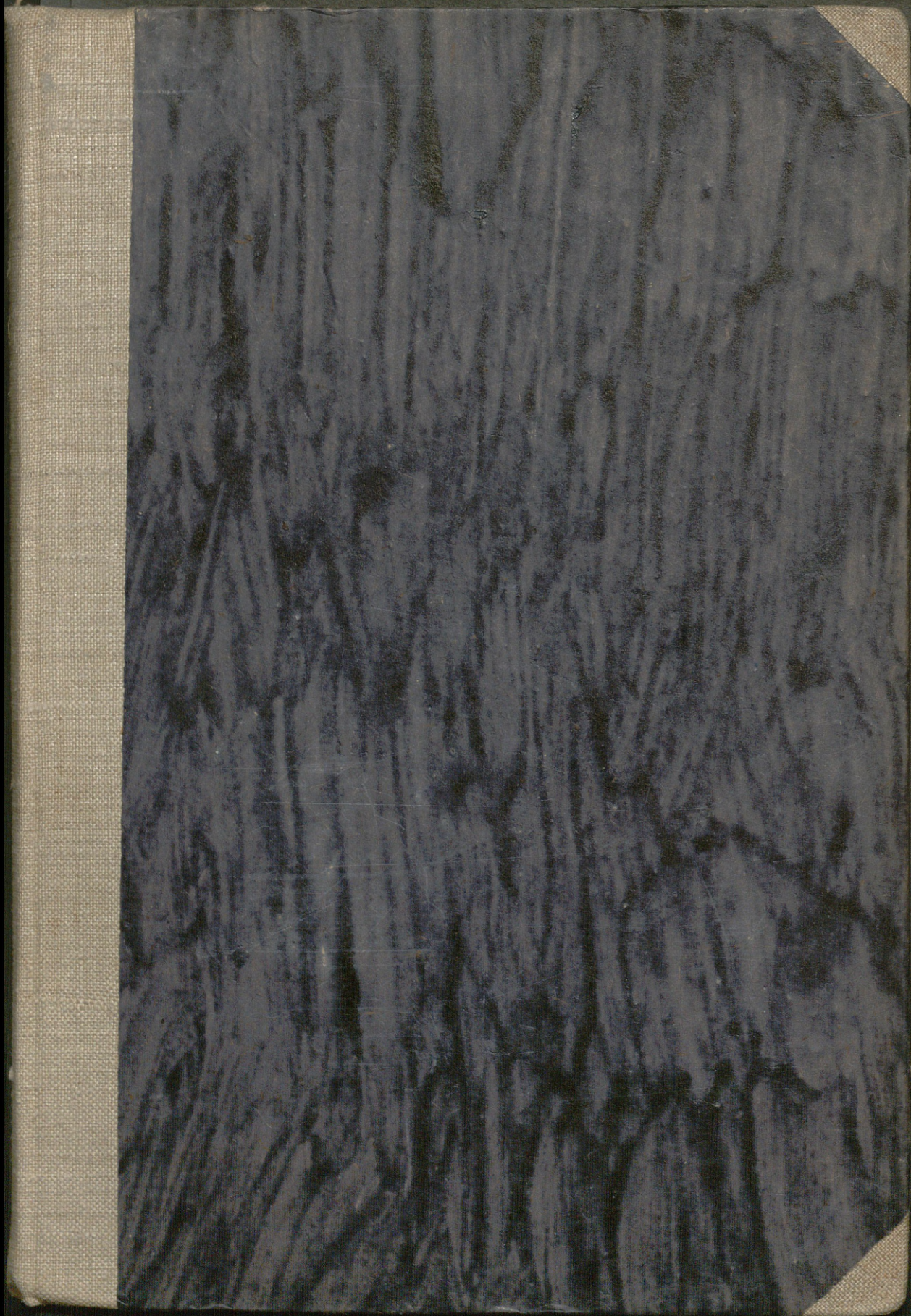
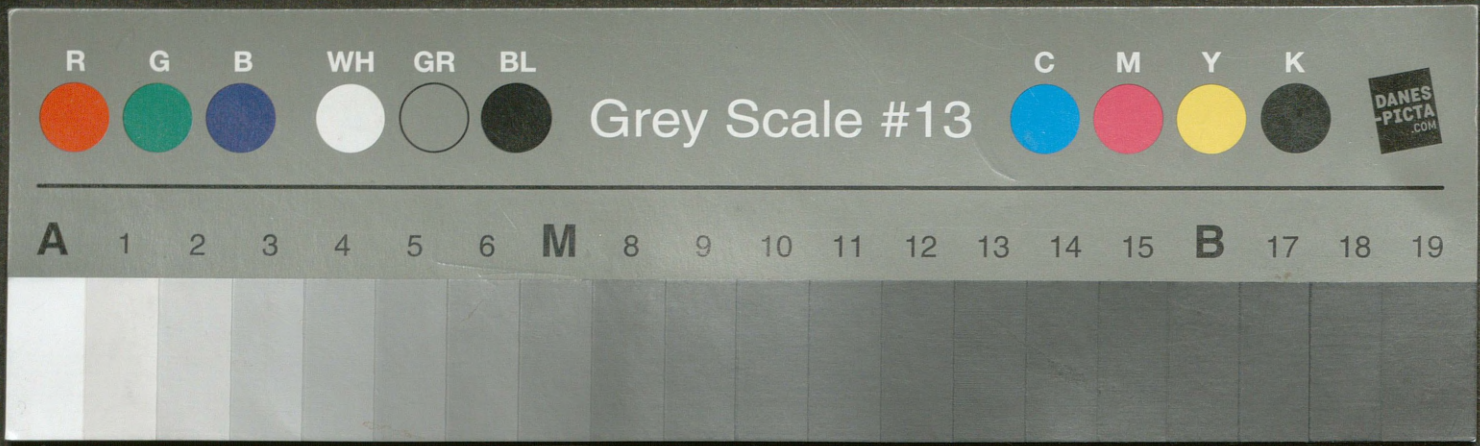










POLSKIE KARPATY ZACHODNIE  
W OKRESIE DYLUVIALNYM



THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY



PRACE WROCŁAWSKIEGO TOWARZYSTWA NAUKOWEGO  
TRAVAUX DE LA SOCIÉTÉ DES SCIENCES ET DES LETTRES DE WROCŁAW

SERIA B. Nr 7

---

MIECZYŚLAW KLIMASZEWSKI

POLSKIE KARPATY ZACHODNIE  
W OKRESIE DYLUVIALNYM

ACTA GEOGRAPHICA UNIVERSITATIS WRATISLAVIENSIS



WROCŁAW 1948

NAKŁADEM WROCŁAWSKIEGO TOWARZYSTWA NAUKOWEGO  
Z ZASIŁKU PREZYDIUM RADY MINISTRÓW ORAZ WYDZIAŁU NAUKI MINISTERSTWA OŚWIATY

SKŁAD GŁÓWNY W PAŃSTWOWYM INSTYTUCIE WYDAWNICZYM

825





2749/2

WYDANO Z DUBLETÓW  
Biblioteki Narodowej

Nakład 1500 egz. Stronic 236. Map 8. Papier bezdrz. sat. 100 g 70 × 100.  
Wrzesień 1948.

ZAM. 53 — Drukarnia Uniwersytetu i Politechniki we Wrocławiu — F 17394.

1948 D.1050/42



# POLSKIE KARPATY ZACHODNIE W OKRESIE DYLUWIALNYM

---

*Pamięci Mojego Profesora  
dr Jerzego Smoleńskiego  
poświęcam.*

## CZĘŚĆ I. TŁO

### 1. WSTĘP

Badania nad utworami i formami dyluwialnymi w Karpatach Zachodnich rozpocząłem w roku 1929 od doliny Dunajca. Z początku objęły one tylko niewielki odcinek między Sączem a Czchowem. Późniejsze obserwacje w latach 1932 i 1933 obejmowały coraz dalsze części doliny Dunajca, aż w roku 1934 uzyskałem opracowanie całej doliny Dunajca od Pienin po ujście do Wisły. W latach 1930-34 przy sposobności badań geologicznych na arkuszu Maków, poczyniłem szereg spostrzeżeń nad tymi utworami w dolinach Skawicy, Lachówki i Stryszawki. Materiał obserwacyjny dla doliny Sanu między Leskiem a Przemyśłem zebrałem w roku 1935, a w roku 1936 opracowywałem utwory dyluwialne w dolinach Wiśłoka i Wiśłoki, łącznie z „Dołami Jasielsko-Krośnieńskimi“. W roku 1937 badałem utwory dyluwialne w dolinach Raby i Skawy oraz przeprowadzałem z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego szczegółowe badania w „Dołach Krośnieńskich“. Latem 1939 roku zajmowałem się znowu badaniem utworów dyluwialnych w dolinie Dunajca, mianowicie w Pieninach i w części przyległej aż po Jazowsko. Ponadto przeprowadzałem badania szczegółowe w stanowiskach, gdzie w utworach dyluwialnych zachowała się flora kopalna (Łęki Dolne — w latach 1936 i 1937, Roztoki — w roku 1937, Krościenko — w roku 1938, Kąty koło Sromowiec — w roku 1939). Dużo spostrzeżeń poczyniłem w czasie prowadzenia przez wiele lat wycieczek seminaryjnych ze słuchaczami Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Jagiellońskiego (Soła, Koszarawa, Sopotnia, Skawa, Raba, Łososina, Tatry oraz wszystkie grupy górskie Beskidów Zachodnich).



Bardzo dużo materiału porównawczego zebrałem podczas wycieczek uczestników Międzynarodowego Kongresu poświęconego Czwartorzędowi w Wiedniu we wrześniu 1936 roku. Szczególnie 15-dniowa wycieczka po Alpach Austriackich, dobrze zorganizowana i obfitująca w ożywione dyskusje, pogłębiła moje studia dyluwialne i zapoznała mnie ze współczesnymi zagadnieniami glacialnymi. Poznałem też naocznie metody badań dyluwialnych, stosowane zagranicą. W roku 1938 zapoznałem się w czasie prowadzenia wycieczki poprzez Finlandię, północną Norwegię i północną Szwecję ze stosunkowo świeżym krajobrazem polodowcowym, jego typowymi formami i utworami oraz typem zlodowacenia fjeldowego. Jednakże najwięcej cennych spostrzeżeń poczyniłem na Spitsbergenie w roku 1938 dzięki udziałowi w Polskiej Wyprawie Glacjologicznej. Jednym z celów tej wyprawy było zebranie możliwie dużej ilości materiału porównawczego dla lepszego zrozumienia, a przez to i poznania procesów działających u nas w okresach glacialnych.

Prowadzenie badań terenowych umożliwiły i ułatwiły mi w niektórych okresach letnich subwencje i zasiłki otrzymane z Komisji Fizjograficznej Polskiej Akademii Umiejętności (Dunajec w roku 1932, Łęki, Roztoki), z Funduszu Lessera za pośrednictwem Akademii Umiejętności (Wisłoka, Wisłok), z Oddziału Krakowskiego Polskiego Towarzystwa Tatrzańskiego (San), z Komitetu Organizacyjnego Międzynarodowego Kongresu Geografów w Polsce (Dunajec w roku 1934), wreszcie z Państwowego Instytutu Geologicznego (Doły Krośnieńskie, Pieniny).

