5°. Charakter ostańców denudacyjnych mają również wzgórza na północ od Paszczyny.

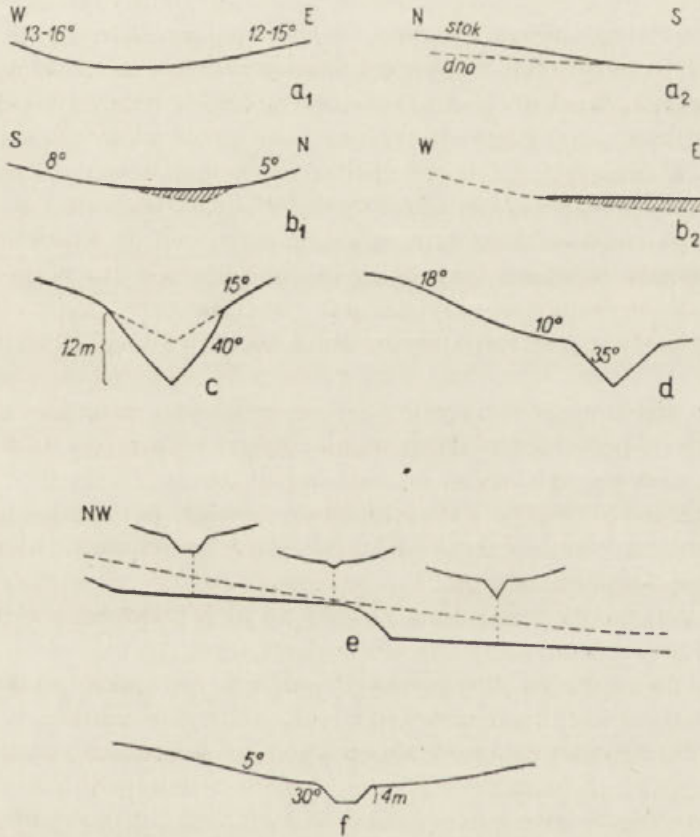
Do form wymodelowanych w obrębie stoków przez procesy denudacyjne można też zaliczyć dwa izolowane nabrzmienia na zboczu doliny, na zachód od Olimpowa, zbudowane z rogowców. Wysokość ich osiąga 8 do 10 m, stoki nachylone są około  $30^\circ$ , podczas gdy zbocza na innych warstwach mają spadek 10 do  $20^\circ$ . Ze strukturą są związane także dwie grzędy zbudowane z rogowców, zaznaczające się zwężeniami dolin na terenie Wiśniowej.

**S pł a s z c z e n i a a k u m u l a c j i s o l i f l u k c y j n o - d e l u w i a l n e j .** — We wschodniej części badanego obszaru występują liczne spłaszczenia przydenne, częstsze w kotlinie niż na Pogórzu, które przeważnie bez żadnego załomu przechodzą w dna dolin wysłane holocenijskimi aluwiami. W Zagorzycach takie spłaszczenie ciągnie się u stóp prawego zbocza doliny. Ma ono nachylenie około  $5^\circ$  i zbudowane jest ze zwietrzeli gliniasto-gruzowej zawierającej liczne nieotoczone odłamki piaskowca. W powierzchnię tę są wcięte młode dolinki o charakterze wciosów, które swymi stożkami okrywają jej niższą część. Nieotoczenie, gruby kaliber okruchów skalnych oraz brak śladów form osuwiskowych na zboczu świadczą, że mógł się on dostać ze zboczy tylko dzięki procesom soliflukcyjnym. Spłaszczenie u stóp zbocza jest zatem formą akumulacji soliflukcyjnej. Spłaszczenia akumulacji zboczowej występują też w dolinie Bystrzycy koło Wiercan i Sielca, gdzie współczesne splukiwanie dostarcza również materiału. Są to spłaszczenia o nachyleniu około  $2^\circ$ , niekiedy podcięte przez erozję boczną strugi. Powyżej nich wznoszą się stoki o nachyleniu nie przekraczającym  $8^\circ$ . Wklęsłość zbocza, niewielkie nachylenie i szeroka powierzchnia akumulacji przydennej świadczą o modelowaniu tego zbocza przez zespół procesów peryglacjalnych. Powstanie spłaszczeń akumulacji zboczowej na progu Pogórza jest bardziej skomplikowane, bo odbywa się tu współczesne nadsypywanie deluwiami. Rozległe „równiny“ akumulacyjne związane z procesami soliflukcyjnymi rozciągają się w Kotlinie Sandomierskiej na prawym zboczu doliny Bystrzycy, koło Wolicy. Są to długie na około 0,5 do 1 km równiny o nachyleniu 1 do  $2^\circ$ , leżące u stóp stoków o nachyleniu 3 do  $4^\circ$ . Czy nie była to kiedyś powierzchnia tarasu wyciętego w wyższym poziomie krakowskim — stwierdzić nie podobna.

**D o l i n y n i e c k o w a t e — p e r y g l a c j a l n e .** — Na poziomach akumulacyjnych lub erozyjnych z okresu zlodowacenia krakowskiego, na poziomie akumulacji lessowej u progu Pogórza i w kotlinach Nockowej i Niedźwiady zaznaczają się wyraźne niecki. Występowanie dolin nieckowatych pokrywa się z obszarami o nachyleniach nie przekraczających z reguły  $10^\circ$  i o małych wysokościach względnych (do 50 m). Długość niecek waha się od paruset metrów do trzech kilometrów. Wśród nich można wydzielić dwa podtypy:

1. Niecki płytkie (do 5—10 m głębokości) o zboczach długich na kilkadziesiąt metrów i nachylenych do  $3^\circ$ , o spadku dna poniżej  $2^\circ$ . Są one cały rok suche.

2. Niecki głębsze (do 30 m), mniej rozległe, o nachyleniu zboczy 2 do  $15^\circ$  i spadku dna zwykle od 1 do  $5^\circ$ . Są one niekiedy okresowo podmokłe (ryc. 17).



Ryc. 17. Przekroje niecek peryglacjalnych.

a — dolina nieckowata na Płaskowyżu Tarnowskim wychodząca na spłaszczenie deluwialne: 1 — profil poprzeczny, 2 — profil podłużny, b — dolina nieckowata zapłygnięta w holocenie: 1 — profil poprzeczny, 2 — profil podłużny, c — wciś pleystoceński pogłębiony w holocenie (w Wiśniowej), d — odmłodzona niecka peryglacjalna, na południe od Dębicy, e — dolina plioceńska zapłygnięta w plejstocenie, odmłodzona w górnym i w dolnym odcinku; nad profilem podłużnym podano profile poprzeczne, f — niecka odmłodzona parowem koło Ropczyc

Doliny te stanowią zazwyczaj górne odcinki dolin, odmłodzonych lub zasypanych materiałem zboczowym (ryc. 17, 26). Oba podtypy występują w obszarach zbudowanych z utworów mało odpornych, jak żwiry i piaski, lessy, pokrywy zwietrzelinowe, leżące na łażach miocenijskich. Osady te

są zwykle przepuszczalne, co przy małych nachyleniach nie pozwala obecnie na działalność erozyjną wody płynącej. Zachodzi tutaj tylko słabe splukiwanie, względnie przemieszczanie gleby na skutek uprawy mechanicznej. Brak wody płynącej linijnie, jak również łagodność zboczy i brak na nich załomów \* wyklucza możliwość ukształtowania takiej doliny przez procesy dzisiaj działające, musiała więc powstać przed holocenem \*\*. Są to doliny współcześnie zamarte. Doliny nieckowate przechodzą poniżej w młode erozyjne wcioty holocenijskie, na przykład na wschód od Iwierzyc, lub w powierzchnię wyższych tarasów, na przykład koło Latoszyna, względnie są zawieszane wskutek bocznej erozji holocenijskiej (Bystrzyca, Łopuchowa), czy podcięcia przez nisze osuwiskowe (Będziemyśl). Zbocza tych dolin przechodzą bez załomów w stoki modelowane przez procesy soliflukcyjne (Zagorzycze, Wolica). Wszystko to świadczy, że formy te są wynikiem procesów zachodzących w klimacie peryglacjalnym. Nigdy w dnach tych dolin nie ukazuje się lita skała (nawet na Pogórzu). Przeciwnie, w przypadkach rozcięcia tych dolin okazuje się, że dno wyścielone jest co najwyżej gliną zbczową względnie przemytym lessem.

Doliny nieckowate zostały utworzone przez denudacyjne zapłygnięcie, a niekiedy i pogłębienie dolin istniejących w interglacjale eemskim. Formy te albo sięgają swymi początkami pliocenu, za czym przemawiają często duże ich rozmiary i stwierdzone w dwóch przypadkach wyścielenie osadami z glaciału krakowskiego, albo są młodsze, plejstocenijskie (w Kotlinie Sandomierskiej).

Obok tych niecek wyróżniam dolinki do nich podobne, z tym, że mają dno pokryte osadami młodszej akumulacji (ryc. 17 b).

Często na obszarze fliszowego Pogórza i na stoku proggu Pogórza, a niekiedy i w kotlinach wewnętrznych, doliny te zostały w holocenie odmłodzone. Powyżej załomów zbczowych na wysokości zwykle 4—10 m ciągną się wklęsłe zbocza starych, obecnie rozciętych niecek (fot. 9). Niecki te są identyczne z poprzednio omawianymi, tylko spadek den jest zazwyczaj większy i często przekracza  $8^{\circ}$ , co świadczy o przewadze procesów denudacyjnych nad erozyjnymi.

\* Wychodzę z założenia, że doliny holocenijskie i interglacjalne były kształtowane przez wodę płynącą stale lub okresowo, w mniejszym stopniu przez denudację, zaś doliny plejstocenijskie (peryglacjalne) powinny mieć piętno procesów soliflukcyjnych. Doliny nieckowate, nie ograniczone załomami, uznałem za doliny plejstocenijskie. Ale załom zbczowy tylko w tym przypadku możemy uważać za pewną granicę między formami plejstocenijskimi a holocenijskimi, gdy przemawia za tym charakter form rozgraniczonych załomem i ich stosunek do form i utworów o ustalonem wieku.

\*\* Kellersohn w swej pracy o formach zamkniętych dolinnych wypowiada się podobnie [20].

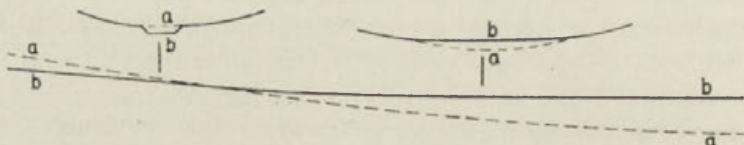
**Wciosy plejstocenijskie.** — W piaskowcach większe dolinki mają często charakter wciosów i są dziś pogłębiane. W szeregu dolin, na przykład na wschód od Zagorzyc, w Wiśniowej i na południe od Granic, młode wciosy holocenijskie są oddzielone wyraźnym załomem od wciosów starszych, których zbocza mają nachylenie 15 do 20°. Te starsze zbocza przechodzą bez załomu w stoki wierzchowin (ryc. 15). W holocenijskim rozcięciu takiej doliny widoczna jest zwietrzelina i utwory soliflukcyjne o miąższości kilku metrów (np. dolina na południo-zachód od Lipnicy), a pod nią lita skała, której przeważnie nie widać w rozcięciach szerokich niecek, grubo wysłanych utworami pokrywowymi.

**Równiny i pokrywy akumulacji rzecznej z okresu zlodowacenia bałtyckiego.** — Szukanie przeze mnie form i osadów tego wieku w dolinie Wisłoki i Wielopolki początkowo nie dało rezultatów. M. Klimaszewski przyjmował [26], że jest nią w całych Karpatach taras rędzinny, nadbudowany w dolnym biegu rzek osadami młodszymi. Stwierdzenie holocenijskiego wieku osadów budujących taras rędzinny i zaliczenie osadów wyższego tarasu w dolinie Wisłoki (średniego) do okresu zlodowacenia środkowo-polskiego, nasunęło dwie możliwości: albo nastąpiło zupełne wyprzątnięcie osadów ze zlodowacenia bałtyckiego i zniszczenie form tego wieku, albo też zasypanie tego tarasu osadami holocenijskimi. Znalezienie w spągu tarasów holocenijskich starszych osadów przemawia za tą drugą możliwością.

W dolinie Wisłoki, w dwóch odkrywkach (Dębica i Latoszyn), stwierdziłem pod świeżymi i sypkimi piaskami i żwirami grube żwiry żelaziste sięgające do wysokości 1,5 do 3 m nad poziom dzisiejszego koryta (przekrój 6). Ostry kontakt świadczy o tym, że są to żwiry starsze. Również w obrębie tarasu łęgowego występują starsze żwiry, które wiążę z glaciałem bałtyckim. Z osadów tych, jak wykazały wiercenia i nieliczne odkrywki (ryc. 30), zbudowane są pewne poziomy, które uważam za kopalne tarasy. Są to osady niemal wyłącznie żwirowe (żwiry fliszowe), ostro kontaktujące z utworami holocenijskimi. Dlatego nie jestem w stanie ocenić wysokości zasypania w czasie ostatniego glaciału. W dorzeczu Wielopolki na obszarze Rynny Podkarpackiej brak śladów tego zasypania. Wiercenia w dolinach u progu Pogorza podają występowanie w spągu (przekrój 11 do 16) piasków i żwirów, które byłbym skłonny w pojedynczych wypadkach wiązać z tym zasypaniem. Nie znalazłszy możliwości rozgraniczenia nawierconych osadów, przyjmuję na podstawie wielkiego rozprzestrzenienia tarasu rędzinnego w dorzeczu Wielopolki i w dorzeczu Mrowli (przy braku tarasu bałtyckiego), że osady leżące w jego spągu pochodzą z okresu zlodowacenia bałtyckiego. W dolinach Pogorza pokrywa bałtycka zachowała się jako taras w wielu fragmentach. Zbudowana jest ona z utworów gliniasto-piaszczystych i żwirowo-

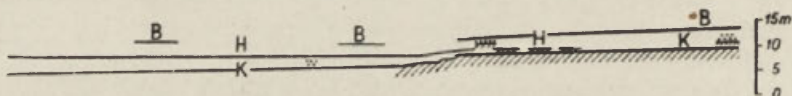


wych (Zagorzycze, Stobierna). Są to w większości wypadków, na przykład w Będzienicy i w Będziemyślu, resztki stożków u wylotów dolin z fliszowego Pogórza albo fragmenty tarasów zachowane w górnych odcinkach, na przykład w górnym biegu Budziszka. Powierzchnia tych tara-



Ryc. 18. Zanurzenie się tarasu bałtyckiego pod holoceni (profil podłużny doliny). a — spadek dna doliny z okresu glacjału bałtyckiego, b — spadek współczesnego dna doliny. Nad profilem podłużnym podano profile poprzeczne w poszczególnych odcinkach

sów przechodzi łagodnie w zbocza modelowane soliflukcyjnie (ryc. 18). Fakt ten, jak i słabe otoczenie materiału, dowodzi, że utwory budujące tę pokrywę były dostarczane przez procesy soliflukcyjne (fot. 10). Wyso-



Ryc. 19. Taras bałtycki w dolinie Budziszka w Zagorzycach Górnych (profil podłużny).

K — profil rzeki, H — taras holoceni, B — taras „bałtycki“

kość względna tarasów wzrasta wyraźnie w górę dolin, a ku Rynnie obniża się (ryc. 18, 19). I tu pokrywa bałtycka zanurza się pod pokrywę holocenijskiego tarasu rędzinnego.

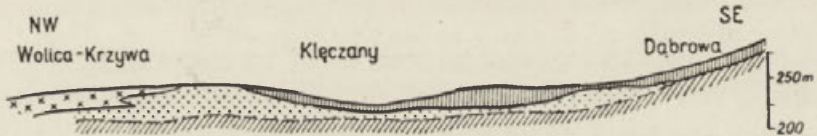
Uważam, że omówione pokrywy i równiny akumulacyjne powstały w okresie zlodowacenia bałtyckiego. Pokrywa bałtycka jest włożona w taras z okresu zlodowacenia środkowo-polskiego; na tej podstawie uważam, że jest od niego młodsza. W kotlinie i w dolnych odcinkach dolin pokrywa bałtycka jest często rozcięta i tworzy kopalne dziś tarasy. Została ona przykryta osadami holocenijskimi, jest więc od nich starsza. Na Pogórzu pokrywa bałtycka zachowała się w postaci tarasu, w który został włożony taras holocenijski.

Duże nachylenie tarasu bałtyckiego potwierdzałyby istnienie czwartorzędowych ruchów tektonicznych w obrębie Karpat, a wginających na ich przedpolu.

Powierzchnia akumulacji lessowej. — U podnóża progu na poziomach krakowskich leży pokrywa lessu o zmiennej miąższości; tworzy ona nierówną powierzchnię (spłaszczenia lessowe — ryc. 34, mapa I i IV). Powierzchnia ta raz ma postać falistej, urozmaiconej

nieckami powierzchni (na południe od Sędziszowa), kiedy indziej krótkich, spłaszczonych listw (np. koło Sepnicy), czy garbów otulonych tylko lesssem (np. na zachód od Ropczyc, koło Gawrzyłowej). Garby te są ponaciane licznymi parowami. Powierzchnia akumulacji lessowej ma dużą rozpiętość hipsometryczną od około 230 do 280 m n. p. m. Na kulminacjach garbów miąższość lessu wynosi zaledwie 2—5 m, na płaskich powierzchniach i łagodnych stokach do 20 i więcej metrów (np. koło Ropczyc są wąwozy i parowy lessowe o głębokości do 15 m). Płaskie poziomy lessowe występują również w kotlinach wewnętrznych, na przykład na południow-schód od Niedźwiady i na całym poziomie wysokości 260—290 m w Kotlinie Nockowej (cienka pokrywa). Są one także w większych dolinach na południo-zachód od Checheł.

Powierzchnia akumulacji lessowej maskuje starszą rzeźbę, ale jak widać z wierceń (ryc. 20 i przekrój 22, 23, 29), do pewnego stopnia ją na-



Ryc. 20. Rynna Podkarpacka zasypana lesssem koło Sędziszowa.

Objaśnienie znaków: kreski pionowe — less (złodowacenie bałtyckie), krzyżyki — glina morenowa, kropki — piaski (utwór fluwioglacjalny), kreski ukośne — ily mioceńskie

śladuje. Z obserwacji moich w dolinie Dulczy koło Pilzna wynika, że interglacjalne dolinki, wycięte w piaskach, zostały zasypane lesssem. Wyraźne spłaszczenia lessowe koło Sędziszowa i Będziemyśla na wysokości 230—250 m n. p. m. kryją pod spodem utwory fluwioglacjalne (przekrój 26, 29). Utwory lessowe o miąższości do 24 m (Księżomost koło Sielca) wypełniają tu rynnę fluwioglacjalną z okresu złodowacenia krakowskiego.

Powierzchnia akumulacji lessowej powstała w warunkach klimatu peryglacjalnego [17, 26, 36]. Ponieważ less spotykamy na pokrywach z okresu złodowacenia krakowskiego (Sędziszów, Ropczyce) i środkowopolskiego (Latoszyn, Pilzno), był on więc nawiewany w okresie złodowacenia bałtyckiego\*. Pokrywa lessowa nie schodzi zwykle niżej 220 m; były tu widocznie warunki niesprzyjające jego osadzeniu lub zachowaniu.

\* Hipoteza A. Malickiego [36] o równoczesności osadzania lessu z postojem lądolodu u progu Pogorza jest trudna do przyjęcia. Nie można wyobrazić sobie, aby wąska rynna wód fluwioglacjalnych i roztopowych mogła dostarczyć materiałów do utworzenia pokryw lessu o kilkunastometrowej miąższości, złożonego zresztą w samej rynnice.

Rola rzeźbotwórcza procesów peryglacjalnych. — Rekonstrukcja rzeźby peryglacjalnej z okresu ostatniego zlodowacenia nie napotyka na tak wielkie trudności, gdyż, jak widać z powyższego omówienia, zachowało się do dziś na obszarze tak Kotliny Sandomierskiej, jak i Pogórza, wiele form denudacyjnych często w postaci niemal niezmienionej.

Procesy peryglacjalne zniszczyły lub przeobraziły wszystkie formy erozyjne utworzone w okresie interglacjału eemskiego. Formy wierzchowinowe Pogórza Karpackiego zostały złagodzone, kulminacje uległy nieznacznemu obniżeniu. Doliny małe zostały wypełnione materiałem zwierzelinowym o grubości kilku metrów i niemal wszystkie przybrały profil niecek o dużym spadku dna, nieraz ponad  $10^\circ$ . Wypukłe zbocza nie tylko małych, ale i dużych dolin, w dolnym odcinku były przekształcane we wklęsłe: złożone z odcinka wyższego — denudowanego i niższego — akumulacyjnego.

Próg Pogórza, jeszcze nieodpreparowany spod utworów akumulacji glacialnej i fluwioglacialnej, został jeszcze bardziej złagodzony przez akumulację lessową. Less utworzył tu rozległe spłaszczenia, które maskują stare poziomy erozyjne (plioceńskie i plejstocieńskie). Less zasypał też Rynnę Podkarpacką na odcinku Sędziszów — Klęczany.

W Kotlinie Sandomierskiej powstały ostańce denudacyjne i długie stoki denudacyjne, przechodzące niżej w równiny akumulacji soliflukcyjnej. Gęstość rozdolinienia stoków dolinkami peryglacjalnymi jest tu niewiele mniejsza od rozczłonkowania Pogórza dolinami przedholoceńskimi. Krawędzie tarasu środkowo-polskiego zostały złagodzone do nachylenia kilku stopni, na samym zaś tarasie uformowane zostały wydmy. W Rynnie Podkarpackiej i na Pogórzu dna większych dolin zostały wyścielone utworami akumulacji rzecznej.

P ó ź n y g l a c j a ł. — Późny glacjał obejmuje: starszy Dryas, ostatni interstadiał Alleröd i ostatni stadiał młodszy Dryas. W starszym Dryasie biegła przez południową Polskę polarna granica lasu [60]. W Allerödzie klimat był cieplejszy i nastąpiło wkroczenie lasów na teren Karpat (średnia temperatura lipca o  $2\text{--}3^\circ$  niższa niż dzisiejsza). S z a f e r [60] przyjmuje, że pierwsze drzewa na północnych stokach Karpat w dolinach i kotlinach pojawiły się około 15 000 lat p. n. e., a 12 000 lat p. n. e. rósł zwarty las. Górna granica lasu przebiegała na wysokości około 400 m n. p. m., czyli cały badany obszar pokryty był lasem. W młodszy Dryasie nastąpiło jedynie przerzedzenie lasu, ale nie zanik. Było to ostatnie chłodne wahanie klimatu. Średnia temperatura lipca obniżyła się około  $4\text{--}5^\circ$  w stosunku do Allerödu (F i r b a s, K ł u t e).

W Dębicy w spągu tarasu rędzinnego (przekrój 5) znalazłem liczne szczątki roślinne, które dzięki uprzejmości docenta A. Środonia zostały opracowane w Zakładzie Botaniki Polskiej Akademii Nauk w Krakowie. Roślinność występuje tu w dwóch poziomach: niższym, żwirowo-piaszczystym (leżącym wprost na łożach mioceńskich) i wyższym, ilastym.

Poziom niższy znajduje się na głębokości 10—14 m od powierzchni tarasu rędzinnego. Budują go żwiry i piaski z tkwiącymi w nich pniami drzew o średnicy do 1 m. Z tego poziomu pobrałem w dwóch miejscach materiał roślinny (5<sup>A</sup> i 5<sup>B</sup>), który został opracowany przez mgr Marię Reymana.

1. Profil 5<sup>A</sup>, głębokość 10—11 m od powierzchni tarasu rędzinnego. Materiał roślinny składa się z kawałków drewna dochodzących do 5 cm długości, w większości nieotoczonych (fragmenty pni) i dobrze zachowanych oraz ze spłaszczonych nieco kawałków gałęzi i cienkich gałązek. Kilka z nich z zachowanymi krótkopędami rozpoznano jako gałązki modrzewia. Występuje też dość dużo odłamków białej kory brzoźowej.

Wyniki makroskopowej i mikroskopowej analizy drewnien przedstawiają się następująco:

<i>Pinus silvestris</i> mikroskop.	<i>Pinus silvestris</i> makroskop.	<i>Larix (Picea)</i> mikroskop.	<i>Betula</i> mikroskop.	R a z e m
18	9	2	1	30

Szczątki makroskopowe: *Larix* — 3 gałązki z krótkopędami, *Betula „alba“* — kora.

2. Profil 5<sup>B</sup>, głębokość 10,5 m. Materiał składa się z kilkucentymetrowych, ostrokrawędziastych kawałków drewna, dobrze zachowanych gałęzi lub spróchniałych odłamków gałęzi lub pni. Prócz tego znaleziono kilka węgielków, z tego jeden silnie otoczony (sosna), oraz 2 szyszki sosnowe i dość dużo kory sosnowej.

Wyniki mikroskopowej analizy tego profilu przedstawia poniższa tabelka:

<i>Pinus silvestris</i>	<i>Larix (Picea)</i>	<i>Betula</i>	<i>Lonicera</i>	Nieoznaczone	Razem oznaczone
14	5	4	1	2	24

Szczątki makroskopowe: *Pinus silvestris* — 2 szyszki, kora.

Nad łłokiem żwirowo-piaszczystym stwierdziłem poziom ilasty z wkładkami torfów aluwialnych o zmiennej miąższości 0,1—0,5 m. Poniżej podaję wyniki analizy pyłkowej wykonanej przez mgr W. Koperową (profil 5<sup>A</sup>) i mgr K. Mamońską (profil 5<sup>B</sup> i 5<sup>C</sup>).

Dębica — profil 5A, głębokość 8,5—9 m od powierzchni tarasu rędzinnego:

Drzewa	%	Rośliny zielne	%
<i>Pinus</i>	61,0	<i>Filicinae</i>	4,5
<i>Salix</i>	26,0	<i>Cyperaceae</i>	7,5
<i>Betula</i>	11,0	<i>Artemisia</i>	2,0
<i>Ulmus</i>	1,5	<i>Gramineae</i>	3,5
<i>Corylus</i>	0,5	<i>Umbelliferae</i>	0,5
		<i>Varia</i>	1,0
		Razem	19,0*

Frekwencja AP + NAP = 49 cm<sup>2</sup>

Nadto oznaczono 4 drewnienka rodzaju *Salix* sp.

Dębica — profil 5B, głębokość 8,5—9 m:

Drzewa	%	Rośliny zielne	%
<i>Pinus</i>	68,5	<i>Cyperaceae</i>	22,0
<i>Betula</i>	27,0	<i>Gramineae</i>	3,0
<i>Salix</i>	2,5	<i>Filicinae</i>	10,0
<i>Corylus</i>	1,0	<i>Cruciferae</i>	0,5
<i>Alnus</i>	0,5	<i>Artemisia</i>	3,0
<i>Picea</i>	0,5	<i>Ranunculaceae</i>	1,5
		<i>Umbelliferae</i>	0,5
		<i>Varia</i>	0,5
		Razem	41,0*

Frekwencja AP + NAP = 156,66 cm<sup>2</sup>

Dębica — profil 5C, głębokość 8,5—9 m:

Drzewa	%	Rośliny zielne	%
<i>Pinus</i>	80,0	<i>Cyperaceae</i>	16,0
<i>Betula</i>	17,5	<i>Gramineae</i>	2,0
<i>Salix</i>	1,5	<i>Filicinae</i>	73,5
<i>Corylus</i>	0,5	<i>Umbelliferae</i>	5,5
<i>Picea</i>	0,5	<i>Artemisia</i>	3,0
		<i>Ranunculaceae</i>	2,0
		<i>Thalictrum</i>	0,5
		<i>Potamogeton</i>	0,5
		<i>Sphagnum</i>	0,5
		<i>Varia</i>	1,5
		Razem	105,0*

Frekwencja AP + NAP = 51,25 cm<sup>2</sup>

\* W stosunku do pyłków drzew przyjętych za 100%.

Szczałki roślinne charakterystyczne dla okresu przejściowego od plejstocenu do holocenu wskazują, że osady, w których je znalazłem, są tego samego wieku. Zdaniem doc. A. Środonia odpowiadają one poziomom od IX do XI skali Nilssona.

Występowanie w spągowym tłoku żwirowym pni drzewnych sosny, modrzewia i brzozy, wskazuje na fazę wzmożonej akumulacji. Przypuszczam, że tłok żwirowy został złożony w okresie cieplejszym i wilgotniejszym, jakim był Alleröd. Był to okres wzmożonej działalności rzek karpackich (analogia do okresu subatlantyckiego w holocenie).

Iły z torfem należy wiązać z fazą osłabienia akumulacji (młodszy Dryas?). Analiza pyłkowa wskazuje, że w otoczeniu rósł rzadki las sosnowo-brzozowy z wierzbą i trawiastą roślinnością światłolubną.

O procesach, jakie panowały w późnym glacjale, można wnosić na podstawie charakteru utworów budujących taras rędzinny. W ostatnim interstadiale wody płynące zaczęły złościć doliny erozyjne; na zboczach utworzył się erozyjny załom. W młodszy Dryasie roślinność umożliwiła przetrwanie form, choć mogły się zmienić nieco procesy i ich natężenie.

Przytoczone fakty świadczą, że w późnym glacjale nastąpiła zmiana w charakterze i przebiegu procesów morfogenetycznych. Uważam, że granicę między peryglacjalnym a umiarkowanym cyklem denudacyjnym należy postawić na obszarze Pogórza i Kotliny Sandomierskiej między starszym Dryasem, a Allerödem. Wtedy to zaczęły wygasać procesy peryglacjalne, w Karpatach wzmożyła się erozja, a na przedpolu akumulacja. Toteż formy uważane ze względu na ich genezę za wyłącznie holocenijskie, sięgają często swym początkiem aż do Allerödu.

## ROZWÓJ RZEŻBY W HOLOCENIE

### Środowisko geograficzne

Na wstępie charakteryzuję środowisko geograficzne poszczególnych okresów holocenu, opierając się na danych zaczerpniętych z prac Szafera [57, 60], Firbasa [7], Środonia [63], Okołowicza [43] i in., aby na jego tle omawiać powstawanie i rozwój form holocenijskich. Holocen można podzielić na kilka okresów:

1. Okres preborealny (czas trwania według Sauramo i Firbasa od 8000 do 6500 lat p. n. e.), miał klimat chłodny i dość suchy. Pogórze pokrywał las o charakterze tajgi. Następować mogło wolne pogłębianie utworzonych poprzednio form erozyjnych [43].

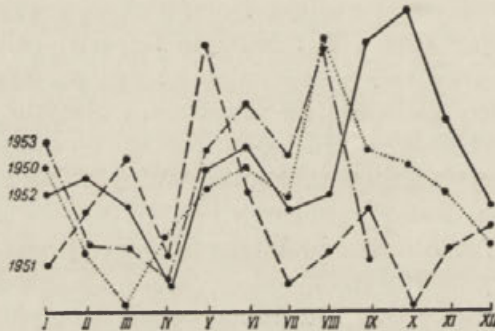
2. Okres borealny (6500—5000 lat p. n. e.) był suchy i ciepły (optimum termiczne) o cechach klimatu kontynentalnego. Średnia temperatura lata była wyższa o 2—3° od dzisiejszej; zimy mroźne, o czym świadczyć ma

późny rozwój buka i jodły [7]. Okres ten zaznaczył się zmniejszeniem ilości wód stale płynących.

3. Okres atlantycki był ciepły i wilgotny (5000—2500 lat p. n. e.). Wzrosła ilość wód, erozja wgłębna i wsteczna osiągnęła zapewne większe natężenie.

4. Okres subborealny (2500—800 lat p. n. e.) cechuje powolne ochłodzenie połączone ze znacznym zmniejszeniem ilości opadów\*.

5. Okres subatlantycki trwający do dziś znamionuje dalsze ochładzanie i nagłe zwiększenie na jego początku ilości i natężenia opadów (postglacjalne optimum opadowe — *Grenzhorizont Webera*). Na początku tego okresu (około 800—600 lat p. n. e.), jak stwierdził A. Śródóń [63], nastąpiły w Karpatach gwałtowne deszcze i powodzie. Po okresie powodzi klimat stał się nieco chłodniejszy i suchszy; fazy wilgotniejsze wystąpiły około 400 i 1200 roku n. e.



Ryc. 21. Średnie opady miesięczne w latach 1950—1953 (dla stacji Sędziszów).  
Ciekawy różnorodny rozkład opadów w poszczególnych latach

W okresie subatlantyckim pojawił się na badanym terenie po raz pierwszy w sposób zorganizowany nowy „czynnik morfogenetyczny“ — człowiek. Jego dziełem stało się wycięcie lasów, które — można przyjąć — nastąpiło nie wcześniej, niż 1000 lat temu. Wycinanie lasów zmieniło charakter i natężenie procesów. Las utrzymywał zbocza w równowadze utrudniając przyspieszoną denudację. W Kotlinie Sandomierskiej o niewielkich spadkach wycięcie lasów nie było tak groźne — w przeciwieństwie do Pogórza pokrytego mało odpornym lessem.

Klimat okresu dzisiejszego. — Obszar badany znajduje się obecnie w zasięgu dwóch dzielnic klimatycznych (według Gumińskiego [16]): sandomiersko-rzeszowskiej (Kotlina Sandomierska) i podkarpackiej (Pogórze Karpackie). Dzielnice te należą do dużej jednostki

\* Klute przyjmuje [30] dwa okresy suche: I — około 2200—1800 lat p. n. e., II — około roku 1000 p. n. e.

klimatycznej — klimatu umiarkowanego przejściowego (polskiego). Przejściowość ta objawia się we wzroście ku wschodowi częstotliwości mrozów i przymrozków (maleje zaś ilość odwilży), w nieustannych zmianach stanów pogody i w z roku na rok zmieniającej się wysokości opadów i zmieniającym się ich przebiegu (tabela II i III, ryc. 21).

Tabela II

Średnie temperatury miesięczne, opady i parowanie dla stacji Tarnów

Elementy	Rok	Miesiąc											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Temperatura w °C (średnia wieloletnia 1888—1930)	8,8	-1,9	-0,8	3,5	8,4	14,5	17,5	19,1	18,1	14,4	9,4	3,7	-0,1
Opad w mm (średnia wieloletnia 1888—1930)	739	35	34	40	57	73	98	119	88	59	57	42	37
Średnie parowanie w mm (wg A w ł a s i e w i c z a)	498	14	16	27	45	76	76	77	70	47	28	14	8

Temperatury o znacznych wahaniami dobowych i miesięcznych warunkują parowanie, odmarzanie gruntu oraz topnienie śniegu. Szczególnie zmienna termika półroczna zimowego (fale mrozów i odwilży) wpływa na zmienność i natężenie procesów morfogenetycznych. Tak na przykład po okresach mrozów na nagich zboczach występują procesy spływania gleb, często po przemarzniętym podłożu, zbliżone do peryglacialnej soliflukcji. Co najmniej połowę opadów stanowią opady wiosenne i letnie o charakterze gwałtownym, i tak na przykład dnia 1. VI. 1953 r. spadło w Dębicy 81,7 mm opadu, w Ropczycach 50,8, w Sędziszowie 29,5 mm. Świadczy to o lokalnym charakterze opadów burzowych. W miesiącach jesiennych i zimowych opad jest zwykle regularniej rozmieszczony, aczkolwiek niższy (porównaj: tabela III). Deszcze o dużym natężeniu, spadające szczególnie na stwardniałą od suszy powierzchnię, szybko spływają powierzchniowo. Jeśli opad taki został poprzedzony okresem wilgotnym, istnieje możliwość powodzi. W zimie najczęstszą formą opadów jest śnieg. Pokrywa śnieżna utrzymuje się przez różny okres czasu (np. w zimie 1950/51 r. — 47 dni, w zimie 1951/52 r. — 87 dni — według danych ze stacji Dębica) i wskutek odwilży występuje wielokrotnie. W zimie 1951/52 r. aż 15 razy pojawiała się i znikła pokrywa



śnieżna. W przypadku mroźnej zimy pokrywa śnieżna znika dopiero w czasie wiosennych roztopów, następuje wówczas powiększanie zapasów wód podziemnych i spływ powierzchniowy.

Tabela III

Opady w latach 1950 do 1952 według materiałów PIHM-u \* (w mm)

Stacja	Rok	Suma roczna opadów	Maksymalny opad miesięczny	Minimalny opad miesięczny	Liczba dni		Liczba dni ze śniegiem	Maksymalny opad dobowy
					z deszczem	z opadem ponad 10 mm		
Żyraków (Kotlina Sandomierska)	1950	574	80 (VIII)	2,0 (III)	118	10	23	35,6
	1951	506	91 (IV)	2,0 (X)	.	9	.	51,5
	1952	653	78 (XI)	8,0 (IV)	188	10	65	19,9
Dębica (strefa progów Pogórza)	1950	536	87 (VIII)	2,4 (III)	125	11	23	28,7
	1951	484	108 (V)	1,6 (X)	99	11	26	42
	1952	795	125 (X)	20,0 (IV)	117	21	68	32
Ropczyce (strefa progów Pogórza)	1950	576	98 (VIII)	0,4 (III)	103	11	29	34
	1951	460	101 (V)	0,1 (X)	81	8	30	44,5
	1952	.	116 (X)	15,5 (IV)	.	28	.	28,8
Sędziszów (strefa progów Pogórza)	1950	637	117 (VIII)	3,0 (III)	111	16	23	38,3
	1951	481	118 (V)	1,4 (X)	103	12	24	48,9
	1952	790	132 (X)	12,3 (IV)	119	23	61	30,4
Strzyżów (Pogórze)	1950	696	121 (VIII)	9,2 (III)	.	.	.	.
	1951	508	104 (V)	0,0 (X)	.	.	.	.
	1952	839	127 (X)	23,7 (IV)	.	.	.	.

\* Dane ze stacji meteorologicznych, jak również pomiary wahań stanów wody, uzyskane dzięki uprzejmości Kierownictwa Krakowskiego Oddziału Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego.

Na badanym obszarze przeważają wiatry zachodnie (deszczonośne) i południowe. Z wiatrami związane jest otrzymywanie różnej ilości opadów przez zbocza o różnej ekspozycji.

Reasumując należy stwierdzić, że cechą klimatu badanego terenu jest zmienność warunków pogody. Ponieważ obok lat wilgotnych występują lata suche (np. rok 1951), dlatego istnieje różne natężenie procesów morfogenetycznych w poszczególnych latach. Pory roku i występujące



Ryc. 9. Odmłodzenie holoceńskie plejstocenijskiej doliny nieckowatej.

Widoczny załom między odcinkami zbocza modelowanymi w różnym czasie przez różne procesy



Fot. 10. Budowa zbocza doliny widocznej na fot. 9.

W zboczu plejstocenijskiej niecki odsłania się cokol skalny wysokości 2 m (dno doliny z interglacjału eemskiego), na którym leży seria żwirów, przechodzących ku górze w pokrywę soliflukcyjną



Fot. 11. Ostatniec denudacyjny koło Brzeźówki.  
Z wyrównanej powierzchni wznosi się krótki garb o wysokości do 6 m



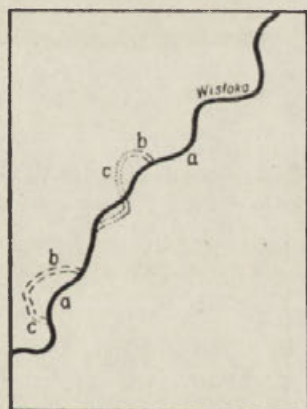
Fot. 12. Podcinanie brzegów koryta Wiśłoki — skutek braku zadrzewienia.  
(Latoszyn)

w nich drugorzędne zmiany pogody przyczyniają się do powiększenia kontrastowości klimatu. Następowanie po sobie okresów susz i gwałtownych opadów, przymrozków i odwilży wyciska piętno na współczesnej rzeźbie. Formy dziś rozwijające się są z tego powodu rezultatem działania zespołu procesów często kontrastowych.