Wyniki tych prac były przedstawiane na posiedzeniach naukowych Polskiego Towarzystwa Geologicznego i Polskiego Towarzystwa Geograficznego w Krakowie, na posiedzeniu Komisji Fizjograficznej Polskiej Akademii Umiejętności, na posiedzeniach poświęconych zagadnieniom dyluwialnym w Poznaniu i w Krakowie, wreszcie na posiedzeniu Międzynarodowej Konferencji Dyluwialnej w Wiedniu w roku 1936. Opublikowałem dotychczas z tego zakresu kilka prac i przyczynków; są one zestawione w spisie literatury.

Badania nad utworami dyluwialnymi i rzeźbą Karpat Zachodnich, które dzięki inicjatywie mojego profesora, Dr Jerzego Smoleńskiego, rozpocząłem od doliny Dunajca, kontynuowałem i rozszerzyłem na całe Polskie Karpaty Zachodnie.



W ciągu 10 lat mej pracy Profesor stale interesował się jej postępami i wynikami, te zaś potwierdziły jego przypuszczenie o wysokim zasypaniu dolin zachodnio-karpackich, związanym z zabarykadowaniem ich wylotów przez łądolód północny. Już samo zainteresowanie, które tak żywo ujawniał, było mi bodźcem i wielką zachętą w pracy. Ale zawdzięczam mu dużo więcej. Stale wspierał mnie radą i pomocą, zarówno przy opracowywaniu materiałów i ich publikacji, jak również w staraniach o zasiłki i wyjazdy zagranicę. Jemu zawdzięczam swobodę myśli i niepoddawanie się sugestii autorytetów; nigdy nie narzucał mi swych pomysłów ani schematów. Pozostawiał mi pełną wolność w prowadzeniu badań i tylko w sposób niezwykle umiejętny budził wątpliwości, tym zmuszając mnie do myślenia i rozwijając krytycyzm. Takiemu postępowaniu Profesora zawdzięczam samodzielne wypracowanie metody badawczej, przystosowanej do dyluwium karpackiego. Poświęcenie tej pracy Jego pamięci jest nikłym dowodem mojej wdzięczności, a równocześnie świadectwem moich myśli o Nim, kiedy w czasie wojny — która nam Go zabrała — tę pracę pisałem.

Zginął w czasie wojny także Profesor Dr Jan Nowak. Jemu zawdzięczam zaznajomienie mnie z metodami badań geologicznych podczas pobytu wakacyjnego w Zawoi w roku 1930, a później wiele rad i wskazówek, szczególnie z rzeźbą Karpat związanych.

Wiele zawdzięczam też Profesorowi Dr Władysławowi Szaferowi, bo nie tylko zrozumienie wartości badań paleobotanicznych dzięki zapraszaniu mnie do współpracy (Krościenko, Łęki, Roztoki, Kąty), ale także mój udział w Międzynarodowej Konferencji Dyluwialnej w Austrii. Wreszcie wdzięczny Mu jestem za rozmowy i dyskusje na tematy dyluwialne w latach wojny. Były one rzadkim oderwaniem myśli od bolesnej rzeczywistości.



## 2. METODA BADAŃ

Stale postępujące badania geologiczne w Karpatach Polskich przeważnie pomijały utwory młode, zaliczane do dyluwium i aluwium. Przestrzenie zajęte przez te utwory pozostawiano na mapach białe, niewypełnione, narzekając przytem na trudności w prowadzeniu badań w terenie „zasmarowanym“ utworami dyluwialnymi. W ostatnich czasach coraz częściej pojawiały się próby rozklasyfikowania petrograficznego, a nawet stratygraficznego tych osadów; nie zawsze jednak doprowadzały one do dobrych wyników. Przyczyną było albo objęcie zbyt małego obszaru, na którym brakło utworów przewodnich, albo też niewłaściwe podejście metodyczne.

Od innej strony dotknęły tego zagadnienia badania geomorfologiczne, biorące za podstawę formę, przede wszystkim terasy. Widząc tylko formy, a często nie wnikając w ich treść, badacze ci nie posunęli naprzód naszych wiadomości o dyluwium w Karpatach od czasów Uhlig'a czy autorów Atlasu Geologicznego Galicji.

W związku z tym okazało się konieczne:

1<sup>o</sup> wypracowanie odrębnej metody badań dyluwialnych, w szczególności dla badań dyluwialnych w Karpatach — metody, która w równym stopniu uwzględniałaby kryteria geologiczne jak geomorfologiczne, a także miała zrozumienie dla doniosłej roli badań paleobotanicznych, petrograficznych i prehistorycznych;

2<sup>o</sup> obejmowanie badaniami obszarów dużych, albowiem tylko w tym wypadku możliwe jest ustalenie stratygrafii i wieku oraz wyjaśnienie procesów i zjawisk, związanych z tą epoką.

Moje spostrzeżenia morfologiczne obejmowały formy i zespoły form, przede wszystkim terasy występujące w dnie i na zboczach doliny, rozległe poziome akumulacyjne, wreszcie stożki napływowe, zaznaczające często swą piętrową nadległość u wylotów dolin i dolinek bocznych. Od pomiaru ich wysokości, opisu zachowania i wyznaczenia rozmiarów rozpoczynałem zazwyczaj szczegółowe badania.



Badania geologiczne, prowadzone przeze mnie, dotyczyły treści form akumulacyjnych-dyluwialnych. Są to przeważnie utwory rzeczne i dlatego konieczne jest stałe uprzytamnianie sobie, że były przenoszone i osadzane według określonych praw, jakie rządzą wodami płynącymi, że są to utwory ujęte jakimś korytem posiadającym pewien spadek oraz związane z wodą o pewnym określonym zasięgu poziomym i pionowym. To też moje badania geologiczne polegały na dokładnych pomiarach wysokości, w jakich występują poszczególne utwory, na mierzeniu ich miąższości, wreszcie na szczegółowym opisie tych utworów z uwzględnieniem jakości, wielkości ziarna, ułożenia, warstwowania, selekcji, stopnia otoczenia i stopnia zwietrzenia żwirów, udziału procentowego różnych skał w żwirowiskach rzecznych, udziału materiału erratycznego z uwzględnieniem jego jakości, rozmiarów i charakteru (bloki, otoczaki); w końcu zwracałem uwagę na występowanie związków żelaza oraz na wapnistość. Badania te nie ograniczały się do wymienionych form akumulacyjnych, ale sięgały też wysoko na zbocza, gdzie śledziłem pokrywy akumulacyjne, przylepione do stoków dolinnych. Przy tych badaniach szczególnie dużą rolę gra ilość oraz wielkość odsłoneń. Szukano i korzystano z odkrywek zarówno naturalnych jak sztucznych. Tu, poza cegielniami, budowę form i skład pokryw dyluwialnych ujawniają szczególnie często i dobrze duże odkrywki we wcięciach dróg. Utwory te śledziłem w rowach drenowych, przy kopaniu dołów pod fundamenty i przy budowie studni; korzystałem nieraz z relacji właścicieli świeżo wykopanych studni oraz z informacji zawodowych studniarzy. Koło Roztok i w Łękach Dolnych wykonano też szereg płytkich wierceń (do 8 m.) ręcznym świdrem geologicznym oraz znaczną ilość szurfów. Z utworów zawierających roślinność kopalną pobierałem próbki, które przekazywałem profesorowi Szaferowi (Instytut Botaniczny Uniwersytetu Jagiellońskiego). Rozprzestrzenienie wszystkich form dyluwialnych i aluwialnych oraz miejsca występowania utworów osadowych wrysowywałem na mapy w podziale 1:25 000.

---



### 3. TEREN PRACY

Badania moje objęły prawie wszystkie większe doliny rzek zachodnio-karpackich.

W dorzeczu *Skaroy* przeprowadziłem badania w dolinie Skawy od Spytkowic po Zator, w dolinie Skawicy i częściowo w masywie Babiej Góry wreszcie w dolinach Lachówki i Stryszawki.

W dorzeczu *Raby* zbadałem dolinę Raby od Sieniawy po Kłaj oraz dolne odcinki doliny Mszany i Poręby.

W dorzeczu *Dunajca* opracowałem dyluwium w dolinie Dunajca od Pienin po ujście do Wisły oraz w północnej części karpackiego dorzecza Dunajca; w dolinie Łososiny — terasy dyluwialne od Dobrej po ujście. Systematycznie zbierałem obserwacje z Tatr, a także wykonałem zdjęcie morfologiczno-glacialne zamknięcia doliny Białej Wody.

W dorzeczu *Wisłoki* zbadałem dolinę Wisłoki od Żmigrodu po Dębicę oraz dolinę Jasiołki od Wrocanki po ujście do Wisłoki.

W dorzeczu *Wisłoka* opracowałem utwory dyluwialne doliny Wisłoka od Sieniawy po Staromieście koło Rzeszowa oraz dolinę Morawy od Iwonicza po ujście do Wisłoka.

W dorzeczu *Sanu* prowadziłem badania w dolinie Sanu od Leska po Jarosław oraz w dolnym odcinku doliny Wiaru.

Aby przedstawić w tej rozprawie całość zagadnień dyluwialnych w Karpatach Zachodnich Polskich, skorzystałem z pracy i mapy B. H a l i c k i e g o oraz obserwacji E. R o m e r a, dotyczących Tatr i Podhala. Jeśli idzie o profil utworów dyluwialnych wzdłuż doliny Białego Dunajca, a następnie Dunajca aż po Pieniny, to podaję go za H a l i c k i m nie tylko na podstawie jego pracy, ale także i autopsji, gdyż profil ten prześledziłem w roku 1933 dla nawiązania moich badań w dolinie Dunajca poniżej Pienin do badań H a l i c k i e g o na Podhalu.

---



#### 4. DANE Z PIŚMIENNICTWA

W tym rozdziale zostaną omówione tylko te prace, w których zagadnienia dyluwialne rozpatrywane są na przestrzeni całych Karpat Zachodnich lub ich znacznej części. Natomiast prace odnoszące się do poszczególnych dolin, grup górskich oraz dotyczące zjawisk, występujących na małym obszarze, będą omawiane we wstępach do opisu stosunków dyluwialnych w poszczególnych dolinach zachodnio-karpackich.

Pierwszą bardziej szczegółową klasyfikację utworów dyluwialnych w Karpatach Zachodnich dali geolodzy wiedeńscy V. Uhlig i P. Tietze w latach 1883-1888.

Uhlig w dwu dużych rozprawach o budowie geologicznej Karpat zachodnio-galicjskich [141 i 142], obejmujących dorzecza Dunajca, Białej Dunajcowej, Wisłoki i Wisłoka zalicza do utworów dyluwialnych:

- (a) głazy i żwiry erratyczne,
- (b) żwiry mieszane, złożone z otoczków karpackich i erratycznych, zachowane na zboczach, a niekiedy i w dnie doliny,
- (c) dyluwium terasowe, które reprezentują fragmenty terasy akumulacyjnej o wysokości 10 do 20 m, zbudowanej ze żwirów karpackich, piasków i glin,
- (d) less, nawiewamy w okresie inter- i postglacjalnym,
- (e) glinę zwietrzelinową lub zboczową (Berglehm), która płaszczem grubości do 10 m okrywa garby krainy pogórskiej.

Głazy erratyczne i żwiry mieszane wiąże on ze zlodowaceniem i jego recesją, natomiast utworzenie terasy dyluwialnej łączy z okresem, który nastąpił po tym zlodowaceniu.

Tietze w sąsiednich dorzeczach Skawy i Raby [137] wyróżnił już tylko:

- (a) głazy erratyczne,
- (b) żwiry dyluwialne,
- (c) piaski dyluwialne,
- (d) less.

Zarówno Uhlig jak Tietze opisują niektóre odsłonięcia i podają wiele miejsc występowania tych utworów, ale to zostanie uwzględnione dopiero w opisie poszczególnych dolin.



Do utworów aluwialnych zaliczają obaj zgodnie terasę denną o wysokości 3 do 5 m.

Nieco później, bo w latach 1887 do 1905, polscy geolodzy opracowali *Atlas Geologiczny Galicji*, wydany przez Komisję Fizjograficzną Akademii Umiejętności. Obszar Karpat Zachodnich był badany głównie przez W. Szajnochę (zeszyty objaśnień do Atlasu nr. V, VI, XI, XIII.), pojedyncze arkusze opracowali J. Grzybowski (zeszyt XIV), M. Łomnicki (zeszyt XV) i W. Friedberg (zeszyt XVI); dla Tatr, Podhala i Pienin skorzystano z map Uhliga. W tych opracowaniach utwory dyluwialne były uwzględniane bardzo rozmaicie.

Pobieżnie traktuje je Szajnocha. Wydziela on zaledwie:

- (a) żwir dyluwialny, występujący w niektórych odcinkach den dolinnych w postaci teras o wysokości do 15 m,
- (b) glinę miejscową i lessową.

Na wielu arkuszach łączy znów dyluwium miejscowe z rzeczynym, a osobno znaczy glinę mamutową, tj. less.

Niewiele więcej podaje Grzybowski; do wyszczególnionych powyżej dodaje jedynie piaski dyluwialne. Obaj nie dają też żadnego poglądu na przebieg dyluwium w Karpatach Zachodnich.

To też od prac obu tych autorów odbijają korzystnie opracowania Friedberga i Łomnickiego, obejmujące z obszaru Karpat zaledwie ich skrawki północne (Tarnów, Dębica, Rzeszów). Do utworów dyluwialnych zaliczają oni:

- (a) glinę lodowcową,
- (b) piaski lodowcowe,
- (c) głazy narzutowe większe i mniejsze,
- (d) żwiry lodowcowe,
- (e) żwiry mieszane,
- (f) żwiry karpackie,
- (g) glinę nawianą.

Wśród utworów aluwialnych autorzy ci wydzielały starsze i młodsze utwory napływowe, rzeczne, rudę bagienną i torf. Z utworów dyluwialnych zbudowane są dwie terasy:

(1) starodyluwialna, zawierająca materiał morenowy oraz żwiry lodowcowe i mieszane, osadzone w czasie cofania się lodowca,

(2) młოდyluwialna, piaszczysta, wiązana ze schyłkiem zlodowacenia.



W okresie międzylodowcowym i z początkiem okresu polodowcowego zachodziły na tym terenie według Ł o m n i c k i e g o zjawiska i procesy pustynne, wyrażające się utworzeniem lessów oraz zwianiem piasków w wydmy. Z okresem aluwialnym wiąże obaj powstanie teras rędzinnej i łęgowej.

Zaden z wymienionych dotychczas badaczy nie dał jakiegoś pełniejszego obrazu epoki lodowcowej w Karpatach. To też za pierwszą próbę tego rodzaju możemy uważać pracę W. Ł o z i ń s k i e g o z roku 1909, *Zjawiska glacialne u brzegu północnego dyluvium wzdłuż Karpat i Sudetów* [66]. Badaniami swymi objął Ł o z i ń s k i tylko brzeżną część Karpat z dolinami Raby, Dunajca, Białej dunajcowej, Wiśłoki i Wiśłoka, a później w innej pracy [67] także Sanu. Przyjmował on odmiennie, aniżeli jego poprzednicy, że czoło lodowca o grubości około 50 m na Nizinie Podkarpackiej oparło się zasadniczo o próg karpackiego Pogórza i że tylko w rozszerzenia dolinne wsunęły się nieduże języki lodowcowe o długości: w dolinie Raby 17 km, w dolinie Dunajca 25 km, Białej dunajcowej 30 km, Wiśłoki 27 km, Wiśłoka 33 km i Sanu 11 km. Grubość tych języków wynosiła od 10 do 25 m, a dowodem ich pobytu jest domieszka materiału erratycznego w żwirach karpackich; stąd żwiry mieszane. Zdaniem Ł o z i ń s k i e g o reprezentują one osad fluwioglacjalny z czasu cofania się lądolodu, a ich położenie w dnie dolinnym dowodzi, że rzeźba brzeżnej części Karpat była już w okresie przedlodowcowym całkowicie gotowa. Rzeźbę polodowcową zmodyfikowała gruba pokrywa lessu.

Ta pierwsza próba syntezy dyluwialnej Zachodnich Karpat nie udała się. Dotyczy to zarówno miąższości lądolodu, którego ślady w postaci głazów erratycznych widział już U h l i g w wysokościach do 420 m, jak również genezy żwirów mieszanych, ruchu języków lodowcowych przeciw spadkowi dolin, wieku lessu, a wreszcie dyluvium terasowego, którym Ł o z i ń s k i w ogóle się nie zajął, mimo wcześniejszej dobrej charakterystyki U h l i g a.

W innej swej pracy o charakterze również syntetycznym, *Miejscowe dyluvium Karpat* [71], rozważa Ł o z i ń s k i pochodzenie utworów zwietrzelinowych, okrywających grubym płaszczem wierzchowiny i zbocza karpackie. Zestawia najpierw produkty wietrzenia rozmaitych utworów skalnych fliszu karpackiego od niewietrzejących iłów poprzez łupki i piaskowce róż-





nej odporności aż do konglomeratów i brekeji. Niektóre z tych skał, odznaczające się większą odpornością, rozpadają się pod wpływem wietrzenia w rumowiska skalne; inne dają formy skalne, ale większość zmienia się w glinę zwietrzelinową o grubości do 10 m. Powstanie tych utworów wiąże Łoziński z periglacialnym (dyluwialnym) wietrzeniem mechanicznym.

L. Sawicki w syntezie morfologicznej Zachodnich Karpat [105] na podstawie występowania teras glacialnych, zbudowanych ze żwirów mieszanych w pogórskich odcinkach dolin, wnioskuje za Łozińskim o preglacialnym wieku form dolinnych. Poza tym utworami dyluwialnymi nie zajmuje się wcale.

I później przez dłuższy czas żaden z badaczy dyluwium karpackiego nie wyszedł poza schemat Uhliga lub Łozińskiego. Dopiero J. Smoleński [114], znalazłszy na zboczach kolliny Sądeckiej resztki wysokiego do 90 m zasypania, wiązał je przyczynowo z lądolodem barykadującym wylot doliny Dunajca i wyraził przypuszczenie, że również i w innych dolinach zachodnio-karpackich podobne zjawisko musiało zachodzić w tym okresie.

To przypuszczenie potwierdziły moje badania szczegółowe w dolinie Dunajca [42] oraz spostrzeżenia zrazu przygodne w dolinach innych rzek karpackich [38 i 39]. Na podstawie danych z literatury i spostrzeżeń własnych przyjąłem znacznie większy zasięg zlodowacenia maksymalnego w obszarze Pogórza i z nim związałem zasypanie dolin Soły, Skawy i Raby do wysokości 30-50 m, a doliny Dunajca, zlodowaczonej równocześnie u źródeł i u ujścia, do wysokości około 90 m. Z okresami następnych zlodowaceń wiązałem utwory terasy lessowej i dennej. Podobnie Smoleński w referacie, wygłoszonym na Międzynarodowym Kongresie w Warszawie, o wpływie zlodowaceń północnych na rzeźbę Karpat Zachodnich [116] przyjmuje wysokie zasypanie dolin, zaznaczające się w odcinkach położonych na południe od obszaru zlodowaczonego, oraz terasy niższe o wysokości 8 do 12 m i 4 do 6 m, odpowiadające zlodowaceniom następny. Omawia też wyjątkową rolę doliny Dunajca, gdzie udało się powiązać maksymalne zlodowacenie tatrzańskie z maksymalnym zlodowaceniem niżowym, co było też tematem mego referatu kongresowego [39]. Moje studia późniejsze [40-43, 46 i 47] szły w kierunku gromadzenia i uzupełnienia spostrzeżeń oraz pogłębiania wiadomości o roli i przebiegu procesów erozyjnych i akumula-



cyjnych w okresie dyluwialnym w Karpatach, a w szczególności w czasie zlodowacenia maksymalnego. W osadach rzecznych tego okresu wydzieliłem utwory osadzone w czasie nasuwania się i w czasie cofania się lądolodu, przegrodzone moreną denną tego zlodowacenia.

Inną drogą poszły studia S. Pawłowskiego. Wyniki badań nad terasami w dolinie Wisłoki [80] uogólnił on w roku 1930 na całe Karpaty, a nawet do pewnego stopnia na całą Polskę, przyjmując powszechne występowanie w dolinach rzecznych dwu teras: wyższej, skalisto-osadowej, o wysokości 12 do 30 m, i niższej, akumulacyjnej, zalewanej przez wysokie wodostany. W brzeżnej części Karpat Zachodnich znajdował w utworach terasy wyższej „żwiry mieszane” i na tej podstawie wiązał je ze zlodowaceniem maksymalnym, ich rozcięcie — z cofaniem się lądolodu i okresem międzylodowcowym, powstanie utworów terasy niższej — ze zlodowaceniem młodszym, środkowopolskim, a ich rozcięcie — z okresem postglacjalnym. Że ta koncepcja terasowo-wiekowa była słabo ugruntowana, świadczy pogląd Pawłowskiego z roku 1934 [84], że utwory akumulacyjne terasy wyższej (15 do 30 m) pochodzą z okresu zlodowacenia ostatniego!

Syntezą, ale o charakterze sprawozdawczym, są ostatnie prace Pawłowskiego [84 i 85] o Karpatach w epoce lodowej. Na podstawie literatury i badań własnych omawia on ślady zlodowacenia w poszczególnych grupach górskich, z tego na obszarze polskich Karpat Zachodnich: w Tatrach, na Babiej Górze i Pilsku. Zdaniem Pawłowskiego zlodowacenie Karpat miało charakter wyspowy, obejmowało jedynie te grupy górskie, które wznoszą się ponad 1500 m. W rozmieszczeniu lodowców dużą rolę grała ekspozycja, szczególnie północna. Ślady lodowcowe w Karpatach pochodzą według niego prawie wyłącznie z okresu zlodowacenia ostatniego. W tym czasie granica wiecznego śniegu miała przebiegać w Beskidach Zachodnich na wysokości 1450 m, a w Tatrach — od 1450 do 1600 m; klimat miał być zbliżony do dzisiejszego. Pawłowski wnosi o ilości zlodowaceń z ilości teras rzecznych w Karpatach. Znajduje jednak tylko jedną wyraźną terasę o wysokości 15 do 30 m, którą dawniej wiązał ze zlodowaceniem maksymalnym, a obecnie wiąże ze zlodowaceniem ostatnim, najmłodszym. Mimo niezalezienia wyraźnych teras wyższych przyjmuje trzykrotność





złodowacenia Tatr, a w formie przypuszczenia — także i innych grup górskich. Maksymalnemu rozprzestrzenieniu lądolodu niżowego aż po Karpaty musiało odpowiadać według niego maksymalne złodowacenie grup górskich. Pawłowski starał się powiązać dla Tatr koncepcje Romera i Halickiego, i to w sposób mechaniczny, biorąc ilość złodowaceń od Halickiego, a zasięgi od Romera. W sprzeczności z wynikami badań B. Świderskiego [123] przypisuje on i wiąże większość form glacialnych z okresem złodowacenia ostatniego. Tymczasem Czarnohorę nawiedziłyby dwa złodowacenia starsze, a okres najmłodszy zaznaczył się zaleganiem firnów w starych nieckach karowych [123].