Największe natężenie procesów denudacyjnych (splukiwanie i spływanie gleb) istnieje w okresie zimy i wiosny; najsilniejsza erozja linijska, a także akumulacja rzeczna i ruchy masowe typu osuwisk, występują w lecie i w czasie roztopów.

**Stosunki hydrograficzne.** — Na podstawie znajomości budowy geologicznej i stosunków klimatycznych można sądzić, że na badanym terenie powinny być duże wahania wodostanów, a flisz o małych zbiornikach wód gruntowych stwarza możliwość istnienia wód okresowych (cieki okresowe).

1. **Źródła.** W rozmieszczeniu źródeł zaznacza się wyraźny kontrast między Kotliną a Pogórzem. Przeciętna gęstość źródeł na Pogórzcu wynosi 2—10 na km<sup>2</sup>, w kotlinach wewnętrznych i w Kotlinie Sandomierskiej znacznie poniżej 0,5 źródła na 1 km<sup>2</sup>. Gęstość źródeł wiąże się z gęstością rozcięcia. Na Pogórzcu występują źródła zwykle w dnach lub leju źródłowym małych dolin, przyczyniając się do erozji wstecznej. Źródła na zboczach o charakterze wysięków powodują nasiąkanie warstwy wierzchniej i umożliwiają ruchy masowe (złaziska, zerwy). Mała wydajność źródeł i okresowe wysychanie świadczą o niezasobności zbiorników wodnych. Po okresach długotrwałych deszczów (np. lipiec 1953) i po roztopach ilość wysięków i źródeł nieproporcjonalnie wzrasta. W kotlinach źródeł brak, gdyż zbiornikami są aluwia wyścielające doliny rzek.



Ryc. 22. Zmiany koryta Wisłoki w latach 1878—1951 spowodowane m. in. regulacją.

a — koryto współczesne, b — koryto z roku 1878 zaznaczające się na powierzchni tarasu jako starorzecze, c — koryto z roku 1878 zupełnie zarównane

2. **Spływ.** Spływ powierzchniowy występuje w czasie każdego większego opadu lub w okresie roztopów. Spływ powierzchniowy przechodzi często, już na stoku, w spływ zorganizowany — linijski. Formami spływu bardziej zorganizowanego są ciekłe stałe i okresowe, które razem tworzą sieć rzeczna. Przeważająca część badanego terenu (około 375 km<sup>2</sup>) należy do dorzecza Wisłoki, reszta do dorzecza Wisłoka (około 25 km<sup>2</sup>).

Wisłoka na badanym odcinku ma spadek tylko 0,7‰. Dziś częściowo obwałowana, nawet w niedawnych czasach zmieniała swój bieg. Aby się

o tym przekonać wystarczy porównać mapy z 1879 i 1936 r. i in. (ryc. 22). Zmiany te związane są z wysokimi wodostanami (tabela IV).

Tabela IV

Wahania stanów wody notowane na stacjach Łabuzie i Brzeźnica

Stacja wodowskazowa	Stany wody w poszczególnych latach (w cm)						
	Stan	1934	1948	1949	1950	1951	1952
Łabuzie (Wisłoka)	średni	170	144	143	129	128	141
	maksimum	870	650	480	353	557	592
	minimum	101	84	76	90	94	87
Brzeźnica (Wisłoka)	średni	225	187	187	168	168	191
	maksimum	832	641	515	372	561	614
	minimum	154	125	.	128	124	125
Brzeźnica (Wielopolka)	średni	135	105	92	79	69	.
	maksimum	655	464	430	459	398	590
	minimum	86	54	50	44	42	40

Powodzie wiosenne lub letnie zalewają obszary wzniesione około 2—3 m ponad średni stan wody. Są to tereny stosunkowo niewielkie. Powodzie katastrofalne (np. z 1934 r.) zalewają cały taras o wysokości około 4 m. Dnia 17 lipca 1934 r. Wisłoka płynęła korytem powodziowym szerokości około 2 km. W okresach suszy szerokość rzeki waha się od 40—100 m, a woda jest „po kolana“. Po każdym przyborze wód obserwujemy świeże podcięcia brzegów, zmiany nurtu, przesuwanie się szerokich ławic piaszczystych i węższych kamieńców. Tarasy zalewowe są nadbudowywane piaskami lub namułami. Dawniej Wisłoka zalewała wyżej położone obszary. Fakt ten, jak i obniżanie się absolutnego minimum wodostanu, świadczy o erozyjnym pogłębianiu koryta Wisłoki i jej dopływów związanym z regulacją.

Największym z dopływów Wisłoki na badanym obszarze jest Wielopolka. Koryta Wielopolki i jej dopływów zbiegające się w Rynnie Podkarpackiej są wąskie i dlatego w czasie przyborów woda z nich występuje i zalewa szerokie dna dolin na obszarze Pogórza, jak również dno Rynny Podkarpackiej. Z powodziami związane są liczne zmiany koryta, na przykład Wielopolki koło Ostrowa.

Strugi stałe i okresowe (ryc. 23). Na Pogórzu fliszowym stosunkowo największa jest ilość cieków stałe lub okresowo płynących (1—3 km długości na 1 km<sup>2</sup>), nie brak też epizodycznych. Strugi okresowe, wysychające w czasie suchego lata, związane są z mało zasobnymi zbiornikami wód gruntowych oraz z obszarami bezleśnymi. Strugi pogórskie, to poza Wielopolką, leniwie płynące cieką prowadzące małe ilości wody, jedynie w górnych odcinkach zdolne do wykonywania nie-

wielkiej pracy erozyjnej. Strugi te, jak również niemal wszystkie doliny suche, ożywają w okresie roztopów i letnich ulewnych deszczów. Wówczas dzięki dość dużym nachyleniom zboczy (15—35%) następuje szybki spływ powierzchniowy i woda płynie całą szerokością dna. Te wody okresowe wykonują największą pracę erozyjną. Podam dla przykładu, że po ulewie w dniu 1 czerwca 1953 r., potok Gnojnica w górnym biegu niósł całe drzewa, zerwał mostek, poderwał w kilku miejscach drogę i uruchomił osuwiska. W kotlinach Nockowej i Niedźwiady cieki zbiegają się koncentrycznie. Nie mają tu początku prawie żadne strugi stałe, są tylko strugi przepływające przez kotliny. W okresach posuchy tracą one wodę, zaś w okresach powodzi bywają zalewane najniższe części kotlin.

Szeroko pojęta strefa progów Pogórza jest regionem ginięcia wód we wszystkich potokach z powodu przepuszczalności podłoża. Zupełnie giną wody potoków mniejszych, większe mimo strat przedzierają się ku Wielopolce i Wisłoce (w 1951 r. nawet Zawadka wyschła). Ginięcie wód jest szczególnie powszechne na odcinku progów między Dębicą a Brzeźówką, toteż z zespołu czynników rzeźbotwórczych odpada tu woda stale płynąca. Po roztopach te suche „rowy“ czasem wypełniają się wodą. Przybór wody zaznacza się przeważnie tylko nagłym podniesieniem poziomu wód gruntowych.

W Rynnie Podkarpackiej obok potoków przez nią przepływających istnieją liczne rowy odwadniające. Gęstość strug stale płynących jest niewielka, często poniżej 0,2 km na 1 km<sup>2</sup>. Kotlinę Sandomierską w części badanej charakteryzuje ubóstwo wód płynących; wpływają na to małe spadki i zwykle przepuszczalne podłoże.

3. Wody stojące. Na badanym obszarze występują stawy naturalne i sztuczne oraz obszary podmokłe. Stawy naturalne o powierzchni do 1 ha spotykałem na obszarach osuwiskowych (Wiśniowa, Stasiówka). Obszary podmokłe są związane z podłożem nieprzepuszczalnym, wysokim poziomem wód gruntowych, licznymi źródłami lub brakiem odpływu. Należą tu zbocza osuwiskowe (Zagorzyce, Wiśniowa), zapłynięte dna dolin (Okonin, Nockowa), i rozległe obszary — często przykrawędziowe — obecnego dna Rynny Podkarpackiej i doliny Wisłoki (Pustynia, Brzeźówka, Borek, Witkowice, Kłęczany).

Pokrycie terenu. — Omawiając współczesne pokrycie terenu, będę mówił raczej o jego użytkowaniu, ponieważ teren badany nosi dziś wyraźne piętno gospodarki człowieka.

Lasy na badanym obszarze zajmują łącznie około 11%, z tego na Pogórze około 15—20% powierzchni. Rozmieszczenie lasów jest nierównomierne, brak ich zupełnie w kotlinach Niedźwiady i Nockowej. Poza kilkoma większymi kompleksami leśnymi (ryc. 24), reszta to nie-

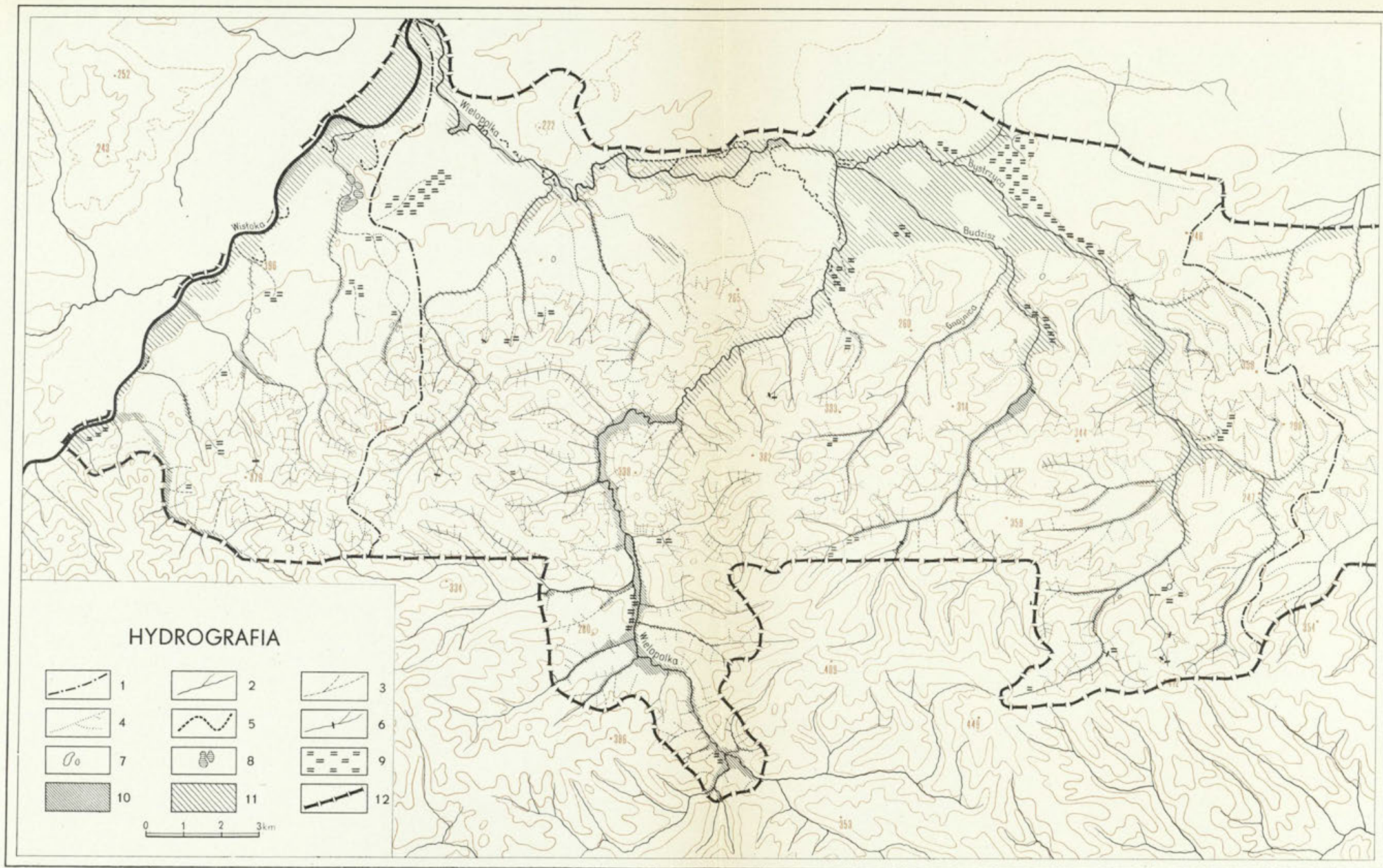
wielkie lasy zgrupowane na stromych zboczach dolin i w lejach źródłowych. Lasy te zachowały się w tych miejscach zwykle dlatego, że strome zbocza, często osuwiskowe i o ekspozycji północnej, nie nadawały się pod uprawę. Niestety także wiele stromych zboczy jest wylesionych (w Gnojnicy, Wiśniowej).

Lasy Pogórza są lasami mieszanymi i są zbliżone do zespołu naturalnego. Przeważa buk, świerk, częsta jest brzoza i dąb. Rzadziej występuje sosna i modrzew. Lasy te mają zwykle gęste, dobrze wykształcone podszycie leśne. Na ogół dobrze rozmieszczone, łagodzą w znacznym stopniu gwałtowność procesów niszczących dzięki regulacji odpływu wód. Strugi w lasach prowadzą zwykle przez cały rok wodę, co zapewnia stały rozwój form erozyjnych. Po gwałtownych ulewach i nagłej odwilży następuje tu opóźnienie maksymalnego odpływu dzięki dużej retencyjności zarówno samej roślinności i ściółki, jak też gruzelkowatej i przepuszczalnej gleby. Równocześnie las hamuje procesy niszczące chroniąc podłoże siecią korzeni i roślinnością zielną (np. mchy) przed nadmiernym splukiwaniem, rozwojem podcięć i osuwiskami\*. Tym samym las formy raczej konserwuje. Las z gęstym podszyciem na obszarze den dolinnych, na przykład Potoku Będzienickiego, Gawrzyłowskiego, ułatwia akumulację. W Kotlinie Sandomierskiej monokulturę stanowi sosna (na piaskach) zaś nad Wisłoką, a również w dolinie Ostrej i Zawadki, ciągną się lasy łęgowe i zarośla wikliny. Chronią one krawędzie tarasów przed erozją boczną, a w czasie powodzi są terenem akumulacji.

Łąki i pastwiska zajmują bliżej nieokreśloną powierzchnię. Obejmują one tereny nie nadające się pod uprawę, tereny podmokłe lub zalewane. Łąki i pastwiska występują na obszarach den dolinnych, gdzie ułatwiają akumulację; obfituje w nie cała Rynna Podkarpacka. Część z nich to łąki silnie podmokłe, torfowiskowe, na przykład koło Wolicy. Poza tym łąki i pastwiska zajmują podmokłe, nieurodzajne stoki Pogórza. Związane są tam z nieprzepuszczalnym podłożem i sprzyjają płytkim ruchom masywnym.

Grunty orne — najbardziej podatne na procesy erozyjno-denudacyjne — zajmują największy procent powierzchni. Występują zarówno na wierzchowinach i w dnach dolin, jak i na stromych nieraz stokach (20—25° nachylenia). Uprawa w większości wypadków jest właściwa, wmywanie gleby utrudniane przez budowę skarp zboczowych i równoległą do poziomicy orkę. Czasem jednak układ gruntów ułatwia natężenie procesów denudacji i erozji liniowej (wąskie, a długie „stajonka“

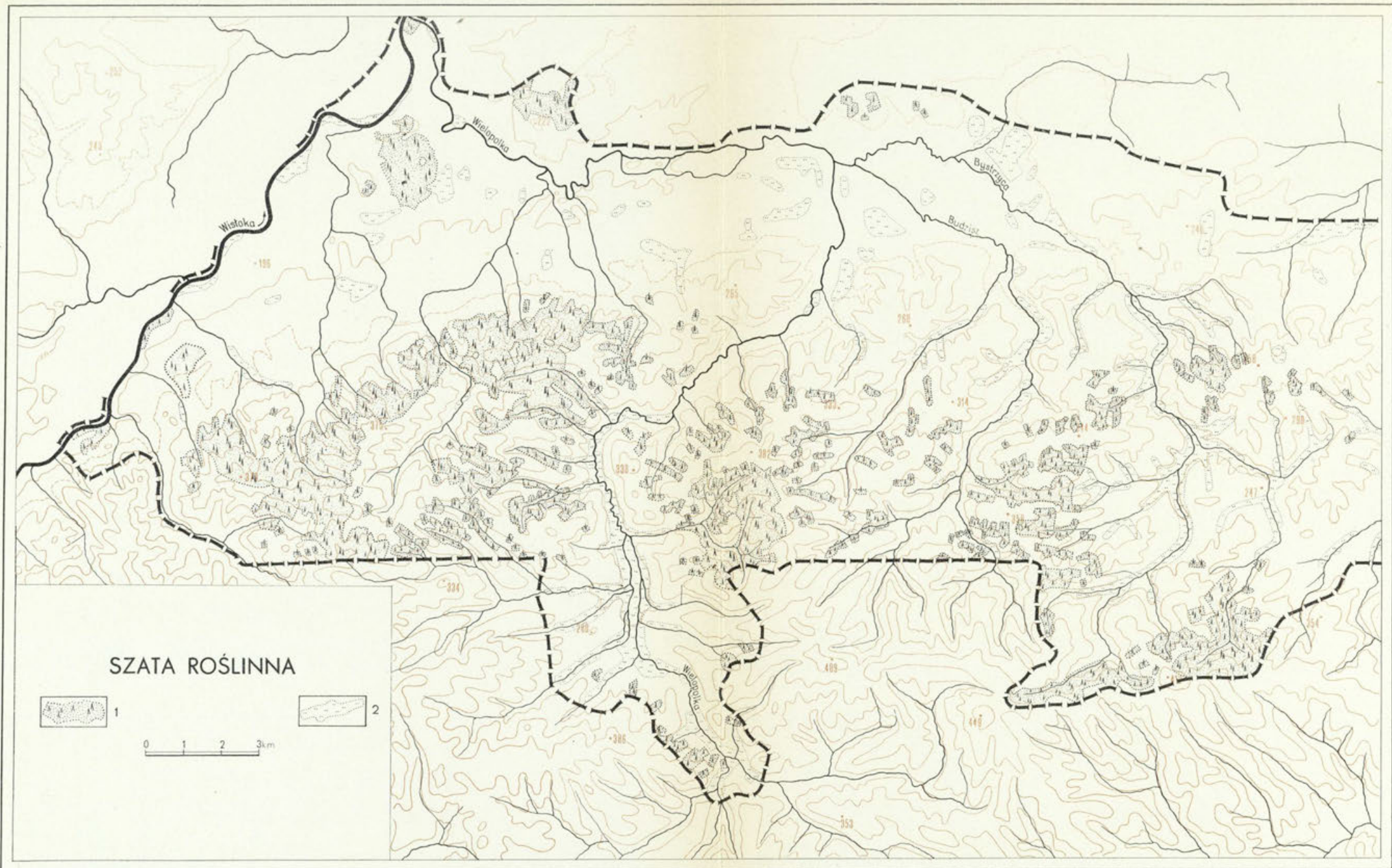
\* Aby zrozumieć rolę zalesienia wystarczy porównać np. formy holocenijskie w obszarze zalesionym z formami w obszarze niezalesionym na północnych stokach garbu fliszowego, na północ od Nockowej (ryc. 25).



Ryc. 23. Hydrografia (opracowana na podstawie obserwacji autora).

Objaśnienia znaków: 1 — dział wodny Wielopalki, 2 — ciekі stałe, 3 — ciekі periodyczne, 4 — ciekі epizodyczne, 5 — starorzecza, 6 — progi skalne w korycie, 7 — stawy naturalne, 8 — stawy sztuczne, 9 — tereny podmokłe, 10 — obszary stałe zalewane, 11 — obszary katastroficznie zalewane, 12 — granice obszaru kartowanego

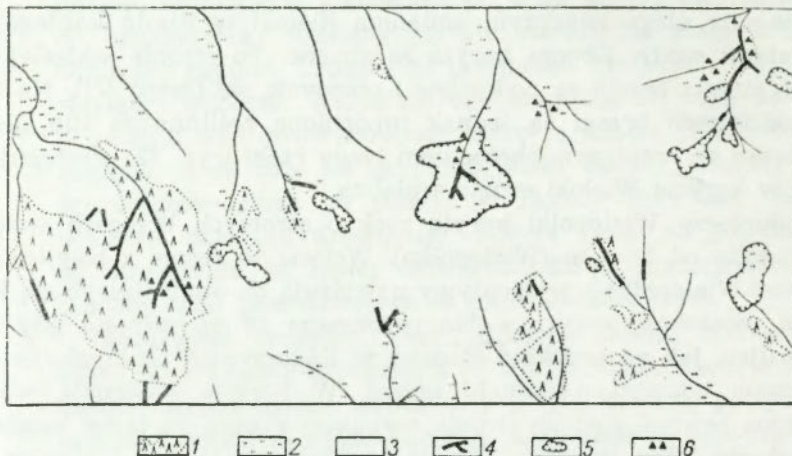




Ryc. 24. Szata roślinna.

Objaśnienie znaków: 1 – lasy, 2 – łąki i pastwiska

ciągłą się na przykład na wschód od Glinika i na zachód od Ropczyc i Checheł). Uprawa roślin okopowych i zbóż jarych przyczynia się do tego, że znaczna ilość roli w półroczu zimowym jest zupełnie niezabezpieczona przed intensywną w tym czasie denudacją. Ponadto duże ob-



Ryc. 25. Znaczenie pokrycia terenu w morfogenezie holocenijskiej (na przykładzie okolicy Olchowej i Będziemyśla).

Objaśnienia: 1 — lasy, 2 — łąki, 3 — pola orne, 4 — wciśosy, 5 — osuwiska, 6 — zerwy

szary, szczególnie na Pogórzu, zajęte są pod osadnictwo i pod drogi (gęstość dróg gospodarskich dochodzi niekiedy do 10 km na km<sup>2</sup> powierzchni).

### Formy holocenijskie

W holocenie w warunkach wyżej omówionych powstało i rozwija się wiele nowych form, utworzonych przez niszczącą lub budującą działalność wody płynącej, względnie procesów denudacyjnych.

Do form utworzonych przez niszczącą działalność wody płynącej należą w obrębie den dolinnych: koryta rzek, koryta starorzeczy i krawędzie erozyjne, a na stokach młode dolinki erozyjne, osuwiska, zerwy i złaziska. Akumulacyjna działalność wody płynącej zaznaczyła się utworzeniem w dnach dolin tarasu rędzinnego i łąkowego oraz zapłynięciem peryglacialnych dolin nieckowatych. Rezultatem budującej działalności procesów denudacyjnych są powierzchnie akumulacji osuwiskowej i spłaszczenia deluwialne.

Koryta rzek — świadczą o współczesnej pracy rzeki, ponieważ są formami bardzo wrażliwymi na wszelkie zmiany w środowisku geograficznym.

Wycięte w materiale akumulacyjnym koryto Wisłoki. o głębokości 3—5 m, ma szerokość dochodzącą do 100 m (fot. 12). Dno jego jest nierówne z licznymi płycznami i odcinkami pogłębionymi, odcinkami bystrzy i zastoisk. Łachy piaszczyste zajmujące często połowę szerokości koryta są przesuwane, co jest przyczyną ciągłych zmian nurtu. Ukształtowanie dna ulega znacznym zmianom niemal w czasie każdego wyższego stanu wody. Zbocza koryta są strome. Po stronie wklęsłej lekko krętego koryta brzegi są podcinane i obrywają się (mapa VI). Na znacznych odcinkach brzegi są jednak umocnione roślinnością lub głazami. W związku ze sztucznym skróceniem biegu rzeki (ryc. 22) występuje wyraźnie w korycie Wisłoki erozja wgłębna.

W dorzeczu Wielopolki koryta rzek o stromych brzegach wcięte są w dna dolin od 1—6 m (Wielopolka). Wcięcie to rośnie z biegiem rzeki, ponieważ Wielopolka i jej dopływy nawiązują do obniżającego się koryta Wisłoki. Szerokość koryt, rzadko przekracza 10 m, wzrasta gdy strugi meandrując, jak na przykład Budzisz w Zagorzycach Górnych, Gnojnica w górnym odcinku, podcinają brzegi. W korycie następuje wówczas wzmożona akumulacja: po stronie wypukłej sypane są łachy kamieńców o szerokości kilku metrów. Szersze kamieńce związane z lokalną bazą erozyjną znajdują się u wylotu z Pogórza dolin Ostrej i Zawadki. Niekiedy w korytach pojawia się lita skała, która powoduje załomy w profilu podłużnym (ryc. 19). W dolinie Wielopolki koło Checheł obserwujemy wcięcie w skałę związane z przesunięciem koryta pod skaliste jej zbocze. Na większych odcinkach wycięte w litej skale jest koryto Budzisz powyżej kościoła w Zagorzycach, koryta niemal wszystkich potoków w górnym biegu Zawadki oraz górny odcinek potoku Gnojnicy. Bystrza a nawet wodospady do 1,5 m wysokości zdarzają się w górnych odcinkach małych dolinek o niewyrównanym spadku dna.

Charakter koryt świadczy o okresowej erozji większych strug, co wiąże się z niewielkim spadkiem rzadko przekraczającym 10‰\*, dużą dostawą materiału i małą ilością prowadzonej wody. Erozja i akumulacja w korytach wzmagają się w okresach roztopów i ulew. Siła erozyjna wzrasta przy większym spadku, dlatego na niektórych odcinkach obser-

\* Wielkość spadku poszczególnych rzek przedstawia poniższa tabelka:

Rzeka	Długość (w km)	Spadek (w ‰)
Wielopolka	54,5	odcinek górny 5,7 odcinek dolny 1,0
Bystrzyca	26,6	6,9
Budzisz	19,5	8,2
Zawadka	13,5	14,0

wujemy transport żwirów o średnicy dochodzącej niekiedy do 10 cm. Nie bez wpływu na charakter koryta jest działalność człowieka.

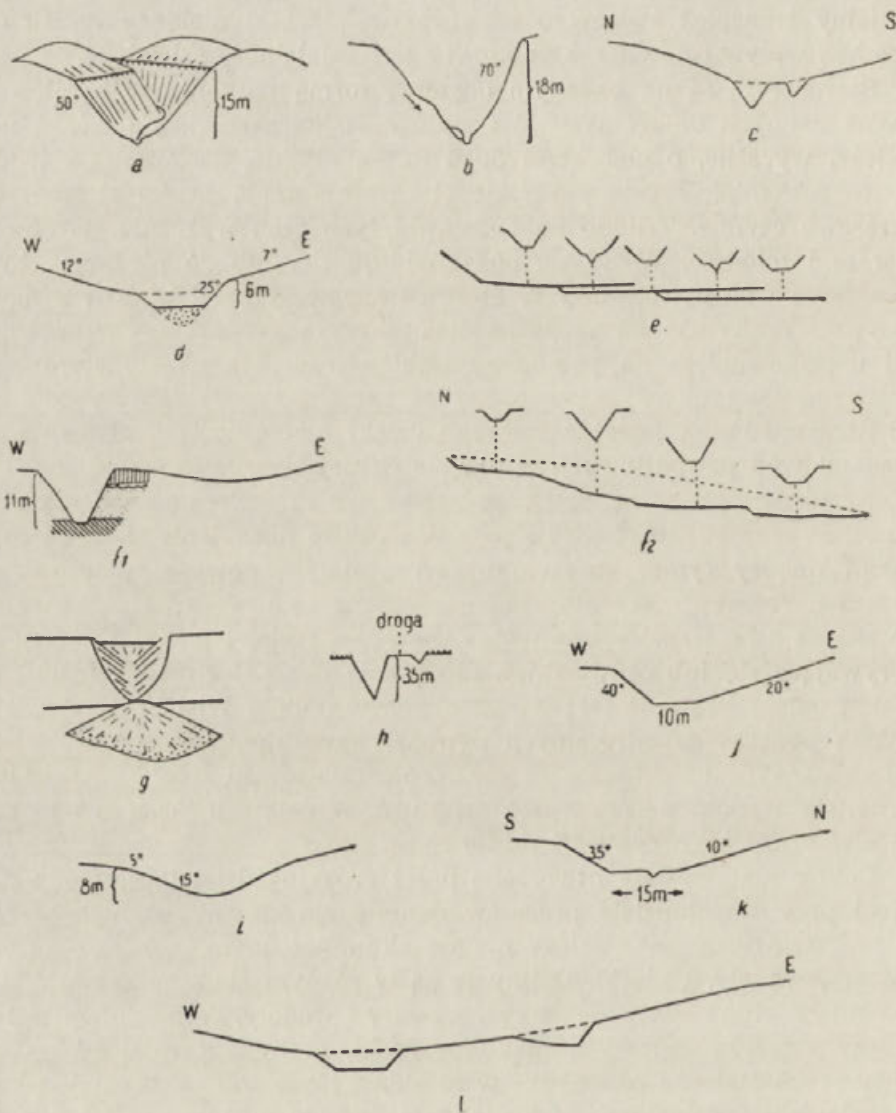
Starorzecza są na badanym obszarze formą pospolitą w obrębie tarasów dennych doliny Wisłoki i Rynny Podkarpackiej. Są wśród nich świeże, wyraźne, o głębokości do 4 m, są płytkie, zarównane i trudne do rozpoznania. Niekiedy płytkie starorzecza mają brzegi strome i są okresowo czynne. Trudno na podstawie tych cech wyróżnić starorzecza starsze i młodsze. Wszystkie one znajdują się, lub do niedawna były, w zasięgu wód powodziowych, które są zdolne je przekształcić, a nawet zasypać. Brak dziś na przykład śladu koryta Wisłoki z okresu przed jej uregulowaniem na północ od Dębicy (ryc. 22). Często starorzecza położone dalej od dzisiejszego koryta rzeki, na przykład na południe od Straszęcina, są lepiej zachowane dzięki niemożności zapełnienia ich osadami wód powodziowych w okresie dzisiejszym.

Krawędzie erozyjne, czyli podcięcia wieku holocenijskiego, są dość łatwe do rozpoznania. Cechuje je bowiem duże nachylenie zboczy i ostry załom między tymże zboczem a formą starszą powyżej położoną, na przykład równiną akumulacyjną. Krawędzie te utworzone przez erozję boczną są albo współcześnie podcinane przez rzekę i wtedy są pionowe, obrywające się lub osuwiskowe, albo są w obecnej chwili zamarte. Do takich należy krawędź tarasu rędzinnego w dolinie Wisłoki. Krawędź ta jednak podczas katastrofalnych powodzi bywa odmładzana. Nachylenie jej stoku wynosi zazwyczaj 25—40°. Podcięcia tarasu środkowo-polskiego w dolinie Wisłoki sięgają wysokości 15 m. W dolinach Pogórza wysokość podcięć erozyjnych dochodzi do 20 m.

Doliny małe zostały utworzone przez erozyjną działalność wody płynącej przy współdziałaniu procesów denudacyjnych. Wśród nich wyróżniłem: wciosa czynne, wciosa o dnie akumulacyjnym, debrze, wąwozy, parowy, wądoły, i niecki. Doliny te są w różnym stadium rozwoju. Cechy młodości mają wciosa, debrze, wąwozy i wądoły, cechy dojrzałości — wciosa zamarte, parowy i niektóre niecki, cechy zgrzybiałości — parowy przekształcone przez orkę w niecki, a także stare zapłynięte niecki peryglacjalne. Załączone profile podają charakterystykę wszystkich typów holocenijskich dolinek (ryc. 26), a mapa ich rozmieszczenie (mapy I—VI).

Holocenijskie dolinki są albo formami utworzonymi w holocenie, albo są rezultatem odmłodzenia starych dolin peryglacjalnych (ryc. 27). Niemal zawsze mają wyraźny załom na zboczu, powyżej którego ciągnie się stok przemodelowany soliflukcyjnie, zbocze starej peryglacjalnej niecki lub formy holocenijskich osuwisk czy równiny tarasów.

Rozczłonkowanie dolinkami holocenijskimi jest nierównomierne. Najgęstsza ich sieć występuje w zalesionych lejach źródłowych i na bardziej



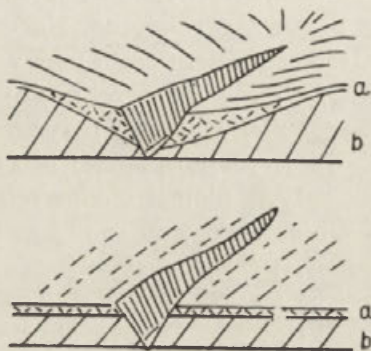
Ryc. 26. Profile małych dolin holocenijskich.

a — wciós rozcinający jezior osuwiskowy na północ od Stasiówki; b — głęboki młody wciós nacinający stok na zachód od Zagorzyc; c — niecka peryglacjalna rozcięta siecią wciósów w Gnojnicy; d — wciós zapylony koło Sepnicy; e — profil podłużny wciosu z tarasami regresyjnymi; f — wąwóz-parów w Nockowej (fot. 15): 1 — profil poprzeczny parowu i sąsiedniej starej niecki — parów rozcina less, utwory soliflukcyjne, piaski fluwioglacjalne i docina się do skały, 2 — profil podłużny dna i stoku; g — debrza nacinająca krawędź tarasu środkowo-polskiego koło Latoszyna; h — młody wąwóz przydrożny w Wiśniowej; i — niecka holocenijska odmładzająca starszą formę nieckowatą w Kotlinie Niedźwiady; j — parów w Gnojnicy; k — asymetryczny parów w Gnojnicy; j — parowy nacinające zarówno dno jak i zbocza starej niecki — na północ od Checheł

stromych zboczach większych dolin (wciosy, debrze) oraz w strefie progów Pogórza, gdzie przeważają dojrzałe parowy, wycięte w lessach. W kotlinach Niedźwiady i Nockowej i w innych obszarach o mniejszych nachyleniach pozbawionych licznych wychodni warstw wodonośnych, są tylko nieliczne parowy (obok plejstocenijskich niecek o dnach zapływanych w holocenie). W Kotlinie Sandomierskiej dolinki holocenijskie należą do rzadkości (spotykane m. in. na krawędzi Płaskowyżu Tarnowskiego). Wśród dolin holocenijskich wyróżniłem:

1. Wciosy czynne. Przez wciosy rozumie doliny utworzone przez erozyjną działalność wody płynącej, o dnie wąskim, niewyrównanym spadku, zboczach zazwyczaj stromych (ryc. 26).

Wciosy badanego obszaru, związane z wodą stale płynącą, występują na terenie fliszowego Pogórza. Wciosy te mają głębokość, licząc od załomu zbocza, od 3 do 15 m, a nawet 20 m. Długość tych wciosów tylko wyjątkowo przekracza jeden kilometr (Chechły). Dna ich mają spadek niewyrównany, zwykle nie przekraczający  $5^\circ$ . Częstym zjawiskiem są bystrza, czy też wodospady o wysokości do 1 m (Chechły, Wiśniowa). W dnach leżą nieraz bloki skalne lub całe pnie drzew wyrwanych z korzeniami. Mówi to o sile erozyjnej wody. Często również występują odcinki zaplnięte związane z drobną zerwą boczną, czy też odporniejszą ławicą skalną. Zbocza wciosów mają nachylenie zmienne (ryc. 26). Obok przeważających nachyleń  $20\text{--}40^\circ$  występują niekiedy skaliste podcięcia o nachyleniu  $60\text{--}70^\circ$ . Na zboczach częste są zerwy lub złaziska. Wciosy zazwyczaj zaczynają się dość nagle głębokim, a wąskim zamknięciem źródłowym, które nacina starą formę nieckowatą lub łagodny stok. Niekiedy wciosy zaczynają się niszą osuwiskową. Z biegiem doliny wcios pogłębia się i przechodzi we wcios o dnie akumulacyjnym często z tarasami (o ile rozcina plejstocenijską formę dolinną), albo nie zmieniając charakteru sypie na taras większej doliny stożek o nachyleniu do  $8^\circ$ . Do tego typu należą wciosy utworzone w holocenie, na przykład w Zagorzycach Górnych. Wciosy na Pogórzu można obserwować w różnych stadiach rozwoju. Są wciosy duże, szerokie, o wyrównanym spadku (ryc. 26), wklęsłym profilu podłużnym, ulegające współcześnie zapływaniu (Brzeźnik, Bystrzyca), a obok nich wciosy o przebiegu prostoliniowym, profilu niewyrównanym, wypukłym lub zgodnym z na-



Ryc. 27. Odmłodzenie doliny peryglacialnej i nowa dolina holocenijska.

a — utwory pokrywowe,  
b — lita skała

chyleniem stoku, często tylko płytko nacinające stok. Górny odcinek wciosu wyraźnie się cofa, co jest dziełem nieraz nie tyle erozji wstecznej, co ruchów masowych w niszy źródłowej (np. koło Podlaska, na południe od Checheł). Nachylenie i wysokość zboczy, a także spadek, stoi w związku z budową geologiczną. Na warstwach inoceramowych wciosity są głębsze, stromościenne. Często niewysoka podstawa skalna utrzymuje na sobie pokrywę gliny zwietrzelinowej lub lessu o miąższości 6—10 m. Te ostatnio wspomniane utwory przyczyniają się do powstawania w wypadku intensywnej erozji wgłębnej lub bocznej nietrwałych (np. po wylesieniu), ale okazałych, niemal pionowych zboczy, na przykład w dolinie na północ od Granic. Wciosity w samej zwietrzelinie są zwykle płytsze. Na łożyskach i łożach wciosity występują rzadko i są płytkie, nachylenie zboczy złażiskowych 15—30° (np. górny odcinek Bystrzycy).

Wciosy jest przeważnie docięty do litej skały. Związany jest z większymi nachyleniami, ilością wody płynącej jego dnem i z obszarami zalasionymi. Na całym terenie spotkałem tylko dwa (i to niewielkie) niezalesione wciosity. Wciosity te o głębokości około 5 m odprowadzają niewielką ilość wody i ulegają wolnemu zapływowaniu. Na zboczach ich widać resztki pniaków i runo leśne świadczące o tym, że rósł tu niedawno las. W przypadku istnienia mało zasobnych zbiorników wodnych (zwietrzelina i warstwy inoceramowe) i małej odporności zwietrzeliny czy lessu — las jest regulatorem stałego dopływu wody (ułatwia erozję wgłębnią i utrzymuje dużą stromość zboczy).

Wciosy Pogórza są formami erozyjnymi żywymi jedynie w lesie. Wylesienie powoduje przeobrażenie wciosu w formę płaskodenną. O wieku wciosów mówi, poza ich świeżością i współczesnym rozwojem, także stosunek do form i utworów o znanym wieku. Wciosity te są wcięte w świeże, często nawet czynne osuwiska holoceni (np. koło Będzimyśla, Zagorzyc), oraz w zbocza przemodelowane peryglacjalnie (porównaj rozdział o pokrywach soliflukcyjnych), a materiał z nich wynoszony zalega w postaci stożków na tarasach holoceni (w Wiśniowej, Zagorzycach (por. mapę III).