Podobny przebieg jestem też skłonny przyjąć dla Babiej Góry i Pilska na podstawie dużo lepszego wykształcenia dwu starszych pokryw akumulacyjnych, ciągnących się wzdłuż Skawicy babiogórskiej i pilszczańskiej Sopotni, od pokrywy najmłodszej odpowiadającej okresowi Varsovien II.

Duża wartość pracy Pawłowskiego polega przede wszystkim na zebraniu i zestawieniu dotychczasowych wyników badań nad formami glacialnymi Karpat.

Pragnę wreszcie wspomnieć o pracy, która wprawdzie nie obejmuje wielkiego obszaru i dotyczy terenu tu nie opisywanego, ale podejściem metodycznym wysuwa się na czoło prac o dyluwium karpackim. Jest to rozprawa M. Książkiewicza „*Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego*“ [56]. Na podstawie bardzo szczegółowych badań w obszarze wododzielnym między Wisłą a Olzą odtwarza ona przebieg cofania się lądolodu Cracovien, jego postoje recesyjne, łączenie się wód Wisły z wodami Olzy oraz ich przelewanie się ku zachodowi. Z okresami następnych dwu złodowaceń autor wiąże utwory rzeczne, budujące terasę wyższą, przykrytą lessem, oraz niższą, zalewową.



## 5. PRZEGLĄD UTWORÓW DYLUWIALNYCH W KARPATACH ZACHODNICH

W Karpatach Zachodnich z okresem dyluwialnym związane są zarówno formy erozyjne jak utwory akumulacyjne.

*Formy erozyjne* powstały wskutek działalności albo lodowców, albo wód płynących, a więc rzek i potoków. Dzięki odkształcającej działalności lodowców górskich powstały niecki karowe Tatr, Babiej Góry i Pilska oraz doliny tatrzańskie w swej dzisiejszej postaci. Działalności rzek, ale w okresach interglacialnych, zawdzięczają swe powstanie terasy dyluwialne, zaznaczające się wyraźnie we wszystkich dolinach zachodnio-karpacczych.

Wśród *utworów akumulacyjnych* okresu czwartorzędowego w Karpatach można wyróżnić utwory:

- a) rzeczne-fluwialne (żwiry, piaski, gliny, ropy),
- b) jeziorne-limniczne (kreda jeziorna, torfy, ropy zastoisowe),
- c) lodowcowe-glacialne (moreny, głazy narzutowe, żwiry pochodzenia północnego),
- d) rzeczno-lodowcowe-fluwioglacialne (żwirowe stożki fluwioglacialne zlodowaceń górskich, żwiry mieszane),
- e) osadzone przez wiatr - anemoklastyczne (less, piaski wydymowe),
- f) zboczowe-hydroklastyczne (utwory soliflukcyjne, pokrywy glin zboczowych, złaziska, osuwiska),
- g) zwietrzelinowe-aeroklastyczne (pokrywy zwietrzelinowe, rumowiska skalne, formy skalne).

Formom i utworom rzeczny, lodowcowy i rzeczno-lodowcowy poświęcam w tej rozprawie najwięcej uwagi. Inne utwory uwzględniam przy omawianiu klimatu i jego roli morfologicznej.

*Utwory glacialne* zachowały się w postaci moren lub ich szczątków:

- (1) na Pogórzu karpackim, którego brzeżną część przykrył łądół niżowy w okresie zlodowacenia Gracovien; temu zjawisku poświęcony jest rozdział 6;



(2) w Beskidach Zachodnich na Babiej Górze i Pilsku, które uległy zlodowaceniom górskim w okresie Cracovien i Varsovien I,

(3) w Tatrach, które były trzykrotnie zlodowacone i posiadają zarówno formy jak utwory glacialne najświeższe i najlepiej zachowane.

Z utworów fluwialnych i fluwioglacjalnych zbudowane są w Karpatach Zachodnich trzy różnowiekowe pokrywy akumulacyjne.

Przez *pokrywę* rozumiem pokład utworów głównie napływowych (także spełnionych ze zboczy), złożonych na podstawie skalnej. Pokrywy biorą udział w budowie:

1. stożków napływowych, piętrowo wznoszących się u wylocu bocznych dolinek,

2. teras osadowych i skalisto-osadowych o różnej wysokości, wieku i charakterze.

Miąższość i skład pokryw są bardzo różne, samo zaś pojęcie jest raczej terminem geologicznym. Pokrywy występują zarówno w stożkach jak w terasach, ale zazwyczaj różnią się od tych form, gdyż często spoczywają na wysokich cokołach skalnych. To też należało przy zachowaniu obu tych terminów przyjmując jeszcze jeden, obejmujący zarówno terasy jak stożki napływowe. Z tego powodu wprowadzam pojęcie *poziomu*.

Pokrywa najwyższa występuje w poziomie I, zachowanym w postaci wysokich stożków napływowych oraz fragmentów terasy wysokiej.

Pokrywa średnia występuje w poziomie II, zachowanym w postaci średnich stożków napływowych oraz fragmentów terasy średniej.

Pokrywa dolna występuje w poziomie III, zachowanym w postaci dolnych (niskich) stożków napływowych oraz terasy rędzinnej. W nią włożona jest jeszcze pokrywa najmłodsza, budująca terasę łęgową, aluwialną.

Korytu rzeki towarzyszą przeważnie pasy kamieńca, współcześnie przesypywanego.

Rozmieszczeniu tych poziomów w poszczególnych dolinach zachodniokarpackich oraz ich budowie i zachowaniu poświęcone są rozdziały 7-12. Szczegółowe opisy tych utworów i form poprzedzone są zestawieniami i omówieniami dotychczasowej literatury.

---

## 6. ZASIĄG I PRZEBIEG ZŁODOWACENIA MAKSYMALNEGO NA PÓŁNOCNYCH STOKACH KARPAT

Zasiąg zlodowacenia maksymalnego w obrębie Karpat Zachodnich omawiałem już dwukrotnie [40 i 41]. W jednej z prac [41] podane zostały znane dotychczas miejsca występowania głazów i żwirów erratycznych oraz ich wysokość. Z tego powodu ograniczam się obecnie do przedstawienia przebiegu czoła lądolodu oraz omówienia szeregu zagadnień, dotyczących konfiguracji, miąższości i działalności lądolodu w obszarze Pogórza karpackiego.

W obrębie Karpat zachowały się bardzo nieliczne strzępy moreny dennej, a nigdzie nie znaleziono moreny czołowej tak, że zasiąg zlodowacenia maksymalnego może być nakreślony jedynie *na podstawie rozmieszczenia głazów narzutowych i żwirów erratycznych*. Ten materiał erratyczny mógł się dostać do miejsc, gdzie go dziś widzimy, *dwoma drogami*: albo został osadzony przez lądolód w postaci moreny dennej, która wskutek późniejszych procesów uległa rozmyciu, albo został spławiony przez wody, spływające z lodowca, w obszar od południa przylegający. Zachodziły bowiem okresy, kiedy siła wód lodowcowych była dużo większa, aniżeli rzek karpackich (późne lato). Wtedy materiał erratyczny mógł być albo spławiany bezpośrednio wodą albo też unoszony w odrywających się od krawędzi krach lodowych. Odróżnić materiał spławiony od materiału, osadzonego bezpośrednio przez lodowiec, nie jest łatwo. Jedynym właściwie kryterium jest moment hipsometryczny przy uwzględnieniu konfiguracji terenu. Głazy i żwiry, leżące ponad zasięgiem wód fluwioglacjalnych i roztopowych, są niewątpliwie pochodzenia morenowego. Natomiast położone poniżej ich zasięgu, w pobliżu dna lub na samym dnie doliny, mogą być moreną przemytą, jeśli spoczywają na utworach z okresu nasuwania się lądolodu, albo są to głazy morenowe, które wskutek ruchów masowych, także soliflukcyjnych, uległy zsunięciu z wyższych części zboczy dolinnych, albo wreszcie jest to materiał spławiony przez wody glacialne. Trudność zachodzi przy odróżnianiu materiału spełzniętego od głazów i żwirów spławionych. Tu można



brać pod uwagę ilość i rozmieszczenie materiału oraz w dużym stopniu warunki terenowe.

*Przebieg południowej granicy zlodowacenia* jest następujący. Od Cieszyna po Wadowice łądolód oparł się o północne stoki Beskidu Śląskiego i Małego na linii Cieszyn-Ustroń-Bielsko-Mikuszowice-Porąbka-Andrychów-Wadowice. Na wschód od Wadowic skręca granica ku północy, omija Moczurkę i Drażoż o wysokości 440 m, po czym biegnie na południe, wykorzystując szerokie obniżenie koło Leńcz i Izdebnika [137] <sup>1)</sup>. Dalej ku wschodowi omija wzniesienia koło Bęczarki, przebiega północnym stokiem Borzęłowej Góry <sup>2)</sup>, przecina Rabę koło Dobrzyca i stąd biegnie ku Tarnawie, omijając wzniesienia koło Czaśławia, Zegartowic i Żerosławic o wysokości około 430 m [137 i 42]. Stąd ciągnie się na Trzcianę i Łątkę, omija Paprocką Górę, a następnie przebiega północnym stokiem Szpilówki i Machulca. W dolinę przełomową Dunajca wdarł się łądolód po Będzieszyń, a więc 2 km na południe od Czehowa [42 i 142], a jego wody rzuciły nieco materiału erratyicznego aż w okolice Witowic [117]. Na wschód od Czehowa oparł się o północne stoki garbów U Krzyża (503 m), Bieśnickiego Lasu, Brzozowej (425 m) i sięgnął w dolinie Białej Dunajcowej po Bogoniowiec [42 i 64]. Między Białą a Wisłoką czoło łądolodu wsparło się o pasmo Brzanka-Liwocz, przelewając się przez nie w okolicy Czermej, i sięgnęło w dolinie Wisłoki po Kołaczyce i Wróblową [120, 141, 41, 2, 64, 80, 140]. Stąd na wschód łądolód posiadał już mniejszy zasięg. Jego krawędź opierała się o wzniesienia koło Sowiny, Huty Gołogowskiej, Brzezin, Chełmu o wysokości 532 m i Sośnicę [141]. Stąd skręcała bezpośrednio na południe na Wiśniówkę, Markuszową, Wysoką i Lutcę, przy czym opierała się o północno-wschodnie stoki pasma Bonarowieckiego [11, 141, 41 i 52]. Od Lutczy granica zakręca ku północy, omija wzniesienia koło Niebylca, po czym biegnie przez Połomyję, Straszyle i nieco na południe od Błazowej, podparta pasmem Czarnego Lasu. Stąd skręca na Jawornik Polski, Łopuszkę Wielką, Jodłówkę, Węgierską Wolę i koło Wapowiec przecina dolinę Sanu [41, 50, 64, 65, 78, 136 i 141]. W tym odcinku od Błazowej po Wapowce łądolód opierał się o północny stok grzbietu

<sup>1)</sup> Według wiadomości ustnych od M. Książkiewicza.

<sup>2)</sup> Według wiadomości ustnych od J. Burtanówny.

wododzielnego i jedynie na południe od Kramarzówki przelał się mały język lodowy przez obniżenie w tym grzbiecie (356 m).

Podkreślałem już poprzednio [41] nadzwyczajną zgodność między zasięgiem lądolodu a konfiguracją terenu. Lądolód przykrył niższe, brzeżne części Pogórza karpackiego, nie przekraczające 400 m wysokości, i plastycznie dostosował się do rzeźby terenu. Dolinami i obniżeniami wcisnął się nieco głębiej, tworząc krótkie języki lub rozczłonkowane łapy lodowe.

Głazy erratyczne znajdowano w *wysokości do 420 m*. Jest to wysokość maksymalna, ograniczona wyłącznie do dorzecza Wisłoka (Budzisz, Hanzłówka) [141]. W dorzeczu Wisłoki leżą one w maksymalnej wysokości do 380 m, w dorzeczu Dunajca w wysokości do 400 m, w dorzeczu Raby i Skawy sięgają do wysokości 380 m, a w dorzeczu Soły do 360 m. Podobną wysokość maksymalną osiąga materiał erratyczny w dorzeczu Sanu.

Powyższe dane nie są jednak porównywalne. Materiał narzutowy położony wysoko spotykamy u samej krawędzi Karpat (Budzisz, Hanzłówka, Wał, Draboż), jeśli zaś w brzeżnej części nie ma wzniesień 400-metrowych, wówczas nie ma też możliwości znajdowania erratyków tak wysoko. Na tej podstawie nie można wnosić o niższym zasięgu pionowym lądolodu. Gdzie Pogórze było wyższe, tam lądolód ulegał większemu spiętrzeniu, ale zajmował mniejszą powierzchnię; gdzie zaś powierzchnia Pogórza wznosiła się mniej wysoko i była bardziej równa, tam rozprzestrzeniał się więcej. Jeśli zaś chodzi o maksymalną wysokość 420 m, w jakiej znaleziono materiał erratyczny w dorzeczu Wisłoka, to około 30-metrowe odchylenie od przeważającego zasięgu erratyków można by wiązać z ruchami tektonicznymi, które w okresie dyluwialnym podniosły omawianą część Karpat o tę wysokość. Nie bez znaczenia jest tu też położenie dorzeczy Wisłoki i Wisłoka naprzeciwko przełomu Wisły i obniżenia, które najmniej tamowało ruch lądolodu.

W północnej części Pogórza *sterczały ponad pokrywę lodową izolowane wzniesienia Wału* (526 m) i prawdopodobnie *Kokocza* (441 m). Te nunataki pozwalają nam na określenie pionowego zasięgu lądolodu, a przez to i jego miąższości. Na północnych stokach Wału materiał erratyczny znajdowany był do wysokości 400 m, natomiast brak go w żwirowisku starym, czysto karpackim, leżącym w wysokości 456 m [5]. To umożliwia wy-



znaczenie powierzchni lądolodu w wysokości nieco poniżej 450 m. Czy powierzchnia ta była równa, jednakowej wysokości w obrębie Karpat? W każdym razie obniżała się ku krawędzi, w kierunku południowym, gdzie materiał erratyczny znajdowany jest przeważnie w wysokości około 350 m. Natomiast w kierunku równoleżnikowym, jeśli były jakieś deniwelacje, to w każdym razie niewielkie.

Przy zestawianiu maksymalnej wysokości erratyków na Pogórzu karpackim z ich wysokością w Górach Świętokrzyskich, gdzie również znajdowano je do wysokości 400 m, powinniśmy przypuszczać prawie równą powierzchnię lądolodu między tymi górotworami. Przyczynę tego tłumaczyłem dawniej spiętrzeniem lądolodu u progu górskiego Karpat. Obecnie *istnienie takiej różni lodowej uważam za niemożliwe*, zwłaszcza w czasie maximum zlodowacenia.

Zagadnienie jest bardzo interesujące. Pasma Łysogórskie (611 m) jest tu punktem kluczowym, a problem, czy było one nunatakiem, czy też zostało zatopione w masie lodowej, budzi od dawna zaciekawienie. Zwolennicy pierwszego poglądu, jak W. Łoziński [66] i J. Czarnocki [8], podnoszą brak materiału erratycznego powyżej 420 m, a także jego brak w pokrywach soliflukcyjnych. Przeciwno temu przemawiają obserwacje A. Miklaszewskiego [74], stwierdzające gładziki erratyczne w obszarze wierzchowinowym, a także rozważania nad formą lądolodu. Formę lądolodu możemy odtwarzać na podstawie obserwacji dzisiejszych czap lodowych, zwłaszcza lądolodów Grenlandii i Antarktydy. Olóz lądolody mają pewną cechę wspólną, zaznaczającą się doskonale w krzywej hipsograficznej: Ich stoki są strome, dolne partie zajmują stosunkowo niewielką powierzchnię, natomiast przeważna część utrzymuje się w dużych wysokościach. W obszarze Antarktydy powierzchnia lądolodu, znajdująca się poniżej 1000 m, zajmuje zaledwie 15%, a poniżej 500 m 8% ogólnej powierzchni.

Lądolody mają postać elipsoidu obrotowego, a więc formę bochenkowatą. Jeśli taką przyjmiemy dla lądolodu Cracovien, spoczywającego w obszarze Pogórza na spłaszczeniach o wysokości do 420 m, to Góry Świętokrzyskie, oddalone od Pogórza blisko o 120 km, musiały się znajdować pod pokrywą lodową. Nunatakami mogły się więc stać dopiero w okresie recesji lądolodu.

Brak wyraźnych śladów morenowych wiązałbym z obnażającą rolą procesów soliflukcyjnych w czasie następnych zlodowaceń, a także tłumaczyłbym go ubóstwem materiału morenowego w górnych częściach masy lodowej. Łysogóry były zapewne najpierw opływane, zanim znalazły się pod lodem.

Przy określaniu *miąższości łądolodu* w obszarze Pogórza należy pamiętać, że materiał morenowy daje nam wysokość podstawy, a nie powierzchni łądolodu. Ta podstawa, spągowa część łądolodu, znajdowała się, wnosząc z rozmieszczenia fragmentów morenowych i narzutowych, w rozmaitych wysokościach. Stąd inną miąższość będzie miał łądolód w obszarze dolin, a inną w obszarze wierzchowinowym. Licząc od obecnych den dolinnych do wysokości poprzednio wyznaczonej powierzchni, tj. około 430 m, otrzymamy różnicę 160 m na zachodzie, a 230 m na wschodzie. Ale od tych wartości należy odjąć 30 do 50 m, gdyż do tej wysokości zostały zasypane doliny karpackie utworami rzecznyymi w okresie nasuwania się łądolodu. Miąższość łądolodu w dolinach wynosiłaby zatem od 120 do 180 m. Jego grubość nad wierzchowinami Pogórza była, zależnie od ich wysokości, odpowiednio mniejsza.

Wśród głazów narzutowych przeważają *najbardziej odporne* na wietrzenie i ścieranie [15]. Ich wielkość sięga 2,50 m średnicy; w strefie brzeżnej przeważają głazy o średnicy 1,00 do 1,50 m.

Interesująco przedstawia się sprawa *ilości materiału erratycznego na Pogórzu*. W porównaniu z Niżem, a nawet północną częścią Wyżyny Małopolskiej, uderza *ubóstwo* tego materiału na Pogórzu karpackim. Różne są tego przyczyny. Po pierwsze, głazy narzutowe nie były dotychczas systematycznie poszukiwane; dowodem na to są bardziej szczegółowe badania [120 i 42], odkrywające duże ilości tego materiału. Po drugie, cienka warstwa moreny dennej uległa przeważnie spełnieniu wraz z pokrywą zwietrzelinową wskutek procesów soliflukcyjnych w okresie zlodowacenia Varsovien I oraz wskutek ruchów masowych w okresie zlodowacenia ostatniego. Należy się zatem spodziewać dużej ilości tego materiału w obniżeniach dolinnych, głęboko pod napływami oraz pod utworami zboczowymi. Podobną rolę odgrywa też pokrywa lessowa wraz z deluwiami, w wysokim stopniu utrudniająca badania i poszukiwania. Z dru-



giej strony trzeba przyjąć, że lądolód pozostawił większość transportowanego materiału przed progiem Pogórza. W czasie spiętrzania się i wdzierania na Pogórze następowało *zubożenie* jego części spągowej w materiał morenowy. Przykładem tego może być np. bardzo słabe wykształcenie moren czołowych w Grenlandii, ponieważ leżą one na obwodzie misy lądowej wyżej, aniżeli spąg centralnej części lądolodu. Ku tej koncepcji skłania mnie też szereg spostrzeżeń nad mechaniką ruchu lodowców, dokonanych na Spitsbergenie.

Drobny materiał erratyczny *pochodzenia glacyflunialnego* obserwował S. Sokołowski [117] na wzgórzu Stronie na południe od Czchowa, a H. Świdziński [120] na południe od Czermnej. W dolinie Wiłoki przyjmuję spłynięcie z krą lodową głazu granitowego o rozmiarach  $1,10 \times 1,00 \times 0,60$  m, znalezionego przeze mnie ostatnio w małej dolince koło Majscowej na południe od Jasła. W ten sposób dostał się też materiał erratyczny w dolinę Sanu w Ruszelczycach i otoczaki erratyczne w Rzeczpolu. Wysoko, powyżej 100 m nad dnem doliny położone „żwiry mieszane” nie są utworem fluwioglacjalnym. Żwiry karpackie są wieku *plioceńskiego* [42], domieszka zaś materiału erratycznego pochodzi z okresu zlodowacenia maksymalnego.

## CZĘŚĆ II. MATERIAŁ

### 7. UTWORY DYLUWIALNE W DOLINIE SKAWY

**Dotychczasowy stan badań.** Tietze [137] wymienia w dorzeczu Skawy szereg stanowisk głazów narzutowych (uwzględniłem je przy wyznaczaniu zasięgu zlodowacenia). Wyodrębnia piaski dyluwialne między Skawiną a Borkiem Szlacheckim, żwiry dyluwialne nad kościołem w Woli Radziszowskiej, na północ od folwarku Lgotka, między Grodziskiem a Bachowicami i na południu od Graboszyc, iły dyluwialne koło Izdebnika, wreszcie pokrywy lessowe.

Szajnocha [124] widział żwirowiska dyluwialne w Suchej, Kalwarii, Bachowicach, a w Woźnikach w wysokości 250 m żwiry z granitami czerwonymi.

Wydzielaniem teras rzecznych w dolinie Skawy (i Raby) zajmował się ostatnio Szafarski [132]. Wyróżnia terasę I (niższą) o wysokości 2 do 3 m, II (wyższą) 16 do 22 m, terasę III o wysokości 35 do 40 m, terasę IV o wysokości 50 do 60 m i terasę V o wysokości 80 do 100 m, a ponad nimi dwa poziomy, które nazywa również terasami, o wysokości 110 do 120 m i 150 do 170 m<sup>1)</sup>. Autor nie podaje ich wieku. Nie starał się też o wyznaczenie wśród tych wielu poziomów teras dyluwialnych, odkładając to z niewiadomych powodów do ukończenia innych badań w dolinie Dunajca. Nieuwzględnianie budowy teras i powierzchniowe opisy pokryw akumulacyjnych nie pozwalają na korzystanie z tej pracy jako ze zbioru materiału obserwacyjnego.

Książkiewicz [55] wydzielił w okolicy Suchej trzy poziomy akumulacji rzecznej: najwyższy o wysokości 16 do 20 m żwirowo-gliniasty, środkowy o wysokości 3 do 5 m, również żwirowo-gliniasty, ale o mniejszym kalibrze otoczków, oraz dolny, w którym występują piaski, żwiry i gliny. Poziom najwyższy wiąże słusznie z okresem zlodowacenia Cracovien.