2. Wciosy o dnie akumulacyjnym. Wciosy „czynne“ przechodzą poniżej w dolinę o zboczach stromych, ale o płaskim dnie. Struga często wcina się w dno 3—4 m (np. na zachód od Łopuchowej i koło Brzeźnika). We wciosach tych ukazuje się materiał napływowy — glina piaszczysta ze szczątkami roślin, który świadczy najlepiej o niedawnym zapłygnięciu tego odcinka doliny, który był dawniej wciosem. Zapłygnięcia wciosów są albo lokalne, na przykład spowodowane osuwiskiem (w dolinie Czerwonki koło Ropczy — fot. 13), albo związane z bazą erozyjną, którą jest równina tarasu większej doliny lub dośrodkowy zbieg kilku dolinek (np. źródłowy odcinek Zawadki, dolina na zachód od Iwierzyc). Zасыpywa-

nie den wciosów już blisko zamknięcia doliny związane jest z dużą dostawą materiału (np. na południo-zachód od Gnojnicy), który przez ledwo sącząca się strugę nie może być daleko uniesiony. Wciosy o dnie akumulacyjnym stanowią przejście od wciosów do parowów. Niekiedy jedna dolinka składa się z dwóch lub trzech odcinków o charakterze wciosów, zawieszonych jeden nad drugim i przegrodzonych odcinkami o dnie zasypanym osadami. W dolinach tych obserwujemy powstawanie tarasów regresyjnych (ryc. 26).

3. Debrze. Zaliczyłem do nich dolinki niewielkie (głębokości kilku metrów, długości do 200 m) kształtem przypominające wciosy, zbliżone czasem do głębokich niecek. Ich dno jest wąskie, mimo że suche, i brak w nim śladów żywej erozji (mimo nachylenia zgodnego z nachyleniem stoku), a zbocza o nachyleniu  $20^{\circ}$  do  $30^{\circ}$  są zwykle zarośnięte. Występują one w dorzeczu Czerwonki oraz w sąsiednich od północo-wschodu, na zboczach o nachyleniu ponad  $10^{\circ}$ . Debrze zostały utworzone przez wodę okresowo płynącą na zboczach bardziej stromych. Są one holocenijskie, ponieważ nacinają zbocza starszych dolin, a ujścia ich wychodzą na taras holocenijski. Formy podobne rozcinają holocenijską krawędź tarasu średniego w dolinie Wisłoki (ryc. 26).

4. Wąwozy. Są to młode erozyjne nacięcia, cofające się, utworzone przez erozyjną działalność wód okresowo płynących. Cechują je strome zbocza i ostry załom między zboczem a stokiem, na którym powstały. Należą one dziś na Pogórzu raczej do rzadkości z powodu daleko posuniętego rozwoju dolin holocenijskich. Występują one zazwyczaj w materiale o małej odporności. W Gnojnicy-Woli wąwóz lessowy ma około 10 m głębokości i dno nierówne, wąskie, zbocza urwiste, osuwające się. Na wschód od Nockowej w zlepieńcach i piaskach miocenijskich występuje wąwóz głębokości 6—8 m, o dnie zapłyniętym, szerokości 2 m, opadającym schodowo, o stromych zboczach ( $30^{\circ}$ — $60^{\circ}$ ), osypujących lub obrywających się. Zaczyna się płytkim cofającym się parowem. Wąwozy są często wcięte w dna nieckowatych dolinek, od których są oddzielone ostrymi załomami. Wąwozem można nazwać również przydrożne, świeże rozcięcie (droga pokomasacyjna — ryc. 26) na północ od Wiśniowej, głębokości do 3,5 m, o dnie nierównym, o spadku  $10^{\circ}$  i zboczach o nachyleniu  $50^{\circ}$ — $70^{\circ}$ . Liczne wąwozy i wcięcia drogowe o cechach wąwozów występują koło Ropczyc.

Świeżość form świadczy o holocenijskim wieku wąwozów. Jasną jest rzeczą, że wąwozy w materiale mało odpornym nie mogą się dłużej utrzymać. Po krótkim okresie rozwoju (np. po gwałtownych opadach) następuje zapływanie dna, zbocza łagodnieją — powstaje dojrzała forma parowu. Często jednak górny odcinek parowu zachowuje nadal cechy wą-



wozu stale cofającego się (ryc. 26). Wąwóz rozwija się i starzeje od wylotu doliny ku źródłom, tak że często wylot ma nawet kształt niecki.

5. Parowy. Są to doliny o zboczach często złągodzonych, o akumulacyjnym dnie, powstałe z przekształcenia wąwozów lub wciosów. W przeciwieństwie do debrzy i wąwozów są formą na badanym obszarze pospolitą (fot. 14). Występują zarówno na lessach, jak i na różnego rodzaju glinach zwietrzelinowych (materiał przepuszczalny). Powszechne są w obrębie tak zwanego poziomego akumulacji lessowej (mapa I), a także na Pogórzu, z kotlinami wewnętrznymi włącznie. Parowy wcięte są w górne odcinki nieckowatych dolin plejstocenijskich o nachyleniu dna ponad  $5^\circ$ , na przykład koło Olchowej, Podlaska lub w bardziej strome krawędzie poziomów akumulacyjnych (Góra Ropczycka, Ropczyce, Gawrzyłowa). Od długości zbocza zależy masa okresowo spływających wód, a pośrednio wielkość parowu. Długość parowu bywa różna — od kilkudziesięciu metrów do kilometra. Głębokość, licząc poniżej załomu, wynosi od kilku do 20 m (Ropczyce). Jest ona w odcinku środkowym największa (ryc. 26). W górnym odcinku parów często „wychodzi“ na stok zaczynając się płytką doliną lub nagle spłyca się, przechodząc w erozyjne, cofające się zamknięcie dolinne, które ma jeszcze często charakter wąwozu (np. koło Sepnicy, Okonina, Nockowej). Dno parowu zazwyczaj płaskie i zaplnięte, niekiedy podmokłe, ma różne nachylenie, nieraz ponad  $10^\circ$  i szerokość od kilku do dwudziestu metrów. Płynąca tym dnem woda okresowa tworzy różne wyrwy i głęboczki. W przypadku występowania źródła w dnie (np. na południo-zachód od Olchowej), górna jego część bywa zawieszona. Dno parowu przechodzi w taras cenny większej doliny, w dno nieckowatej doliny plejstocenijskiej, w której część górną został wcięty parów lub w łagodny stok, na którym jest zawieszony (np. na północ od Woli Zgłobieńskiej, na północo-zachód od Bystrzycy, na północ od Checheł i koło Sepnicy — z powodu ginięcia wody w utworach fluwioglacjalnych). Zbocza parowów są przeważnie nachylone  $20\text{--}30^\circ$ ; często są asymetryczne (np. na wschód od Łopuchowej). Zbocza eksponowane na północ i zachód są bardziej strome ( $25\text{--}40^\circ$ ), przeciwne łagodniejsze ( $10\text{--}20^\circ$ ). Nie jest to jednak regułą (ryc. 26, fot. 15)\*. W wylesionych parowach wzrasta się natężenie denudacji. Zbocza uprawiane nawet przy nachyleniu  $25^\circ$  w półroczu zimowym są zazwyczaj nagie i niszczone przez splukiwanie. Woda deszczowa na stromych zboczach tworzy bruzdy i wyrwy głębokości do 1 m. Akumu-

---

\* Główna przyczyna asymetrii tkwi w „asymetrii“ procesów — szybszym taniu śniegu i częstszym zamarzaniu i rozmarzaniu warstwy glebowej na zboczach wystawionych na południe [54]. Asymetria zboczy najwyraźniej zaznacza się w utworach mało odpornych (less), utrwalaona zostaje w przypadku zalesienia zboczy. Zaorywanie łagodniejszych niezalesionych zboczy podkreśla ten kontrast.

lacja odbywa się w obrębie dna trawiastego, które z roku na rok się podnosi. Po roztopach ze zboczy spływa rozmoknięta gleba tworząc na dnie języki błotne długości do 10 m i miąższości 10 cm (obserwowałem je wiosną 1953 r. na północ od Checheł). W lecie zadarniona, nierówna powierzchnia dna takiego parowu do złudzenia przypomina „płynące“ dna wądolów. W czasie gwałtownych deszczów następuje wymiecenie części materiału z dna parowu. Dziełem wód okresowych jest też utrzymywanie ostrej granicy między zboczem a dnem. Często wymiatanie nie nadąża za denudacją zboczy, wówczas parów zamienia się w głęboką nieckę (np. na północ od Woli Zgłobieńskiej i od Gnojnicy), która w odróżnieniu od niecek plejstocenijskich ma załom na zboczu.

Parowy są wieku holocenijskiego, ponieważ są wycięte w lessie lub oddzielone załomem od stoków modelowanych w okresie zlodowacenia bałtyckiego.

6. Wądoły. Wądół jest doliną o „płynącym“ złaziskowym dnie. Materiał płynący dnem o spadku  $10\text{--}20^\circ$  przyczynia się do pogłębiania doliny. Wądoły na badanym obszarze występują rzadko i są dolinami w różnym stadium rozwoju. W górnym biegu Gnojnicy występują dolinki płaskodenne o pogarbionym, spływającym dnie (spadek  $10^\circ$ ), zboczach wysokości kilku metrów i nachyleniu  $20\text{--}40^\circ$ . Na stromym zboczu Szkodnianki i w dolinie Czerwonki znajdują się świeże płytkie wądoły, których dna o nachyleniu  $15\text{--}25^\circ$  wyściela ciekąca, ilasta masa.

Wądoły występują w obszarach, zbudowanych ze skał nieprzepuszczalnych, ale nasiąkliwych (iły, łupki). Poziom wodonośny w skałach wyżej leżących (na łupkach) wzbogaca wądół w wodę. Każda dolina, w której erozja dosięgła do utworów nieprzepuszczalnych, a dno jej ma odpowiednie nachylenie, ma szansę stać się wądolem. Obok tego powstają młode dolinki, rozwijające się dzięki korozji dennej (dolina Czerwonki). Wądoły należą do holocenijskich dolin szczególnie typowych dla Pogórza Karpackiego (fot. 16).

7. Niecki holocenijskie. Odróżnienie niecki holocenijskiej od plejstocenijskiej nie jest łatwe. Niecki holocenijskie występują zwykle w obrębie form utworzonych w holocenie lub na zboczach o dużej stromości. Są to formy niedługie (do 0,5 km) i niegłębokie (do kilku metrów), o dnie przechodzącym nieznacznie w zbocza o nachyleniu do kilku stopni. Spadek dna przekracza nieraz  $10^\circ$ . Niecki zaczynają się niszami, a uchodzą na taras holocenijski lub są zawieszane na stoku. Na ich zboczach odbywają się procesy złaziskowe. Występowanie niecek pokrywa się z obszarami łupków (które źle konserwują ostre formy), ubogimi w stale płynącą wodę, a równocześnie osuwiskowymi. Najwięcej niecek znajduje się w Wiśniowej, Zagorzycach Górnych i koło Będziemyśla (mapa IV i V).

Obok tych dolin wygląd niecek mają też wspomniane wyloty parowów o złagodzonych zboczach lub parowy, które uległy obecnie zaoraniu.

Formy utworzone przez ruchy mas w holocenie. — Na badanym obszarze występuje duża różnorodność ruchów masowych związanych z podłożem fliszowym. Opierając się na istniejących klasyfikacjach (Almagio, L. Sawicki, H. Teisseyre) wyróżniłem na badanym obszarze: 1. osuwiska (*sensu stricto*) — powstałe przez zsuniecie mas skalnych lub zwietrzelinowych, spowodowane zwykle podcięciem, erozją wsteczną lub obciążeniem wodą, 2. zerwy i obrywy utworzone przez drobne, ale szybkie i głębokie przemieszczenie mas skalnych i ziemnych, związane na badanym terenie z podcinaniem zboczy, 3. zląziska — rozwijające się przez splezywanie warstwy powierzchniowej — związane z przesiąknięciem jej wodą.

1. Osuwiska. Osuwiska występują na całym obszarze fliszowego Pogórza w lejach źródłowych i na zboczach dolin. Najwięcej jest ich w dolinach rozcinających próg Pogórza (mapa I, V i VI). Rozmieszczone są one bardzo nierównomiernie — najczęstsze są na zboczach o nachyleniu ponad  $8^\circ$ , eksponowanych na północ lub zachód. Osuwiska na badanym terenie są związane niemal wyłącznie z podłożem fliszowym. W warstwach inoceramowych i krośnieńskich [17, 69] występują liczne duże osuwiska, o formach przeważnie wyraźnych. Ruchowi podlegają tu masy skalne albo ześlizgujące się po wodoszczelnych łupkach (osuwiska konsekwentne), albo przebiegające niezależnie od położenia warstw (osuwiska ze ścinania). Najczęściej materiałem podlegającym osuwaniu jest pokrywa zwietrzelinowa. Są to osuwiska konsekwentno-zwietrzelinowe.

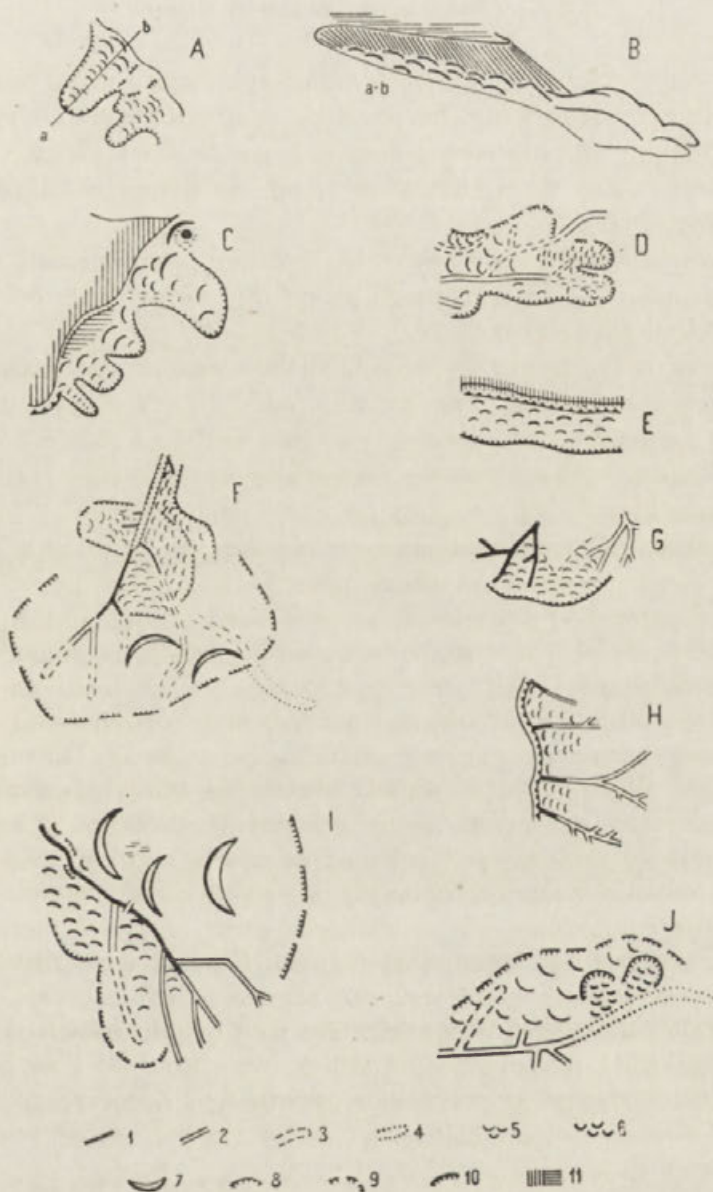
Osuwiska badanego obszaru mają najrozmaitsze kształty, począwszy od wąskich rynnowych, skończywszy na rozległych zboczach osuwiskowych. Kształt zależy między innymi od nachylenia i długości stoków, na których powstały, od gęstości sieci dolinnej, występowania źródeł i stadium rozwoju. Ze względu na kształt wyróżniam:

a) osuwiska rynnowe (wąskie) z jedną niszą; długość osuwiska większa od szerokości (przykład. osuwiska koło Woli Zgłobieńskiej i Dąbrowy — ryc. 28 A i B),

b) osuwiska połączone — o kilku łączących się ze sobą niszach i jęzorach (np. w Wiśniowej — ryc. 28 C),

c) osuwiska o kilku niszach, wspólnym jęzorze (np. na północ-wschód od Nockowej i na zachód od Gumnisk — ryc. 28 D),

d) osuwiska zboczowe „frontalne“ — gdy długość zbocza osuwiskowego jest mniejsza od szerokości, a tylny próg osuwiska ma przebieg zwykle prostoliniowy (np. na południe od Bystrzycy w dolinie Czerwonki — ryc. 28 E),



Ryc. 28. Typy osuwisk.

A i B — Plan i profil osuwiska rynnowego na południe od Dąbrowy.

C — Osuwiska połączone na terenie Wiśniowej.

D — Osuwisko o kilku niszach a wspólnym jęzorze na zachód od Gumnisk.

E — Osuwisko frontalne na południe od Bystrzycy.

F — Stare osuwisko „zbieżne“ odmładzane w Będziemyślu.

G — Osuwisko rozbieżne na południe od Zawady.

H — Zbocza osuwiskowe w Gnojnicy.

I — Stare osuwisko odmładzane w Zagorzycach.

J — Wtórne osuwiska w obrębie łagodnego osuwiska frontального (na łożyskach).

Objaśnienie znaków: 1 — wciós, 2 — parów, 3 — młoda niecka, 4 — stara niecka peryglacyjalna, 5 — wały osuwiskowe, zamarłe, 6 — wały osuwiskowe w ruchu, 7 — duże, zamarłe wały osuwiskowe, 8 — nisza osuwiskowa wyraźna, rozwijająca się, 9 — nisza osuwiskowa niewyraźna, zamarła, 10 — podcięcia, 11 — równiny tarasowe

e) osuwiska zbieżne — w lejach źródłowych, gdzie masy osuwiskowe zsuwają się dośrodkowo (np. na południe od Będziemyśla — ryc. 28 F),

f) osuwiska rozbieżne — o jednej niszy, a dwóch jezorach osuwiskowych (spotykane na działach wodnych, np. na południo-zachód od Zawady — ryc. 28 G),

g) csuwiska źródliskowe — małe, o półkolistych niszach w lejach źródłowych dolin — bez wyraźnego jezora (np. na południe od Podlaska i na zachód od Olimpowa),

h) zbocza osuwiskowe — nabrzmienia osuwiskowe na zboczach bez zaznaczających się nisz (np. na południe od Gnojnicy — ryc. 29 H).

Formy osuwiskowe są obecnie żywe lub martwe i różnie zachowane. Stan zachowania i współcześnie zachodzące procesy skłoniły mnie do zastosowania klasyfikacji, opartej na chronologii względnej form (stopień świeżości). Na badanym obszarze wyróżniłem: osuwiska stare zamarłe i odmłodzone oraz osuwiska młode zamarłe i czynne.

Osuwiska stare — zamarłe — są to osuwiska duże, o formach dziś niewyraźnych, na przykład na południe od Brzyznej, na północ od Nockowej i w Wiśniowej. Stoki nisz są łagodne, o nachyleniu do  $12^\circ$ . Poniżej nich znajdują się wyrównane powierzchnie o nachyleniu  $6-8^\circ$  ze słabo zaznaczającymi się dużymi wałami osuwiskowymi. Osuwiska te są dziś zamarłe albo na skutek dojścia zboczy do stanu równowagi, albo zdrenowania osuwiska przez rozcięcie młodymi dolinkami (na południe od Brzyznej) — możliwe jest również osuszenie przez człowieka. Rozwój tych osuwisk mógł być związany z wilgotnym klimatem.

Osuwiska odmłodzone są to osuwiska duże (długości nieraz ponad 0,5 km), o niszach łagodnych, zarównanych i ledwo widocznych wałach osuwiskowych, których część wskutek rozcinań przez erozję wsteczną strugi została ponownie uruchomiona. Do nich należą: osuwisko w Zagorzycach (ryc. 28 I), na południe od Będziemyśla (fot. 16) i na zachód od Iwierzyc. Odmłodzenie w przypadku osuwiska w Zagorzycach nastąpiło w 1912 r. (według relacji ludności) i aż do chwili obecnej osuwisko to rozwija się.

Za osuwiska młode uważam takie osuwiska, które mają formy świeże. Były one w ciągu ostatnich lat albo nieruchome (nieczynne, np. wskutek zarośnięcia), albo czynne (na podstawie własnych obserwacji i relacji ludności).

Osuwiska młode — zamarłe („nieczynne“) — stanowią na badanym obszarze grupę najliczniejszą. Strone stoki nisz osuwiskowych o nachyleniu ponad  $30^\circ$  i wysokości do 20 m, oddzielone załomem od łagodnego stoku, przechodzą niżej w falistą powierzchnię złożoną z wałów i zakłęśnień. Zazwyczaj osuwiska te są zalesione — dzięki czemu dobrze



Fot. 13. Wcios zapłynięty koło Ropczyc.

Akumulacja w środkowym biegu dużego wciosu związana z gwałtowną erozją powyżej dolinki i z podparciem przez masy osuwiskowe — poniżej



Fot. 14. Odcinek parowu w Nockowej.

Płaskodenny zarośnięty parów odmlodzony poniżej wąwozem



Fot. 15. Parów o asymetrycznych zboczach w okolicy Stobiernej.

Zbocze eksponowane na północ bardziej strome i zadrzewione



Fot. 16. Górny odcinek młodego wądołu zaczynającego się niszą osuwiskowo-żłaziskową.

Nad niszą świeżo stawiany dom

zakonserwowane, na przykład w górnych odcinkach doliny Bystrzycy, na zachód od Brzeźnika, na południe od Gawrzyłowej i Sepnicy (fot. 18). Osuwiska niezalesione mają niszę bardziej wyrównaną (Zagorzyce, Gnojnica).

Osuwiska młode — czynne — nie należą na badanym obszarze do rzadkości. Występują na niezalesionych zboczach. Krawędzie nisz osuwisk czynnych o wysokości 10—20 m są świeże, ich zbocza są strome, niekiedy skaliste, ze szczelinami, na przykład na zachód od Łopuchowej. Nisza osuwiska ulega przeobrażeniu przez złaziska lub obrywy (np. osuwisko w Gnojnicy).

Charakterystyczny dla osuwisk tego obszaru jest brak typowej rynny, nawet w osuwiskach wąskich. Jedynie w dwóch świeżych osuwiskach zauważyłem wyraźne rynny, które dzięki dużemu nachyleniu (ponad  $10^\circ$ ) i małej masie zsuniętej nie zostały wyścielone materiałem osuniętym (ryc. 28 B). Rynny zazwyczaj wypełniają się szybko materiałem dostarczonym przez odmładzającą się niszę.

Żywy jęzor osuwiskowy cechuje duża stromość nabrzeżeń osuwiskowych (np. koło Gumnisk —  $25^\circ$ ), występowanie szczelin, a w zakłębieniach — stawków (Wiśniowa, Stasiówka) oraz powalone lub silnie nachylone drzewa i krzewy. Często w obrębie jęzora widać wtórne osuwiska, związane z podcinaniem przez erozję boczną potoku, czy erozję wsteczną źródła. Jęzor o dużym nachyleniu ulega procesom złaziskowym, które wyrównują jego powierzchnię. O młodości tych osuwisk świadczą również relacje mieszkańców, których domy stoją na osuwiskach. Dwukrotnie słyszałem, że przed niewielu laty ziemia osuwając się „zabrała“ ze sobą dom. W Łączkach Kucharskich kościół stojący na jęzorze osuwiskowym pęka. Prezbiterium osiada, powodując „odstawanie“ całości kościoła od wieży.

Mięszczość mas zwietrzelinowych i skalnych, wyruszonych przez proces osuwiskowy, wynosi zazwyczaj kilka metrów. Z wysokości ścian niszy i głębokości rozcięcia jęzora przez młode wciosy wynika, że niekiedy mięszczość ta przekracza 10 m (Wiśniowa, Sepnica, Kawęczyn). Aby uruchomić tak duże masy ziemne konieczne były pewne sprzyjające warunki, które predysponowały lokalizację osuwiska. Są nimi:

- a) naprzemianległość utworów przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych,
- b) występowanie horyzontów wodonośnych i źródeł (na każdym prawie osuwisku występują liczne źródła, np. Gnojnica, Łączki Kucharskie),
- c) nachylenie zbocza (nachylenie warstw przy płytkich ruchach nie jest bezpośrednio decydujące),
- d) wycięcie lasu.



Istnieją więc obszary szczególnie podatne na ruchy mas ziemnych (patrz mapa I, III, V, VI). Bezpośrednimi przyczynami powstawania osuwisk było:

a) podcięcie zboczy przez erozję boczną (początkowo powstaje zerwa),

b) rozcięcie stoku przez erozję wsteczną (np. w leju źródłowym na zachód od Łopuchowej — według relacji ludności powstało około 50 lat temu osuwisko dolinne),

c) przepojenie i obciążenie wodą opadową lub roztopową mas zalegających na zboczu. Dlatego to największe nasilenie procesów osuwiskowych przypada na okres roztopów i letnich długotrwałych ulew (więcej świeżych form obserwowałem w wilgotnym roku 1953, niż w suchym — 1951).

Osuwiska badanego obszaru znajdują się w różnych stadiach rozwoju. H. Teisseyre [54] przyjmuje następującą kolejność rozwoju osuwisk na warstwach krośnieńskich w Karpatach Wschodnich:

a) nagłe osunięcie,

b) osunięcie wtórne aż do ustalenia równowagi,

c) złaziska w obrębie języka.

Obserwacje Teisseyre'a i innych zwróciły uwagę na fakt, że zerwa czy złazisko niekoniecznie jest czymś odrębnym od osuwiska, ale może być pewnym etapem jego rozwoju. Omówione poprzednio osuwiska „młode i stare“, czynne i zamarłe, są również etapami tego rozwoju. Każda zmiana w rzeźbie otoczenia osuwiska, w klimacie, w stosunkach wodnych, odbija się na jego rozwoju. Procesy erozyjne i wzrost zasobów wodnych zbocza powoduje odmładzanie osuwiska, denudacja zaś (w postaci splukiwania, złazisk), roślinność, orka — łagodzą formy osuwiskowe i prowadzą do równowagi zbocza. Osuwisko stwarza na zboczu formę wklęsłą w postaci jakby wyrwy, która następnie zamienia się nieraz w dolinę. Dolina taka może spowodować odmłodzenie całego osuwiska, jeśli wetnie się głębiej (np. osuwisko w Zagorzycach). Odmłodzenie może następować też przez podcięcie osuwiska (np. uruchamianie współcześnie starych osuwisk w dolinie Zawadki) i wycięcie lasu.

Osuwiska młode uważam za holocenijskie, ponieważ:

a) odcięte są wyraźnym załomem od wyrównanych zboczy i zawieszonych niecek, przemodelowanych przez procesy peryglacjalne (Dąbrowa),

b) formy niszczenia i akumulacji są świeże, sieć dolinna na osuwiskach zazwyczaj niezorganizowana,

c) pokrywa zwietrzelinowa znacznej miąższości, której powstanie

należałoby wiązać z plejstocенским wietrzeniem, okrywa zazwyczaj zbocza osuwiskowe,

d) jęzory osuwiskowe nałożone są na taras holocенski (Wiśniowa, północna część Zagorzyc).

Osuwiska stare zostały utworzone zapewne wcześniej i w poszczególnych przypadkach sięgają może początkami swymi do plejstocenu (pojętego w sensie stratygraficznym). Wcześniejszemu powstawaniu niektórych osuwisk sprzeciwiałby się na przykład fakt podcięcia przez „starą” niszę osuwiskową niecki plejstocенskiej na południe od Będziemyśla. Osuwiska o świeżych formach, występujące w lasach (dziś zamarłe), rozwijały się albo w okresach intensywniejszego rozcinania (wilgotniejszych), albo w okresie między wycięciem lasu pierwotnego a nowym zalesieniem przez człowieka. Współczesne nasilenie procesów osuwiskowych wiąże ze znacznym i niewłaściwym wylesieniem.

2. Zerwy i obrywy. Występują one na zboczach pogłębianych dolin i na krawędziach tarasów, podcinanych współcześnie. Ponieważ podcinane są zazwyczaj zbocza wystawione na północ (czoła warstw), dlatego na nich tworzą się liczne zerwy (nieraz już przy nachyleniu 30—40°). Dzięki nim zbocza te, na których wychodzą czoła warstw, zachowują swą stromość.

Zerwy są formami krótkotrwałymi; powstają w okresach wysokich wodostanów (np. po roztopach, w czerwcu 1953 r.). Ściana niszy zerwy ma nachylenie od 70—90°, wysokość od kilku do kilkunastu metrów (na południe od Checheł i Zagorzyc — 20 m). Poniżej niszy znajduje się hałda gruzowa. Woda płynąca uprzęta hałdę gruzową, nagromadzoną u stóp zbocza i hamującą często odpływ strugi tak, że śladem po zerwie jest tylko strome, urwiste zbocze (niekiedy ponownie podcinane). Podcięcia te występują powszechnie w dolinach (fot. 12). W głębokim wąwozie górnego biegu Gnojnicy obserwowałem liczne świeże zerwy, które powstały przed miesiącem. Na podciętych krawędziach tarasów Wisłoki powstają drobne zerwy. Obserwacje w dolinie Wisłoki i dolinach Pogórza (na przykład górna Gnojnica, boczna Bystrzycy w Wiśniowej) skłaniają mnie do przyjęcia dużej roli zerw w rozwoju podcięć erozyjnych. Zerwy stanowią często stadium początkowe tworzenia, względnie odmładzania osuwisk, gdyż zakłócają równowagę zbocza. Zerwy uważam za typowe formy ruchów masowych, wywołanych holocенską erozją.

3. Złaziska. Występują na zboczach o nachyleniu powyżej 8° i związane są z występowaniem nieprzepuszczalnych iłupków i łupków (np. na południe od Gnojnicy i Zagorzyc) oraz z roślinnością łąkową. Ciągłą się albo długimi pasami na zboczach, tworząc falistą powierzchnię o deniwelacjach do 1—2 m, albo w źródłowych odcinkach nieckowatych

dolin, na przykład na południe od Granic, czy też na powierzchni jezorów i nisz osuwiskowych. Złaziska odznaczają się zawsze bogactwem wody, utrzymującej się w okresach wilgotniejszych na powierzchni i przepajającej warstwę zwietrzliny iłupków. Zwietrzelina ta, spływając po nieprzepuszczalnej powierzchni, tworzy drobne nabrzmienia i fałdy i nadaje zboczowi profil wklęsły. Czynne przez znaczną część roku złaziska są po części holoceniowym odpowiednikiem plejstoceńskiej soliflukcji.

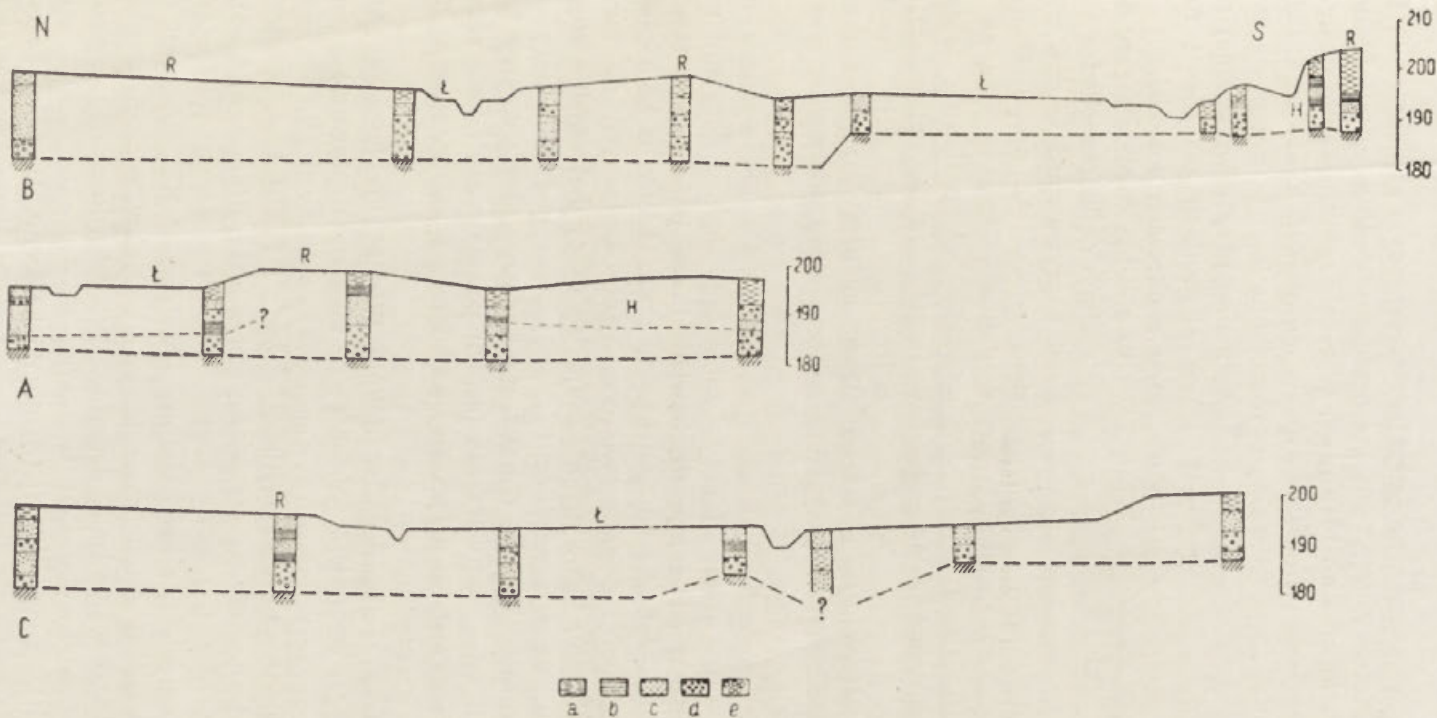
Splaszczenia deluwialne są tworzone przez budującą działalność czynników denudacyjnych (splukiwania).

U podnóża obszaru akumulacji lessowej koło Brzeźówki i na zboczach doliny Bystrzycy koło Wiercan występują splaszczenia o nachyleniu do 2°, zbudowane z materiału namytego ze zboczy. Trudno je z braku dowodów uznać za formy akumulacji soliflukcyjnej. Stwierdzenie w ich obrębie w miesiącach wiosennych świeżego „płaszcza“ glin deluwialnych utwierdziło mnie w przekonaniu o współczesnym powstawaniu tych pokryw. Denudacja (szczególnie gleb lessowych) jest dziś specjalnie intensywna z powodu zupełnego braku lasów na tych terenach. Kryteria odróżniania pokryw deluwialnych od soliflukcyjnych sprawiają duże trudności z powodu braku odkrywek. Dlatego na mapkach oba typy splaszczeń zostały zaznaczone jedną sygnaturą.

Równina tarasu rędzinnego (dennego). — Jest to taras tworzący dna niemal wszystkich płaskodennych dolin Pogórza i mający największe rozprzestrzenienie w Rynnie Podkarpackiej i w dolinie Wisłoki (ryc. 29, 34).

W dolinie Wisłoki koło Dębicy wysokość jego waha się od 17—12 m i maleje ku północy. Koło Brzeźnicy wynosi tylko około 6 m. Ma więc charakter stożka napływowego. Jest on wyraźnie nachylony ku „osi“ doliny Wisłoki, co świadczy o współdziałaniu bocznych dopływów w jego tworzeniu. Bliżej koryta Wisłoki występują na tarasie liczne, często dobrze zachowane starorzecza. Dopływy Wisłoki, zależnie od ilości prowadzonej wody (a więc siły erozyjnej), tworzą w obrębie tarasu niewyraźne, nieckowate obniżenia (np. strugi koło Nagawczyny), albo wcinają się w nią do 6 m. Krawędź tarasu jest zwykle świeża i wyraźna, o nachyleniu stoku ponad 20°. Często jest ona podcinana przez Wisłokę, co umożliwia wgląd w jej budowę (ryc. 30). Taras jest w spągu żwirowo-piaszczysty, w stropie gliniasty.

W dorzeczu Wielopolki wysokość tarasu rośnie wyraźnie z biegiem rzeki od 0 do 5 m. Niekiedy także w górnym biegu powierzchnia tarasu jest nierówna — nadsypywana przez stożki napływowe do wysokości 5 m (Gnojnica). W Rynnie Podkarpackiej taras ten podczas powodzi bywa zalewany w związku z koncentrycznym spływem wód Wielopolki, Budziszka, Bystrzycy i Czarnej. Liczne starorzecza, choć płytkie, są



Ryc. 29. Przekroje tarasów holocenijskich w dolinie Wisłoki.

A — Profil Straszęcín — Latoszyn.

B — Profil Wola Mała — Dębica (zachód).

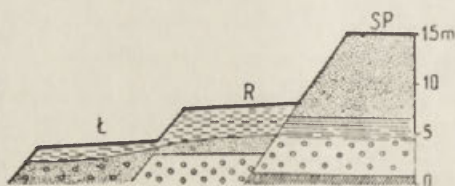
C — Profil Zawierzbie — Dębica.

R — Taras rędzinny, Ł — taras leśny.

H — Dolna granica osadów holocenijskich.

Objaśnienie znaków: a — gliny napływowe, b — ropy, c — piaski, d — żwir drobny, e — żwir grubo.

nieraz świetnie zachowane, na przykład starorzecze o głębokości do 1 m na północ od Pietrzejowej. Tym starorzeczem według relacji ludności miała płynąć Wielopolka do 1913 roku. W tymże roku nastąpiło przerwanie jazu w Kozodrzy i Wielopolka wcięła się głębiej. Fakty te świadczą o młodym, niemal że współczesnym rozcinaniu tego tarasu przez wody



Ryc. 30. Włożenie tarasu łęgowego w taras rędzinny a rędzinnego w środkowo-polski u ujścia Ostrej.

Ł — taras łęgowy, R — rędzinny, SP — średni

a jego utwory nałożone są na starsze tarasy, na przykład koło Lubziny, Zawady i Nagawczyny. W przypadku ginięcia wody dno doliny jest po prostu zawieszane.

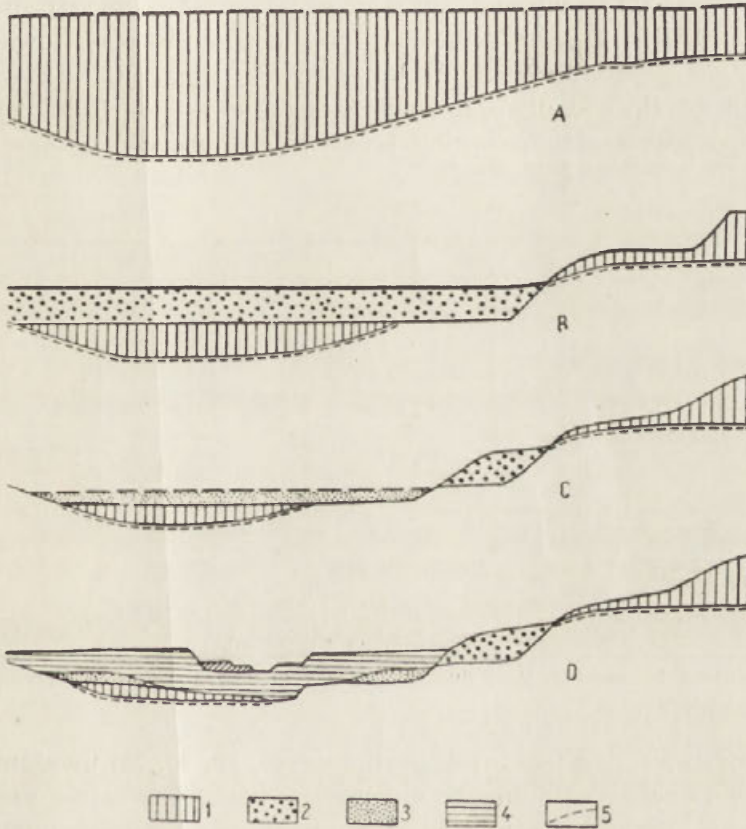
Dla określenia genezy i wieku tarasu rędzinnego wystarczyłoby stwierdzenie budowy samego tarasu wznoszącego się nad korytami rzek. W brzegach Wisłoki odsłaniają się bowiem liczne pnie drzew, tkwiące w osadach gliniasto-piaszczysto-żwirowych i świadczące o holocenijskim wieku tych osadów. Dziesiątki wierceń przeprowadzonych na tarasie rędzinnym i niższym, łęgowym wskazują, że osady holocenijskie sięgają poniżej poziomu dzisiejszych koryt i że jeszcze pod nim ukryte są plejstocenijskie formy i osady. Omówienie budowy całej pokrywy holocenijskiej pozwoli mi na odtworzenie historii powstawania tarasu rędzinnego, a także rzuci światło na procesy zachodzące w postglacjale w Karpatach i na ich przedpolu.

Pokrywa tarasu rędzinnego w dolinie Wisłoki ma budowę różnorodną. Jedynie jej strop jest jednolity; są to gliny napływowe o miąższości od 2—5 m. W Żyrakowie w spągowej części tych glin stwierdziłem liczne zwęglone szczątki roślinne, gałęzie i kawałki kory, ułożone warstwami. Pod gliną występują piaski, żwiry lub ily (przekrój 5—9).

Na poziomie dzisiejszego koryta, koło Kędzierza, znajdują się w utworach budujących taras rędzinny pnie drzew. Na głębokości 8 m od powierzchni tarasu stwierdziłem torfy, a pod nimi w tłoku żwirowo-piaszczystym sprasowane pnie drzewne. Przedstawione na stronie 59 wyniki analizy paleobotanicznej wskazują, że osady te należy wiązać z okresem przejściowym od plejstocenu do holocenu. Ułożenie bezładne tłoku żwirowego oraz pnie świadczą o gwałtownej akumulacji. Miąższość

osadów wieku późno-glacialnego i holocenijskiego sięga tu 14 m. Spotykany w wierceniach na tarasie łęgowym materiał gliniasto-piaszczysty do 8 m poniżej koryta (przekrój 3) pozwala przypuszczać, że maksymalna miąższość akumulacji typu holocenijskiego sięga do 20 m.

Wyraźny cokół ze starych żwirów, sięgających do wysokości 1—3 m ponad poziom koryta (ryc. 31), świadczy o istnieniu kopalnych tarasów,

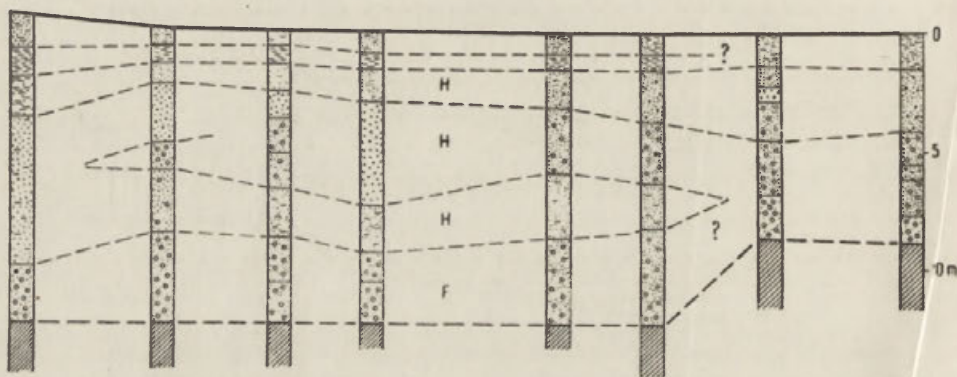


Ryc. 31. Rozwój doliny Wisłoki w czwartorzędzie.

A — dolina Wisłoki w glacialie krakowskim, B — w glacialie środkowo-polskim, C — w glacialie bałtyckim, D — dolina Wisłoki obecna (holocen).  
Osady z okresu: 1 — glacialu krakowskiego, 2 — środkowo-polskiego, 3 — bałtyckiego, 4 — z okresu holocenijskiego, 5 — powierzchnia przedczwartorzędowa

które powiązałem z okresem glacialu bałtyckiego. Spąg pokrywy holocenijskiej budują często także żwiry o przewadze materiału północnego, zapewne staro-plejstocenijskie, leżące wprost na łożach tortońskich. Osady te wiążę z glacialem krakowskim. Przebieg krawędzi i zasięg powierzchni tarasu rędzinnego, jak też i łęgowego, nie nawiązuje do konfiguracji podłoża przedczwartorzędowego (ryc. 10).

Próby wiązania różnych serii żwirów czy ilów holocenijskich w większości przypadków nie powiodły się. Dopiero ciągi wierceń, przeprowadzonych w odległości 10—15 m od siebie (przekrój 2, ryc. 32) przekonały mnie o olbrzymiej zmienności akumulacji holocenijskiej na niewielkiej nieraz przestrzeni, zarówno w obrębie tarasu łęgowego, jak i rędzinnego. Odtworzenie przebiegu akumulacji holocenijskiej w dolinie Wisłoki na podstawie cech litologicznych utworów jest niezmiernie trudne. Brak bowiem utworów korelatywnych. Jedynie pewne poziomy ilowo-torfowe (np. na głębokości około 8 m) lub żwirowe występują na większych obszarach. Nadto pod utworami obu tarasów ukryte są liczniejsze może, niż przypuszczam, stare równiny tarasów akumulacyjnych, czy też erozyjnych.



Ryc. 32. Przykład zmienności akumulacji holocenijskiej (wiercenia wykonano w odstępach co 10—20 m).

H — osady holocenijskie, F — fluwioglacjalne ? (przewaga materiału eratycznego)

Na podstawie przytoczonych profili (ryc. 29, 30, 32) uważam, że istniała równoczesna akumulacja utworów o różnym składzie mechanicznym. Skład ten zależał między innymi od odległości od nurtu rzeki, która ustawicznie zmieniała koryto. Wydaje się rzeczą pewną, że w budowie tarasu rędzinnego, jak i w wyciętym w nim łęgowym, jest wyrażona zarówno klimatyczna zmienność akumulacji holocenijskiej, jak i zmiany koryta rzeki. Przytoczone profile wskazują jak błędna i subiektywna może być interpretacja procesów morfogenetycznych na podstawie niewielu, czy jednego profilu, nawet udokumentowanego florystycznie (ryc. 32).

W dorzeczu Wielopolki taras dennej budują w stropie zupełnie świeże aluvia. W niewielu odsłonięciach na obszarze Rynny Podkarpackiej ukazują się mułki i gliny piaszczyste (przekrój 10, 13, 14) z nielicznymi wkładkami drobnych żwirków. W dolinach Wielopolki i Bystrzycy na

obszarze Pogórza frakcja materiału nie ulega zmianie. Zmiana frakcji zaznacza się w innych dolinach — mniejszych, ale o dużym spadku, na przykład Zawadki, Gnojnicy, Ostrej. U zbiegu potoków źródłowych Gnojnicy wysokość tarasu 3-metrowego wzrasta do 5 m. Ma on wyraźną podstawę skalną na wysokości 1,5 m, a na niej leży słabo otoczony tłuok żwirowy tkwiący w glinie z warstwami patyków, liści i innych szczątków roślinnych, uznanych przez doc. A. Środonia za holocenijskie. W dolinie Szkodnianki powyżej odcinka przełomowego taras rędziny zanika, a jego miejsce zajmuje taras wyższy, skalno-osadowy (starszy), niezniszczony z powodu istnienia progów skalnych w dnie (ryc. 19). Bałtycka pokrywa tego tarasu jest nadbudowywana w holocenie. Wgląd w budowę tarasów dennych dają wiercenia, wykonane w dolinie Wielopolki, Budziszka i Bystrzycy. Koło Sędziszowa w dolinie Budziszka stwierdzono na 12 m osadów rzecznych (przekrój 12—16), z których strop około 7-metrowy należy do holocenu. Torfy nawiercone tu w kilku otworach wskazują, że pokrywa budująca taras rędziny reprezentuje różne ogniwa holocenu. Poniżej podaję wyniki dwóch analiz pyłkowych wykonanych przez mgr K. M a m a k o w ą.

Przekrój 15 — głębokość 5,00—5,70 m od powierzchni tarasu:

Drzewa	%
<i>Pinus</i>	77
<i>Betula</i>	15,5
<i>Picea</i>	2,5
<i>Ulmus</i>	3,0
<i>Alnus</i>	0,5
<i>Tilia</i>	0,5
<i>Salix</i>	0,5

Rośliny zielne:  
*Cyperaceae*  
*Gramineae*  
*Filicinae*  
*Artemisia*  
*Chenopodiaceae*

Stosunek pyłków drzew do roślin zielnych wynosi 100 : 261.

Analiza pyłkowa wskazuje na wiek staro-holocenijski torfów aluwialnych. Brak jest buka, jodły, dębu, niewielki jest odsetek innych ciepłolubnych.

Przekrój 14 — głębokość 2,40—4,20 m od powierzchni tarasu:

Drzewa	%	Drzewa	%
<i>Pinus</i>	21,5	<i>Quercus</i>	4,0
<i>Fagus</i>	0,5	<i>Carpinus</i>	4,5
<i>Betula</i>	9,5	<i>Corylus</i>	4,5
<i>Alnus</i>	35,5	<i>Acer</i>	0,5
<i>Salix</i>	3,0	<i>Picea</i>	1,0
<i>Tilia</i>	12,5		

Rośliny zielne:  
*Cyperaceae*  
*Gramineae*  
*Filicinae*  
*Cruciferae*  
*Artemisia*  
*Urtica*

Stosunek pyłków drzew do roślin zielnych wynosi: 100 : 50,5.

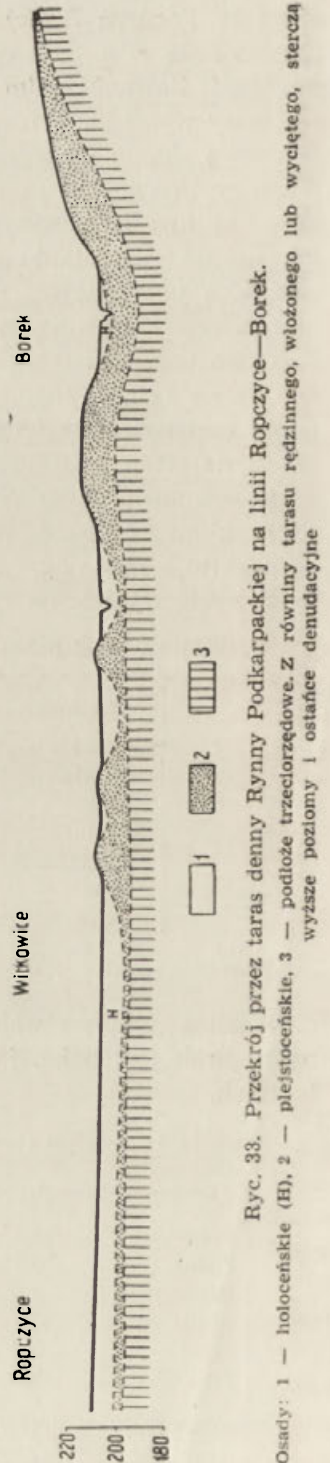


Torfy te reprezentują najprawdopodobniej okres wilgotniejszy i cieplejszy od poprzedniego (optimum termiczne?). Mówi o tym przewaga pyłków drzew liściastych ciepłolubnych. Strop tarasu budują osady niemal ze dzisiejsze.

W Ropcycach miocen leży 16,7 m poniżej powierzchni tarasu, czyli około 11 m poniżej współczesnego koryta Wielopolki (przekrój 11). Na nim stwierdzono dwa pokłady żwirów, oddzielone iłem, a wyżej 12-metrową serię glin i ilów z wkładkami torfów, którą uważałbym za holoceniską. Według relacji ludności miejscowej, w studni na tym tarasie, na północ od Pietrzejowej, natrafiono na głębokości 3—4 m na leżący poziomo pień „dębu“. Koło Borku w tarasie Bystrzycy odsłaniają się w prawym brzegu koryta piaski i żwiry fluwioglacjalne (ryc. 33), co świadczy, że na tym odcinku rzeka podcięła utwory starsze. W związku z przesunięciem się jej osi w kierunku północnym, taras denny budują zatem na tym obszarze zarówno aluwia holoceniskie, jak i utwory fluwioglacjalne.

Tarasы w małych dolinach zbudowane są często z grubego nieotoczonego materiału, który mógł być albo przyniesiony przez strugę w czasie przyboru wody, albo może być pochodzenia zboczowego (soliflukcyjnego). Taki utwór stwierdziłem w dolinie na południow-schód od Stasiówki. Tarasы małych dolin są obecnie nadbudowywane. Tak na przykład po ulewnych deszczach w lipcu 1953 roku znajdowałem złożony na darni na dnach i u wylotów dolin materiał o średnicy do 10 cm (Wiśniowa). Do systemu tarasów rzecznych należą również zbudowane z gruzu lub glin stożki napływowe u wylotów mniejszych i większych dolinek (por. mapy I—VI). Również taras Wisłoki można by traktować jako stożek napływowy marginalnie rozcięty.

Na tle budowy pokrywy holoceniskiej wysuwa się problem wieku równiny tarasu rę-



dzinnego Wisłoki. Pokrywę tarasu rędzinnego Wisłoki (denną Rynny Podkarpackiej) uważam za holoceniską, tworzoną od późnego glacjału po okres dzisiejszy, na podstawie występowania osadów z holocenijskimi szczątkami roślinnymi, reprezentujących różne piętra holocenu z późnym glacjałem włącznie. Równina tarasu rędzinnego rozwija się jeszcze obecnie, o czym świadczą świeże starorzecza i jej nadbudowywanie w okresie wysokich wodostanów.

Równina tarasu łęgowego Wisłoki. — Taras łęgowy występuje w dolinie Wisłoki po obu brzegach rzeki pasem o łącznej szerokości 1 do 2 km (mapa VI). Wysokość jego wynosi od 3 do 5 m ponad średni stan wody w rzece. Wycięte w nim są niższe fragmenty o wysokości około 2 do 3 m. Te fragmenty niższe są niemal corocznie zalewane. Natomiast cały taras łęgowy zalewany jest tylko podczas katastrofalnych powodzi, jak na przykład w 1934 czy w 1948 r. Na powierzchni tego tarasu zaznaczają się liczne drugorzędne krawędzie i stare zakola. Taras podczas powodzi jest nadsypywany — zakola ulegają zarównaniu. Brak dziś na przykład śladu części koryta Wisłoki, zaznaczonego na mapie z 1879 r. (ryc. 22).

W dolinie Wielopolki, Zawadki, Budzisz i Bystrzycy (dolne ich odcinki) zaznaczają się odpowiedniki tego tarasu o wysokości 2 do 3 m. Występują one fragmentarycznie (najczęstsze są na zakolach) dochodząc do szerokości około 20 m. Na podobnej wysokości leżą dna licznych świeżych starorzeczy (z wodą) w dolinie Wielopolki i Bystrzycy. Odpowiedniki tego tarasu występują w górnym odcinku doliny Gnojnicy na wysokości 1,5 i 0,5 m oraz w dolinie Zawadki i Ostrej.

W dolinie Wisłoki koło Latoszyna budują go (przekrój 1) na przemian piaski i żwiry niescementowane — bardziej ku północy — gliny, mułki i piaski (Kędzierz). Zarówno w żwirach, jak i glinach widziałem na wysokości dzisiejszego koryta Wisłoki liczne, dobrze zachowane pnie drzew, zwane przez miejscową ludność „czarnymi dębami“.

Z wierceń wykonanych na tym tarasie wynika, że niekiedy podobny mułkowo-piaszczysty charakter mają utwory budujące ten taras najmniej do głębokości 8 m poniżej dzisiejszego koryta Wisłoki (przekrój 3). Często już wyżej (przekrój 2, 4) występują grube żwiry i piaski (starsze), identyczne z utworami przyległego tarasu rędzinnego. Świadczy to o wycięciu tarasu łęgowego w rędzinnym. Zasypane starorzecza mówią znów o lokalnym jego włożeniu. Ma więc on erozyjny lub akumulacyjny charakter. W dolinie Wielopolki i Bystrzycy taras ten zbudowany jest z identycznego materiału, co taras wyższy (mułki, gliny piaszczyste, wkładki torfu), jest więc w nim wycięty. W dolinie Gnojnicy tarasy 1,5 m i 0,5 m zbudowane są z tłoku żwirowo-gliniastego, który w wyższym z nich leży na podstawie skalnej wysokości 0,8 m. Oba tarasy są współcześnie zalewane i nadsypywane. Niższy jest włożony w wyższy.

Taras łągowy uważam za młodo-holoceni (współcześnie tworzony) na podstawie:

1. Wycięcia w tarasie rędzinnym zawierającym holoceni (szczątki roślinne).

2. Nadbudowywania przez obecne wody powodziowe.

Równiny akumulacji holoceni (w peryglacialnych dolinach nieckowatych). — Spadek den tych dolin jest niewielki (do 2°), zbocza o nachyleniu rzadko przekraczającym 8°, szerokość płaskiego dna od kilku do kilkudziesięciu metrów (ryc. 17). Dno przechodzi we wklęsłe zbocze, niekiedy pojawia się załom wysokości 1—4 m, wytworzony przez erozję boczną wody płynącej. Załomy te potwierdzają holoceni (wiek zapłyńnięcia). Dolinki te występują na terenach zbudowanych z utworów mało odpornych i przepuszczalnych. Z procesów współcześnie w nich zachodzących występuje akumulacja w dnie (stwierdziłem występowanie świeżych namulów) i splukiwanie na zboczach (poła uprawne). Materiału dostarczają zbocza i górne odcinki dolin, gdzie akumulacja jest niemożliwa ze względu na większe nachylenie. Następuje ona w dolnych odcinkach, które mając mniejszy spadek zostały w dodatku „podparte“ przez akumulację holoceni (w dolinach większych). Okresowość płynięcia wody, związana z dość przepuszczalnym podłożem i brakiem źródeł, utrudnia wynoszenie materiału z dolinek. Dlatego dna ich będą ulegać zapływananiu w coraz to wyższych odcinkach. Najwięcej dolinek tego typu występuje w Kotlinie Nockowej i Niedźwiady.

Formy antropogeniczne. — Można wśród nich wyróżnić formy utworzone przez niszczącą i budującą działalność człowieka.

Do form utworzonych przez działalność niszczącą człowieka należą:

1. Wkopy linii kolejowej (Olchowa) i szos (Ropczyce, Witkowice).

2. Kamieniołomy (Olimpów, Broniszów, Łopuchowa), glinianki (Dębica, Żyraków), piaskownie i żwirownie (Brzezówka, Borek, Kłęczany, Nockowa). Są to formy płytkie (do 3—5 m głębokości), ze względu jednak na rozległość zasługują na uwagę (fot. 20). Na przykład na północ od Borku znajduje się piaskownia o długości 200 m.

3. „Tarasy“ śródpolne o wysokości do 2—4 m, utrudniające uprawę na bardziej stromych zboczach. Pospolite są na stokach lessowych (np. Brzyzna, Będziemyśl).

Formami związanymi pośrednio z działalnością niszczącą człowieka są wcięcia dróg występujące na zboczach o nachyleniu ponad 2°. Tworzone przy współdziałaniu splukiwania, erozji liniowej i hamowania wozów „na łańcuch“, dochodzą na lessach do imponującej głębokości 10 m. Głębokość wcięcia zależy od stopnia używalności drogi. Zadarnione drogi gospodarskie nieraz nie są zupełnie wcięte. O nasileniu procesu „erozji“

dróg świadczą świeże wcięcia lub rozcięcia rowów przydrożnych, dochodzące do 2—3 m, na terenach objętych tuż przed wojną komasacją (Bystrzyca, Wiśniowa). Te tak zwane holwegi są właściwie dolinami odwadnianymi okresowo, zwiększającymi dwukrotnie gęstość istniejącej sieci dolin (np. Góra Ropczycka, Chechły).

Do form utworzonych przez działalność budującą człowieka na badanym obszarze należą (poza formami utworzonymi tylko przy współudziale człowieka):

1. Wały ochronne (wysokość do 2 m) na tarasie łęgowym Wisłoki i dennym Bystrzycy.
2. Nasypy kolejowe (wysokość do 5 m), na przykład na odcinku Lubzina—Sędziszów.
3. Nasypy szosowe — w dnach dolin przecinających szosę.

#### R o l a r z e ż b o t w ó r c z a h o l o c e n u

W holocenie następuje przekształcanie form utworzonych w środowisku peryglacjalnym. Woda i inne czynniki rzeźbotwórcze wolno wyprzątają z dolin materiał zwietrzelinowy, nagromadzony w plejstocenie.

Na Pogórze formy wypukłe — stare plioceniczne wierzchowiny — nie ulegają już w holocenie zasadniczym przeobrażeniom. Intensywnie jest przemodelowany stok progu Pogorza, który został gęsto pocięty (fot. 19), a jego górny odcinek podkreślony niszami osuwisk. Formy wklęsłe — doliny — zostały przeważnie odmłodzone. W holocenie powstało wiele nowych form dolinnych i wzrosła gęstość rozdolinienia, zwłaszcza poziomów lessowych (często dwu- lub trzykrotnie). Holocenska erozja boczna przekształciła niekiedy łagodne, wklęsłe zbocza dolin na wypukłe.

Dla holocenu jest charakterystyczne olbrzymie natężenie procesów osuwiskowych, nie stwierdzone w tej skali w innych okresach. Odpowiednikiem żywej działalności czynników niszczących jest wzmożona akumulacja rzeczna. W Kotlinie Sandomierskiej nastąpiło przykrycie tarasu ze zlodowacenia bałtyckiego przez osady tarasu rędzinnego oraz wycięcie lub włożenie w ten ostatni niższego tarasu łęgowego. Natężenie akumulacji na przedpolu Karpat można by wiązać z wginającymi ruchami (N i k o ł a j e w). Wyżej wzniesione formy kotliny zachowały się niezmienione, przepuszczalne piaszczyste podłoże utrwaliło falistą rzeźbę peryglacjalną.

Morfogeneza holocenska nie jest tak powszechna jak peryglacjalna. Działalność procesów współczesnych jest często skoncentrowana: linijna (erozja), a nawet zlokalizowana (ruchy osuwiskowe).

Procesy holocenijskie tworzą formy kontrastowe\* w odróżnieniu od peryglacialnej soliflukcji, nadającej podobne cechy formom poprzednio różnorodnym.

Jest jeszcze za wcześnie, aby na podstawie tego materiału powiązać rozwój wszystkich form badanego terenu z poszczególnymi fazami klimatycznymi. Dopiero dokładniejsze zbadanie osadów tarasu rędzinnego i powiązanie ich z formami erozyjnymi da klucz do odtworzenia tego rozwoju.

Na razie można stwierdzić, że w okresach wilgotniejszych (Alleröd, okres atlantycki i subatlantycki) była wzmożona erozja na Pogórze i z nią związana akumulacja na przedpolu (pokłady „czarnych dębów“). W okresach tych powstawały duże osuwiska (Stobierna, Wiśniowa), były tworzone i pogłębiane młode dolinki. W okresie subatlantyckiego zwilgocenia klimatu (Środoń) powstał w swej „ostatecznej“ formie taras rędziny. W okresach suchszych (młodszy Dryas, okres borealny, subborealny i współczesny), następowało pogłębianie koryt rzek i rozcinanie tarasów.

W okresie holocenijskim wyraźnie zaznacza się okres gospodarki człowieka, okres wylesienia, zwiększenia szybkości spływu wód i natężenia procesów denudacyjnych działających powierzchniowo. Spłukiwanie, spływanie gleb, złaziska, bogactwo procesów osuwiskowych, upodabnia okres współczesny do okresu, w którym panował klimat peryglacialny. Tylko że obok denudacyjnych procesów wzrosło również natężenie erozji liniowej i to szczególnie — okresowej. Formy przez nią utworzone, podobnie jak osuwiskowe, wyraźne i ostre, są jednak szybko przekształcane denudacyjnie, jak również przy współdziałaniu człowieka w formy „zgrzybiałe“. W ten sposób niektóre formy erozyjne holocenijskie na lessach potrafiły przejść w krótkim czasie cały właściwie „cykl rozwojowy“, co w innych warunkach byłoby nie do pomyślenia\*\*. Jedną z przyczyn tego natężenia procesów, obok wylesienia i wadliwej gospodarki rolnej (układ pól, niewłaściwy podział i rozmieszczenie użytków), jest stanowisko ludności wobec sił przyrody. Ludność miejscowa skarży się ustawicznie na to, że urwał się kawałek pola, czy zjechał dom, że łąka na osuwisku jest nieużytkiem, że na polu ornym przy spadku 20° gleba i plony są niszczone, ale zwykle nie przeciwdziała temu.

### Tendencje rozwoju rzeźby

Dalsze tendencje rozwoju rzeźby zależą przede wszystkim od dwóch czynników: zmian klimatycznych i gospodarki człowieka. W obecnych

\* Na przykład strome, podcinane zbocze i płaskie dno.

\*\* Dzisiejsze formy erozji holocenijskiej są już przeważnie w stadium dojrzałym — stąd bogactwo parowów i wciósów o dnie akumulacyjnym.

warunkach duże amplitudy opadowe i termiczne powodują nieustanne zmiany procesów, które się nawzajem uzupełniają (denudacja, erozja) lub wykluczają (erozja i akumulacja osuwiskowa na obszarze den dolinnych). Najszkodliwszym procesem jest splukiwanie gleb, które przybie-  
rając na glebach pylastych olbrzymie rozmiary, przyczynia się do przeobrażenia stoków. Na obszarze fliszu osuwiska i złaziska przy udziale splukiwania zmienia w przyszłości wysokość i profil zboczy przesuwając załom ku wierzchowinom, dzięki czemu ulegną one dalszemu rozczłonkowaniu i obniżeniu (np. w Wiśniowej). Doliny młode będą zasypywane w coraz wyższych odcinkach. Mogą też powstać nowe doliny.

Równocześnie trzeba się liczyć z ingerencją człowieka, który przystępuje do przeobrażenia środowiska geograficznego przez gospodarkę planową. Przekształcanie to będzie w pełni możliwe po dokładnym poznaniu tego środowiska i zachodzących w nim procesów. Zalesienie obszarów osuwiskowych\*, sztuczne starasowanie zboczy, racjonalna orka, przebudowa sieci dróg zmieni stosunki wodne, mikroklimat i natężenie procesów denudacyjnych. Działalność i gwałtowność tych procesów ulegnie zmianie w czasie (zamiast erozji okresowej — słabsza erozja stała). Zapobiegnie się skutkom roztopów i gwałtownych ulew — rozwojowi zerw, wąwozów, osuwisk; zmniejszenie wahań wodostanów oddali groźbę powodzi, a więc erozji bocznej i akumulacji rzecznej na obszarze den dolinnych.

Procesy morfogenetyczne nie ulegną jednak całkowitemu zahamowaniu i dążyć będą do degradacji istniejącej rzeźby. Natężenie procesów będzie wzrastało (mimo zabiegów) w czasie wyjątkowo katastrofalnych opadów, które w ostatnich latach nie należą do rzadkości.

---

\* Na osuwiskach w Stobiernej, Gnojnicy i Wiśniowej stoją dziś dziesiątki domów.

## Rozdział V

### OGÓLNE WYNIKI BADAŃ

Regiony morfogenetyczne. — Na badanym terenie wyróżniam dwie jednostki morfogenetyczne: Pogórze Karpackie i Kotlinę Sandomierską (ryc. 34).

Pogórze Karpackie — o rzeźbie żywej, noszącej najwyraźniejsze ślady działalności wód płynących i procesów denudacyjnych cyklu „normalnego“ (pliocen, interglacjały, holocen) i peryglacjalnego (glacjały). Wszystkie większe formy zostały utworzone w pliocenie.

W obrębie Pogórza występują erozyjno-denudacyjne kotliny Niedźwiady i Nockowej o falistej rzeźbie górno-plioceńskiej, w znacznym stopniu zamaskowanej osadami czwartorzędowymi.

Pogórze opada ku Kotlinie Sandomierskiej progiem. Próg Pogórza, denudacyjny, o założeniach tektonicznych, odmłodzony w środkowym i górnym pliocenie, złagodzony i częściowo zakryty utworami pokrywowymi w plejstocenie, uwarunkowany jest różnicą odporności skał obu jednostek.

Kotlina Sandomierska — o założeniach tektonicznych trzeciorzędowych, ale rzeźbie „zakonserwowanej“, plejstocieńskiej ukształtowanej głównie przez procesy peryglacjalne i fluwialne.

Strefę graniczną między Kotliną a Pogórzem stanowi Rynna Podkarpacka.

Rynna Podkarpacka jest obniżeniem u stóp progu o założeniu częściowo plioceńskim, ukształtowanym przez wody fluwioglacjalne, później zasypanym lessem (np. na wschód od Sędziszowa), lub odpreparowanym i przesuniętym na północ, dzięki wykorzystaniu go jako doliny Wielopolki.

Rzeźba a budowa geologiczna. — Na omawianym obszarze występuje pozorna zgodność jednostek morfologicznych (Kotlina Sandomierska, Pogórze) z tektonicznymi (zapadlisko podkarpackie, Karpaty). Przyczyną tego jest różna odporność skał budujących te jednostki (flisz, iły miocieńskie). Istnienie jednostek morfologicznych drugorzędnych, jak erozyjno-denudacyjnych kotlin Niedźwiady i Nockowej, jest uwarunkowane mniejszą odpornością osadów miocieńskich. Próg Pogórza jest wyraźny tylko na tych odcinkach, gdzie czoło nasunięcia Karpat zbudowane jest z bardziej odpornych osadów fliszowych (warstwy



Fot. 17. Stare osuwisko odmładzane koło Będziemyśla.

Stary jęzor modelowany przez złaziska. Poniżej młode zsuwy związane z rozcinaniem osuwiska. Na zdjęciu widoczny tylko fragment dużego osuwiska „zbieżnego“



Fot. 18. Małe doliny koło Stobiernej.

Zbocza strome; w głębi czynne, niezadrzewione osuwisko rynnowe koło Stobiernej





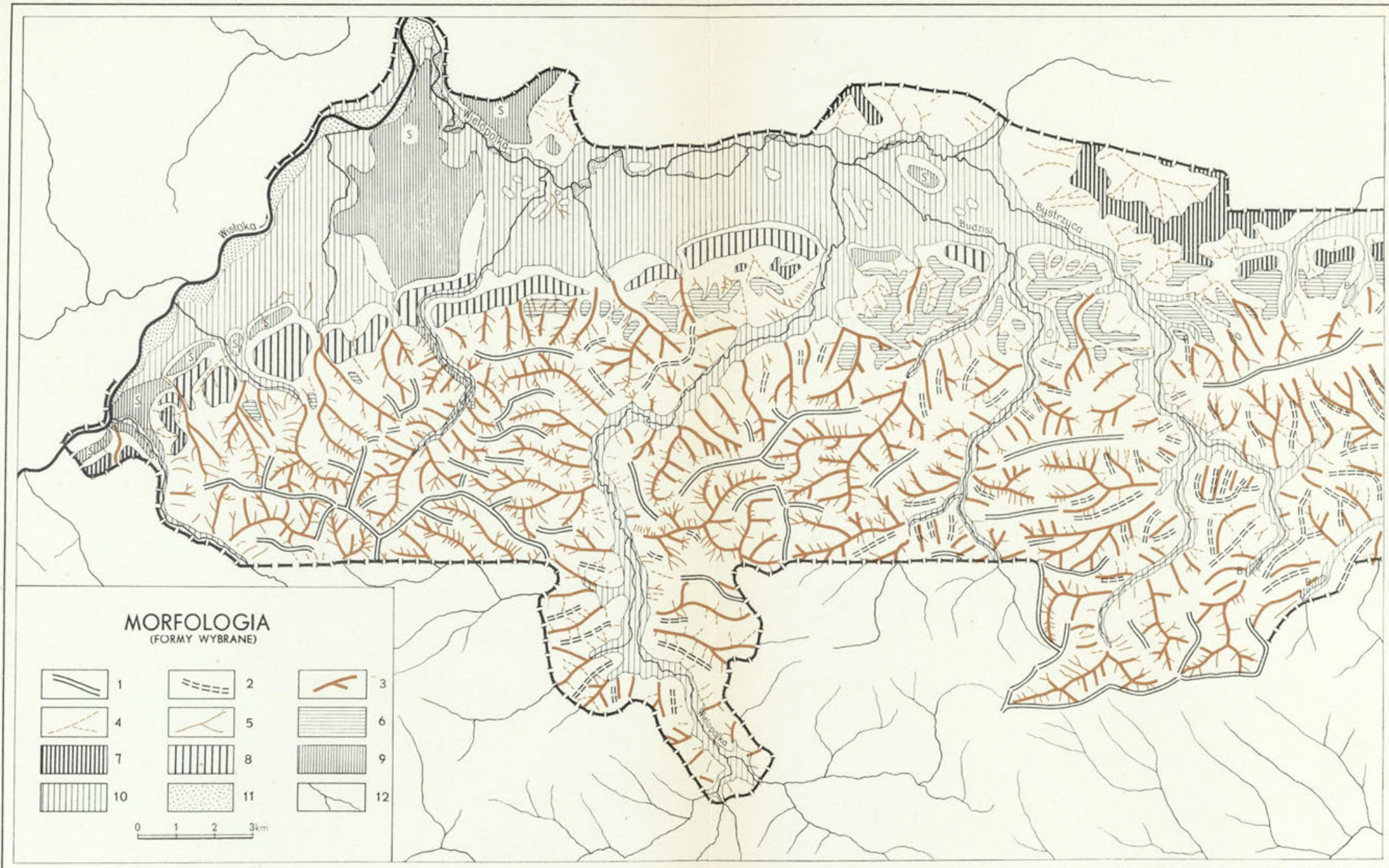
Fot. 19. Wylot parowu, rozcinającego stok progę Pogórza,  
pokryty lessem.

Widoczna nieprawidłowa orka. Zawada koło Dębicy



Fot. 20. Piaskownia w Brzezówce.

Profil osadów plejstocęńskich przedstawiony na ryc. 5



Ryc. 34. Morfologia (formy wybrane).

Objaśnienie znaków; 1 — garby ze spłaszczeniami poziomu pogórskiego, 2 — garby ze spłaszczeniami poziomu Nockowej, 3 — stare (plioceńskie) doliny przemodelowane w plejstocenie i w holocenie, 4 — nieckowate doliny plejstocenijskie (w kotlinach), 5 — młode dolinki holocenijskie, 6 — równiny akumulacji lessowej (nałożonej na pokrywy fluwiogłacialne i morenowe), 7 — równiny tarasu erozyjnego krakowskiego I, 8 — równiny tarasu erozyjnego krakowskiego II, 9 — równiny tarasów akumulacyjnych z okresu młodszych zlodowaceń (S — środkowo-polskiego, B — bałtyckiego), 10 — równiny tarasu akumulacyjnego — rędzinnego, 11 — równiny tarasu akumulacyjnego — łęgowego 12 — rzeki

inoceramowe). Dla przykładu podam, że między Pilznem a Tarnowem, gdzie w czole nasunięcia występują łupki, próg jest cofnięty. Zgadza się dopiero z nasunięciem koło Góry św. Marcina, zbudowanej z warstw inoceramowych.

Przebieg form trzeciorzędowych — dużych plioceńskich dolin i grzbietów — nie zgadza się przeważnie z przebiegiem mniejszych jednostek tektonicznych i odpornościowych.

Doliny Wielopolki, Budzisz, Bystrzycy tną w poprzek osie antyklin i strefy synklin zbudowane ze skał o różnej odporności. Fakty te świadczą z jednej strony o względnie małych kontrastach odpornościowych w obrębie fliszu, a z drugiej, o przetrwaniu w czasie plioceńskiego odmłodzenia starej sieci dolinnej, niezależnej od struktury. Flisz, a w jeszcze większym stopniu osady miocene, nie były zdolne do dobrego zachowania form starszych, dlatego formy dolno-plioceńskie są trudne do rozpoznania. Formy małe badanego obszaru są często predysponowane budową geologiczną, a formy dziś rozwijające się są nieraz związane z określonym rodzajem skał, na przykład osuwiska występują na fliszu, złaziska i wądoły na iłolupkach.

**Poligeniza rzeźby.** — Współczesna rzeźba badanego obszaru jest wynikiem zmian tektonicznych i klimatycznych, odbywających się od ostatniego sfałdowania górotworu karpackiego aż do chwili obecnej. Założona w miocenie, dojrzała i odmłodzona epicyklicznie w pliocenie uległa następnie przeobrażeniu przez procesy peryglacjalne. Możemy z niej dziś odczytać ślady dwóch cykli morfogenetycznych: fluwialnego i peryglacjalnego. Najwyraźniejsze formy związane są z cyklem fluwialnym dlatego, że on kształtował rzeźbę najdłużej. Plejstocen spowodował złagodzenie i przedwczesną dojrzałość wielu form wskutek wzmoczonej denudacji i akumulacji w glacialach, przegradzanej erozją interglacjalną, za słabą na wyprątnięcie utworów zwietrzelinowych i soliflukcyjnych. W tym czasie również próg Pogórza zmniejszył swą wysokość i zamienił się w rozległą strefę przejściową między Kotliną Sandomierską a Pogórzem. Działy Kotliny Sandomierskiej mają formy związane z cyklem peryglacjalnym, powstałe z przeobrażenia form fluwioglacjalnych i fluwialnych. Rzeźba badanego obszaru jest rzeźbą poligeniczną, rezultatem nakładania form nowych na stare, najpierw erozyjnych na tektoniczne (miocen, pliocen), potem akumulacyjnych na erozyjne i na odwrót (czwartorzęd); jest ona rezultatem przystosowywania istniejącej rzeźby do zmieniającego się środowiska geograficznego.



## WYKAZ PRZEKROJÓW GEOLOGICZNYCH ODKRYWEK, WIERCEŃ, STUDNI

W poniższym przeglądzie podaję 31 przekrojów wierceń, odkrywek i studni, wybranych spośród około 120 zebranych przekrojów. Na przekroje te powołuję się w niniejszej pracy. Do próbek wielu wierceń nie miałem dostępu — dlatego określenie wieku przewierconych osadów, jak również i genezy było często niemożliwe. Wiek poszczególnych warstw, podawanych zwykle w nawiasie, jest wówczas albo nie podany, albo też podany ze znakiem zapytania. Przytoczone tu przekroje są uwzględnione obok licznych innych, na profilach morfologicznych przez doliny i Rynnę Podkarpacką.