W czasie wojny została wydana mapa geologiczna: arkusz

<sup>1)</sup> Terasy te mają np. inną wysokość na mapce dorzecza Skawy po ujście Skawicy a inną na drugiej mapce. obejmującej dolinę Skawy poniżej ujścia Skawicy.



Wadowice 1:50 000, bardzo szczegółowo opracowana przez Książkiewicza. Z utworów dyluwialnych zostały wydzielone: gliny morenowe, piaski fluwioglacjalne, głazy narzutowe, 3 poziomy żwirowe, powiązane z 3 okresami zlodowaceń, wreszcie less i gliny zwietrzelinowe. Mapę otrzymałem w czasie pisanja tej pracy dzięki uprzejmości dr S. Sokółowskiego. Niestety brak tekstu nie pozwolił mi na należyte jej wyzyskanie. Mogłem jedynie porównać rozmieszczenie poziomów akumulacyjnych wyodrębnionych przez Książkiewicza, z opisanymi przeze mnie oraz stwierdzić ich na ogół podobną interpretację wiekową.

Sawicki [106] śledził i opisał ślady zlodowacenia górskiego w dorzeczu Skawy na Babiej Górze, a w dorzeczu Soły — na Pilsku i Baraniej. Formy najlepiej zachowane znalazł w masywie Babiej Góry. Są to małe kary lodowcowe ze śladami zmutonowania, schodami i progami, zamknięte przeważnie wałami moreny czołowej. Wcięte są one prawie wyłącznie w północne stoki Babiej w wysokości od 1370 do 1500 m; kar położony na stoku południowym leży w wysokości 1600 m. Sawicki znalazł na Babiej Górze 12 karów, na Pilsku 3, na Baraniej 1. Na Babiej Górze poniżej moren, związanych z lodowcami karowymi, leżą utwory i formy morenowe w wysokości od 1150 do 1050 m. Na tej podstawie przyjmuje on istnienie czasz lodowych na stoku północnym i południowym oraz na Małej Babiej. Te czasze, sięgające do wysokości 1050 m, wiąże Sawicki z maksymalnym zasięgiem ostatniego zlodowacenia babiogórskiego, które paralelizuje z Würmem. Kary i moreny wyżej położone miały powstać podczas stadium recesyjnego Bühl.

W masywie Pilska dwa kary znalazł on na stoku zachodnim w wysokości 1410 i 1390 m, a na stoku północnym w wysokości 1280 m. Na Baraniej dno karu lodowcowego leży w wysokości 1080 m.

Granica wiecznego śniegu w okresie Würmu, obliczona na podstawie wymienionych śladów glacialnych, przebiega według Sawickiego na Babiej Górze w wysokości 1350 do 1400 m, na Pilsku w wysokości 1360 do 1450 m, na Baraniej w wysokości 1150 do 1180 m. Obniżanie się granicy wiecznego śniegu ku zachodowi wiąże on ze stosunkami klimatyczno-opadowymi.

Badania Sawickiego uzupełnił ostatnio Pawłowski

[83] znalezieniem na wschodnim stoku Pilska jeszcze jednego kotła lodowcowego w wysokości 1430 m.

Formom glacialnym Beskidów Zachodnich poświęciłem wiele uwagi, ale jeszcze nie wszystkie zostały skartowane i opracowane. Tu ograniczę się do paru uwag, jakie nasuwają się w związku z genezą i wiekiem tych zjawisk. Po pierwsze, nie wszystkie formy, opisywane przez Sawickiego, są pochodzenia glacialnego, niektóre z nich — to odkształcone stare nisze osuwiskowe. Większość posiada cechy glacialne, ale są to formy przeważnie wcale zniszczone, słabo zachowane, moreny trudne do odróżnienia od materiału soliflukcyjnego lub osuwiskowego. Przyczyny nie można się doszukiwać jedynie w małej odporności materiału fliszowego. To też zastrzeżenia budzi sprawa wieku tych utworów. Już z samego porównania wysokości granicy wiecznego śniegu w Beskidach (1150 do 1400 m) z jej wysokością w Tatrach (1450 do 1600 m) wynika, że ich formy glacialne nie pochodzą z tego samego okresu lodowego.

W związku z tym należy przesunąć czas powstania tych form w Beskidach do okresów zlodowaceń starszych o dużo niższym przebiegu granicy wiecznego śniegu (1200 m i 1000 m).

Za taką interpretacją wiekową tych form przemawia ich słabe zachowanie się, znaczny stopień zniszczenia i odkształcenia, analogia ze stosunkami stwierdzonymi w masywie Czarnohory przez G. Świderskiego [123], gdzie formy glacialne, choć lepiej zachowane niż w Beskidach Zachodnich, pochodzą z okresu zlodowacenia przedostatniego i maksymalnego, wreszcie budowa pokryw akumulacyjnych w dolinie Skawicy, odwadniającej Babią Górę, i stosunek pokryw starszych do młodszej. Obie pokrywy starsze odznaczają się dużą miąższością, zasięgiem i grubością materiału żwirowego, w przeciwieństwie do słabo wykształconej pokrywy młodszej. Ślady zlodowacenia czasowego na Babiej Górze jestem skłonny wiązać ze zlodowaceniem maksymalnym, a ślady zlodowacenia karowego ze zlodowaceniem Varsovien I. W okresie zlodowacenia Varsovien II kotły mogły być wypełnione firnem, konserwującym starą formę glacialną.

**Kamieniec.** Kamieniec w dolinie Skawy pokazuje się dopiero poniżej Jordanowa. W odcinku górnym o charakterze pogórskim kamieńca brak, a tylko gdzieś widać małe plaże piaszczyste z drobnym szutrem. Przyczyną tego jest mały spadek



rzeki, brak górskich dopływów, które przynosiłyby materiał grubszy, a także mała odporność pokładów skalnych, budujących tę pagórkowato-wyżynną krainę.

Duże ilości szutru przynosi dopiero górska, z pasma Policy spływająca Bystra i odtąd kamieniec stale towarzyszy górskiemu biegowi Skawy. Zasilany przez liczne bystre dopływy, m. in. przez babiogórską Skawicę, zajmuje kamieniec wcale dużą część dna doliny. Po przełom przez Beskid Mały jest to kamieniec żywy, stale przez wysokie wody przesypywany. Poniżej przełomu w pogórskim odcinku doliny Skawy stanowią go żwiry teras dennych, odsłaniane na skutek niszczenia pokrywy gliniastej. Jest to kamieniec martwy, nie wędrujący razem z rzeką.

**Terasa łęgowa.** Terasa łęgowa jest wykształcona bardzo słabo w górnym odcinku doliny Skawy. Posiada tu zaledwie 1,00 do 1,50 m wysokości i ciągnie się wąską smugą wzdłuż koryta rzeki. Dopiero poniżej przełomu przez pasmo Babiogórskie uzyskuje większą szerokość i wysokość. Szeroką 2-metrową terasę łęgową między Makowem a Suchą pokrywają łąki i wilkliny, a jej nierówna powierzchnia ukazuje liczne ślady dawnych, zmiennych biegów. W przełomie przez Beskid Mały odgrywa ona znowu małą rolę i dopiero poniżej Zbywaczówki w pogórskim odcinku dolinnym osiąga największe rozprzestrzenienie, bo od 0,5 do 1,0 km szerokości. Ta często zalewana terasa posiada i w tym odcinku około 2 m wysokości.

Terasę łęgową budują poniżej przełomu Babiogórskiego żwiry i piaski. W obszarze, gdzie jest ona wykształcona najlepiej, tj. w odcinku pogórskim, budowa tej terasy jest o tyle charakterystyczna, że jej spąg stanowią prawie zawsze żwiry fliaszowe, dobrze otoczone, o średnicy od 8 do 5 cm; na tym leżą piaski grubo- i drobnoziarniste, a także ily piaszczyste, przykryte osadami gliniasto-piaszczystymi, osadzonymi corocznie przez wody powodziowe w formie napływów i namulów rzecznych. Na powierzchni terasy łęgowej widać ślady częstych zmian koryta rzeczного, powierzchnia zaś nachylona jest słabo w kierunku osi doliny (talweg).

**Terasa rędzinna (poziom III).** Terasa rędzinna zajmuje przeważną część dna doliny Skawy. Wznosi się ona wyraźnym progiem albo nad poziom terasy łęgowej, albo też bezpośrednio

nad podcinającą ją rzekę. Jej 3-metrowa wysokość w biegu górnym zwiększa się z biegiem rzeki do 6 m w odcinku dolnym, pogórskim.

W odcinku górnym po ujście Bystrej, wobec braku kamieńca i słabego wykształcenia terasy łęgowej, wypełnia terasa rędzinna całe dno doliny. We wsi Skawa w zerwie terasy 3-metrowej uwiadczenia się jej budowa:

|                                                    | m    |
|----------------------------------------------------|------|
| a) glina ciemna, namulista                         | 1,00 |
| b) ił ciemny, w stanie suchym spękany              | 0,60 |
| c) ił ze szczątkami roślinnymi                     | 0,10 |
| d) siwy mułek piaszczysty                          | 0,10 |
| e) żwiry żelaziste, zwietrzałe o średnicy do 10 cm | 1,20 |

Poniżej ujścia potoku Stachorówki na żwirach o średnicy do 8 cm leży około 3,00 m gliny, a kilkadziesiąt metrów dalej odsłania się w dole o głębokości 2 m:

|                                                    | m    |
|----------------------------------------------------|------|
| a) glina napływowa                                 | 0,50 |
| b) żwiry o średnicy do 15 cm, z przewagą 4 do 6 cm | 1,50 |

W dalszym ciągu tej terasy uderza przewaga glin w jej budowie. Przy 4-metrowej wysokości jedynie najniższa część (około 0,50 m) jest zbudowana z drobnego szutru.

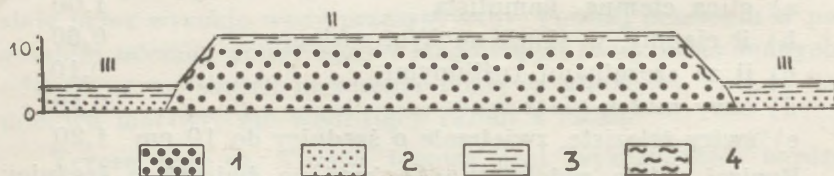
W pobliżu ujścia do Skawy potoku Jastrzębik stożek o wysokości 4 m budują widoczne na znacznej przestrzeni:

|                                    | m    |
|------------------------------------|------|
| a) glina piaszczysta żółtawo-szara | 0,50 |
| b) siwy piasek gliniasty           | 0,50 |
| c) gytia roślinna z wkładkami iłu  | 0,10 |
| d) siwy ił z wkładką roślinną      | 0,35 |
| e) piasek gliniasty                | 0,20 |
| f) skorupa żelazista               | 0,04 |
| g) żwiry fliszowe                  | 0,35 |
| h) glina piaszczysta, zielonawa    | 0,10 |
| i) glina siwa z kanciakami         | 2,00 |

Poniżej przełomu przez pasmo Babiogórskie dno doliny zajmują obok terasy rędzinnej także łęgowa i wyższa, to też w niektórych odcinkach zachowała się ona tylko na niewielkiej przestrzeni. Podcięcie koło Juszczyzna ujawnia nam budowę terasy rędziny w tym odcinku oraz ukazuje kontakt z terasą wyższą.



| Terasa rędzinna:                      |       | Terasa wyższa (poziomu II):                                                                     |       |
|---------------------------------------|-------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
|                                       | m     |                                                                                                 | m     |
| a) glina piaszczysta                  | 1,50  | a) glina ilasta                                                                                 | 0,50  |
| b) żwiry fliszowe o średnicy do 20 cm | 1,30. | b) żwiry fliszowe grube o średnicy 30 cm, przeważnie 10-15 cm w piasku gliniastym, nadwietrzałe | 6,00. |



Rys. 1. Brzeg Skawy koło Juszczyzna.