### Nr 1. Latoszyn

Odkrywka na krawędzi tarasu łęgowego Wisłoki (wysokość względna 4 m).  
Wysokość około 196 m n.p.m.

	m
1. Piasek warstwowany biały, luźny (holocen)	00— 1,50
2. Tłok żwirowo-piaszczysty nies cementowany, z tkwiącymi w nim poziomo ułożonymi pniami drzew (holocen)	1,50— 3,50
3. Piaski gliniaste, warstwowane (holocen)	3,50— 4,00

### Nr 2. Dębica

Wiercenie na tarasie łęgowym Wisłoki (wysokość 3—4 m). Wysokość 192,5 m n.p.m.

	m
1. Gleba piaszczysta brunatna (holocen)	00— 1,30
2. Piasek drobnoziarnisty z drobnymi żwirami, szarobrunatny (holocen)	1,30— 4,00
3. Żwir drobny brunatny (holocen?)	4,00— 5,50
4. Żwir drobny szary (holocen?)	5,50— 6,10
5. Żwir gruby (?)	6,10— 7,80
6. Grube otoczaki z drobnymi żwirami, szare (przewaga materiału eratycznego)	7,80— 9,00
7. Il szary (miocen)	9,00—11,80

### Nr 3. Dębica

Wiercenie na tarasie łęgowym Wisłoki (wysokość 3 m). Wysokość 193 m n.p.m.

	m
1. Piasek luźny (holocen)	00— 4,50
2. Gлина piaszczysta (holocen)	4,50— 8,10
3. Piasek (holocen?)	8,10—12,70
(aluwiów nie przebito)	

## Nr 4. Dębica

Wiercenie na tarasie łęgowym Wisłoki (wysokość 4—5 m). Wysokość 192 m n.p.m.

	m
1. Gleba gliniasta (holocen)	00— 0,60
2. Piasek gliniasty szarżółty (holocen)	0,60— 1,90
3. Piasek jasny luźny (holocen)	1,90— 3,10
4. Żwir średniej wielkości szarobrunatny (holocen)	3,10— 3,60
5. Żwir różnej wielkości zanieczyszczony ilem (holocen)	3,60— 5,60
6. Il szary plastyczny (?)	5,60— 5,90
7. Il szary piaszczysty (?)	5,90—10,30
8. Żwir różnej wielkości (?)	10,30—13,60
9. Il szary (miocen)	13,60—14,60

## Nr 5. Dębica

Wiercenie i odkrywka na krawędzi tarasu rędzinnego Wisłoki (około 11 m wysokości). Wysokość 202 m n.p.m.

	m
1. Gleba gliniasta (holocen)	00— 0,80
2. Gliniana piaszczysta brunatna (holocen)	0,80— 3,50
3. Il plastyczny brunatny (holocen)	3,50— 4,50
4. Piasek drobnoziarnisty, ilasty, brunatny (holocen)	4,50— 5,70
5. Il plastyczny jasnoszary (holocen)	5,70— 7,60
6. Il piaszczysty szary z wkładkami torfów (młodszy Dryas?)	7,60— 9,60
7. Piasek drobnoziarnisty, ilasty, szary (Alleröd)	9,60—10,50
8. Tłok żwirowy przemieszany z piaskiem i ilem z pniami drzew o średnicy do 1 metra (Alleröd)	10,50—14,00
9. Ilołupek (miocen)	14,00—25,00

## Nr 6. Dębica

Odkrywka — podcięcie 5-metrowej wysokości tarasu rędzinnego Wisłoki o wysokości 8—10 m. Wysokość około 197 m n.p.m. (strop gliniasty nieodsłonięty).

	m
1. Piaszki białe i żółte, warstwowane (holocen)	00— 1,50
2. Żwiry fliszowe o średnicy do 8 cm, tkwiące w piaskach, niescemen-towane (holocen)	1,50— 3,50
3. Żwiry grube żelaziste, silnie scementowane, fliszowe z nieznaczną domieszką eratycznych (złodowacenie bałtyckie)	3,50— 5,00

## Nr 7. Dębica

Wiercenie na tarasie rędzinnym (około 10—12 m wysokim). Wysokość około 202 m n.p.m.

	m
1. Nasyp gruzu (holocen)	00— 0,90
2. Gлина szarobrunatna (holocen)	0,90— 1,50
3. Gлина piaszczysta brunatna (holocen)	1,50— 2,60
4. Gлина plastyczna brunatnoszara (holocen)	2,60— 4,50
5. Gлина plastyczna piaszczysta, szara (holocen)	4,50— 5,20
6. Piasek gliniasty szary (holocen)	5,20— 5,90
7. Piasek drobnoziarnisty szarobrunatny (?)	5,90— 8,00
8. Żwir drobnoziarnisty brunatnoszary (?)	8,00— 8,70

9. Żwir gruboziarnisty zbity, brunatnoszary (?)	8,70— 9,50
10. Żwir gruboziarnisty z dużymi otoczkami (?)	9,50—11,20
11. Żwir drobnoziarnisty z dużymi otoczkami (?)	11,20—16,50
12. Ił zbity szary (miocen)	16,50—17,30

## Nr 8. Straszęcín

Wiercenie na tarasie rędzinnym Wisłoki (wysokość 9 m). Wysokość 197 m n.p.m.

	m
1. Gleba gliniasta	00— 0,80
2. Głina piaszczysta (holocen)	0,80— 1,90
3. Ił piaszczysty (holocen)	1,90— 4,10
4. Piasek średnio- i gruboziarnisty (holocen)	4,10— 5,70
5. Tłok żwirowo-piaszczysty (holocen?)	5,70— 7,90
6. Żwir średnioziarnisty (?)	8,90—10,50
7. Tłok żwirowo-piaszczysty (złodowacenie krakowskie?)	10,50—13,90
8. Grube otoczki — materiał eratyczny (złodowacenie krakowskie)	13,90—16,80
9. Tłok żwirowo-piaszczysty (złodowacenie krakowskie)	16,80—17,30
10. Ił siwy (miocen)	17,30—19,50

## Nr 9. Dębica

Wiercenie na tarasie rędzinnym Wisłoki (wysokość około 12 m). Wysokość około 200 m n.p.m.

	m
1. Gleba gliniasta brunatna	00— 0,60
2. Głina piaszczysta żółta (holocen)	0,60— 1,00
3. Piasek drobnoziarnisty żółty (holocen)	1,00— 1,30
4. Ił plastyczny szarobrunatny (holocen)	1,30— 1,80
5. Głina piaszczysta szarżółta (holocen)	1,80— 3,00
6. Ił plastyczny szarobrunatny (holocen)	3,00— 3,90
7. Torf ciemnobrunatny (holocen)	3,90— 4,10
8. Muł piaszczysty szary (holocen)	4,10— 4,50
9. Piasek drobno-ziarnisty szary (holocen)	4,50— 5,10
10. Piasek średnioziarnisty szary (?)	5,10—13,40
11. Piasek drobnoziarnisty szary (?)	13,40—14,00
12. Muł piaszczysty szary (?)	14,00—15,20

## Nr 10. Paszczyna

Wiercenie na tarasie rędzinnym Wielopolki (wysokość około 5 m). Wysokość około 189 m n.p.m.

	m
1. Gleba piaszczysta	00— 0,70
2. Głina piaszczysta szarobrunatna (holocen)	0,70— 2,00
3. Ił piaszczysty szary (holocen)	2,00— 4,80
4. Ił plastyczny szary (holocen)	4,80— 7,00
5. Ił piaszczysty szary (holocen)	7,00— 7,90
6. Ił torfiasty szarobrunatny (holocen)	7,90— 9,00
7. Żwir gruboziarnisty z iłem, szary (plejstocen)	9,00— 9,40
8. Żwir gruboziarnisty z otoczkami o średnicy do 25 cm, szary (plejstocen)	9,40—10,30
9. Ił zbity szary (miocen)	10,30—12,50

## Nr 11. Ropczyce

Wiercenie na tarasie dennym — rędzinnym Wielopolki (wysokość 5—6 m).  
Wysokość około 215 m n.p.m.

	m
1. Głina szara (holocen)	00— 2,10
2. Głina jasnożółta z wkładkami iłu (holocen)	2,10— 3,70
3. Ił szary piaszczysty (holocen)	3,70— 6,80
4. Ił torfiasty (holocen)	6,80— 8,10
5. Ił szary piaszczysty (holocen)	8,10—12,50
6. Żwir gruboziarnisty, zanieczyszczony iłem (plejstocen)	12,50—13,20
7. Ił ciemnoszary plastyczny (plejstocen)	13,20—14,70
8. Żwir zanieczyszczony iłem (plejstocen)	14,70—16,70
9. Ił szary (miocen)	16,70—20,00

## Nr 12. Sędziszów

Wiercenie w dnie doliny Budzisz. Wysokość 216 m n.p.m.

	m
1. Głina plastyczna szarozółta (holocen)	00— 2,00
2. Głina ilasta szara (holocen)	2,00— 3,60
3. Głina z wkładkami torfu (holocen)	3,60— 4,10
4. Głina żółta (holocen)	4,10— 4,50
5. Głina pylasta jasnoszara (holocen)	4,50— 5,10
6. Ił plastyczny szary (holocen)	5,10— 6,50
7. Ił z wkładkami torfu, szary (holocen)	6,50— 8,50
8. Piasek drobnoziarnisty ilasty (plejstocen?)	8,50—12,30
9. Piasek gruboziarnisty szary (plejstocen)	12,30—12,80
10. Żwir różnoziarnisty ilasty (plejstocen)	12,80—17,90
11. Ił szary (miocen)	17,90—20,00

## Nr 13. Sędziszów

Wiercenie w Rynnie Podkarpackiej — taras denny doliny Budzisz. Wysokość 210 m n.p.m.

	m
1. Głina żółta i szara (holocen)	00— 2,10
2. Ił szary (holocen)	2,10— 3,10
3. Torf (holocen)	3,10— 3,40
4. Piasek ilasty różnoziarnisty (holocen)	3,40— 8,30
5. Żwir gruby z piaskiem; poszczególne otoczaki do średnicy 15 cm, przewaga materiału fliszowego (plejstocen)	8,30—10,40
6. Ił szary (miocen)	10,40—12,50

## Nr 14. Sędziszów

Wiercenie w Rynnie Podkarpackiej — taras denny dolin Budzisz i Bystrzycy. Wysokość 213 m n.p.m.

	m
1. Głina ilasta żółta (holocen)	00— 0,60
2. Ił z częściami organicznymi (holocen)	0,60— 2,40
3. Torf brunatny (holocen)	2,40— 4,20
4. Piasek drobnoziarnisty ilasty, szary (holocen)	4,20— 5,50
5. Piasek gruboziarnisty ilasty, szary (holocen)	5,50— 6,40
6. Żwir szary (holocen?)	6,40— 7,50



7. Ił piaszczysty szary (holocen?)	7,50— 7,60
8. Żwir gruby z piaskiem; średnica otoczków do 12 cm (plejstocen)	7,60— 9,60
9. Ilołupek szary (miocen)	9,60—11,70

## Nr 15. Sędziszów

Wiercenie w Rynnie Podkarpackiej — taras denny dolin Budzisa i Bystrzycy.  
Wysokość 213 m n.p.m.

	m
1. Gлина żółta (holocen)	00— 0,50
2. Ił szary (holocen)	0,50— 1,00
3. Gлина piaszczysta szarozółta (holocen)	1,00— 4,20
4. Ił plastyczny szary (holocen)	4,20— 5,00
5. Torf (holocen)	5,00— 5,70
6. Piasek drobnoziarnisty ilasty, szary (holocen)	5,70— 6,60
7. Piasek gruboziarnisty ze żwirkiem, ilasty, szary (holocen ?)	6,60— 6,90
8. Piasek drobnoziarnisty ilasty (holocen ?)	6,90—12,90
9. Ił piaszczysty z wkładkami torfu (?)	12,90—13,50
10. Piasek drobnoziarnisty ilasty (?)	13,50—14,80
11. Żwir różnoziarnisty; otoczaki przeważnie eratyczne o średnicy do 18 cm (złodowacenie krakowskie)	14,80—15,70
12. Ił szary (miocen)	15,70—18,00

## Nr 16. Przedmieście Sędziszowskie

Wiercenie na tarasie dennym doliny Bystrzycy. Wysokość 218 m n. p. m.

	m
1. Gleba gliniasta	00— 0,30
2. Piasek drobny ilasty, brunatny i szary (holocen)	0,30— 5,30
3. Ił piaszczysty (holocen)	5,30— 7,70
4. Piasek drobnoziarnisty ilasty szary (?)	7,70—12,10
5. Żwir z otoczkami o średnicy do 10 cm; materiał eratyczny i fli-szowy (złodowacenie krakowskie)	12,10—13,60
6. Ił szary (miocen)	13,60—16,00

## Nr 17. Dębica

Wiercenie na tarasie z okresu złodowacenia środkowo-polskiego (wysokość około 20 m nad poziom koryta Wisłoki). Wysokość około 213 m n. p. m.

	m
1. Piasek gliniasty drobnoziarnisty, brunatny (złodowacenie środkowo-polskie)	00— 1,70
2. Piasek gruboziarnisty ze żwirami, jasny (złodowacenie środkowo-polskie)	1,70— 5,60
3. Piasek gliniasty drobnoziarnisty, brunatny (złodowacenie środkowo-polskie)	5,60— 6,00
4. Piasek średnioziarnisty brunatny (złodowacenie środkowo-polskie)	6,00— 6,60
5. Piasek drobnoziarnisty brunatny (złodowacenie środkowo-polskie)	6,60— 7,50
6. Ił piaszczysty szary (?)	7,50—11,60
7. Ił torfiasty szary (?)	11,60—13,60
8. Ił piaszczysty szary (?)	13,60—17,50
9. Ił szary (miocen)	17,50—18,50

## Nr 18. Dębica

Wiercenie na niższym poziomie z okresu zlodowacenia krakowskiego. Wysokość 215 m n. p. m.

	m
1. Gleba piaszczysta	00— 0,30
2. Piasek (zlodowacenie krakowskie)	0,30— 1,30
3. Ił plastyczny (zlodowacenie krakowskie?)	1,30— 3,50
4. Ił siwy (miocen)	3,50—10,00

## Nr 19. Dębica

Wiercenie na niższym poziomie z okresu zlodowacenia krakowskiego. Wysokość około 218 m n. p. m.

	m
1. Gleba piaszczysta ciemnobrunatna	00— 0,40
2. Piasek gruboziarnisty z kamieniami, brunatnoszary (zlodowacenie krakowskie)	0,40— 2,10
3. Żwir ilasty szarobrunatny (zlodowacenie krakowskie)	2,10— 4,70
4. Ił szary (miocen)	4,70— 8,50

## Nr 20. Pustków

Wiercenie na staro-plejstocenijskiej równinie akumulacyjnej. Wysokość około 200 m n. p. m.

	m
1. Torf suchy (holocen)	00— 0,40
2. Piasek brunatny z torfem (?)	0,40— 1,40
3. Piasek drobnoziarnisty szary (zlodowacenie środkowo-polskie ?)	1,40— 6,00
4. Ił plastyczny szary (zlodowacenie środkowo-polskie ?)	6,00— 7,60
5. Ił plastyczny szary, zbity (zlodowacenie środkowo-polskie ?)	7,60—14,20
6. Piasek drobnoziarnisty, ilasty, szary (zlodowacenie środkowo-polskie ?)	14,20—19,80
7. Piasek średnioziarnisty szary (zlodowacenie środkowo-polskie ?)	19,80—24,20
8. Żwir gruboziarnisty i otoczaki (zlodowacenie krakowskie)	24,20—26,60
9. Ił szary (miocen)	22,60—

## Nr 21. Zawada

Odkrywka w podcięciu tarasu Zawadki ze zlodowacenia środkowo-polskiego (wysokość 13 m). Wysokość około 230—235 m n. p. m.

	m
1. Less typowy nie warstwowany (zlodowacenie bałtyckie)	00— 6,00
2. Piaski białe i żółte, w górnej części zglinione (zlodowacenie środkowo-polskie)	6,00— 8,00
3. Żwiry fliszowe z nieznaczną domieszką granitowych o średnicy do 10 cm, w stropie silnie zwietrzałe (zlodowacenie środkowo-polskie)	8,00—13,00

## Nr 22. Podślone

Profil studni na powierzchni akumulacji lessowej (według relacji ludności miejscowej). Wysokość około 250 m n. p. m.

	m
1. Gлина żółta, w spągu piaszczysta — less (zlodowacenie bałtyckie)	00—13,00
2. Gлина siwa — less (zlodowacenie bałtyckie)	13,00—14,00
3. Żwiry rzeczne ze skorupą żelazistą w stropie (zlodowacenie krakowskie)	14,00— ?

## Nr 23. Pietrzejowa

Odkrywka na zboczu parowu rozcinającego stok nachylony ku dolinie Wielopolki. Wysokość około 240 m n. p. m.

	m
1. Less typowy, żółty, wapnisty z poziomami kukielek lessowych i smugami drobnych piasków i żwirków (nieotoczonych, o średnicy do 5 mm) nachylonych ku południowi (złodowacenie bałtyckie)	00— 3,00
2. Gлина lessowa siwa, wapnista — poziom glejowy (złodowacenie bałtyckie)	3,00— 4,50
3. Piaski żółte warstwowane, nachylone około 15° na południe, z wstęgami orsztynu w stropie (skorupa żelazista) — złodowacenie krakowskie ?	4,50— 6,00 i niżej

## Nr 24. Niedźwiada

Odkrywka na zboczu doliny Niedźwiady — strop osadów około 25 m ponad dnem doliny. Wysokość około 275 m n. p. m.

	m
1. Gлина żółtobrunatna lessowata ze śladami smugowania (plejstocen)	00— 1,00
2. Gлина siwa z drobnymi węgielkami (plejstocen)	1,00— 1,50
3. Gлина morenowa siwa ze żwirkami (złodowacenie krakowskie)	1,50— 2,10
4. Gлина morenowa żółtordzawa piaszczysta ze żwirkami eratycznymi o średnicy do 10 cm, o nierównej powierzchni spągowej (złodowacenie krakowskie)	2,10— 3,00
5. Żwiry fluwioglacjalne drobne, żelaziste, silnie zwiertzałe, eratyczne i fliszowe, o średnicy do 15 cm, ułożone chaotycznie, lekko sfałowane (złodowacenie krakowskie)	3,00— 3,50
6. Piaski fluwioglacjalne warstwowane poziomo, dobrze wysortowane, białe, żółte lub siwe, zawierające nieliczne eratyki (złodowacenie krakowskie)	3,50— około 10,00

## Nr 25. Kawęczyn koło Sędziszowa

Profil studni na wyższym poziomie akumulacyjnym ze złodowacenia krakowskiego (według relacji ludności). Wysokość około 240 m n. p. m.

	m
1. Gлина siwa morenowa z eratykami (złodowacenie krakowskie)	00— 8,00
2. Piasek (złodowacenie krakowskie)	8,00— 9,00
3. Gлина siwa morenowa (złodowacenie krakowskie)	9,00—12,00
4. Piasek (złodowacenie krakowskie)	12,00—13,00
5. Gлина siwa (morenowa ?)	13,00—20,50

Na głębokości 20,50 m woda

## Nr 26. Gnojnica-Czujek

Wiercenie w dnie doliny rozcinającej poziom akumulacji lessowej. Wysokość około 225 m n. p. m.

	m
1. Gлина piaszczysta brunatna, lessowa (złodowacenie bałtyckie)	00—10,00
2. Namuł piaszczysty szary (złodowacenie bałtyckie ?)	10,00—13,10
3. Żwiry w ile szarym lub brunatnym (złodowacenie krakowskie ?)	13,10—19,00

- |   |             |
|---|-------------|
| 4. Żwiry w piaskach, różnoziarniste, o przewodze materiału fliszowego (zlodowacenie krakowskie) | 19,00—21,60 |
| 5. Ił siwy (miocen)   | 21,60—23,90 |

## Nr 27. Sędziszów

Wiercenie na stoku poziomym z okresu zlodowacenia krakowskiego. Wysokość około 221 m n.p.m.

- |  | m           |
|--|-------------|
| 1. Gлина piaszczysta (deluwia lessowe)   | 00— 3,20    |
| 2. Piasek średnio- i gruboziarnisty, rdzawożółty (zlodowacenie krakowskie)                                   | 3,20— 3,90  |
| 3. Żwir z grubym piaskiem gliniastym (zlodowacenie krakowskie)   | 3,90— 5,40  |
| 4. Piasek ze żwirami, szarżółty (zlodowacenie krakowskie)  | 5,40— 6,60  |
| 5. Piasek średnioziarnisty (zlodowacenie krakowskie)   | 6,60—10,70  |
| 6. Żwir z piaskiem; materiał eratyczny i fliszowy (zlodowacenie krakowskie)                                  | 10,70—15,10 |
| 7. Żwir gruby z otoczkami o średnicy do 15 cm — niemal wyłącznie materiał fliszowy (zlodowacenie krakowskie) | 15,10—15,90 |
| 8. Ił siwy (miocen)  | 15,90—18,00 |

## Nr 28. Sędziszów

Wiercenie na stoku poziomym akumulacji lessowej. Wysokość około 223 m n. p. m.

- |   | m           |
|---|-------------|
| 1. Gлина żółta nieco piaszczysta (lessowata)                                      | 00— 6,70    |
| 2. Piasek drobnoziarnisty ilasty, szary, w spągu rdzawy (?)                       | 6,70— 7,50  |
| 3. Gлина piaszczysta szarżółta (less?, zlodowacenie bałtyckie)                    | 7,50—10,60  |
| 4. Gлина piaszczysta żółta (less, zlodowacenie bałtyckie)                         | 10,60—11,20 |
| 5. Ił szarżółty (zlodowacenie bałtyckie?)   | 11,20—11,80 |
| 6. Piasek drobnoziarnisty ilasty, żółty (?)                                       | 11,80—12,10 |
| 7. Gлина piaszczysta szarżółta (less?)  | 12,10—13,30 |
| 8. Piasek drobnoziarnisty gliniasty, żółty (?)                                    | 13,30—13,80 |
| 9. Piasek drobnoziarnisty gliniasty ze żwirem (?)                                 | 13,80—14,90 |
| 10. Żwir różnoziarnisty (zlodowacenie krakowskie)                                 | 14,90—15,50 |
| 11. Żwir gruboziarnisty z otoczkami o średnicy do 15 cm (zlodowacenie krakowskie) | 15,50—20,60 |
| 12. Piasek gruboziarnisty ze żwirem   | 20,60—22,30 |
| 13. Ił szary (miocen)   | 22,30—25,50 |
- Warstwy 1—7 mają wkłady utworów soliflukcyjnych.

## Nr 29. Sędziszów

Wiercenie na poziomie akumulacji lessowej. Wysokość 230 m n. p. m.

- |   | m           |
|---|-------------|
| 1. Piasek gliniasty żółty                                       | 00— 1,00    |
| 2. Gлина piaszczysta, lessowata, żółta (zlodowacenie bałtyckie) | 1,00— 7,80  |
| 3. Iłek piaszczysty (zlodowacenie bałtyckie)                    | 7,80— 8,40  |
| 4. Gleba kopalna, gliniasta, brunatna (zlodowacenie bałtyckie)  | 8,40— 9,50  |
| 5. Ił piaszczysty, lessowaty (zlodowacenie bałtyckie)           | 9,50—12,80  |
| 6. Ił plastyczny (?)  | 12,80—13,50 |
| 7. Piasek ilasty, szary (?)                                     | 13,50—18,30 |
| 8. Ił plastyczny (?)  | 18,30—18,90 |
| 9. Piasek średnioziarnisty, ilasty (?)                          | 18,90—20,20 |

10. Żwir ilasty szary z otoczkami o średnicy do 10 cm (zlodowacenie krakowskie)	20,20—21,20
11. Ił plastyczny, brunatny i szary (zlodowacenie krakowskie)	21,20—21,80
12. Żwir gruby: materiał fliszowy i eratyczny (zlodowacenie krakowskie)	21,80—22,20
13. Ił szary (miocen)	22,20—24,50

## Nr 30. Wolica Ługowa

Wiercenie na stoku poziomym krakowskiego I (osady z okresu zlodowacenia krakowskiego). Wysokość 230 m n. p. m.

	m
1. Glina piaszczysta szara (morena ?)	00— 1,90
2. Piasek różnoziarnisty, żółtordezawy	1,90— 3,90
3. Glina piaszczysta (morena ?)	3,90—6,50
4. Glina ilasta (morena ?)	6,50— 8,40
5. Piasek drobno- i gruboziarnisty (na przemian), ilasty	8,40—22,40
6. Żwiry z piaskiem	22,40—24,80
7. Grube żwiry z piaskiem	24,80—26,30
8. Żwiry o średnicy 2—6 cm, bez piasku	26,30—26,70
9. Żwiry drobne z piaskiem	26,70—27,20
10. Ił szary (miocen)	27,20—29,20

## Nr 31. Nockowa

Odkrywka w zboczu parowu koło kościoła. Wysokość stropu odkrywki 265—270 m n. p. m. (28—30 m ponad dno doliny Bystrzycy).

	m
1. Glina lessowa — w stropie żółta, niżej siwa, w spągu warstwa zorsztynizowana (zlodowacenie bałtyckie)	00— 4,00
2. Utwór soliflukcyjny — piaski nie warstwowane, tworzące pokrywę na stoku; częste żwirki a obok nich okruchy piaskowca o średnicy do 4 cm (zlodowacenie bałtyckie)	4,00— 4,15
3. Piaski przekątnie warstwowane, różnoziarniste; materiał karpacki i eratyczny (zlodowacenie krakowskie)	4,15— 5,45
4. Piaski warstwowane poziomo, białe, pylaste (zlodowacenie krakowskie)	5,45— 5,55
5. Piaski warstwowane różnoziarniste (zlodowacenie krakowskie)	5,55— 7,00 i niżej

## LITERATURA

1. Chlebowski B., Obtulowicz J., Wdowiarz J., Badania geologiczne zachodnich Karpat brzeżnych w okolicy Rzeszowa, Tyczyna i Ropczyc. „Kosmos“ 62, Lwów 1937.
2. Czarnocki J., Kowalewski K., Sprawozdania z badań wykonanych na obszarze trzeciorzędu między Wisłą, Wisłoką i Sanem. Posiedzenia naukowe PIG, nr 29, 1931.
3. Dobrzański B., Malicki A., Gleby województwa krakowskiego i rzeszowskiego. Annales UMCS, seria B, t. IV, 1949.
4. Dylik J., Zagadnienie poligenezy rzeźby w pracach nad geomorfologiczną mapą Polski. „Przegląd geograficzny“, t. XXV, z. 2, 1953.
5. Dylik J., O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski. Prace Łódzkiego Towarzystwa Naukowego, seria III, nr 24, 1953.
6. Dylik J., Zagadnienie powierzchni zrównań i prawa rozwoju rzeźby subaeralnej. „Czasopismo Geograficzne“, t. XXV, z. 3, 1954.
7. Firbas F., Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. I, Jena 1949.
8. Fleszar A., Próba morfogenezy Karpat położonych na północ od Krosna. „Kosmos“ 39, Lwów, 1914.
9. Fleszarowa R., Polska — Informator geograficzny. Cz. I. Fizjografia. PTG, Warszawa 1951.
10. Friedberg W., Objaśnienia do arkusza Dębica—Ropczyce. Atlas Geologiczny Galicji. Z. 16, Kraków 1903.
11. Friedberg W., Zagłębie miocenne Rzeszowa. Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego PAU 46, 1906.
12. Friedberg W., Przyczynki do znajomości miocenu Polski. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, t. XVII, 1947.
13. Galon R., Zagadnienie powierzchni zrównania według Henri Bauliga. „Czasopismo Geograficzne“, t. XXIII/XXIV, 1952/53.
14. Grzybowski J., Objaśnienia do arkusza Brzostek—Strzyżów. Atlas Geologiczny Galicji. Z. 14, Kraków 1903.
15. Gumiński R., Meteorologia i klimatologia dla rolników. Warszawa 1951, Państwowe Wydawnictwa Rolne i Leśne.
16. Gumiński R., Ważniejsze elementy klimatu rolniczego Polski południowo-wschodniej. „Wiadomości Służby Hydrograficznej i Meteorologicznej“, 1950.
17. Jahn A., Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. „Acta Geologica Polonica“, nr 3, z. 1, 1950.
18. Jahn A., Denudacyjny bilans stoku. „Czasopismo Geograficzne“, t. XXV, z. 1—2, 1954.
19. Kamieński M., Skąły budowlane Polski. Biuletyn PIG 57, 1949.
20. Kellersohn H., Untersuchungen zur Morphologie der Talanfänge im mitteleuropäischen Raum. Kölner Geographischen Arbeiten, H. 1, Köln 1952.

21. Kisłów A., Prace geofizyczne na obszarze Przemyśl—Sandomierz—Tarnów. Instytut Naftowy. „Nafta“ 1, nr 3, 1945.
22. Klein A., Die Niederschläge in Europa im Maximum der letzten Eiszeit. „Pettermans Geographische Mitteilungen“, B. 97, H. 2, Gotha 1953.
23. Klimaszewski M., Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich. „Wiadomości Geograficzne“, t. XII, Kraków 1934.
24. Klimaszewski M., Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście. Prace Instytutu Geograficznego UJ, nr 18, 1937.
25. Klimaszewski M., Podział morfologiczny południowej Polski. „Czasopismo Geograficzne“, t. XVII, z. 3—4. 1946.
26. Klimaszewski M., Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, seria B, nr 7, 1948.
27. Klimaszewski M., Jezioro plejstoczeńskie koło Jasła. „Starunia“ 27, 1948.
28. Klimaszewski M., Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. Biuletyn PIG 65, 1952.
29. Klimaszewski M., Przebieg i stan zdjęcia geomorfologicznego w ośrodku krakowskim. „Przegląd Geograficzny“, t. XXV, 1953.
30. Klute F., Das Klima Europas während der Weichsel- und Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. „Erkunde“, H. 4, Bonn 1951.
31. Konior K., Z badań nad czwartorzędem przedgórze Karpackiego między Tarnowem a Dębicą. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, t. XII, 1936.
32. Kosiba A., Zagadnienie współczesnych oscylacji klimatycznych. „Czasopismo Geograficzne“, t. XII, 1947.
33. Kuźniar Cz., Krajewski K., Torfy i rudy darniowe w powiecie ropczyckim, mieleckim, kolbuszowskim i rzeszowskim. Posiedzenia Naukowe PIG, nr 32/33, 1932.
34. Łoziński W., Glacjalne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności, t. 43, 1908.
35. Łoziński W., Miejscowe dyluwium Karpat. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej PAU, t. 58/59, 1925.
36. Malicki A., Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polsce. Annales UMCS, seria B., t. IV, 1949.
37. Milata W., Pokrywa śnieżna w Karpatach. Prace Studium Turystyki UJ, 3, 1937.
38. Milata W., Dni z mrozem i przymrozkami w Karpatach. „Wiadomości Geograficzne“, t. XVI, 1938.
39. Николаев Н. И., Новейшая Тектоника СССР. Москва 1949.
40. Nilson, Die Pollenanalytische Zonengliederung der spät- und postglazialen Bildungen Schonens. Stockholm 1935.
41. Nowak J., Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927.
42. Nowak J., Miocen północnej krawędzi Karpat. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, t. XVII, 1947.
43. Okołowicz W., Kryteria klimatologiczne w badaniach geomorfologicznych Niżu Północno-Europejskiego. Biuletyn PIG 65, t. I, 1952.
44. Pawłowski St., W sprawie wieku nowszej rzeźby Karpat fliszowych. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej PAU, 50, 1916.
45. Pawłowski St., O terasach w dolinie Wisłoki. Pokłosie Geograficzne, 1925.
46. Pokorny J., Morfologia środkowej części Pogórza Wielickiego. Kraków 1952, Praca magisterska — maszynopis.

47. Regionalna geologia Polski. Praca zbiorowa. Tom I. Karpaty, z. 1—2, Kraków 1951—53.
48. Rehman A., Ziemia dawnej Polski. I. Karpaty opisane pod względem fizyczno-geograficznym, II. Niżowa Polska, Lwów 1895.
49. Romer E., Wstęp do fizjografii powiatu mieleckiego. „Kosmos“ 36, 1911.
50. Sawicki Ludomir, Z fizjografii Karpat Zachodnich. Archiwum Naukowe, Lwów 1909.
51. Smoleński J., Z morfogenezy Beskidu Niskiego. Księga Pamiątkowa Zjazdu Lekarzy i Przyrodników, Kraków 1911.
52. Smoleński J., W sprawie wieku i genezy krajobrazu Beskidów Zachodnich. „Wiadomości Geograficzne“, t. XV, z. 3—4, 1937.
53. Starkel L., Znaczenie mapy geomorfologicznej dla rolnictwa. „Przegląd Geograficzny“, t. XXIII z. 4, 1954.
54. Ступищин А. В., Снеговая асимметрия и асимметрия склонов. Т. 21. „Вопросы географии“, 1950.
55. Szafer W., Klimaszewski M., Szafran B., Urbański J., Flora driasowa w Krościenku nad Dunajcem. Biuletyn PIG 24, 1939.
56. Szafer W., Klimaszewski M., Plejstocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa. „Starunia“ 19, 1945.
57. Szafer W., Zarys historii rozwoju flory Holarktydy. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, t. XVI, 1946.
58. Szafer W., Późny glacjał w Roztokach pod Jasłem. „Starunia“ 26, 1948.
59. Szafer W., Epoka lodowa. PZWS, 1950.
60. Szafer W., Schyłek plejstocenu w Polsce. Biuletyn PIG 65, t. I, 1952.
61. Szafer W., Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, t. XXII, z. 1, 1953.
62. Szafer W., Pliocenska flora okolic Czorsztyna. Prace PIG, t. XI, 1954.
63. Środoń A., Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach. Biuletyn PIG, 67, 1952.
64. Świdorski B., O młodych ruchach tektonicznych, erozji i denudacji Karpat. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, t. VIII, z. 1, 1932.
65. Świdorski B., Zarys morfologii Polskich Karpat fliszowych. „Przegląd Geograficzny“, t. XIV, z. 1—2, 1934.
66. Teisseyre H., Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, t. XII, 1937.
67. Tołwiński K., Brzeg Karpat. „Acta Geologica Polonica“, nr. 3, z. 1, 1950.
68. Uhlig V., Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. Jahrbuch d. Geologischen Reichsanstalt 33, 1883.
69. Wdowiarz J., Teisseyre H., Zdjęcie geologiczne na arkuszu Dębica (mapa-rękopis).
70. Wdowiarz J., Geologia Karpat i Przedgórze okolic Tarnowa, Pilzna i Tuchowa. Księga Pamiątkowa ku czci prof. Bohdanowicza. PIG, 1951.
71. Zabłocki J., Flora kopalna Wieliczki na tle ogólnych zagadnień paleobotaniki trzeciorzędu. „Acta Soc. Botanicae Poloniae“, vol. VII, nr 2, 1930.



## SPIS RYCIN

1. Orografia . . . . .	8
2. Profile form wierzchowinowych Pogórza . . . . .	12
3. Odporność skał przedczwartorzędowych . . . . .	16
4. Geologia czwartorzędu . . . . .	20
5. Profil piaskowni w Brzezówce . . . . .	21
6. Schemat rozwoju rzeźby w pliocenie (profil strefy progów Pogórza) . . . . .	31
7. Profile poprzeczne dolin Pogórza . . . . .	34
8. Profile rzeźby podczwartorzędowej Kotliny Sandomierskiej . . . . .	35
9. Powierzchnia podczwartorzędowa okolic Sędziszowa . . . . .	37
10. Powierzchnia podczwartorzędowa okolic Dębicy . . . . .	38
11. Profile progów Pogórza między Dębicą a Trzycianą . . . . .	39
12. Profile geologiczne okolic Sędziszowa . . . . .	42
13. Postój lądolodu u progów Pogórza w okresie transgresji . . . . .	43
14. Zasypanie Kotliny Niedźwiady w glacie krakowskim . . . . .	44
15. Profil doliny na południe od Ropczyc (i Checheł) . . . . .	48
16. Ostrogi denudacyjne koło Nagawczyny . . . . .	51
17. Przekroje niecek peryglacjalnych . . . . .	53
18. Zanurzanie się tarasu bałtyckiego pod holoceni (profil podłużny doliny) . . . . .	56
19. Taras bałtycki w dolinie Budziszka w Zagorzycach Górnych (profil podłużny) . . . . .	56
20. Rynna Podkarpacka zasypana lessem koło Sędziszowa . . . . .	57
21. Średnie opady miesięczne w latach 1950—1953 (dla stacji Sędziszów) . . . . .	62
22. Zmiany koryta Wisłoki w latach 1878—1951 . . . . .	65
23. Hydrografia . . . . .	68
24. Szata roślinna . . . . .	68
25. Znaczenie pokrycia terenu w morfogenezie holoceni (na przykładzie okolicy Olchowej i Będziemyśla) . . . . .	69
26. Profile małych dolin holoceni . . . . .	72
27. Odmłodzenie doliny peryglacjalnej i nowa dolina holoceni . . . . .	73
28. Typy osuwisk . . . . .	79
29. Przekroje tarasów holoceni w dolinie Wisłoki . . . . .	85
30. Włożenie tarasu łęgowego w taras rędzinny, a rędzinnego w środkowo-polski, u ujścia Ostrej . . . . .	86
31. Rozwój doliny Wisłoki w czwartorzędzie . . . . .	87
32. Przykład zmienności akumulacji holoceni . . . . .	88
33. Profil przez taras dennej Rynny Podkarpackiej na linii Ropczyce—Borek . . . . .	90
34. Morfologia (formy wybrane) . . . . .	96

## SPIS FOTOGRAFII

1. Odslonięcie utworów tortońskich w Broniszowie (fot. J. Pokorny) . . . . .	32
2. Skrasowiała powierzchnia gipsów dolno-tortońskich (fot. J. Pokorny) . . . . .	32
3. Płaskie wierzchowiny Pogórza (fot. M. Turza) . . . . .	32
4. Górny odcinek doliny nacinającej próg Pogórza koło Dębicy (fot. M. Turza) . . . . .	32
5. Fragment Kotliny Niedzwiady (fot. J. Pokorny) . . . . .	48
6. Stara dolina rozczłonkowująca wyrównaną wierzchowinę Pogórza (fot. autor) . . . . .	48
7. Rzeźba dorzecza Zawadki (fot. M. Turza) . . . . .	48
8. Fragment odkrywki w Brzezówce (fot. J. Pokorny) . . . . .	48
9. Odmłodzenie holoceniście plejstocenińskiej doliny nieckowatej (fot. autor) . . . . .	64
10. Budowa zbocza doliny widocznej na fot. 9 (fot. M. Turza) . . . . .	64
11. Ostaniec denudacyjny koło Brzezówki (fot. J. Pokorny) . . . . .	64
12. Podcinanie brzegów koryta Wisłoki (fot. M. Turza) . . . . .	64
13. Wcios zapłynięty koło Ropczyc (fot. J. Pokorny) . . . . .	80
14. Odcinek parowu w Nockowej (fot. J. Pokorny) . . . . .	80
15. Parów o asymetrycznych zboczach w okolicy Stobiernej (fot. autor) . . . . .	80
16. Górny odcinek młodego wądołu (fot. autor) . . . . .	80
17. Stare osuwisko odmładzane koło Będziemyśla (fot. J. Pokorny) . . . . .	96
18. Małe doliny koło Stobiernej (fot. autor) . . . . .	96
19. Wylot parowu rozcinającego stok proggu Pogórza (fot. autor) . . . . .	96
20. Piaskownia w Brzezówce (fot. J. Pokorny) . . . . .	96

## МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ УСТУПА КАРПАТСКОГО „ПОГУЖА”\* МЕЖДУ ДЭМБИЦЕЙ И ТЖЦЯНОЙ

### РЕЗЮМЕ

#### Введение

Целью предлагаемой работы является изучение характера рельефа и воспроизведение геоморфологического развития порога Карпатского „Погужа” между Дэмбицей и Тжцяной. Исследуемая территория расположена около 120 км на восток от Кракова и охватывает краевую зону Карпатского „Погужа” и примыкающую к ней с севера часть Сандомерской котловины, поверхность которой равна около 400 км<sup>2</sup>. До настоящего времени не были опубликованы геоморфологические работы относящиеся к этой территории в целом.

Карпатское „Погуже” с относительными высотами достигающими 200 м, сплюснутыми хребтами разделенными сетью долин, опускается к северу в виде порога. В пределах предгорья встречаются небольшие денудационные котловины. Недзвьяды и Поцковой. У подножия порога простирается Сандомерская котловина, в пределах которой можно отличить Тарновское и Кольбушовское плато, с денивеляциями до 50 м, и тянущееся параллельно к порогу предгорья обнижение подкарпатского рва. Так „Погуже”, как и Сандомерскую котловину пересекает широкая долина Вислоки.

#### Метод работы

Работа проводилась на основе геоморфологической съемки рассматриваемой территории в масштабе 1:25 000 произведенной в летних месяцах 1951 и 1953 годов. Полевая съемка заключалась в картировании встречающихся на исследуемой территории форм, после предварительной их классификации в генетическом и хронологическом отношении (применение геоморфологических и геологических методов).

При определении форм я пользовался главным образом новой классификацией М. Климашевского для бассейна Дунайца [29]. Мои исследования не сводились единственно к наблюдению и анализу самых форм (морфология, морфометрия, морфогенез, морфохронология). Поскольку на основании некоторых отложений можно определить возраст форм, я собрал в поле большое число образцов с флорой или фауной (миоценовые и четвертичные отложения). С целью воспроизведения ископаемой подчетвертичной поверхности я собрал образцы со свыше 100 разрезов бурений и колодцев.

\* Карпатское „Погуже” — низкорослое на северном склоне Карпат.

Собранный в поле материал был использован в данном труде. Воспроизведение развития рельефа требовало применения диалектического метода — анализа морфологических фактов в связи с постоянно меняющейся географической средой. Ввиду чего источником приведенных в настоящей работе данных стала, наряду с материалами собранными в поле, литература касающаяся не только рельефа исследуемой территории и соседних районов, но также и геологическая, климатическая, палеоботаническая и другая — необходимая для познания полной современной географической среды и реконструкции среды минувших эпох.

Итак я рассматриваю морфологическое развитие на фоне фактов и процессов формирующих исследуемую территорию в отдельные периоды. Таким образом я пытался установить существовали ли в данном периоде положительные условия для образования форм, которых возникновение я приурочиваю к данному периоду на основе геоморфологических исследований.

Съемку местности, как и настоящую работу я выполнил под руководством проф. доктора М. Климашевского.

### Геологическое строение

Исследуемый район входит в состав двух крупных геологических единиц: Внешних Карпат и Подкарпатской впадины. Этим единицам соответствуют морфологические единицы: Карпатское „Погуже“ (частично) и Сандомерская котловина. Исследуемая часть Карпат состоит из круто поднимающихся складок принадлежавших к более крупной единице краевых иноцерамовых складок (скользкий покров). Эти складки построены из флишевых образований мелово-палеогенового возраста. Это комплексы чередующихся песчаников, сланцев, конгломератов, мергелей и глин. В зависимости от процентного участия песчаников и сланцев а также их цементирующей породы, устойчивость отдельных серий различна. Это отображает прилагаемая таблица устойчивости. Малоустойчивый в основном флиш является, по сравнению с миоценовыми (тортон) глинистыми сланцами, выстилающими Подкарпатскую впадину, более устойчивым комплексом. Осадки миоценового моря (нижний тортон) встречаются также в пределах Карпатского „Погужа“ в виде глинистых сланцев, гипсов, литотамниевых сланцев известняков, также младших песков и галечников.

Более древние образования перекрыты покровом четвертичных отношений, маломощным в предгорье и более мощным в Сандомерской котловине (мощность до 30 м).

Возраст и происхождение этих отложений я определил на основании анализа свыше 200 естественных и искусственных обнажений.

Речные пески и галечники, донная морена, валуны, флювиогляциальные и смешанные пески и галечники образовались в период краковского оледенения (Миндель). Из периодов младших оледенений происходят речные пески, галечники и суглинки, лесс, дюнные пески и мощные покровы продуктов выветривания и солифлюкционные покровы. Голоценовый возраст имеют речные аллювии, которых мощность часто достигает 15 м, автохтонные торфы, делювиальные плащи а также оползневые и перемещенные массы.

### Развитие рельефа в миоцене

Последние складкообразовательные движения нижнего тортона определяют нижнюю границу возраста форм доступных для геоморфологических исследований. О существовании до тортона эрозионного рельефа свидетельствует хотя бы за-

легание миоцена на разновозрастных толщах флиша. На исследуемой территории в долине Велопольки, врезанной в основном во флиш, осадки нижнетортонского моря встречаются на различной высоте (от 250 до 386 м над уровнем моря), равным образом на дне долины, как и на возвышенности. Соответствие миоценовых отложений с долиной — при отсутствии отчетливых тектонических нарушений — подсказывает мысль, что „долина” Велопольки существовала до нижнетортонской морской трансгрессии.

После нижнего тортонского последовало повторное смятие в складки флиша вместе с покрывающими его осадками и передвижение его к северу. На исследуемой территории отсутствуют следы каких либо тортонских и сарматских форм. Об интенсивных разрушающих процессах в горячем климате на территории Карпат свидетельствуют тортонские песчанисто-галечниковые отложения залегающие в краевой части Карпатского „Погужа”.

### Развитие рельефа в плиоцене

Нижний плиоцен. Самыми древними формами исследуемого региона являются остатки погорной „поверхности” сохранившиеся в пределах возвышенности в виде немногочисленных плоскостей высотой в 320—400 м над уровнем моря, широкие хребты подобной высоты и обширные куполовидные поднятия водоразделов. Эти формы я считаю остатками общей поверхности, поскольку я не обнаружил отчетливых расщелин между ее отдельными фрагментами.

Позднозрелая поверхность „Погужа” с денивеляциями ряда 50 и более метров встречается на более устойчивых флишевых образованиях. О деструктивном характере поверхности свидетельствует срезание ею флишевых и миоценовых отложений независимо от падения и устойчивости слоев, а также наличие на ней галечников в бассейне Дунайца и Сана. Согласно воззрению М. Климашевского [24] я устанавливаю ее возраст как понтийский. Прекращение движений большого радиуса, поднимающих Карпаты [8,25] сделало возможным образование позднозрелой поверхности, а быстрой деградации способствовал субтропический климат (Вл. Шафер).

Средний и верхний плиоцен. До плейстоцена, а также в среднем и верхнем плиоцене в понтийскую поверхность вследствие поднимающих движений врезались речные долины до глубины 120 м, свидетельством чего является выполнение их дна осадками периода краковского оледенения. Поднятие Карпат, продолжавшееся в течении всего среднего и верхнего плиоцена, происходило эциклами [25], о чем свидетельствуют эрозионно-денудационные уровни. Таким уровнем является уровень Ноцковой высотой в 270—310 м над уровнем моря. Он наблюдается не только в котловине Недзьвяды и Ноцковой, но также образует сплющивания у порога „Погужа” и проникает вглубь более крупных долин, срезая флишевые образования. Возникновение этого уровня, главным образом на малоустойчивых миоценовых отложениях, свидетельствует о коротком периоде его образования. Субтропический климат существовавший еще в среднем плиоцене (количество осадков достигало до 2000 мм) способствовал быстрой деградации площадей сложенных мало устойчивыми породами.

Дальнейшие поднятие и связанное с ним врезание происходило также эциклами. В долине Вислоки мною обнаружена ископаемая эрозионная терраса на высоте около 25 м над уровнем современного русла реки.

Результатом омоложения является сеть плиоценовых долин. Расположение этих долин не зависит от размещения геологических элементов с различной

устойчивостью, поскольку сеть долин „Погужа” сохранилась с периода формирования погорной поверхности. Глубина плиоценовых долин достигает на флише до 120 м — в верхних участках они еще в настоящее время углубляются. Поэтому их склоны обычно выпуклые. Геологическое строение отмечается в виде сужений и расширений долин в зависимости от устойчивости скал, а также в асимметрии склонов. В связи с общим падением флишевых отложений к югу, обращенные на север склоны долин более крутые.

Плиоценовой формой является также уступ „Погужа”, который сформировался в сохраненном до настоящего времени виде в период послепонтийского поднятия „Погужа”. Расположение уступа совпадает с простираем более устойчивых флишевых отложений, а не с краем надвига карпатских покровов. Денудационный уступ расчленен и преобразован флювиогляциальной лессовой аккумуляцией.

Плиоценовый рельеф Сандомерской котловины является ископаемым рельефом (рис. 10—12). В основных чертах он совпадает с современным рельефом. Из анализа буровых материалов вытекает, что в плиоцене существовали водоразделы (плато), Подкарпатский ров и долина Вислоки. Дочетвертичное дно, определенное на основе отношения к отложениям краковского оледенения, расположено в долине Вислоки и в бассейне Велопольки около 10 м ниже современного уровня русла. Подчетвертичная поверхность более разнообразна чем дочетвертичная благодаря вырезанным в склонах плиоценовых долин межледниковым эрозионным террасам.

### Развитие рельефа в плейстоцене

В обсуждении четвертичного рельефа я опираюсь на стратиграфической схеме Вл. Шафера [61], который выделяет четыре оледенения. Из периода щецинского оледенения (Гюнц) и тегеленской межледниковой эпохи не сохранилось ни одной формы.

Краковское оледенение (Миндель). В холодном краковском оледенении ледник покрыл всю исследуемую территорию. Наступлению ледника предшествовала климатическая речная аккумуляция. Ввиду отсутствия форм периода трансгрессии, я основал характеристику процессов исключительно на анализе отложений этого века.

В момент вторжения ледника на северную часть изучаемой территории, накопление в долине Вислоки, связанное с подпорой достигало самое большое от 20 до 30 и выше современного русла реки [26]. При содействии флювиогляциальных вод, неровная поверхность засыпания была иногда поднята даже до 50 м выше уровня русла Вислоки. Ее образовал ряд соединяющихся флювиогляциальных и водных конусов. Уступ „Погужа” являлся естественным препятствием для ледника. Ледник вторгающийся на „Погуже” создавал для текучих вод местные эрозионные базы. Усилилось засыпывание долин местным материалом, а впоследствии флювиогляциальным. В котловине Недзьвиды (долина Велопольки) засыпание достигло уровня Поцковой (30—40 м относительной высоты), способствуя выравниванию и поднятию этого уровня. В котловине Поцковой имело место засыпание до высоты около 25 м. В конце ледник покрыл всю исследуемую территорию. Наличие в котловине Поцковой серых торфяных глин оторванных от основания, перемешанных с ледниковым материалом, говорит за сохранением экзарационных свойств ледника на „Погуже”.

Ледник не отступал из территории „Погужа” фронтально. Вблизи порога „Погужа” скорость отступления ледника была повидимому медленнее ввиду большей мощности ледника, а его край был более выпрямлен. Воды текущие из тающего ледника и из территории Погужа на восток [24] образовали в подкарпатском рве эрозионный краковский горизонт I, на высоте около 240 м над уровнем моря, переходящий в террасу Вислоки высотой в 50 м. Отложения слагающие этот горизонт я приурочиваю к периоду наступления ледника, поскольку их мощность велика и они во многих местах залегают над мореной. Что касается времени возникновения нашего горизонта, то я приурочиваю его к периоду отступления ледника, поскольку он срезает моренные суглинки.

С дальнейшим отступлением краковского ледника и связываю краковский II горизонт, который на 20 м ниже краковского I, размытого флювиогляциальными водами, стекающими к востоку на более низком уровне. Краковский II горизонт простирается у подножия уступа „Погужа” в виде полосы шириной в 1—2 км и высотой 220—230 м над уровнем моря.

Мазовецкое межледниковье. В период мазовецкого межледниковья имел место размыв краковских горизонтов и аккумулятивных покровов, связанный с обнижением базиса эрозии. Образовались эрозионные уступы и молодые долины. Ряд исследователей (Ромер, Тейссейр, Климашевский) принимает поднятие в этот период Восточных Карпат. Широкое дно долины Вислоки у порога „Погужа” было в этот период расположено на высоте 5—8 м выше современного русла и расширялось путем эрозии (эрозионная терраса). Факт, что долина не врезалась до доледникового дна, а также неполное устранение краковских отложений, свидетельствует о существовании в районе Подкарпатского рва скореегибающих движений как поднимающих.

Средне-польское оледенение (Рисс). В период средне-польского оледенения ледник уже не достиг Карпат. Климат этого периода был мягче предшествовавшего. Возвышенности и склоны обнижались вследствие солифлюкционных процессов. Меньшие долины были частично выполнены материалом со склонов. Периодические реки перегруженные материалом образовали в долинах и понижениях аккумулятивные равнины. Фрагменты этих равнин сохранились в виде средней террасы с относительной высотой 12—20 м наблюдаемой в долине Вислоки и в Подкарпатском рве. Я считаю, что равнина средней террасы образовалась в период средне-польского оледенения, так как и высота такая же, как высота террас в карпатской части Вислоки [26]; ее строение в общем однородное, песчаное, отличное от высшей и низшей террасы; края террасы выравнены. На поверхности террасы наблюдаются остатки дюнных валов, а речные осадки этой террасы покрывает лесс.

Эмское межледниковье. Это межледниковье было теплее мазовецкого. Размытие аккумулятивных равнин достигло в более крупных долинах глубины около 2—3 м ниже уровня современного русла Вислоки (ископаемая эрозионная терраса — рис. 26). В меньших же долинах „Погужа” размытие не достигло часто современного дна, так как омолаживающие их голоценовые долины перерезают твердые породы.

Балтийское оледенение (Вюрм). Рельеф исследуемого района несет еще в настоящее время явные следы процессов, которые имели место в это время. Холодный перигляциальный климат господствующий в стадиях, обуславливал комплекс морфогенетических процессов. В более теплых интерстадиях проникал на „Погуже” лесс, так что было возможно размытие местности текучей водой. Действующие в период балтийского оледенения процессы перемоделировали

существующие склоны, о чем свидетельствуют находимые на них или у их подножья солифлюкционные покровы (на склонах с наклоном до 15°). Моделировка склонов на территории „Погужа” проходила в иных условиях чем в Сандомерской котловине. Склоны сложенные старшими породами, более устойчивыми, являются склонами или скатами старших форм, третичных или межледниковых. Они подверглись благодаря значительной по сравнению например с песками, устойчивости флиша, лишь незначительному преобразованию в результате этих процессов. Об этом свидетельствует сохранение на склонах ряда долин обрывков флювиогляциальных и моренных отложений, а также сохранение на склонах небольших сплюснутостей уровня Ноцковой, часто с плащом осадков краковского ледникового. О влиянии устойчивости на ход и интенсивность перигляциальных процессов, свидетельствуют также перигляциальные формы: денудационные полуостровы и останцы Сандомерской котловины. Незначительная устойчивость пород обусловила быстро старение рельефа на этой территории. Формы же возвышенностей и склоны долин „Погужа” были только смягченные перигляциальными процессами. Кроме останцев и денудационных полуостровов к формам вымоделированным разрушающей или создающей деятельностью денудационных агентов, проточной воды и ветра я отношу: плоские склоны солифлюкционно-делювиальной аккумуляции, мульдообразные долины, V-образные долины террасовые равнины, дюны и поверхность лессовой аккумуляции.

Сплюснутости солифлюкционно-делювиальной аккумуляции с наклоном 1—5°, изрезанные голоценовыми долинами, образуют широкие поверхности у подножья денудационных склонов.

Мульдообразные перигляциальные долины с пологими склонами, встречающиеся на участках сложенных малоустойчивыми и водопроницаемыми породами, были образованы денудационными оплывинами, а иногда и углублениями существующих в ээмском межледниковье долин.

Плейстоценовые V-образные долины со склонами имеющими наклонность 15—20° являются формами вымоделированными в плейстоцене, выполненными солифлюкционными образованиями (с плиоценовым предположением), омоложенными обычно голоценовой эрозией.

Поверхность лессовой аккумуляции образует у подножья уступа обширные сплюснутости или гряды на высоте 240—260 м над уровнем моря. Лесс маскирует древний рельеф, но несмотря на то до некоторой степени ему подражает, Лесс засыпал между прочим флювиогляциальный желоб (ров) из периода краковского оледенения на восток от Сендзишова.

В речных долинах образовались равнины речной аккумуляции. Балтийский покров в долине Вислоки вложен в террасу периода средне-польского оледенения. В Сандомерской котловине и в нижних участках долин балтийской покров иногда разрезанный, образует ископаемые террасы. Он был перекрыт голоценовыми отложениями — итак он старше их. В меньших долинах Погужа балтийский покров речной аккумуляции сцепляющийся с материалом склонов (солифлюкция) сохранился в виде террасы (высотой до 6 м), в которую была вложена голоценовая терраса.

На склоне оледенения в Аллереде (Шафер — [60]) имело место вторжение лесов на исследуемую территорию. В подошве надпойменной террасы Вислоки мною найдены в двух горизонтах растительные остатки, определением которых я обязан доц. д-ру А. Сьродою и его сотрудникам. Эта растительность, как это обнаружил пыльцевой анализ и анализ древесины, представляет переходный период от плейстоцена к голоцену. Растительность низшего горизонта (стволы



деревьев) заключается в галечниково-песчаном материале что, как я считаю, указывает на более теплую и влажную фазу (Аллеред). Высший горизонт — глинистый с прослоями торфа, свидетельствует о фазе ослабления аккумуляции в котловине (младший Дриас). На основе аккумуляции голоценового типа я считаю, что границу между приледниковым и умеренным денудационным циклом следует установить на территории „Погужа” между старшим Дриасом и Аллередом.

## Развитие рельефа в голоцене

### Географическая среда

Прежде чем приступить к обсуждению формирования рельефа в голоцене, я даю анализ перемен географической среды в голоцене с особым учетом современного периода. Среду отдельных периодов в голоцене отображает синхроническая таблица.

Современный климат. Климат исследуемого района характеризуется изменчивостью погоды. Ввиду того, что наряду с влажными годами встречаются сухие (например 1951 году), наблюдается различная интенсивность морфогенетических процессов в отдельные годы. Чередование периодов засух и сильных осадков, заморозков и оттепелей — накладывает отпечаток на современный рельеф. Ныне развивающиеся формы являются вследствие этого результатом действия комплекса процессов, часто контрастных. Денудационные процессы (размыв, сплыв почв) проходят с самой большой интенсивностью зимой и весной, самая сильная эрозия а также речная аккумуляция и массовые движения типа оползней имеют место летом и во время оттепелей.

Поверхностные воды. Водные условия в „Погуже” отличаются от условий в Сандомерской котловине. На флишевом „Погужу” существует большое количество малопродуктивных источников и густая сеть постоянных водотоков, которые отсутствуют в котловине. На границе обеих единиц на склоне порога воды многочисленных водотоков исчезают в водонепроницаемых отложениях. Значительные колебания уровня вод (в связи с колебаниями количества осадков и незначительной водонепроницаемостью флиша), так малых водотоков, как и более крупных рек, вызывают сильную и кратковременную эрозию и аккумуляцию.

Растительный покров. Исследуемый район несет в настоящее время отчетливую печать хозяйственной деятельности человека. Леса составляют лишь 11% поверхности — они группируются на крутых склонах и в воронках источников. Лес задерживает развитие подрезов, оползней и чрезмерного размыва, и благодаря этому вернее сохраняет формы. Лес на дне долин содействует аккумуляции. Подобную роль исполняют луга и пастбища. Луга на склонах „Погужа” способствуют поверхностным массовым движениям. Пашни занимающие самый большой % поверхности являются местом интенсивной денудации, которой способствуют пылеватые лесовые почвы, несоответствующее расположение пашен и пахотей еще при наклоне склонов до 25°.

### Голоценовые формы

В голоцене в выше описанных условиях возникло и развивается в дальнейшем много новых форм, созданных разрушающей деятельностью текучих вод или же денудационных процессов.

К формам образованным разрушающей деятельностью текучих вод в пределах дна долин относятся русла рек, русла стариц и эрозионные уступы. Русла рек врезаны в дна долин до глубины 7 м. Узкие как правило, с подмываемыми берегами, указывают на их современное эрозионное углубление. Старицы распространены на аккумулятивных равнинах, а их свежесть свидетельствует о голоценовом возрасте так их самих, как и аккумулятивных равнин.

Мелкие голоценовые долины были созданы эрозионной деятельностью текучих вод (обычно временных) при содействии денудационных процессов. Среди них я различаю: V-образные долины активные и пойменные „дебри”, овраги, балки, долины с текучим дном и делли.

Эти долины находятся в различных стадиях развития. Прилагаемые картины дают характеристику всех типов голоценовых долинок (рис. 21). Эти долинки являются либо формами образованными в голоцене, либо являются результатом омоложения старых приледниковых долин. Почти всегда (за исключением безрусловых долин) они отделены от старших форм отчетливой расщелиной в склоне, это:

1. V-образные долины — активные — долины с узким дном, крутыми склонами, связанные с пространствами более значительных наклонов, количеством постоянно текущей воды и с пространствами заросшими лесом.

2. V-образные долины — пойменные с крутыми склонами, но плоским дном, образовались путем заплаты форм активных.

3. Надрезы (дебри) — долинки глубиной в несколько метров, короткие напоминающие своим облик V-образную или глубокую безрусловую долину с крутыми обычно заросшими склонами, образованные временно текущей водой на крутых склонах.

4. Овраги — молодые эрозионные размыты, отступающие, с крутыми обрывающимися склонами и неровным эрозионным дном, встречающиеся в малостойчивом материале.

5. Балки — временно обезвоживаемые, со склонами с наклоном 20—30°, аккумулятивным дном, возникшие из преобразования оврагов или V-образных долин. На исследуемой территории они являются распространенными формами.

6. Ящикообразные долины со „сплывающим” оползевым (коррозионным) дном, с углом падения 8—20°, встречающиеся на участках сложенных глинами и сланцами.

7. Голоценовые безрусловые долины (делли) — с пологими склонами, часто встречающиеся в районах с глинистосланцевым субстратом (плохо сохраняющим резкие формы) бедные в постоянно текущие воды и одновременно оползневые.

Дельювиальные сплюсцивания образованы созидающей деятельностью денудационных факторов (смыва), особенно в весенние месяцы.

Формы образованные движением масс в голоцене распространены на исследуемой территории и разнообразны, что связано с флишевым субстратом. Я различаю: срывы и обрывы, оползни и смещения.

1. Срывы и обрывы встречаются на склонах углубленных долин и на краях размываемых в настоящее время террас.

2. Оплывы — перемещения продуктов выветривания — распространены на склонах с углом падения выше 8° и связаны с залеганием водонепроницаемых глинистых сланцев и сланцев, а также с луговой растительностью.

3. Оползни встречаются в воронках источников и на склонах долин на территории всего флишевого „Погужа”. Эти оползни, скальные или чаще из продуктов выветривания, имеют личные формы (рис. 23). Форма их зависит между прочим

от наклона и длины склонов, на которых они образовались, от густоты сети долин, наличия источников и стадии развития. В зависимости от их формы я различаю: а) желобчатые оползни (узкие) с одной нишей; б) соединенные оползни с несколькими нишами и „языками”; в) оползни с несколькими нишами и общим „языком”; г) оползни „фронтальные” — когда длина оползневого склона меньше его ширины, а задний уступ проходит прямолинейно; д) сходящиеся оползни, когда оползневые массы перемещаются концентрически; е) оползни расходящиеся с одной нишей и двумя оползневыми языками; ж) мелкие приисточниковые оползни; з) оползневые склоны (без отчетливых ниш и „языков”).

На основе степени свежести форм и процессов протекающих в настоящее время я различаю: старые оползни а) замершие и в) действующие и молодые активные и неактивные.

Непосредственными причинами возникновения оползней в „Погужа” являются преимущественно: размыв пятящейся эрозией и пропитание и отягощение дождевой или талой водой масс залегающих на склоне. Оползни исследуемого района находятся в различных стадиях развития. Согласно наблюдениям Теиссейра считаю, что срыв или оплыв может являться этапом развития оползня. Срывы обычно начинают оползневый процесс, а оплывы сопутствуют его отмиранию. Рассмотренные молодые и старые оползни являются также этапами этого развития.

Молодые оползни я считаю голоценовыми, так как они отрезаны уступом от перигляциальных форм, формы разрушения и аккумуляции свежие, языки накладываются на голоценовые террасы, перемещению часто подвергались отложения последнего ледникового. Старые оползни образовались несколько раньше и возможно начало их приурочено к плейстоцену (позднее ледниковье).

Разница надпойменной террасы имеет в долине Вислоки высоту от 7 до 12 м над уровнем реки (характер конуса выноса). Она образует также дно долин в бассейне Велопольки, где в настоящее время происходит накопление осадков. Осадки этой террасы в Сандомерской котловине и в более крупных долинах наложены на образования периода балтийского оледенения, а в меньших вложены в них. Мощность покрова этой террасы достигает по крайней мере 15 м. В слагающих ее глинах, суглинках и гравии мною обнаружен ряд местонахождений растительности голоценовой, а даже позднеледниковой. В строении этой террасы выражена равным образом климатическая изменчивость голоценовой аккумуляции, как и изменения русла Вислоки. Данный в работе 14 м. разрез позднеледниковых и голоценовых отложений залегающих непосредственно на миоценовых глинах показывает, что аккумуляция предшествовала фаза эрозии.

Найденная растительность свидетельствует о голоценовом возрасте покрова и надпойменной террасы у порога „Погужа”, возникновение и развитие которой является отражением голоценовой эрозии и денудации в Карпатах. Равнина террасы развивается еще в настоящее время, о чем свидетельствуют свежие старицы и накопление осадков во время высокого уровня воды (Велополька).

В долине Вислоки и в нижнем течении Велопольки развита также нижняя пойменная терраса высотой в 2—5 м, часто раздвоенная. Она вырезана в надпойменной террасе или же наложена (прислоненная) в нее. О ее раннеголоценовом возрасте свидетельствуют находимые в изобилии стволы деревьев, а также современное осадконакопление.

Равнины голоценовой аккумуляции встречаются также в днах мульдообразных долин моделированных приледниковыми процессами. Аккумуляция была здесь обусловлена незначительным углом падения дна до 2°, водопроницаемостью

субстрата (периодический отвод воды), поддержкой аккумуляции в главных долинах а также омоложением верховьев долины (принос материала).

Из антропогенных форм встречаются на исследуемой территории выемки, каменные, глиняные и гранитные карьеры, возделанные террасы на склонах, а также валы и насыпи (созидающая деятельность человека). С деятельностью человека связаны посредственно выемки дорог, которые в лессах доходят до глубины 10 м; превращаясь в долины они значительно увеличивают пустоту сети долин на исследуемой территории.

### Рельефообразовательная роль голоцена

В голоцене имело место преобразование форм созданных в перигляциальной среде. Интенсивному преобразованию подвергся склон уступа „Погужа”, который в настоящее время густо рассечен, а его верхний участок подчеркнут нишами оползней. Углубленные формы — долины, подверглись обычно омоложению. В голоцене возникло много новых долинных форм и увеличилась густота долинной сети, в особенности лессовых равнин.

Голоценовая боковая эрозия превратила иногда пологие, вогнутые склоны крупных долин на выпуклые. Для голоцена характерна огромная интенсивность оползневых процессов, необнаруженная в таких масштабах в других периодах. Эквивалентом оживленной деятельности разрушающих агентов является усиленная речная аккумуляция.

В Сандомерской котловине произошло перекрытие террасы балтийского оледенения отложениями надпойменной террасы. Выше расположенные формы котловины сохранились неизменными — водопроницаемый песчаный субстрат „закрепил” волнистый перигляциальный рельеф.

Деятельность современных процессов дифференцирована и часто концентрирована (эрозия, перемещение масс).

Голоценовые процессы создают контрастные формы в отличие от перигляциальной солифлюкции, придающей сходные черты формам прежде разнообразным.

Слишком рано еще на основании этого материала связать развитие всех форм исследуемой территории с отдельными климатическими фазами голоцена. Пока можно установить, что в более влажные периоды (Аллеред, атлантический и субатлантический период), имела место интенсивная эрозия на „Погужу” и связанная с ней аккумуляция на предполье (пласты „черных дубов”). В периоде субатлантического увлажнения климата (Сьродонь) сформировалась в своей окончательной форме надпойменная терраса.

В голоцене отчетливо намечается период хозяйственной деятельности человека, период обезлесения, увеличения быстроты стока вод и интенсификации денудационных процессов, действующих поверхностно. Размыв, сплывы почв, солифлюкция, богатство оползневых процессов, создают сходство между современным периодом господства перигляциального климата, с той разницей, что наряду с денудационными процессами увеличилась также интенсивность линейной эрозии, в особенности периодической. Образованные ею формы равным образом как оползневые, свежие и отчетливые, очень быстро однако подвергаются преобразованию благодаря денудации и деятельности человека.

Дальнейшие тенденции развития рельефа зависят главным образом от двух факторов: климатических перемен и хозяйственной деятельности человека. В современных условиях большие амплитуды осадков и температур вызывают непрерывные перемены процессов, которые взаимно дополняются (денудация,

эрозия) или исключаются (эрозии и оползневая аккумуляция в днах долин). Самым вредным процессом является размыв почв, который принимая на пыльных почвах громадные размеры способствует переобразованию склонов.

### Заключительные примечания

Современный рельеф исследуемой территории является результатом тектонических и климатических перемен существующих от момента последнего складкообразования карпатского сооружения до настоящего времени. Заложенный в миоцене, созревший и омоложенный в плиоцене он подвергался впоследствии преобразованию перигляциальными процессами.

Рельеф исследуемой территории является полигенетическим результатом накладки новых форм на старые, раньше эрозионных на тектонические (миоцен, плиоцен), после аккумулятивных на эрозионные и наоборот (четвертичный период), он является результатом приспособления существующего рельефа к меняющейся географической среде.

На исследуемой территории я выделил две морфологические единицы: Карпатское „Погуже” и Сандомерскую котловину.

Карпатское „Погуже” с живым рельефом, с отчетливыми следами деятельности текучих вод и денудационных процессов „нормального” цикла (плиоцен, межледниковые эпохи, голоцен) и перигляциального (оледенения).

Сандомерская котловина — с третичным тектоническим предположением, но с сохраненным плейстоценовым рельефом, сформированным главным образом перигляциальными и флювиальными процессами.

## ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ

- Рис. 1. Орография** . . . . . 8  
 Обозначения: *i* — горизонтали каждые 40 м (сплошная линия) и каждые 20 м (пунктирная линия), 2 — линии хребтов, 3 — границы картированной территории
- Рис. 2. Профили хребтов „Погужа“** . . . . . 12  
 А — продольные профили хребтов Завада — Стасювка и Лятошин — Стасювка. Видны плоские участки (понтийской поверхности) и понижения на линии хребта (связанные с более поздней денудацией), В — проведенный по меридиану профиль через Когловину Недзвяды, С — продольный профиль хребта на юг от Бендземысла — на склонах плоские участки уровня Ноцковой (обозначенные буквой N). Профили северных денудационных обозначены сплошной линией, южных пунктирной линией
- Рис. 3. Устойчивость горных пород (дочетвертичных). Составлено на основании геологических карт И. Вдовяжа, Г. Тейсейра, Г. Свидзинского и других** . . . . . 16  
 Обозначения: 1 — наиболее устойчивые горные породы, 2 — породы средней устойчивости, 3 — слабо устойчивые породы, 4 — очень слабо устойчивые породы, 5 — фронтальный участок шарьяжного покрова, 6 — сбросы, 7 — границы исследуемой территории
- Рис. 4. Четвертичная геология. Составлено на основании карт В. Фридберга, И. Вдовяжа и др., а также на основании собственных наблюдений** . . . . . 20  
 Обозначения: 1 — голоценовые отложения, 2 — органогенные осадки, 3 — массы оползневой аккумуляции, 4 — аллювий относящийся к эпохам среднепольского и балтийского оледенений, 5 — золотые отложения (лесс), 6 — золотые отложения (пески), 7 — склоновые отложения и продукты выветривания, 8 — обнаруженные пункты типичных солифлюкционных отложений, 9 — речные и флювиогляциальные отложения краковского оледенения, 10 — обнажения флювиогляциальных отложений, 11 — моренные отложения, 12 — обнажения моренных отложений, 13 — крупные валуны, 14 — пункты, в которых найден карпатский гравий эпохи краковского оледенения. Цифры обозначают положение некоторых геологических профилей помещенных в списке
- Рис. 5. Профиль песчаного карьера в Бжозувке** . . . . . 21  
*f*<sub>1</sub> — флювиогляциальные мелко- и крупнозернистые пески передвинутые вдоль трещин (гляциотектоника), *г* — гравиево-песчаное отложение, в котором преобладает флишевый материал (сравни фот. 8), *г* — моренная глина с валунами диаметром до 25 см, *f*<sub>2</sub> — флювиогляциальный песок и гравий, часто глинистые (перемытая морена?)
- Рис. 6. Схема развития рельефа в плиоцене** . . . . . 31  
 А — понтийская поверхность, В — уровень Ноцковой, С — эрозионная терраса высотой в 220 м н.у.м., D — дочетвертичное дно долины Вислоки
- Рис. 7 Поперечные профили долин „Погужа“** . . . . . 34  
 А — профиль долины Завадки в деревнях 1) Стасювка, 2) Стоберна, 3) Завада;  
 В — профиль долины Велопольки возле деревень: 1) Глиник, 2) Недзвяда, 3) Лопухова, 4) Окони, 5) Хехлы — южн., 6) Хехлы — сев., 7) Петшева;  
 С — профили долины Будзаша возле деревень: 1) Загожице Гурне, 2) Загожице Дольне, 3) Гура Ропчицка-Подлясек, 4) Сендзизув;  
 D — профили долины Быстржицы в деревнях: 1) Быстржица-Воля, 2) Быстржица-Висньёва, 3) Верцаны, 4) Ивежице, 5) Селец;  
 N — уровень Ноцковой

- Рис. 8. Профили иллюстрирующие скрытый под четвертичными отложениями рельеф Сандомерской котловины . . . . . 35  
 А — поперечный профиль долины Вислоки вдоль линии: Гура Мотычна — Дембица, В — профиль поймы Будзиса возле Сендзишова, С — продольный профиль долины Вислоки и участка Подкарпатской ложбины; W — буровые скважины
- Рис. 9. Поверхность скрытая под покровом четвертичных отложений в окрестностях Сендзишова . . . . . 37  
 Горизонталы субчетвертичной поверхности обозначенные грубой линией. Кроме того изображают пункты, в которых определена высота основания четвертичных отложений
- Рис. 10. Поверхность скрытая под покровом четвертичных отложений в окрестностях Дембицы . . . . . 38  
 1 — горизонталы современной поверхности, 2 — горизонталы поверхности под покровом четвертичных отложений, 2 — пункты, в которых определена высота основания четвертичных отложений, 4 — современные уступы террас
- Рис. 11. Профили уступа „Погужа“ между Дембицей и Тшцяной . . . . . 39  
 А — Лятошип, В — Гавжилова, С — Сепница, D — Любзина, Е — Бжизна, F — Селец, G — Домброва. Объяснение сокращения (применяемых также на других рисунках): K I — I. краковская поверхность, K II — II. краковская поверхность, SP — средняя терраса, R — репданпная терраса I. — поверхности лесовой аккумуляции
- Рис. 12. Геологические профили окрестностей Сендзишова . . . . . 42  
 А — профиль долины Будзиса и Выстржицы, В — профиль более высокой краковской поверхности и ее склона на линии Волиця Пяскова-Кавелчин. Обозначения и объяснения знаков и сокращений: а — напльвные глины, б — илы, с — пески, d — мелкий гравий, е — крупный гравий, г — моренная глина, г — лессы (также в других профилях): 1 — голоценовый аллювий, 2 — лессовые отложения балтийского оледенения. 3 — морена, 4 — флювиогляциальные отложения, 5 — миоценовые глины (либо флиш)
- Рис. 13. Граница распространения ледникового покрова до уступа „Погужа“ в период трансгрессии . . . . . 43  
 а — карпатские пески и гравий, б — флювиогляциальные пески и гравий, с — морена, d — ледниковый покров
- Рис. 14. Заполнение котловины Недзвяды во время краковской ледниковой эпохи (обозначения смотри рис. 13) . . . . . 44
- Рис. 15. Профиль долины на юг от Ропчиц . . . . . 48  
 а — флиш, б — речной гравий, с — солифлюкционный покров, d — лесс, е — профиль межледниковой долины
- Рис. 16. Денудационные полуостровы возле Ногавичны . . . . . 51
- Рис. 17. Профили перигляциальных мульд . . . . . 53  
 а — мулда на Тарповской возвышенности: 1 — поперечный профиль, 2 — продольный профиль — долина, выходящая на выравненную делювиом поверхность. б — мулда зааккумулярованная в голоцене: 1 — поперечный профиль, 2 — продольный профиль, с — — плейстоценовая V - образная долина углубленная в голоцене (в Висневой), d — помоложенная перигляциальная мулда на юг от Дембицы, е — плиоценовая долина заполненная аккумуляцией в плейстоцене, помоложенная в верхнем и нижнем участке; над продольным профилем помещены поперечные профили, f — помоложенная мулда (в нее врезается балка) возле Ропчиц
- Рис. 18. Погружение балтийской террасы под голоценовую (продольный профиль долины) . . . . . 56  
 а — наклон дна долины во время балтийской ледниковой эпохи, б — наклон современного дна долины. Над продольным профилем помещены поперечные профили отдельных участков
- Рис. 19. Балтийская терраса в долине Будзиса в Загожицах Гурных (продольный профиль) . . . . . 56  
 K — профиль реки, II — голоценовая терраса, В — „балтийская“ терраса

- Рис. 20.** Подкарпатский ров заполненный лессом возле Сендзишова . . . . . 57  
 Обозначения и сокращения: перпендикулярные черточки — лесс (балтийское оледенение), крестики — моренные глины, точки — пески (флювиогляциальные отложения), косые черточки — миоценовые глины
- Рис. 21.** Средние месячные осадки в периоде 1950—1953 (для станции Сендзишув). Изменчивое распределение осадков в отдельные годы . . . . . 62
- Рис. 22.** Изменение русла Вислоки в периоде 1878—1951. Изменения после регуляции . . . . . 65  
 а — современное русло, б — русло с 1878 года сохраненное на равнине террасы в облике старицу, е — русло 1878 года совсем зааккумулированное
- Рис. 23.** Гидрографическая карта (составленная на основании наблюдений автора) . . . . . 66  
 Обозначения: 1 — водораздел Велопольки, 2 — постоянные реки и ручьи, 3 — периодические реки и ручьи, 4 — эпизодические реки и ручьи, 5 — старицы, 6 — пороги в русле, 7 — естественные пруды, 8 — искусственные пруды, 9 — заболоченные территории, 10 — территории затопляемые постоянно, 11 — территории, затопляемые во время катастрофически высоких уровней, 12 — границы картируемой территории
- Рис. 24.** Растительный покров . . . . . 68  
 Обозначения: 1 — леса, 2 — луга и пастбища
- Рис. 25.** Значение растительного покрова в голоценовом морфогенезисе (по примеру окрестности Ольховой и Бендземысля) . . . . . 69  
 Обозначения: 1 — леса, 2 — луга, 3 — пахота, 4 — V-образная долина, 5 — оползни, 6 — срывы
- Рис. 26.** Профили небольших голоценовых долин . . . . . 72  
 а — V-образная долина, презающая в язык оползня на север от Стасювки; б — глубокая молодая V-образная долина разрезающая склон на запад от Загожиц; с — перигляциальная мульда расчлененная сетью оврагов в Гнойнице; d — V-образная долина заполненная осадками возле Сеницы; е — продольный профиль оврага с регрессионными террасами; f — овраг-балка в Ноцковой (фот. 15); г — поперечный профиль оврага и соседней древней мульды — овраг разрезает: лесс-солифлюкционный покров, флювиогляциальные пески и горную породу, 2 — продольный профиль дна и склона; г — надрез (дебра) разрезающий уступ террасы среднепольского оледенения возле Лятошина; h — молодой придорожный овраг в Виснёвой; i — голоценовая мульда омолаживающая более древнюю мульду в Недзведской котловине; j — балка в Виснёвой, k — асимметричная балка в Гнойнице; l — балки разрезающие дно и склоны древней мульды на север от дер. Хехлы
- Рис. 27.** Омоложение перигляциальной долины и новая голоценовая долина . . . . . 73  
 а — покровные отложения, б — горная порода
- Рис. 28.** Типы оползней . . . . . 79  
 А и В — План и профиль желобчатого оползня на юг от Домбровы.  
 С — соединенные оползни на территории Виснёвой.  
 D — оползни с несколькими нишами и общим языком на запад от Гумниек.  
 Е — Фронтальный оползень на юг от Быстрицы.  
 F — старый сборный оползень подвергающийся омоложению в Бендземысле.  
 G — оползень расходящийся на юг от Завады.  
 H — Оползневые склоны в Гнойнице.  
 I — старый, подвергающийся омоложению оползень в Загожицах.  
 J — Вторичные оползни на фронтальном оползень небольшим уклоном (на глинистых сланцах).  
 Обозначения: 1, 2 — разные типы оврагов, 3 — молодая мульда, 4 — древняя перигляциальная мульда, 5 — оползневые валы, 6 —двигающиеся валы оползней, 7 — крупные неактивные валы оползней, 8 — ниша оползня, развивающаяся с хорошо выраженной формой, 9 — неактивная ниша оползня плохо выраженная, 10 — подмытые берега, 11 — равнины террас
- Рис. 29.** Профили голоценовых террас в долине Вислоки . . . . . 85  
 А — Профиль Страшенци — Лятошин.  
 В — Профиль Воля Мала — Дембица (запад).  
 С — Профиль Завежбе — Дембица.