1. Żwiry poziomu II, 2. Żwiry poziomu III, 3. Gлина napływowa, 4. Gлина zboczowa.

To odsłonięcie uwiadcza nam stosunek obu teras do siebie. Różna wielkość i charakter otoczków budujących te terasy świadczy, że terasa rędzinna nie została wycięta w osadach terasy wyższej, ale *włożona* w szerokie koryto, wycięte w utworach poziomu II.

Poniżej Makowa oraz w przełomie przez Beskid Mały terasa rędzinna wypełnia znowu większą część dna dolinnego, a jej wysokość wynosi około 4 m.

W obszarze Pogórza karpackiego zajmuje ona przeważną część dna dolinnego, jej wysokość zaś wzrasta od 5 m koło Jaroszwic do 6 m koło Zatora. Wiercenie wykonane między Wadowicami a Gotowizną ujawnia następujący skład tej terasy:

|                                                                           |      |
|---------------------------------------------------------------------------|------|
|                                                                           | m    |
| a) glina-humus                                                            | 0,40 |
| b) szuter w piasku i glinie                                               | 0,60 |
| c) żwiry fliszowe nieco żelaziste ale mało zwietrzałe o średnicy do 25 cm | 7,00 |
| d) siwy ił                                                                | 0,40 |

\*

Obserwacje powyższe pozwalają na następującą charakterystykę terasy rędzinnej w dolinie Skawy.

Jest to terasa akumulacyjna, wypełniająca przeważną część dna doliny. W odcinku górnym, posiadającym bardzo mały spa-

dek, budują ją utwory gliniaste, a w odcinku środkowym i dolnym — żwiry przykryte warstwą gliny napływowej. Płaską i urodzajną powierzchnię tej terasy zajmują pola uprawne. Jest ona zalewana tylko w czasie rzadkich, katastrofalnych powodzi. Rośnięcie wysokości terasy rędzinnej od 3 m w biegu górnym do 6 m w dolnym pozostaje w związku z przebiegiem procesów akumulacyjnych, najsilniejszych w dolnych odcinkach dolinnych.

**Terasa średnia (poziom II).** Terasa średnia występuje w dolinie Skawy fragmentarycznie. Zaznacza się ona w postaci wyraźnych spłaszczeń na zboczach doliny albo w postaci stopnia wzniesionego w obrębie dna doliny wysoko ponad terasę rędziną. W odcinku górnym po Jordanów zachowało się tylko parę fragmentów tej terasy. Jeden z nich, położony poniżej ujścia potoku Stachorówki, w miejscu, gdzie Skawa podcina lewe zbocze, ukazuje w zerwie swoją budowę:

- |                                                     |      |
|-----------------------------------------------------|------|
| a) glina piaszczysta, żółta, w przeważnej części    | m    |
| zboczowa                                            | 4,00 |
| b) otoczaki i kanciaki fliszowe o średnicy do 10 cm | 1,50 |
| c) cokół skalny, ścięty w wysokości około 5 m       |      |
| nad poziom Skawy                                    | 5,00 |

W Jordanowie terasa średnia, zbudowana ze żwirów tkwiących w glinie, ma 6 m wysokości; podobnie parę fragmentów poniżej Jordanowa. Przy ujściu potoków Kamionki i Jastrzębika rozciągają się dwa duże stożki napływowe o wysokości około 6 m. Odpowiadają one poziomowi II.

Stożek Kamionki budują siwe i szare ły z warstwą grubszego żwiru i pokrywą glin żółtawo-szarych. Natomiast stożek Jastrzębika zbudowany jest głównie ze żwirów i kanciaków, dobrze warstwowanych, przykrytych cienką, bo 1-metrową warstwą gliny żółtej. Grubość i charakter żwirów tego stożka jest inny, aniżeli żwirów budujących stożek poziomu III.

W rozszerzeniu kotlinowym, u wylotu doliny Bystrej do doliny Skawy, terasa średnia posiada bardzo wyraźną formę, widoczną po obu stronach potoku Bystrej. Stromy stopień odgranicza ją od dobrze wykształconej 3-metrowej terasy rędzinnej. Terasa średnia, zbudowana z tłoku żwirowego, wznosi się tu 7 do 8 m nad poziom Bystrej. Ku dolinie Skawy przechodzi w stożek napływowy, którego językowata forma, wciśnięta daleko w głąb doliny Skawy, kończy się koło przystanku kolejowego.



W przełomie Babiogórskim na zboczach Łysej Góry zaznacza się ta terasa znowu w wysokości 7 m nad poziomem Skawy. Duże fragmenty terasy średniej zachowały się w Osielcu zaraz poniżej przełomu. Tu ciągnie się wzdłuż lewego stoku doliny wyraźny stopień o wysokości około 7 m. Stoi na nim kościół w Osielcu i biegnie gościniec do Makowa. Jest to terasa akumulacyjna, zbudowana prawie wyłącznie ze żwirów, złożonych tu przez Skawę i przez potoki, spływające z pasma Babiogórskiego. Można tu śledzić trzy włożone w siebie systemy stożków napływowych, z których środkowy o wysokości 7 do 8 m przechodzi w terasę poziomą II. Analogiczne stosunki znajdujemy na zboczu przeciwnym. U wylotów dolin, których potoki wypływają spod Przykrzca i Grzybówki, zachowały się stare stożki napływowe o wysokości około 7 m z włożonym w ich rozciętą formę stożkiem młodszym, odpowiadającym poziomowi III. Poniżej ujścia Wieprzca duży fragment terasy średniej zachował się u stóp prawego zbocza doliny. I ona posiada 7 m wysokości, a budują ją żwiry, w których znaczny udział mają osady przyniesione przez dopływy: Wieprzec i Kojaszówkę. U wylotu doliny Kojaszówki widać, jak 8-metrowy fragment stożka przechodzi w terasę średnią Skawy o wysokości 7 m. W terasę średnią przechodzi też na zboczu przeciwnym stary stożek Zadenki.

Rozległa terasa w Juszczynie ma 6 do 7 m wysokości i jest całkowicie akumulacyjna. W miejscu, gdzie Skawa podcina ją bezpośrednio, odsłania się 6-metrowa ściana grubych żwirów o średnicy do 30 cm z przewagą 10-15 cm, dobrze warstwowych, w piasku. O odsłonięciu tym wspominałem w ustępie poprzednim, gdyż uwidacznia się tu różnica w grubości żwirów, budujących terasę średnią i rędzinną.

Do tego poziomu należy też potężny stożek napływowy Skawicy. Ciągnie się on na przestrzeni 5 km od miejscowości Skawica po Białą i Maków w postaci rozległej równiny, obniżającej się z biegiem doliny, a odgraniczonej od terasy rędziennej 5 do 7-metrowym progiem, z którego sypie się szuter. Odsłonięcie koło mostu na Skawie (Drabikówka) daje wgląd w budowę tego stożka, który wcisnął się głęboko w dolinę Skawy i zmusił ją do podcinania prawego zbocza. Na podstawie skalnej o wysokości 2 m leży prawie 7,00 m akumulacji żwirowej. Są to grube, mało zwietrzałe otoczaki o średnicy do 30 cm z przewagą 5-8

i 10-15 cm, zmieszane z piaskiem żelazistym. Między Makowem a Suchą większe fragmenty tej terasy zachowały się u wylotu Grzechyni w postaci stożka wysokiego na 8 m, zbudowanego ze żwirów o średnicy do 25 cm, z przewagą 5-8 cm, przykrytych warstwą gliny z drobnymi otoczakami. Także Maków rozbudował się częściowo na utworach tego poziomu. Stąd ciągną się one ku zachodowi w postaci słabo zachowanego stopnia, który u wylotów dopływów bocznych przechodzi w wyższe stożki napływowe. Wysokość tej terasy wynosi tu 7 do 10 m. W odcinku tym zachowało się jeszcze kilka fragmentów tej terasy, ale małych. Jej słabe zachowanie się należy tu wiązać z niszczącą działalnością Skawy, którą Skawica nagle zasila dużą ilością wody.

Dobrze wykształconą terasę średnią spotykamy w rozszerzeniu erozyjnym koło Suchej. Centrum tej osady, a po drugiej stronie Stryszawki zamek Suski, leżą na fragmentach tejże terasy, wznoszącej się 7 m nad poziom Skawy. Terasa zamkowa ciągnie się dalej ku północy i wchodzi już w przełom Skawy przez Beskid Mały. Wyraźny stopień odgranicza ją od terasy rędzinnej, a szuter sypiący się ze stoku wskazuje na jej budowę i charakter. Dalszy fragment widoczny jest w Zembrzycach, gdzie dobrze zachowana terasa Skawy przechodzi w stary stożek napływowy Paleczki o wysokości 7 m (321 m npm).

W Zagórzu małe fragmenty terasy, zbudowanej ze żwirów i kanciaków, zachowały się w wysokości 9 do 12 m (302-305 m npm). W tej wysokości leży też stare koryto Skawy, położone między zboczem doliny a górą meandrową Zagórza z kotą 311 m. W Brańkówce terasa średnia o nierównej falistej powierzchni ma 8 m wysokości. W podobnej wysokości zachowały się jej fragmenty w Mucharzu oraz należące do tego poziomu stożki Jaszczurowej i Ponikiewki.

U wylotu doliny przełomowej terasa średnia nigdzie się nie zachowała. W odcinku pogórskim pojawia się dopiero od miasta Wadowic. Wadowice leżą na wysokim stożku napływowym Choczewki o wysokości 14 m nad poziomem Skawy (272 m npm), odpowiedniku terasy średniej. Ten stożek budują grube żwiry, przykryte gliną ilastą i lessem. Północny fragment stożka Choczewki o tej samej wysokości i budowie przechodzi w rozległą terasę przyboczną, ciągnącą się aż po Radoczę. Po przeciwnej stronie doliny Skawy poziom ten zachował się u wylotu Kleczanki w postaci resztek starego stożka napływowego. Koło



dworu w Kleczy Dolnej widać budujące go żwiry żelaziste, zwierzające o średnicy do 15 cm, przykryte gliną. W Zaskawiu przy wciętej drodze, która biegnie od gościńca ku Wielkiej Górze (346) m) widać w wysokości 263-269 m żwiry żelaziste, drobne, o średnicy 10 cm, tkwiące w glinie piaszczystej. W Rokowie piękny fragment stożka napływowego, wzniesionego około 12 m ponad poziom Skawy (270 m), budują żwiry żelaziste, przykryte gliną warstwowaną i grubym pokładem lessu. Dalszy ciąg terasy średniej znajdujemy dopiero w rozległym poziomie terasowym w Graboszycach. Osiąga tu ona aż 20 m wysokości. W jej budowie bierze udział metrowa warstwa zwierzającego, żelazistego żwiru o średnicy 2 do 6 cm, ił i glina warstwowana z soczewkami piasku oraz bardzo gruby pokład lessu. Podobną wysokość posiada bardzo rozległa terasa, ciągnąca się między Rudzami a Zatorem.