R — „Рендзинная“ терраса.

L — Пойменная терраса.

H — Нижняя граница Голоцена.

Обозначения и сокращения: а — наплавные глины, б — илы, с — пески, d — мелкий гравий, e — крупный гравий.

Рис. 30. Пойменная терраса вложенная в „рендзинную“ и „рендзинная“ терраса вложенная в средне-польскую возле устья Острой . . . . . 86

L — луговая терраса

R — „рендзинная“ терраса,

SP — средняя терраса

Рис. 31. Развитие долины Вислоки в четвертичный период . . . . . 87

A — Долина Вислоки во время краковского оледенения.

B — Во время средне-польского оледенения.

C — Во время балтийского оледенения.

D — Долина Вислоки в настоящее время (голоцен).

Отложения: 1 — краковского оледенения, 2 — средне-польского оледенения, 3 — балтийского оледенения, 4 — голоцена, 5 — дочетвертичная поверхность

Рис. 32. Пример изменчивости голоценовой аккумуляции (бурения проводились каждые 10—20 м) . . . . . 88

H — голоценовые осадки, F — флювиогляциальные (преобладание валунного материала)

Рис. 33. Профиль пойменной террасы Подкарпатской ложбины на линии Ропчице-Борек . . . . . 90

Отложения: 1 — голоценовые (H), 2 — плейстоценовые, 3 — третичный фундамент. На „рендзинной“ террасе, вложенной либо врезанной возвышаются участки более высокой поверхности и денудационные останцы

Рис. 34. Морфология (избранные формы) . . . . . 96

Обозначения: 1 — увалы, с выравненными участками поверхности „Погужа“, 2 — увалы с выравненными участками уровня Пощковой, 3 — древние (плиоценовые) долины, изменившиеся в плейстоцене и голоцене, 4 — плейстоценовые мульды (в котловинах), 5 — молодые голоценовые долины, 6 — равнинные поверхности аккумуляции лесса (наложенные на флювиогляциальные и моренные покровы), 7 — равнины I. эрозионной террасы краковского оледенения, 8 — равнины II. эрозионной террасы краковского оледенения, 9 — равнины аккумуляционных террас младших оледенений (S — средне-польского, B — балтийского), 10 — равнины аккумулятивной „рендзинной“ террасы, 11 — равнины аккумулятивной пойменной террасы, 12 — реки

## ОБЪЯСНЕНИЯ ФОТОГРАФИЙ

Фот. 1. Обнажение тортонских отложений в Бронишове . . . . .	32
На гипсах миоценовые илы и галечниковые отложения неопределенного более точно возраста. Обнажение на склоне увала о сохранившемся уровне Ноцковой	
Фот. 2. Закарстованная поверхность ниже-тортонских гипсов . . . . .	32
Обнажение в Бронишове	
Фот. 3. Плоские высоты „Погужа“ . . . . .	32
Сохранившиеся участки ниже-плиоценовой поверхности возле Стоберной	
Фот. 4. Верхний участок долины врезанной в уступ „Погужа“ возле Дембицы . . . . .	32
Фот. 5. Участок котловины Недзвяды . . . . .	48
Плоские увалы и широкие плоскодопные долины возле Бронишова	
Фот. 6. Древняя долина расчленяющая выравненную высоту „Погужа“ . . . . .	48
Склоны моделировальные поверхностями оползнями	
Фот. 7. Рельеф бассейна Завадки . . . . .	48
Плоские возвышенности расчлененные глубокими долинами	
Фот. 8. Часть обнажения в Бжезувке (рис. 5) . . . . .	48
Срезанные флювиогляциальные отложения; в кровле песчано-гравиевые отложения, в которых преобладает флишевый материал	
Фот. 9. Голоценовое помолодение плейстоценовой мульдообразной долины . . . . .	64
Видна бровка, разделяющая две части склона, моделировка которых происходила в разное время, под влиянием разных процессов	
Фот. 10. Строение склона долины представленной на фот. 9 . . . . .	64
На склоне плейстоценовой мульды обнажен скалистый доколь высотой в 2 м (дно относится к земской межледниковой эпохе), на котором залегают гравиевая серия переходящая кверху в солифлюкционный покров	
Фот. 11. Денудационный останец возле Бжезувки . . . . .	64
Над выравненной поверхностью возвышается короткий увал высотой до 6 м	
Фот. 12. Размыв русла Вислоки — результат отсутствия растительности . . . . .	64
Фот. 13. Замерзшая V-образная долина возле Ропчиц . . . . .	80
Аккумуляция в среднем участке крупной долины связана с сильной эрозией выше долины и с подпором оползневых масс — ниже её	
Фот. 14. Участок балки в Ноцковой . . . . .	80
Плоскодонная, заросшая балка помоложенная оврагом в нижнем участке	
Фот. 15. Балка с асимметричными склонами в окрестности Стоберной . . . . .	80
Склон обращенный на север круче и покрыт деревьями	

- Фот. 16. Верхний участок молодой ящикообразной долины начинающийся оползневой нишей. Над нишей — недавно построенный дом . . . . . 80
- Фот. 17. Старый оползень возле Бендземысля обнаруживающий помолодение . . . . . 96  
Старый язык подвергающийся моделировке под воздействием сползания (опливы). Ниже новые оползпи возникающие под влиянием расщепления старого оползня. На снимке видна только часть большого сходящегося оползня
- Фот. 18. Малые долины возле Стоберной . . . . . 96  
Склоны крутые; в глубине действующий не поросший древесной растительностью ложбинный оползень.
- Фот. 19. Устье балки расчленяющей покрытый лессом склон уступа „Погужа“ . . . . . 96  
Видна неправильно проведенная пахота. Завада возле Дембицы
- Фот. 20. Песчаный карьер в Бжезувке . . . . . 96  
Профиль плейстоценовых отложений представлен на рис. 5

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ (ВНЕ ТЕКСТА)

### А — Формы плиоценового возраста:

#### I. Формы созданные разрушающей деятельностью денудационных факторов:

- а) плоские возвышенности — сохранившиеся участки древних разрушенных поверхностей.

Плоские участки поверхности предгорья в 320—400 м н.у.м.

Плоские поверхности Ноцковой с покровом флювиогляциальных отложений, относящихся к периоду краковского оледенения.

#### II. Формы созданные разрушительной деятельностью текущей воды с действием денудационных процессов:

- а) дочетвертичные склоны речных долин, моделированные в четвертичном периоде (такой же окраской обозначены склоны плейстоценовых форм, т.к. нет возможности их строго разграничить):

С наклоном 0—5%, плоские поверхности или мягкие склоны прикрыты покровными отложениями.

С наклоном 5—15%, слабо денудированные, прикрыты солифлюкционным покровом или лессом.

С наклоном в 15—35%, сильно денудированы, круче прикрыты деградированным, выветренным или солифлюкционным покровом.

С наклоном более крутым, чем 35%, очень сильно денудированы или подмываемые, часто лишённые выветрившего покрова.

- б) Форма хребта на месте пересечения склонов долин, средне- и верхне-плиоценового возраста:

Широкий, округлый хребет

Узкий, округлый хребет.

- с) вершины в границах хребтов

Куполообразные вершины

### В — Формы плейстоценового возраста:

#### I. Формы созданные разрушительной эрозионной деятельностью ледниковых вод:

краковская поверхность 1-ая высотой в 230—250 м н.у.м.

краковская поверхность 2-ая высотой в 220—230 м н.у.м.

#### II. Формы созданные разрушительной, эрозионной деятельностью текущей воды и денудационных факторов:

- а) Уступы эрозионных поверхностей и аккумулятивных террас

Хорошо сохранившиеся уступы

Плохо сохранившиеся уступы

- б) Маленькие долины — возникшие при содействии солифлюкции :
  - Плейстоценовые, мультдообразные долины
  - Плейстоценовые, мультдообразные долины, омоложенные в голоцене
  - Плейстоценовые, мультдообразные долины, заполненные в голоцене
  - Плейстоценовые — овражные долины (углубленные в голоцене)
- с) Зрелые формы перигляциальной денудации :
  - Денудационные шпory
  - Денудационные останцы

III. Формы созданные созидательной деятельностью текучей воды и денудационных факторов:

- Равнина аккумулятивной террасы с покровом из средне-польского оледенения
- Равнина аккумулятивной террасы с покровом из балтийского оледенения
- Конусы выноса
- Равнины солифлюкционно-делювиальной аккумуляции.

IV. Формы созданные созидательной деятельностью ветра:

- Гряды дюн относящиеся к периоду балтийского оледенения
- Лессовые аккумулятивные равнины

C. — Формы созданные в голоцене:

I. Формы созданные эрозионной деятельностью текучих вод:

- а) Речные русла
  - Глубиной до 2 м
  - Глубиной от 2—4 м
  - Глубже 4 м
- б) Русла стариц :
  - Молодые
  - Древние
- с) Уступы в русле
  - Маленькие водопады и пороги
- д) Эрозионные уступы :
  - Подмываемые, высотой до 5 м
  - Подмываемые, выше 5 м
  - Хорошо сохранившиеся, высотой до 5 м
  - Хорошо сохранившиеся, выше 5 м
  - Плохо сохранившиеся, высотой до 5 м
  - Плохо сохранившиеся, выше 5 м
- е) Маленькие долины, созданные постоянными или периодическими проточными водами с содействием денудационных процессов :
  - Активные — V-образные долины
  - Пойменные — V-образные долины
  - „дебри“ (надрезы)
  - Овраги
  - Балки
  - Долины с текучим дном
  - „делли“

II. Формы созданные разрушительной деятельностью денудационных факторов:

а) Ниши оползней и обвалов

Молодые оползневые ниши

Оползневые ниши частично денудированные, неактивные

Мало отчетливые оползневые ниши, выравненные

Маленькие обрывы и оползни

III. Формы созданные созидательной деятельностью текучих вод:

Равнина рендзинной (надпойменной) террасы

Равнина луговой (пойменной) террасы

Равнина более низкой ступени луговой террасы

Конусы выноса

Галечники

IV. Формы созданные созидательной деятельностью денудационных факторов:

Оползневые языки, молодые, подвижные

Оползневые языки, древние, неактивные

Поверхности оползания и оплывания

V. Антропогенные формы:

Врезанные дороги

Карьеры

# MORPHOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE ESCARPMENT OF THE POGORZE KARPACKIE \* BETWEEN DĘBICA AND TRZCIANA

## SUMMARY

### Introduction

The purpose of this paper is the study of the character of forms and the reconstruction of the geomorphological development of the escarpment of the Pogórze Karpackie between Dębica and Trzciana.

The investigated area is situated about 120 km to the East of Kraków and comprises the marginal zone of the Pogórze Karpackie and the adjoining part of the Sandomierz Basin to the North: its total area amounting to about 400 km<sup>2</sup>. Hitherto no geomorphological study concerning the total of this area has existed.

The Pogórze Karpackie with its relative elevation reaching 200 m and its flattened humps separated by numerous valleys slopes toward the North in the manner of a step. Two small denudative depressions, called Niedźwiada and Noc-kowa exist, within the area of the Pogórze. At the foot of this step the Sandomierz Basin spreads, where we can distinguish the plateaus of Tarnów and Kolbuszowa, with a denivelation of about 50 m. and the so-called sub-Carpathian through which extends parallelly to the step of the Pogórze. The foot hills region as well as the Sandomierz Basin are intersected by the broad Wisłoka valley.

### Method of investigation

The basis of this paper is a geomorphological survey of the entire area and the geomorphological map in the scale of 1 : 25000 made within the summer months of 1951 and 1953. The field work consisted in the mapping of all the forms appearing in this area, after the classification as to their genetic and chronological character (by means of geomorphological and geological methods).

In his identifying the forms the author based to a large extent on the classification set up by M. Klimaszewski for the Dunajec river basin [29]. The author's studies were not limited only to the observation and analysis of the forms themselves (morphography, morphometry, morphogenesis and morphochronology). As some of the deposits made it possible to determine the age of the forms the author collected in the field a large number of samples of flora and fauna (Miocene and Quaternary deposits). In order to reconstruct the fossil sub-Quaternary forms, he collected over 100 cores on wells profiles.

---

\* Pogorze Karpackie — is the foot-hills region on the northern periphery of the Car-patians.

In this paper all the material collected in the field has been utilized. The reconstruction of the development of the forms necessitated the use of the dialectical method. — i. e. analysis of morphological facts linked with the ever changing geographical environment. Thus apart from the material studied and collected by the author in the field, the source of informations presented in this paper is literature concerning not only geomorphology of the investigated area and of its adjoining regions, but also that concerning geology, climate, paleobotany and other branches of knowledge, indispensable for the full understanding of the contemporary geographical environment and for the reconstruction of the environment of the past ages. The author therefore investigated the morphological development on the background of factors and processes which had moulded the investigated area in respective periods. In this manner he endeavoured to check whether in each respective period of time favourable conditions had existed for the fashioning of forms the shaping of which he linked with the respective period on the basis of geomorphological studies.

The author's field survey as well as the preparation of this paper was done under the guidance of Professor Dr M. Klimaszewski.

### Geological structure

The investigated area lies within the range of two large geological units: the Outer Carpathians and the sub-Carpathian Depression. They correspond to the following morphological units: the Pogórze Karpackie (partly) and the Sandomierz Basin. The investigated part of the Carpathians is built up by steeply rising folds which belong to a larger unit, the marginal inoceramic folds (the Skole Nappe). These folds consist of Flysch formations of the Cretaceous-Palaeogenic age. They appear as alternating complexes of sandstones, shales, conglomerates, marls and clays. The resistance to weathering of separate series varies, according to the percentage of sandstone and shale and their cementing medium. This is illustrated by the enclosed table of resistance values. Flysch, actually a rather non-enduring series of rocks, is relatively resistant as compared with Miocene clay shales (Tortonian) which are deposited in the sub-Carpathian Depression. Deposits of the Miocene sea (Lower Tortonian) also appear within the range of the Pogórze Karpackie in the shape of clay shales, gypsum, lithotamnian limestones and younger sands and gravels.

The older deposits are covered by a mantle of Quaternary formations, thinner on the Pogórze and thicker in the Sandomierz Basin to 30 m. The author has identified the age and origin of these formations on the basis of analyses of over 200 natural and artificial outcrops.

River sands and gravels, ground moraine, erratic boulders, fluvioglacial sands and gravels have their origin in the period of the Cracovian glaciation (Mindel). Sands, gravels, and river clays, loess, dune sands and thick weathered and solifluctional covers were produced by younger glaciation periods. Fluvial formations of a thickness frequently amounting to 15 metres, autochthonic peats, deluvial covers and masses moved by slips and landslides were deposited there in the Holocene.

### The development of relief in the Miocene

The last orogenetic movements after the Lower Tortonian defined the age boundary of the forms which are accessible to geomorphological investigations. The Miocene sediments overlying the surface of Flysch elements proceeding from



various ages prove the existence of an erosive landscape before the Tortonian. In the investigated region in the valley of the Wielopolka river which strictly speaking is eroded in the Flysch, the deposits of the Lower Tortonian sea appear in various elevations (from 250 to 386 m above sea level) at the bottom of the valley as well as on the top. The conformity of the Miocene deposits with the valley together with the complete lack of convincing evidence of tectonic disturbances — suggests that the "valley" of the Wielopolka had existed before the flooding by the Lower Tortonian sea took place.

After the Lower Tortonian a renewed folding of the Flysch occurred together with its superimposed deposits, and a thrust toward the North. Upon the investigated region no traces of any Tortonian or Sarmatian forms are to be found. The Tortonian sand-gravel sediments appearing in the marginal part of the Pogórze Karpackie give evidence of the existence of intensive destructive processes going on in the period of hot climate in the area of the Carpathians.

### The development of relief in the Pliocene

The Lower Pliocene (Ponthian). The oldest forms in the investigated area are the remains of the foot-hills region "surface" preserved within the hill tops in the shape of several flattenings elevated up to 320 to 400 metres above sea level, wide humps of similar elevation and extensive cupola-shaped hills of the water-shed. These forms the author believes to be the remnants of a common surface since between its respective parts no distinct breaks have been found.

The lately matured surface of the tops of the Pogórze with its denivelations of 50 m. and more, occurs on the more resistant Flysch rocks. The destructive character of the surface is proved by the cutting of the Flysch and Miocene deposits without regard to dip and resistance of these layers, and by the occurrence of gravels in the river basins of the Dunajec and of the San. In accordance with the opinion of M. Klimaszewski the author considers the age of this surface to be Ponthian. The forming of this lately matured surface was made possible by the temporary lack of those multiradial earth movements uplifting the Carpathians [8. 25] and the fast degradation of relief was aided by the subtropical climate (Wi. Szafer).

The Middle and the Upper Pliocene. It is due to the uplifting movements that before the Pleistocene, then in the Middle and the Upper Pliocene, the Ponthian surface was intersected by river valleys about 120 metres deep; it is proved by the fact that their beds are strewn with deposits of the Cracovian glaciation. The existence of erosive and denudative levels give evidence that the uplifting of the Carpathians was going forth in epicycles [25] throughout the Middle and Upper Pliocene. One of these levels is the Nockowa level, elevated 270 to 310 metres above sea level. This level appears not only in the Niedźwiada and Nockowa depressions, but also it causes local flattenings of the Pogórze step and penetrates along the larger valleys cutting down the Flysch deposits. The forming of this level, predominantly upon the miocene deposits of small resistance, proves its short period of formation. The subtropical climate of the Middle Pliocene (rainfalls amounting to 2000 mm) made a rapid degradation of layers of small resistance possible.

The further uplift and the erosion connected with it proceeded in epicycles too. In the valley of the Wisłoka river the author has found an erosive fossil terrace elevated about 25 metres above the present level of the river bed.

The developed network of the Pliocene valleys is the result of the rejuvenation. The course of these valleys is independent of the arrangement of geological elements of various resistance, because the entire valley system of the Pogórze has been preserved since the period of the forming of the Pogórze surface. In the Flysch formations these Pliocene valleys are up to 120 metres deep; in their upper sections they are still growing deeper up to this day. Therefore their slopes are usually convex. The influence of the geological structure is apparent in the widenings and narrowings of their valleys, resulting of the resistance of rocks and asymmetry of slopes. In connection with the general dip of the Flysch formations toward the South, the slopes of valleys exposed to the North are steeper.

The foot-hills edge is a Pliocene form too; it was formed in the post-Pontian period of the uplift of the Pogórze Karpackie and it has preserved this form up to this day. The course of the escarpment is identical with the range of the more resistant Flysch strata but not identical with the front of the Carpathian nappes. The denudative escarpment is dissected and transformed by fluvio-glacial and loess accumulation.

The Pliocene relief of the Sandomierz Basin is a fossil relief (Fig. 10—12). In its principal elements it is identical with the contemporary landscape. The analyses of cores prove the fact that the plateaus, the sub-Carpathian trough and the Wisłoka valley already existed in the Pliocene. The pre-Quaternary bottom, described on the basis of its relation to the deposits of the period of the Cracovian glaciation, in the Wisłoka valley and in the river basin of the Wielopólka, lies about 10 m below the present level of the river bed. The sub-Quaternary surface is more varied than the pre-Quaternary relief, on account of the cutting of interglacial erosional terraces in the slopes of the Pliocene valleys.

### The development of relief in the Pleistocene

The discussion of the Quaternary is based on the stratigraphic scheme of W. Szafer [61] who has distinguished 4 glaciations. No forms of the Stettin glaciation (Günz) and the Tegelen interglacial period are preserved.

The Cracovian glaciation (Mindel). During the cold Cracovian glaciation the glacier covered the entire investigated area. The transgression of the continental ice sheet was preceded by a fluvial accumulation caused by climatic changes. Considering the absence of forms from the transgression period the author has based his characteristic of the development of processes exclusively upon analyses of the sediments of that age.

At the time when the continental ice sheet invaded the Northern part of the investigated area, sedimentation in the Wisłoka valley, connected with and accumulation, was at its best 20—30 m high above the level of the present river bed [26]. By cooperation of fluvio-glacial waters the uneven surface of the deposits here and there reached higher, even up to 50 metres above the Wisłoka bed. This surface was formed by numerous overlapping fluvio-glacial and fluvial cones. The Pogórze escarpment constituted a natural obstacle to the continental ice sheet. On entering the Pogórze the glacier lifted the local erosive bases for flowing waters. Deposits of local and next of fluvio-glacial origin increased in the valleys of the Pogórze. In the Niedźwiada depression (Wielopólka valley) deposits reached the Nockowa level (30—40 m relative height), contributing to the levelling and uplifting of this level. In the Nockowa depression deposits reached the height of 25 metres. Finally the continental ice sheet covered the entire investigated area. The

occurrence in the Nockowa depression of grey Tortonian clays snatched from the substratum and mixed with erratic material, suggests that the glacier retained its exarating quality on the Pogórze.

The retreat of the glacier was varied. By escarpment of the Pogórze the rate of retreat must have been slower because of the greater thickness of ice and the front of the retreating mass must have been rather uniform. The glacier melting waters escaping from the area of the Pogórze to the East and waters [24] formed in the sub-Carpathian through an erosive level "Cracovian I" about 240 high above sea level, which continued as a terrace of the Wisłoka river at a height of 50 metres. The sediments forming this terrace are connected with the period of the transgression of the glacier because they are of remarkable thickness and in many places they lie under the moraine. The author believes that the development of our contemporary level is connected with the period of recession of the continental ice sheet, since it cuts down the morainic clays.

The terrace "Cracovian II" about 25 m lower than Cracovian I, is connected with the further retreat of the Cracovian continental ice sheet. It was cut out by fluvioglacial waters flowing down towards the East at a lower level. This Cracovian II terrace stretches at the foot of the Pogórze escarpment in the shape of a belt of 1—2 km wide elevated 220 to 230 m above sea level.

The Masovian Interglacial. During the Masovian interglacial the incision of rivers into the Cracovian terraces and into the covers of accumulation, connected with the lowering of the erosive basis, took place. Erosive edges and young valleys were formed. A number of writers (Romer, Teisseyre, Klimaszewski) assume that in that period, the Eastern Carpathians were lifted up. At that period, the wide valley bottom of the Wisłoka river at the edge of the Pogórze was elevated 5 to 8 metres above the present level of the river bed and underwent an erosive widening (erosive terrace). The fact that preglacial bottom was not reached and not all of the Cracovian sediments were carried away would point to the existence of rather bending than lifting up movements in the area of the sub-Carpathian through.

The Middle-Polish Glaciation. During the period of the Middle-Polish glaciation (Riss) the continental ice sheet did not reach as far as the Carpathians any more. The climate of this period was more temperate than before. Morphological elevations and slopes were transformed by solifluction processes. Smaller valleys were partly filled up by material from their slopes. Intermittent rivers overloaded by carried off material formed accumulative plains. Fragments of these plains are preserved in the form of the middle terrace, of a relative height of 12—20 m. They appear in the Wisłoka valley and the sub-Carpathian trough. The author suggests the plain of the middle terrace to be developed during the period of the Middle-Polish glaciation, because it is of a similar altitude as the terraces in the Carpathian section of the Wisłoka river [26]. The terrace is, generally speaking, of sandy character, different from the higher and lower terraces; the edges of this terrace are flattened. Upon the surface of the terrace there are remnants of dunes ridges, the river deposits of this terrace are covered by loess.

The Eemian Interglacial. This interglacial was warmer than the Masovian one. The carving of the accumulated plains reached in larger valleys the depth of 2 to 3 metres beneath the contemporary river bed of the Wisłoka (fossil erosive terrace — see Fig. 32). In smaller valleys of the Pogórze this carving frequently did not reach as far as the contemporary valley bottoms, for the rejuvenating it Holocene valleys, cut through the solid rocks.

The Baltic Glaciation. Till now the relief of the investigated area bears distinct traces of the process which occurred at that period. The cooler periglacial climate existing during the stadials determined the series of morphogenetic processes. During the warmer interstadials the forest invaded the Pogórze and the incision of the surface by the flowing waters followed. The processes which occurred during the Baltic glaciation remoulded the existing slopes as is shown by the solifluction covers found on the slopes or at their foot (slopes dipping up to 15°). The course and conditions of the slope moulding were different within the area of the Pogórze and different within the Sandomierz Basin. Slopes of older forms. Tertiary or Interglacial, consist of older rocks, of higher resistance. They were only slightly remoulded by these processes owing to their relatively high resistance — as compared with that of sandy deposits. The preservation, on the slopes of several valleys, of remnants of fluvioglacial and morainic deposits, as well as the outlasting on these slopes of small flattenings at the Nockowa level frequently with a covering of deposits of the Cracovian glacial age prove the fact. The influence of rock resistance on the course and the intensity of periglacial processes is demonstrated by periglacial forms: such as outliers and denudative spurs in the Sandomierz Basin. In this area the small resistance of the rocks favoured the rapid aging of the relief. On the contrary the surface forms and the valley slopes of the Pogórze were merely made more gentle by the periglacial processes. Besides the above mentioned outliers and spurs the author mentions other forms created by the destructive or constructive action of denuding agencies such as flowing water and wind. They form solifluction and deluvial accumulation plains; through-shaped valleys, V-shaped valleys, terraces, dunes and surfaces of loess accumulation.

Plains produced by solifluction-deluvial accumulation, with slopes dipping 1 do 5°, intersected by Holocene valleys, form wide surfaces at the foot of denudative slopes.

Through-shaped periglacial valleys with their gentle slopes, occurring in regions consisting of permeable rocks of low resistance were formed by filling up or sometimes by the deepening of valleys existing in the Eemian Interglacial.

Pleistocene V-shaped valleys with slopes dipping 15 to 20° are mainly of Pliocene age and are lined with solifluction deposits. They were usually rejuvenated by Holocene erosion.

Surfaces of loess accumulation form at the foot of the escarpment wide plateaus or humps elevated 240—260 m above sea level. The loess disguises older relief, but to some extent it copies it. Among others loess has filled up the fluvioglacial through formed in the period of the Cracovian glaciation in the region East of Sędziszów.

In the river valleys plains of fluvial accumulation have been formed. The Baltic cover in the Wisłoka valley is embedded into the terrace formed during the period of the Middle-Polish glaciation. In the Sandomierz Basin and in the lower sections of valleys the Baltic cover dissected here and there, builds fossil terraces. This cover was later overlaid by Holocene deposits so it is older than these deposits. In smaller valleys of the Pogórze the Baltic cover of fluvial accumulation, overlapping slope deposits (solifluction), is preserved in the shape of a terrace (up to 6 m high) into which the Holocene terrace was laid.

Towards the end of the glaciation, in Allerød (Wł. Szafer [60]) forests invaded the investigated area. At the bottom of the „Rendzinna” (higher Holocene) terrace\* of the Wisłoka author has found two level vegetal remnants for the identification

\* „Rendzinna” terrace — accumulation terrace plain elevated 5—10 m above the river level with a cover of alluvial clay.

of which he is indebted to Doc. Dr A. Środon and his collaborators. The pollen and wood sample analyses proved that this flora represented the intermediate period between Pleistocene and Holocene. The vegetation of the lower level (tree trunks) is embedded in a sand and gravel layer; this according to author's opinion, points to a warmer and more humid phase (Allerod). The higher level, loamy, with deposits of peat, points to a phase of lessening accumulation in the valley (Younger Dryas). Considering the accumulation of the Holocene type the author suggests that the boundary between the periglacial and the temperate denudative cycle should be placed in the region of the Pogórze between the Older Dryas and the Allerod.

### The development of the Holocene Geographic environment

The discussion of the development of the relief of the investigated area in the Holocene is preceded by author's analysis of change of geographic environment in the Holocene, with particular consideration of the present period. The geographic environment in the respective periods of the Holocene is illustrated by a synchronizing table.

The present climate. The main feature of the climate in the investigated area is the mutability of weather conditions. Since alongside of moist years dry ones occur (as in 1951), a varying intensity of morphogenetic processes in various years exists. Alternate succession of dry periods and violent rainfalls, of frost and thawing leaves distinct marks on the contemporary landscape. Thus forms developing today are the result of complex groups of processes, frequently contrasting with each other. The highest intensity of denudative processes (rain-wash, soil creep) occurs in winter and spring, the most intensive erosion, as well as fluvial accumulation and mass movements of landslides type occur in summer and during thawing time.

Hydrographic conditions. Water conditions develop in another way on the Pogórze than in the Sandomierz Basin. On the Flysch of the Pogórze a large number of springs of small outflow and a dense network of permanent water courses exist — while they are lacking in the Basin. On the boundary of both these units, on the slope of the escarpment, waters of numerous streams disappear in permeable formations. The considerable fluctuations of water levels of both smaller brooks and larger streams — caused by irregular rainfall and scant retention of the Flysch — bring about violent though shortlived erosion and accumulation.

Land utilisation. The investigated area bears today distinct signs of man's work. Forests constitute but 11% of the area; they are grouped on steep slopes and at the sources of rivers. Forests check the development of undercutting of landslides and of excessive corrosion — thus they rather preserve relief features. Forests promote accumulation in valley bottoms. Meadows and pasture land play a similar part. On the slopes of the Pogórze, meadows favour shallow mass movements. Arable land which constitute the major part of the area, is subject to an intensive denudation, favoured by fine grained loess soils, unfavourable arrangement of fields and tillage even on slopes dipping up to 25°.

### The Holocene forms

In the Holocene in the above described conditions many new forms were formed and continue to develop. They were created owing to the destructive agency of flowing water or to denudative processes.

River beds, cut offs river and erosive edges belong to the forms formed by the destructive agency of flowing water within the floors of valleys. The incisions in the river beds in the valley floors are up to 7 metres deep. Generally narrow, with undercut banks, they are proof of a simultaneous erosive dredging. Cut — offs river are frequent in accumulation plain; their freshness proves their Holocene origin as well as that of the accumulation plains.

Small Holocene valleys were formed by the erosive action of flowing water (usually periodical) with cooperation of denudative processes. The author enumerates: active V — shaped valleys, aggraded V-shaped valleys, ravines, gorges, „tielke“, „wądoły“ and Holocene troughs („delle“). These valleys vary in the degree of development. The profiles enclosed in this paper (Fig. 21) illustrate the features of all types of the Holocene valleys. These are either forms formed during the Holocene, or they are the result of rejuvenation of older periglacial valleys. Nearly always (with the exception of trough-valleys) they are separated from older forms by a distinct break in the slope.

1. Active V-shaped valleys — valleys with narrow floors and steep slopes; occurring in regions of steeper inclines, with a steady flow of water and with wooded surroundings.

2. Aggraded V-shaped valleys — with steep slopes but widened flat floors, formed by sedimentation in active V-shaped valleys.

3. Ravines — small short valleys a few metres deep, which in shape resemble V-shaped valleys or deep troughs; with steep slopes, usually covered by vegetation, formed by periodical water courses on steep slopes.

4. Gorges — recent erosive incisions; retreating, with steep crumbling slopes and uneven erosive floors, occurring in rocks of low resistance.

5. „Tielke“ and old loess canyons — small valleys periodically drained; with slopes dipping up to 20—30° and accumulative floor formed by transformation of gorges or V-shaped valleys. In the investigated area „tielke“ are of frequent occurrence.

6. „Wądoły“ — valleys of „flowing“ corrasional floors, dipping 8—20° occur in clay and shale areas.

7. Holocene trough („delle“) — with gentle slopes, frequently caused by soil-creep; occurring in regions with substratum of argillaceous shales (which preserve badly sharp forms) poor in water courses and prone to slides.

Deluvial plains are formed by the constructive action of denudative agents (wash), especially in spring months.

Forms moulded by mass movements in the Holocene are common and varied in the investigated area; they are connected with the Flysch substratum. The author has distinguished:

1. Rock falls and slumps, which appear on the slopes of deepened valleys and edges of simultaneously undercut terraces.

2. Soil-creeps, occurring commonly on slopes dipping above 8°. They are connected with a substratum of unpermeable argillaceous shales and with meadow vegetation.

3. Landslides are observed in these sections of valleys where river sources are found and on valley slopes all over the Flysch Pogórze. These slides, either of rock or of waste, are of manifold shapes (Fig. 23). Their shape depends among others on the inclination and the length of slope, where they were formed on the density of valley system, on the forming of springs and on the stage of development. As to the shape the author has distinguished; a) gutter-like slides (narrow)

with one niche; b) slides with several niches and tongues; c) slides with several niches and one common tongue; d) "frontal" slope slides where the length of slide slope is shorter than its width, and the back edge forms a straight line; e) convergent slides where the sliding masses move concentrically; f) divergent slides with one niche and two tongues; g) minor spring slides; h) sliding slopes (without distinct niches and tongues).

Basing on the degree of freshness of forms and of the recent processes the author has differentiated: old landslides a) dead and b) rejuvenated — and new landslides a) dead and b) active. The direct causes of a landslide on the Pogórze are most frequently: undercutting by recessive erosion, or soaking and loading by rain and thaw water of masses covering the slope. Slides found in the investigated area show different stages of development. In agreement with observations made by H. Teisseyre the author suggests that a slump or soil-creep may be a stage on the development of a landslide. Slumps usually initiate sliding processes, while soil-creep frequently accompanies a landslide in the ending period. The above mentioned new and old landslides are likewise stages of this development.

The author considers new landslides to be Holocene, arguing as follows; they are separated from periglacial forms by a break in the slope; their forms of destruction and accumulation are recent: their tongues are superimposed upon the Holocene terraces, and they were just the deposits of the latest glaciation that usually slid down. Old landslides occurred somewhat earlier and perhaps their origin dates back to the Pleistocene (late glacial).

In the Wisłoka valley, the plain of the „Rendzinna“ (higher Holocene) terrace is elevated 7 do 12 metres above river level (in the shape of an aggrated cone). This plain forms the floor of valleys in the Wielopolka basin too, where it is simultaneously filled up. Deposits of this terrace in the Sandomierz Basin and in the bigger valleys are superimposed upon the formations of the period of the Baltic glaciation, while in the smaller valleys they are embedded in these formations. The thickness of the cover of this terrace amounts to 15 metres at least. In its clays, loams, sands and gravels the author discovered several places with Holocene flora, even with late glacial flora. The construction of this terrace represents the climatic mutability of the Holocene accumulation as well as the changes of the Wisłoka bed. The above mentioned 14 meter profile of the late glaciation and of the Holocene deposits which lie directly upon the Miocene clays, shows that the accumulation here was preceded by a phase of erosion. The discovered flora proves the Holocene age of the cover and of the „Rendzinna“ terrace at the Pogórze edge, and its origin and development are a reflection of the Holocene erosion and denudation in the Carpathians. Even now the terrace plain is in the stage of development, a fact proved by recently formed cut-offs river and sedimentation in time of floods (the Wielopolka river).

An accumulation terrace plain with a cover of river sediments is formed in the Wisłoka valley and in the lower course of the Wielopolka and is 2 to 5 m high, frequently in two levels. This terrace is cut out in the "Rendzinna" terrace, or embedded into it. The abundant occurrence of tree trunks and its contemporary aggradation point to its late Holocene age.

Plains of the Holocene accumulation are also found on the floors of trough-shaped valleys formed by periglacial processes. Here accumulation was stipulated by the slight dip of the floor (up to 2°), by the permeability of the substratum

(periodical drainage) by the lifting of level through accumulation in the main valleys and by the rejuvenation of upper valley section (alimentation of material).

The anthropogenic forms occurring in the investigated area are earth works, quarries, clay pits, gravel pits and cultivated slope edges (man's destructive activity), as well as ramparts and embankments (man's constructive activity). Field road cuts which in loess regions reach the depth of 10 m are indirectly connected with man's activity. Gradually changing into water courses they increase considerably the density of the valley system.

#### The morphogenetic role of the Holocene

A change of forms produced in a periglacial environment occurred in the Holocene. The slope of the Pogórze-escarpment was intensely remoulded, it was densely dissected while its upper section is accented by landslide niches. Concave forms-valleys were usually rejuvenated. In the Holocene many new valley forms were formed and density of the incision by valleys, especially in the loess region increased considerably.

Holocene lateral erosion occasionally changed the gentle concave banks of big valleys into convex ones. A remarkable intensity of sliding processes occurring on such a scale in no other period is characteristic for the Holocene. An increase of fluvial accumulation corresponds to this vivid activity of destructive agents.

In the Sandomierz Basin the terrace formed by the Baltic glaciation was covered by deposits of the „Rendzinna“ terrace. The higher situated forms of the Basin remained unchanged, their permeable sandy substratum „fixed“ the undulating relief of the periglacial. The action of contemporary processes is differentiated and frequently locally concentrated (erosion, mass movements). The Holocene processes form contrasting forms, contrary to periglacial solifluction which bestowed similar features on forms previously different.

It would be premature to link, on the basis of heretofore obtained material, the development of all forms in the investigated area with the respective climatic phases of the Holocene. At present it may be stated that in more humid periods (Alleröd, Atlantic and sub-Atlantic period) an intensified erosion occurred on the Pogórze, it was connected with accumulation on the foreland (layers of „black oaks“). In the period of sub-Atlantic increase of the moistening of climate (S r o d o Ń) the „Rendzinna“ terrace was formed in its „ultimate“ shape.

In the Holocene the period of man's activity is to be distinguished: a period of deforestation, of increased velocities of water flow and of intensification of denuding processes acting upon the surface. Washing out, soil erosion, soil creep and a rich variety of landslides make the contemporary period similar to that of the periglacial climate; only the intensity of linal erosion, especially of periodical erosion increased alongside of denuding processes. The forms thus formed, as well as those caused by slides, when fresh and distinct are rapidly altered both by natural denudation and by man.

The further tendencies of development of relief depend above all two agents: climatic changes and man's activity. In present conditions, the large fluctuation of rainfall and temperature cause incessant changes of processes which are either supplementing (denudation, erosion) or excluding each other (erosion and landslide accumulation on valley floors). The most harmful process is the soil erosion which is assuming enormous proportions in regions of fine grained soils and which causes changes in the relief of valley slopes.



### Conclusions

The contemporary relief of the investigated area is the result of tectonic and climatic changes which have been lasting from the last orogenic folding of the Carpathian massif up to the present day. This relief formed in the Miocene, matured and rejuvenated in the Pliocene, subsequently underwent changes caused by periglacial processes.

The relief of the investigated area is a poligenetic relief; it is the result of new forms being superimposed upon old ones, initially of erosive forms upon tectonic ones (Miocene, Pliocene) then accumulative forms upon erosive ones and vice versa (Quaternary); thus it is the result of an adjustment of the existing relief to the changing geographical environment.

In the investigated area the author has distinguished two morphogenetic units; the Pogorze and Sandomierz Basin.

The Pogorze — with a vivid relief which bears very distinct traces of the action of flowing water and of denuding processes of the „normal“ cycle (Pliocene, Interglacial, Holocene) and of the periglacial (glaciations).

The Sandomierz Basin — with its tectonic basis of the Tertiary period, but with a preserved Pleistocene relief, moulded mainly by periglacial and fluvial processes.

## EXPLANATION TO THE FIGURES

- Fig. 1. Orography . . . . . 8  
 Explanation of signs: 1 — contour lines with intervals of 40 m (continuous line) and of 20 m (interrupted line), 2 — line of ridges, 3 — limits of the mapped area
- Fig. 2. Profiles of Pogórze top forms . . . . . 12  
 A — lengthwise profiles of ridges Zawada-Stasiówka and Latoszyn — Stasiówka. Flattenings (fragments of Ponthian surface) and lowerings in the ridge line (connected with the later denudation) are visible, B — meridian profile across the Niedźwiada depression, C — lengthwise profile of the ridge South of Będziemyśl, the flattening of the Nockowa level on slopes (denoted by the letter "N"). Profiles of the northern arms of the ridge are denoted with a continuous line, those of the South by an interrupted line
- Fig. 3. The resistance of rocks (pre- Quarternary) elaborated on the basis of geological maps by J. Wdowiarsz, H. Teisseyre, H. Świdziński and others 16  
 Explanation of signs: 1 — more resistant rocks, 2 — rocks of average resistance, 3 — rocks little resistant, 4 — rocks every little resistant, 5 — front of the nappe, 6 — slips, 7 — limits of the mapped area
- Fig. 4. Quarternary geology. Elaborated on the basis of maps by W. Friedberg, J. Wdowiarsz and others and on the basis of the author's own observations 20  
 Explanation of signs: 1 — Holocene sediments, 2 — organogenic sediments, 3 — masses of landslide accumulation, 4 — alluvia of the Middle Polish and Baltic glaciation, 5 — aeolic forms (loess), 6 — weathered and slope forms, 7 — asserted places of typical solifluction forms, 8 — fluvial and fluvio-glacial forms of the Cracovian glaciation, 9 — outcrops of fluvio-glacial forms, 10 — morainic forms, 11 — outcrops of morainic forms, 12 — larger erratic boulders, 13 — asserted existence of Carpathian gravels of the Cracovian glaciation (Figures denote the localisation of some geological sections included in the list)
- Fig. 5. Sand — pit profile in Brzezówka . . . . . 21  
 $f_1$  — fluvio-glacial sands fine and coarse-grained shifted along the cracks (glaci-tectonic), r — sand and gravel layer, mostly of Flysch material (cf. phot. 8), g — moraine clay with blocks of to 25 cm diameter,  $f_2$  — fluvio-glacial sands and gravels. often argillaceous (outwashed moraine?)
- Fig. 6. Diagram of relief development in Pliocene . . . . . 31  
 A — Ponthian top level, B — Nockowa level, C — erosion terrace 220 m above sea level, D — Pre-Quarternary bottom of the Wisłoka valley
- Fig. 7. Transversal profiles of Pogórze valleys . . . . . 34  
 A — profile of the Zawadka valley in villages: 1) Stasiówka, 2) Stobierna, 3) Zawada;  
 B — profiles of the Wielopolka valley in villages: 1) Glinnik, 2) Niedźwiada, 3) Łopuchowa, 4) Okonin, 5) Chechły (South), 6) Chechły (North), 7) Pietrzejowa;  
 C — profiles of the Budzisz valley in villages: 1) Zagórzycze Dolne, 3) Góra Ropczycka-Podlasek, 4) Sędziszów;  
 D — profiles of the Bystrzyca valley in villages: 1) Bystrzyca Wola, 2) Bystrzyca-Wiśniowa, 3) Wiercany, 4) Iwierzyce, 5) Sielec;  
 N — Nockowa level

- Fig. 8. Diagram of sub-Quaternary relief in the Sandomierz Basin . . . . . 35  
 A — transversal profile of Wisłoka valley on the line Góra-Motyczna-Dębica, B — profile through the bottom terrace of Budzisz near Sędziszów, C — lengthwise profile of Wisłoka valley and a part of the Subcarpathian Trough, W — cores
- Fig. 9. Sub-Quaternary surface in the neighbourhood of Sędziszów . . . . . 37  
 Isohypses of sub-Quaternary surface are described with broad line. Also points of asserted thickness of the Quaternary substratum
- Fig. 10. Sub-Quaternary surface in the neighbourhood of Dębica . . . . . 38  
 1 — isohypses of contemporary surface, 2 — isohypses of Quaternary substratum, 3 — points of asserted thickness of the Quaternary substratum, 4 — today's edges of terraces
- Fig. 11. Profiles of Pogórze escarpment between Dębica and Trzciana . . . . . 39  
 A — Latoszyn, B — Gawrzyłowa, C — Sepnica, D — Lubzina, E — Bیزyżna, F — Sielec, G — Dąbrowa  
 Explanation of abbreviations (applies also to other figures): K I — Cracovian I level, K II — Cracovian II level, S — middle terrace, R — "Rendzina" terrace, L — loess accumulation surface
- Fig. 12. Geological profiles in the neighbourhood of Sędziszów . . . . . 42  
 A — profile of the Budzisz and Bystrzyca valleys, B — profile of the Upper Cracovian level and of its slope on the Wolica Piaskowa — Kawęczyn line.  
 Explanation of signs and abbreviations: a — alluvial clays, b — loams (clays), c — sands, d — fine gravels, e — coarse-grained gravels, f — moraine clays, g — loess (also in other profiles).  
 1 — Holocene alluvia, 2 — loess sediments of Baltic glaciation. 3 — moraine, 4 — fluvioglacial forms, 5 — Miocene loams (clays) or Flysch
- Fig. 13. The stopping of the continental ice sheet at the Pogórze escarpment at the transgression era . . . . . 43  
 a — Carpathian sands and gravels, b — fluvioglacial sands and gravels, c — moraine, d — continental ice sheet
- Fig. 14. The filling up of the Niedźwiada depression in the Cracovian glaciation (for explanation of signs see fig. 13) . . . . . 44
- Fig. 15. Profile of the valley South of Ropczyce . . . . . 48  
 a — Flysch, b — fluvial gravels, c — solifluction cover, d — loess, e — interglacial valley profile
- Fig. 16. Denudation spurs near Nagawczyna . . . . . 51
- Fig. 17. Sections through periglacial troughs . . . . . 53  
 a — trough-shaped valley on the Tarnów plateau, 1) transversal profile, 2) lengthwise profile — valley coming out into a deluvial flattening; b — trough-shaped valley filled up in Holocene, 1) transversal profile, 2) lengthwise profile; c — Pleistocene V-shaped valley deepened in Holocene (Wiśniowa); d — rejuvenated periglacial trough to the South of Dębica; e — Pliocene valley filled up in Pleistocene, rejuvenated in the upper and lower sectors; over the lengthwise profile transversal profiles are given; f — trough rejuvenated by a "tielke" near Ropczyce
- Fig. 18. The submerging of the Baltic terrace under the Holocene terrace (lengthwise valley profile) . . . . . 56  
 a — declivity of the valley bottom of the Baltic glaciation, b — declivity of the contemporary valley bottom. Over the lengthwise profile transversal profiles are given in respective sectors
- Fig. 19. The Baltic terrace of the Budzisz valley in Zagorzyce Górne (lengthwise profile) . . . . . 56  
 K — the river profile, H — Holocene terrace, B — Baltic terrace

- Fig. 20.** Subcarpathian Trough filled with loess near Sędziszów . . . . . 57  
 Explanation of signs: verticular lines — loess (Baltic glaciation), crosses — moraine clay, dots — sands (fluvioglacial), slant lines — Miocene loams (clays)
- Fig. 21.** Average monthly precipitations in the years 1950—1953 (for Sędziszów station) . . . . . 62  
 A curiously differentiated disposition of precipitation in respective years
- Fig. 22.** Changes of the Wisłoka river bed in the years 1878—1951 changed due to regulation . . . . . 65  
 a — contemporary river bed, b — the bed from 1878 indicated on the surface of the terrace as the abandoned loop, c — river being in 1878 completely levelled
- Fig. 23.** Hydrography elaborated on the basis of the author's own observations 66  
 Explanation of signs: 1 — Wielopolka water-shed, 2 — permanent streams, 3 — periodic streams, 4 — ephemeral streams, 5 — cut of river beds, 6 — rocky steps in river beds, 7 — natural ponds, 8 — artificial ponds, 9 — flood area, 10 — area regularly flooded, 11 — areas of catastrophic floods, 12 — limits of the mapped area
- Fig. 24.** Vegetation . . . . . 66  
 Explanation of signs: 1 — forests, 2 — meadows and pastures
- Fig. 25.** The importance of covering the area in the Holocene morphogenesis (exemple from the neighbourhood of Olchowa and Będziemyśl) . . . . . 68  
 Explanations: 1 — forest, 2 — meadow, 3 — arable ground, 4 — V-shaped valleys, 5 — landslides, 6 — slips
- Fig. 26.** Profiles of small Holocene valleys . . . . . 72  
 a — V-shaped valley intersecting a landslide tongue to the North of Stasiówka, b — a profound young V-shaped valley cutting the slope to the West of Zagorzyce, c — periglacial trough intersected by a series of V-shaped valleys in Gnojnica, d — a filled up V-shaped valley near Sepnica, e — lengthwise profile of a V-shaped valley with regression terraces, f — gorge and "tielke" in Nockowa (phot. 15); 1 — transversal profile of a neighbouring old trough; the "tielke" intersects loess, solifluction clays, fluvioglacial sands and reaches the rock, 2 — a lengthwise profile of the bottom and of the slope, g — a ravine cutting the edge of the Middle Polish terrace near Latoszyn, h — a young gorge by the road in Wiśniowa, i — Holocene trough rejuvenating an older trough-like form in the Niedźwiada depression, j — a „tielke“ in Wiśniowa, k — asymmetrical „tielke“ in Gnojnica, l — "tielkes" cutting the bottom and the slopes of the old trough to the North of Chechły
- Fig. 27.** The rejuvenating of a periglacial valley and a new Holocene valley 73  
 a — coevring formations, b — solid rock
- Fig. 28.** Types of landslides . . . . . 79  
 A and B — plus and profile of a gutter landslide to the South of Dąbrowa.  
 C — joined landslides on the Wiśniowa grounds.  
 D — landslide with several niches and one common tongue to the West of Gumniska.  
 E — frontal landslide to the South of Bystrzyca.  
 F — old convergent landslides, rejuvenated, in Będziemyśl.  
 G — divergent landslide to the South of Zawada.  
 H — landslide slopes at Gnojnica.  
 I — old landslide rejuvenated at Zagorzyce.  
 J — a repeated landslide within a gentle frontal landslide (on clays and shales).  
 Explanation of signs: 1 — V-shaped valley, 2 — "tielke", 3 — young trough, 4 — old periglacial trough, 5 — landslide ramparts dead, 6 — landslide ramparts in movement, 7 — large landslide ramparts, dead, 8 — distinct landslide niche in development, 9 — a landslide niche indistinct, dead, 10 — undercuttings, 11 — terrace plains

- Fig. 29.** Sections of Holocene terraces in Wisłoka valley . . . . . 85
- A — profile Straszęcin—Latoszyn.  
 B — profile Wola Mała—Dębica (West).  
 C — profile Zawierzbie—Dębica.  
 R — "Rendzinna" terrace.  
 Ł — accumulation terrace plain.  
 H — lower limit of Holocene.  
 Explanation of signs and abbreviations: a — alluvial clays, b — loams (clays),  
 c — sands, d — fine gravels, e — coarse-grained gravels
- Fig. 30.** The embedding of the accumulation terrace plain into the "Rendzinna"  
 terrace, and that of the "Rendzinna" terrace into the Middle Polish at the  
 mouth of Ostra . . . . . 86
- Ł — river accumulation plain, R — „Rendzinna“ terrace, SP — middle Terrace
- Fig. 31.** Development of the Wisłoka valley in the Quarternary . . . . . 87
- A — Wisłoka valley in the Cracovian glaciation.  
 B — in the Middle Polish glaciation.  
 C — in the Baltic glaciation.  
 D — Wisłoka valley presently (Holocene).  
 Sediments of: 1 — Cracovian glaciation, 2 — Middle Polish glaciation, 3 — Baltic  
 glaciation, 4 — Holocene era, 5 — pre-Quarternary surface
- Fig. 32.** An exemple of instability of the Holocene accumulations (cores were  
 performed at intervals of 10—20 m) . . . . . 88
- H — Holocene sediments, F — fluviglacial sediment (mostly erratic material)
- Fig. 33.** Profile across the bottom terrace of the Subcarpathian Trough on the  
 line Ropczyce—Borek . . . . . 90
- Sediment: 1 — Holocene, 2 — Pleistocene, 3 — Tertiary substratum. On the plan  
 of the "Rendzinna" terrace higher levels and denudation outliers are standing  
 embedded or cut
- Fig. 34.** Morphology (selected forms) . . . . . 96
- Explanation of signs: 1 — ridges (spurs) with flattenings of Pogórze level, 2 — ridges  
 with flattenings of Nockowa level, 3 — old Pleistocene valleys remoulded  
 in Pleistocene and Holocene, 4 — trough-like Pleistocene valleys (in depressions),  
 5 — young Holocene valleys, 6 — loess accumulation plains (superimposed upon  
 fluviglacial and morainic covers), 7 — Cracovian I erosion terrace plains, 8 — Cra-  
 coivan II erosion terrace plains, — accumulation terrace plains of younger glaciation  
 periods (S-Middle Polish, B-Baltic), 10 — "Rendzinna" accumulation terrace plains,  
 11 — accumulation terrace plains, 12 — rivers

## EXPLANATION TO THE PHOTOGRAPHS

Phot. 1. Revealing of Tortonian forms in Broniszów . . . . .	32
Miocene clays and gravels of an undefined age on gypsum. Outcrop on the lobe with fragments of Nockowa level	
Phot. 2. Karst surface of Lower Tortonian gypsum. Outcrop in Broniszów . . . . .	32
Phot. 3. Flat tops of Pogórze . . . . .	32
Fragments of Lower Pliocene surface near Stobierna	
Phot. 4. Upper sector of the valley cutting the Pogórze step near Dębica . . . . .	32
Phot. 5. Fragments of Niedźwiada depression . . . . .	48
Flat lobes and broad, flat-bottomed small valleys near Broniszów	
Phot. 6. Old valley dismembering the levelled surface of Pogórze tops . . . . .	48
Slopes modelled by shallow mass movements	
Phot. 7. Relief of the Zawadka basin . . . . .	48
Flat tops dismembered by deep valleys	
Phot. 8. Fragment of the Brzezówka outcrop (fig. 5) . . . . .	48
The cutting down of fluvioglacial forms. A gravel and sandy layer in the top, mainly of Flysch material	
Phot. 9. The Holocene rejuvenating of a Pleistocene V-shaped valley . . . . .	64
A break is visible between the sectors of the slope modelled at various time by various processes	
Phot. 10. Construction of the valley slope seen on phot. 9 . . . . .	64
In the slope of a Pleistocene trough a rocky socle is revealed, 2 m high (bottom of the Eemian Interglacial), with a series of gravels ending in a solifluction cover above	
Phot. 11. Denudation outlier near Brzezówka . . . . .	64
A short lobe, up to 6 m high rises on a levelled surface	
Phot. 12. Undercutting of edges in Wisłoka river bed — a result of deforestation (Latoszyn) . . . . .	64
Phot. 13. V-shaped valley near Ropczyce . . . . .	80
The accumulation in the middle course of a large V-shaped valley is connected with violent erosion above a small valley and with the lifting of level trough landslide mass beneath	
Phot. 14. A segment of the Nockowa "tielke" . . . . .	80
A flat-bottomed "tielke", covered with vegetation rejuvenated by a gorge	
Phot. 15. "Tielke" with assymetrical slopes in the neighbourhood of Stobierna . . . . .	80
The slope exposed to the North is steeper and more wooded	

- Phot. 16. The upper segment of a young "wadół" beginning by a landslide and a soil creep niche . . . . . 80  
A lately built house over the niche
- Phot. 17. Old landslide, rejuvenated, near Będziemyśl . . . . . 96  
The old tongue modelled by soil creeps. Underneath young slides connected with the intersection of the landslide. Only a fragment of a large convergent landslide is visible on the photograph
- Phot. 18. The joining of two flat-bottomed valleys deepened in the Holocene . . . . . 96  
Steep slopes; in the background an active, unwooded gutter landslide; neighbourhood of Stobierna
- Phot. 19. Outlet of a "tielke" intersecting the slope of Pogórze step . . . . . 96  
Unfavourable tilling is visible. Zawada near Dębica
- Phot. 20. Sand-pit in Brzezówka . . . . . 96  
Profile of Pleistocene sediments is shown in fig 5

## EXPLANATION TO THE GEOMORPHOLOGICAL MAP (OUT OF THE TEXT)

### A — Pliocene forms

#### I. Forms created by the destructive action of denuding factors

- a) Top flattenings — preserved fragments of old destructive surfaces
  - Flattenings of Pogórze level, 320—400 m above sea level
  - Flattenings of the Nockowa level, 270—300 m above sea level
  - Flattenings of the Nockowa level with the cover of fluvioglacial sediments of the Cracovian glaciation

#### II. Forms created by the destructive action of flowing water with the cooperation of denudation.

- a) Slopes of river valleys, pre-Quaternary, modelled in the Quaternary (the same colours denote slopes created in the Pleistocene, an accurate delineation being impossible)

With declivity of 0—5%, flattened or gentle slopes mantled with waste

With declivity 5—15%, now slightly denuded, gentle, mantled with waste or solifluction

With declivity 15—35%, intensively denuded, steeper, mantled with weathered layer of solifluction

With declivity over 35%, very intensively denuded often without weathered cover

- b) Form of a ridge on the intersection of valley slopes created in the Upper and Middle Pliocene
  - Broad and rounded ridge
  - Narrow and rounded ridge

- c) Form of summits:
  - Dome-like summits

### B — Forms created in Pleistocene

- #### I. Forms created by the destructive erosional action of glacial water
- Flattenings of the Cracovian I level, 230—250 m above sea level
  - Flattenings of the Cracovian II level, 220—230 m above sea level

#### II. Forms created by the destructive erosional action of flowing water, with the cooperation of denudation factors

- a) Edges of erosional levels and accumulation terraces
  - Edges well preserved
  - Edges badly preserved

- b) Little valleys created with the cooperation of solifluction
  - Pleistocene trough-like valleys
  - Pleistocene trough valleys rejuvenated in Holocene



Pleistocene trough-like valleys filled up in Holocene  
 Pleistocene V-shaped valleys deepened in Holocene

- c) Mature forms of periglacial denudation  
 Denudation spurs  
 Denudation outliers

III. Forms created by the constructive action of flowing water and denudation factors

Accumulation terrace plain with cover of Middle Polish glaciation  
 Accumulation terrace plain with cover of Baltic glaciation  
 Alluvial cones  
 Solifluction and deluvial accumulation plain

IV. Forms created by the constructive action of wind

Dunes of Baltic glaciation  
 Loess accumulation plains

C — Forms created in Holocene

I. Forms created by the erosional action of flowing water

a) River beds

Up to 2 m deep  
 2—4 m deep  
 Over 4 m deep

c) Steps in river beds

Fresh  
 Old

c) Steps in river beds

Small water — falls and rapids

d) Erosional edges

Under-cut by erosion with relative height to 5 m  
 Under-cut with relative height over 5 m  
 Well preserved, relative height to 5 m  
 Well preserved, relative height over 5 m  
 Badly preserved, relative height to 5 m  
 Badly preserved, relative height over 5 m

e) Small valleys created by water permanently or periodically flowing and by the denudation processes

Active V-shaped valleys  
 V-shaped valleys, dead  
 Ravines  
 Georges  
 "wądoły"  
 "tielke"  
 Troughs

II. Forms created by the destructive action of denudation factors

a) Niches of landslides and slumps

Fresh landslides niches  
 Landslide niches partly denuded, dead  
 Landslide niches, indistinct, levelled  
 Small slumps and landslides

**III. Forms created by the constructive action of flowing water**

"Rendzinna" terrace plains (higher Holocene)

Accumulation terrace plains (lower Holocene)

Lower step of the accumulation terrace plain

Alluvial cones

Gravel banks

**IV. Forms created by the constructive action of denudation factors**

Landslide tongues, fresh and mobile

Landslide tongues old and dead

Soil creep surfaces

**V. Antropogenic forms**

Road cuttings

Quarries, clay-pits, sand-pits

I. Próg Pogorza i dolina Wielopolki

II. Wycinek obszaru Pogorza (fliszowego)

III. Centralna część Kotliny Niedźwiady

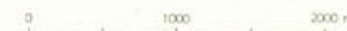
IV. Formy plejstoceńskie u stóp progu Pogorza

V. Zachodnia część Kotliny Nockowej

Leszek Starkel

# MORFOLOGIA PROGU POGÓRZA KARPACKIEGO MIĘDZY DĘBICĄ A TRZCIANĄ (wycinki)

Podziałka 1:50 000



### A. FORMY UTWORZONE W PLIOCENIE

I. Formy utworzone wskutek niszczącej działalności czynników denudacyjnych:

a) spłaszczenia wierzchołkowe – zachowane fragmenty starych powierzchni destrukcyjnych:

- spłaszczenia poziomu pogórskiego o wysokości 320–400 m n.p.m.
- spłaszczenia poziomu Nockowej o wysokości 270–300 m n.p.m.
- spłaszczenia poziomu Nockowej z pokrywą osadów fluwioglacjalnych z okresu zlodowacenia krakowskiego

II. Formy utworzone wskutek niszczącej działalności wody płynącej przy współudziale procesów denudacyjnych:

- a) zbocza dolin rzecznych przedczwartorzędowych, modelowanych w czwartorzędzie (tą samą barwą znaczone również stoki w obrębie form plejstoceńskich – ze względu na niemożliwość ścisłego rozgraniczenia):
  - o nachyleniu 0–5%, spłaszczenia lub łagodne stoki okryte utworami pokrywowymi
  - o nachyleniu 5–15%, słabo denudowane, łagodne, okryte płaszczem soliflukcyjnym lub lessem
  - o nachyleniu 15–35%, silnie denudowane, bardziej strome, okryte degradowanym płaszczem zwietrzelinowym lub soliflukcyjnym
  - o nachyleniu ponad 35%, bardzo silnie denudowane lub podcinane, często pozbawione pokrywy zwietrzelinowej
- b) forma grzbietu na przecięciu zboczy dolinnych, utworzonych w środkowym i górnym pliocenie:
  - grzbiet szeroki, zaokrąglony
  - grzbiet wąski, zaokrąglony
- c) wierzchołki w obrębie grzbietów:
  - wierzchołki kopulaste

### B. FORMY UTWORZONE W PLEJSTOCENIE

I. Formy utworzone wskutek niszczącej, erozyjnej działalności wód lodowcowych:

- spłaszczenia poziomu krakowskiego I o wysokości 230–250 m n.p.m.
- spłaszczenia poziomu krakowskiego II o wysokości 220–230 m n.p.m.

II. Formy utworzone wskutek niszczącej, erozyjnej działalności wody płynącej i czynników denudacyjnych:

- a) krawędzie poziomów erozyjnych i tarasów akumulacyjnych:
  - krawędzie dobrze zachowane
  - krawędzie źle zachowane
- b) małe doliny – tworzone przy współudziale soliflukcji:
  - plejstoceńskie doliny nieckowate
  - plejstoceńskie doliny nieckowate zapełnione w holocenie
  - plejstoceńskie wciśsy (pogłębiane w holocenie)
- c) formy dojrzałe denudacji peryglacjalnej:
  - ostrogi denudacyjne
  - ostańce denudacyjne

III. Formy utworzone wskutek budującej działalności wody płynącej i czynników denudacyjnych:

- równina tarasu akumulacyjnego o pokrywie ze zlodowacenia środkowo-polskiego
- równina tarasu akumulacyjnego o pokrywie ze zlodowacenia bałtyckiego
- stożki napływowe
- równiny akumulacji soliflukcyjno-deltaicznej

IV. Formy utworzone wskutek budującej działalności wiatru:

- wały wydymowe z okresu zlodowacenia bałtyckiego
- równiny akumulacji lessowej

### C. FORMY UTWORZONE W HOLOCENIE

I. Formy utworzone wskutek erozyjnej działalności wody płynącej:

- a) koryta rzeczne:
  - o głębokości do 2 m
  - o głębokości 2–4 m
  - o głębokości ponad 4 m
- b) koryta starorzeczy:
  - świeże
  - stare
  - małe wodospady i szypoty
- c) progi w korycie:
  - podcinane, o wysok. do 5 m
  - podcinane o wysok. ponad 5 m
  - dobrze zachowane, o wysokości do 5 m
  - dobrze zachowane o wysok. ponad 5 m
  - źle zachowane, o wysokości do 5 m
  - źle zachowane, o wysok. ponad 5 m
- d) krawędzie erozyjne:
  - wciśsy czynne
  - wciśsy zamarłe
  - debrze
  - wąwozy
  - parowy
  - wadoły
  - niecki
- e) małe dolinki utworzone przez wodę stale lub okresowo płynącą przy współudziale procesów denudacyjnych:
  - niszce osuwiskowe świeże
  - niszce osuwiskowe niewyraźne, zarównane
  - niszce osuwiskowe częściowo zdenuudowane, zamarłe
  - drobne zerwy i osuwiska

II. Formy utworzone wskutek niszczącej działalności czynników denudacyjnych:

- a) niszce osuwiskowe i zerwy:
  - niszce osuwiskowe świeże
  - niszce osuwiskowe niewyraźne, zarównane
  - niszce osuwiskowe częściowo zdenuudowane, zamarłe
  - drobne zerwy i osuwiska
- III. Formy utworzone wskutek budującej działalności wody płynącej:
  - równina tarasu rędzinnego
  - równina tarasu łęgowego
  - równina niższego stopnia tarasu łęgowego
  - stożki napływowe
  - łachy kamieńca

### VI. Fragment doliny Wisłoki u progu Pogorza



IV. Formy utworzone wskutek budującej działalności czynników denudacyjnych:

- jezory osuwiskowe świeże i ruchome
- jezory osuwiskowe, stare zamarłe
- powierzchnie żłaziskowe
- wcięcia drogowe
- kamieniotomy, gliniarki, piaskownie

TABELA SYNCHRONICZNA

W i e k Э по х а A g e	Ruchy górotwórcze Горообразовательные движения Mountains constructive forces	Klimat (wg Zabłockiego, Szafera, Firbasa, Klutego i innych) Климат (по Заблоскому, Шаферу, Фирбасу, Клуते и других) Climats (according to Zabłocki, Szafer, Firbas, Klute, and others)	Szata roślinna (wg Szafera) Растительный покров (по Шаферу) Plant cover (according to Szafer)	Czynniki i procesy (egzogeniczne) Факторы и процессы (эзогенные) Exogenic factors and processes	O s a d y Отложения Sediments	F o r m y Ф о р м ы F o r m s	
M i o c e n	Dolny i środkowy	Faldowanie i wypiętrzanie Karpat; obniżanie zapadliska podkarpackiego		Erozja wgłębna i denudacja		Rozczłonkowanie rzeźby tektonicznej. Możliwość powstania głębokich, stromościennej dolin	
	Górny	torton	Faldowanie i wypiętrzanie po dolnym tortonie; ruchy również po środkowym tortonie	Gorący (średnia temperatura roczna 19–22°)? Suchy (w sarmacie wilgotniejszy)	Sedymentacja morska W górnym — erozja wgłębna w Karpatach, akumulacja na przedpolu	Wapień, gipsy, ropy, piaski morskie, żwiry	Zasypanie osadami rzeźby erozyjnej Powstanie nowych form tektonicznych W tortonie górnym rzeźba erozyjna
		sarmat	Zastój ruchów Podnoszenie		Erozja boczna i denudacja Erozja wgłębna	Piaski i żwiry?	
P l i o c e n	Dolny (pont)	Zastój ruchów Podnoszenie Pogórza i Kotliny Sandomierskiej	Ciepły, subtropikalny średnia temperatura roczna ponad +18° wysokość opadów do 2000 mm (?)	Stać działalność erozyjna wody płynącej, Erozja boczna i denudacja Wzmocniona erozja wgłębna i denudacja		Powierzchnia denudacyjna „pogórska” (poziom pogórski) o deniwelacjach 50–80 m (320–400 m n.p.m.) Rozcięcie poziomu pogórskiego dolinami — sieć rzeczna przetrwała. Powstanie przetrwałego do dziś progu Pogórza	
	Środkowy i górny	Zastój ruchów Podnoszenie w epicyklach	A. Ciepły subtropikalny Średnia temperatura roczna +18°, wysokość opadów około 1800 mm	Las subtropikalny	Oslabienie erozji bocznej i denudacji		Utworzenie powierzchni denudacyjnej poziomu Nockowej (wysokość 280–300 m n.p.m.)
			B. Chłodniejszy i wilgotniejszy Średnia temperatura roczna +13°, wysokość opadów około 2000 mm	Las mieszany	Wzmocniona erozja wgłębna (W związku z klimatem periodycznością procesów)		Rozcięcie dolinami poziomu Nockowej Utworzenie tarasu erozyjnego na wysokości 210–220 m n.p.m. Pogłębienie doliny Wisłoki do około 10 m n.p.m. niżej dzisiejszego poziomu jej koryta (wysokość 180 m n.p.m.) Założenie denudacyjnego obniżenia Rynny Podkarpackiej
G l a c i a l	szczyński		Chłodny wilgotny Średnia temperatura roczna +5° Wysokość opadów około 700 mm	Las szpilkowy	Erozja i akumulacja rzeczna, denudacja		
	tegeleński		Ciepły suchy Średnia temperatura roczna +8° — 0° Wysokość opadów od 700–500 mm	Las mieszany			
	krakowski		Klimat zimny Średnia temperatura roczna —4° do —5° Duże wahania dobowe temperatur Wysokość opadów około 400 mm Zima sucha, lato wilgotniejsze Transgresja lodolodu — klimat oceaniczny Recesja lodolodu — klimat kontynentalny	1. Tundra 2. Pustynia lodowa 3. Tundra	1. Transgresja — akumulacja rzeczna i fluwioglacjalna, wietrzenie, soliflukcja, obniżanie stoków, deflacja? 2. Pobyt lodolodu — egzarcja, erozja wód podlodowcowych, akumulacja lodowcowa i fluwioglacjalna 3. Recesja — topnienie lodolodu i martwych lodów, soliflukcja, akumulacja fluwioglacjalna, potem erozja wód rzecznych i fluwioglacjalnych	1. Piaski i żwiry rzeczne i fluwioglacjalne podmorenowe, ropy zastoisowe 3. Gliny morenowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne nadmorenowe	Zasypanie dolin płoceńskich na Pogórze do wysokości maximum 50 m. Zamaskowanie rzeźby płoceńskiej Kotliny Sandomierskiej i stoku progu Pogórza osadami lodowcowymi i fluwioglacjalnymi Równiny erozyjne wód fluwioglacjalnych, wykorzystujących Rynnę Podkarpacką w okresie recesji: poziom krakowski I (230–250 m n.p.m.) poziom krakowski II (220–230 m n.p.m.) Krawędź poziomu krakowskiego (I)
e c e n	Interglacjał mazowiecki (wielki)	Powolne podnoszenie Karpat, a wgnanie Kotliny Sandomierskiej?	Klimat nieco chłodniejszy od holocenijskiego Fazy klimatyczne: A. Chłodna B. Sucha, ciepła C. Wilgotna, ciepła D. Chłodna	1. Las subarktyczny 2. Las mieszany ze świerkiem 3. Las jodowo-grabowy 4. Las subarktyczny	Erozja wgłębna i boczna Denudacja	Rozcięcie w Kotlinie Sandomierskiej do 2–5 m ponad obecne koryto Wisłoki, erozja boczna, utworzenie krawędzi poziomu krakowskiego II Wyprzątanie i pogłębienie dolin mniejszych na Pogórze Rozczłonkowanie dolinkami poziomów krakowskich w Kotlinie Sandomierskiej	
	Glaciał środkowo-polski		Klimat zimny — średnia temperatura roczna około —2 do —3° Zima sucha — wiatry północne i wschodnie Lato wilgotne — wiatry zachodnie Transgresja — klimat oceaniczny Recesja — klimat kontynentalny	Tundra	Zima — wietrzenie mechaniczne, deflacja Lato — wietrzenie, soliflukcja, okresowa erozja i akumulacja	Piaski i żwiry rzeczne (pokrywy soliflukcyjne)	Złagodzenie krawędzi erozyjnych, obniżanie wzniesień i przekształcanie zboczy wypukłych we wklęsłe — szczególnie zbudowanych z utworów mało odpornych Równina akumulacyjna tarasu średniego Wisłoki (wysokość 15–20 m nad poziomem rzeki)
	Interglacjał eemski	Wolne podnoszenie Karpat?	Klimat nieco cieplejszy od holocenu Fazy klimatyczne: A. Chłodna B. Sucha, ciepła C. Wilgotna, ciepła D. Chłodna	1. Las subarktyczny 2. Las liściasty (dąb, lipa) 3. Las jodowo-grabowy 4. Las subarktyczny	Erozja wgłębna i boczna Denudacja		Rozcięcie tarasu średniego aż poniżej poziomu obecnego koryta — powstanie krawędzi tego tarasu
P l i o c e n	Glaciał bałtycki	1. Stadiał brandenburski 2. Interstadiał oryniacki 3. Stadiał poznański 4. Interstadiał mazurski 5. Stadiał pomorski 6. Cofanie się lodolodu z moren pomorskich 7. Starszy Dryas* (XII)	Stadialy starsze: średnia temperatura roku około —3° średnia temperatura stycznia około —20° średnia temperatura lipca około —10° Wysokość opadów (przewaga letnich) około 250 mm (Klein) lub około 500 mm (Szafer) Wiatry: zimą wschodnie i północno-wschodnie, latem zachodnie Interstadialy: średnia temperatura roku około 0° więcej opadów niż w stadialach	Stadialy: tundra (w starszym Dryasie, strefa polarnej granicy lasu) Interstadialy: lasy szpilkowe (np. w interstadiale oryniackim)	Stadialy: Zima — deflacja, akumulacja lessu, wietrzenie mechaniczne Lato — wietrzenie mechaniczne, ruchy gleb, soliflukcja, słaba erozja i akumulacja rzeczna Interstadialy: Spłukiwanie, ruchy masowe, erozja i akumulacja rzeczna	Żwiry, piaski i gliny rzeczne, pokrywy zwietrzelinowe deluwialne i soliflukcyjne, less, piaski wydymowe	Wyścielenie mniejszych dolin pokrywami soliflukcyjnymi — niecki periglacialne Utworzenie w osadach mało odpornych typowych form dla środowiska periglacialnego: stoków, ostróg, ostańców denudacyjnych oraz równin akumulacji soliflukcyjno-deluwialnej Zamaskowanie form staro-plejstocenijskich lessu — poziom akumulacji lessowej. Równina tarasu akumulacyjnego „bałtyckiego” Waly wydymowe na tarasie środkowo-polskim
		8. Interstadiał Alleröd (XI)	Ocieplenie i wzrost opadów (?) Średnia temperatura lipca około +16°	Zwarty las (sosna, limba, modrzew, brzoza)	Wzmocniona erozja wgłębna i boczna, splukiwanie, ruchy mas; w Kotlinie Sandomierskiej akumulacja rzeczna	Piaski i żwiry rzeczne	Odmłodzenie erozyjne mniejszych dolin Pogórza — powstanie postglacialnych wciósów; rozwój osuwisk (osuwiska stare) Rozcięcie równin akumulacyjnych na Pogórze, nadsypywanie ich w Kotlinie Sandomierskiej
		9. Młodszy Dryas (X)	Ochłodzenie; wzrost amplitud temperatur Średnia temperatura lipca około +11° możliwy wzrost opadów (Firbas, Wundt)	Rzadki las (sosna, brzoza, wierzba)	Wzrost denudacji powierzchniowej, słabsza erozja i akumulacja (w Kotlinie Sandomierskiej)	ropy i torfy rzeczne	Przetrwanie form utworzonych w Allerödzie i złagodzenie ich zboczy
H o l o c e n	1. Okres preborealny (IX, VIII)	Chłodny, dość suchy	Las szpilkowy	Erozja wgłębna i boczna, splukiwanie, ruchy masowe, akumulacja rzeczna	Żwiry, piaski, gliny i torfy rzeczne	Rozcinanie erozyjne dolin nieckowych i stoków, powstawanie wciósów, wąwozów, debrzy, wądolów i niecek.	
	2. Okres borealny (VII, VI)	Ciepły, suchy (kontynentalny) Średnia temperatura lata około 21°, zimy mroźne	Las mieszany (dąb, sosna, lipa, wiąz i inne)	Okresy wilgotniejsze (3,5) — wzrost erozji na Pogórze, akumulacji w Kotlinie Sandomierskiej	Gliny deluwialne Masy osuwiskowe	Modelowanie stoków przez osuwiska, zerwy i złaziska. W dużych dolinach Pogórza i na jego przedpolu przykrycie tarasu bałtyckiego osadami holocenijskimi, utworzenie równiny tarasu rzecznego i wycięcie w nim łęgowego. W dolinach mniejszych Pogórza — rozcięcie tarasu bałtyckiego i włożenie w niego holocenijskiego.	
	3. Okres atlantycki (V, IV)	Ciepły, wilgotny	Las mieszany (dąb, lipa, wiąz i inne)	Okresy suchsze (1, 2, 4) — osłabienie erozji i akumulacji		W okresach wilgotniejszych: pogłębienie istniejących i tworzenie nowych dolinek, rozwój osuwisk	
	4. Okres subborealny (IV—III)	Nieco chłodniejszy z fazami suchymi	Las dębowo-bukowy			W okresach suchszych: zapływanie den mniejszych dolin — powstanie wciósów o dnie akumulacyjnym i parowów; rozcinanie równin akumulacyjnych w Kotlinie Sandomierskiej.	
	5. Okres subatlantycki (II, I)	Dalsze ochładzanie, wzrost opadów	Las bukowo-jodłowy				
5a. Okres dzisiejszy (historyczny)	Powolne ochładzanie i zmniejszanie ilości opadów Średnia temperatura roku +8° do +9° Średnia temperatura stycznia —2° do —3° Średnia temperatura lipca +18 do +19° Wysokość opadów około 750 mm	Trzebież lasów — powstanie na ich miejscu gruntów ornych, łąk i pastwisk Lasy sosnowe, bukowe, świerkowe i inne	Okresowość i gwałtowność procesów: słaba stała erozja wgłębna i boczna — silniejsza okresowa. Wzrost procesów denudacyjnych: splukiwanie, splzywanie, osuwanie, spływanie gleb, akumulacja w dnach dolin, działalność człowieka	Gliny rzeczne i deluwialne Masy osuwiskowe	Wcinanie się w dna dolin koryt rzecznych Przekształcanie młodych form erozyjnych w dojrzałe: tworzenie nowych wąwozów, wciósów, wądolów Nowe osuwiska, uruchamianie osuwisk zamarych, dalsze kształtowanie tarasu łęgowego, a niekiedy i rzecznego; świeże równiny akumulacji deluwialnej, formy antropogeniczne jak holwegi, kamieniolomy, gliniarki, nasypy itp.		

\* W nawiasach rzymskie cyfry oznaczają piętra stratygraficzne według Nilssona [40].

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO  
NAUKOWE

Redaktor *Z. Załugoła*  
Redaktor tech. *E. Skudaj*

Wydanie pierwsze. Nakład  
1500 + 115 egz. Ark. wyd. 14,25  
Ark. druk. 9,5. Papier ilustr  
V kl. 80 g. 70 × 100. Oddano do  
składania 21.V.57 r. Podpisano  
do druku 30. XII. 57 r. Druk  
ukończono w styczniu 1958 r.  
Zam. nr 786 57 F-17

Cena zł 36.—

WROCLAWSKA  
DRUKARNIA NAUKOWA

Wydawnictwo  
Książki  
i  
Czasopiśmi  
1950



Cena zł 36.—