\*

Widać z mapy i z powyższego zestawienia, że terasa średnia zachowała się w mniejszych lub większych fragmentach na całej długości doliny Skawy. Brano też pod uwagę resztki starych stożków napływowych, które pod względem wysokości i budowy stanowią odpowiednik tej terasy. Wysokość względna terasy średniej waha się między 7 a 9 metrami, przy czym wysokość 9 m osiągnął tylko połączny stożek Skawicy. Dużą wysokość terasy lessowej w obrębie Pogórza karpackiego, bo wynoszącą aż 20 m, tłumaczy przykrycie utworów napływowych grubą, parometrową warstwą lessu.

Stopień zachowania terasy średniej w dolinie Skawy jest rozmaity. W biegu górnym wąskość doliny jest przyczyną jej silnego zniszczenia, w odcinku zaś środkowym, górskim, zachowała się ona pod tym stokiem, z którego spływały i spływają potoki większe, mające tyle siły, aby zepchnąć rzekę pod zbocze przeciwnie. Słabe zachowanie terasy średniej między Makowem a Suchą należy tłumaczyć większą siłą niszczącą Skawy po zasileniu jej przez potężny strumień Skawicy. W przełomie przez Beskid Mały, z powodu wąskości dna doliny uchowały się większe fragmenty tego poziomu jedynie u wylotów większych dolin bocznych w postaci starych stożków napływowych, a także poza ostrogami dolinowymi. Podobnie zresztą w odcinku pogórskim, odpychanie Skawy od zboczy dolinnych z jednej strony przez Cho-

czewkę, a z drugiej przez Kleczankę, uratowało przed zniszczeniem fragmenty stożkowe i terasowe poziomu II. Analogiczną rolę odegrała dalej na północy Wieprzówka, spychająca Skawę pod wschodnie zbocze doliny.

Terasa średnia, zbudowana całkowicie z osadów rzecznych, jest terasą akumulacyjną. Załedwie w paru miejscach pod pokrywą akumulacyjną, a nad poziomem Skawy odsłania się jej niski cokół skalny. Ten jednak należy odnieść do nierówności pierwotnego, skalistego dna i części przydennych. Terasę średnią budują przede wszystkim żwiry; jedynie w odcinku pogórskim zyskują przewagę gliny. W budowie tej terasy bardzo dużą rolę odegrały dopływy boczne, jak Bystra, Skawica i wiele innych, zasobne w materiał żwirowy. Zasiłały one Skawę w gruby żwir i piasek, a świadczy o tym grubość otoczków w pobliżu wylotów bocznych dolin oraz często obserwowane przejście stożka napływowego w terasę średnią doliny Skawy. To też szereg fragmentów terasowych, jeśli chodzi o materiał je budujący, można by uważać za przedłużenie tych stożków w obręb doliny Skawy.

Grubość otoczków, ich średnica, pozostaje w ścisłym związku ze spadkiem, ilością wody i materiałem, który je tworzy. Ponieważ większą część żwirów dostarczyły dopływy, więc brak tu normalnego zmniejszania się kalibru żwirów wraz ze spadkiem doliny. To zjawisko zachodzi dopiero w obszarze Pogórza. W odcinku górskim średnica otoczków osiąga 25 do 30 cm naturalnie z przewagą otoczków mniejszych (średnicy 6 do 15 cm). Ich stan zachowania jest na ogół dobry, są mało zwietrzałe i mało żelaziste.

Terasę średnią oddziela od terasy rędzinnej wyraźny stopień, przeważnie dosyć stromy. W niektórych odcinkach jest on już dosyć silnie ponadgryzany przez późniejsze i dzisiejsze strugi, stałe i okresowe. Dobrze na ogół zachowanie się progu należy wiązać z podcinającą tę terasę działalnością katastrofalnych wód powodziowych, które co parę lat zalewają terasę rędziną. Załedwie w kilku miejscach Skawa podcina tę terasę bezpośrednio. Zerwy, utworzone w tych miejscach, ukazują różnicę materiału terasy średniej od materiału terasy rędzinnej. Tak samo włożenie stożków napływowych młodszych, przechodzących w terasę rędziną, w rozcięcia stożków napływowych starszych, wiążących się z terasą średnią, dowodzą różnego wieku tych utworów, przegrodzonego okresem intensywnej erozji i wyprzątania.



**Terasa wysoka (poziom I).** Utwory rzeczne, występujące ponad terasą średnią, zachowały się w postaci albo fragmentów terasowych, albo stożków napływowych, wysoko zawieszonych i porożcinanych, albo wreszcie płatów żwirowych, przyklepionych do zboczy dolinnych.

W górnym odcinku doliny nie znajdowałem utworów tego poziomu. Dopiero u wylotu doliny, uchodzącej koło stacji w Jordanowie, zachowały się fragmenty starego stożka napływowego, zawieszonego prawie 17 m nad poziomem Skawy. W cegielni, która się weń wciąga, odsłania się profil następujący: na glinie z wkładkami i soczewkami iłu siwego leży 2-metrowa warstwa żwirów i kanciaków, przykrytych żółtą gliną piaszczystą. Łączna grubość odsłoniętych utworów wynosi 8,00 m.

Doskonały wgląd w budowę terasy wysokiej i jej stosunek do teras niższych daje okolica Bystrej. Ponad współczesnym stożkiem napływowym potoku Bystrej wznoszą się stożki poziomu III o wysokości 3 m i poziomu II o wysokości 8 m, a wreszcie duży fragment stożka poziomu I, budujący ostrogę dolinną, wciśniętą między potok Bystrej a Skawę. Jego powierzchnia podnosi się od wysokości 450 m w części północnej do 468 m w części południowej. W głębokim wkopie drogi, biegnącej w poprzek tej ostrogi, pojawiają się 1 metr nad poziomem terasy średniej, od wysokości 445 m, tj. 9 m nad poziomem Bystrej, odsłonięcia żwirów grubych o średnicy do 40 cm, warstwowanych, zbitych w tłok i żelazistych. Ku górze zmniejsza się nieco ich średnica i pokazuje się coraz więcej materiału nieotoczonego. Odsłonięcia żwirowe widoczne są aż po wierzchowinę 462 m, tj. 26 m nad poziomem Bystrej. Przy tej samej drodze, która schodzi potem do doliny Skawy, odsłonięcia żwirów warstwowanych towarzyszą nam do wysokości 447 m. Mamy tu zatem do czynienia z resztką potężnego stożka napływowego Bystrej, którego miąższość wynosi 17 m.

Poniżej przełomu Babiogórskiego utwory tego poziomu zachowały się w okolicy Osielca w postaci fragmentów wysokich stożków napływowych Bogaczkówki i potoku Łysej Góry o wysokości około 20 m nad poziomem Skawy, nad stacją w Osielcu, u wylotu doliny potoku Grzybkówki o wysokości 15 m i u wylotu doliny potoku Konary o wysokości 16 m. Są to wszystko akumulacyjne stożki żwirowe o otoczkach średnicy do 40 cm, zawie-

szone i odgraniczone progami od niżej położonych stożków poziomu II i terasy średniej.

U wylotu doliny Burdelowej wznosi się ponad terasą średnią fragment stożka napływowego w wysokości 414 m (18 m nad poziomem Skawy). We wkopie drogi, ten poziom przecinającej, widać żwiry w wysokości od 399 do 412 m. Są to żwiry grube o średnicy do 30 cm, dobrze otoczone, w glinie żółtej. Ich miąższość wynosi tu 13 m.

Po drugiej stronie doliny Skawy zachował się po obu stronach potoku wysoki stożek napływowy o wysokości 19 m, zbudowany ze żwirów żelazistych średnicy 40 cm, przykrytych 2 metrami gliny zboczowej. Osadzony on został na niskim 5-metrowym cokole skalnym, zatem miąższość jego wynosi 14 m. Stąd aż po Kojaszówkę zaznacza się kilka fragmentów tej terasy o charakterze akumulacyjnym. U wylotu doliny Kojaszówki łączy się ona z wysokim na 20 m stożkiem napływowym Kojaszówki, zbudowanym z łoku żwirowego, osadzonego na 6-metrowej podstawie skalnej.

Od wylotu doliny Zadeńki, położonej naprzeciwko, ciągnie się ku północy bardzo rozległy stożek napływowy o powierzchni lekko opadającej w tym kierunku. Przy drodze wciętej, która biegnie od kapliczki (395 m) w poprzek stożka aż po jego kulminację w wysokości 413 m (24 m nad poziomem Skawy), widać w odsłonięciach gruby żwir o średnicy do 35 cm i drobne otoczaki średnicy 3 do 5 i 10 do 20 cm, bardzo stłoczone, warstwowane, żelaziste i zwietrzałe. U nasady stożka miąższość osadów wynosi około 7 m i spoczywa na 10-metrowym cokole skalnym.

Podobny, ale znacznie mniejszy stożek zachował się u wylotu doliny potoku Juszczyń. Budują go również żelaziste żwiry, zwietrzałe, średnicy do 30 cm z przewagą 5-10 cm. Stożek przechodzi ku północy w terasę wysoką, 16-metrową.

Resztką najstarszego stożka napływowego Skawicy zachowała się na wschodnich stokach Bośkówki w wysokości 390 m, tj. 32 m nad poziomem Skawy. Przy drodze wciętej, która wiedzie ze stożka Skawicy, odpowiadającego poziomowi II, ku Drabikówce, widać do wysokości 379 m ławice skalne, ścięte w tej wysokości przez żwiry żelaziste, grube, o średnicy do 40 cm. Pojawiają się one w licznych odsłonięciach w wysokości od 379 do



390 m (21 do 32 m nad poziomem Skawy); na żwirach leży glina zboczowa o miąższości do 3 m. Krawędź tego stożka jest dosyć silnie ponadgryzana przez potoki okresowe. Wysoki stożek Skawicy przechodzi ku zachodowi w wysoką terasę Skawy. Na przestrzeni między doliną Skawicy a doliną Grzechyni widać w licznych wcięciach i odsłonięciach podstawę skalną, sięgającą do wysokości 380 m, tj. 25 m nad poziom Skawy, a na niej do wysokości 390 m żwiry warstwowane, grube, średnicy do 35 cm, zwietrzałe, w glinie żółtej. Na tym leży zawsze gruba pokrywa glin zboczowych.

Cegielnia położona u wylotu doliny Grzechyni daje nam następujący profil wysokiego stożka tego potoku:

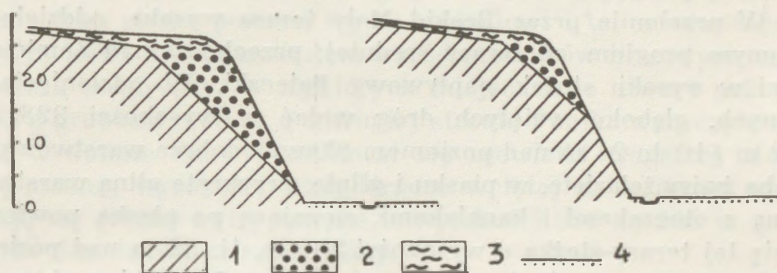
|                                                                                  | m      |
|----------------------------------------------------------------------------------|--------|
| a) glina żółta, zboczowa, nieco lessowata                                        | 4,00   |
| b) skorupa żelazista                                                             | 0,05   |
| c) siwy il z otoczkami o średnicy do 20 cm                                       | 1,00   |
| d) skorupa żelazista                                                             | 0,10   |
| e) glina brunałno-żółta, dobrze warstwowana                                      | 4,00   |
| f) tłupek żwirowy, warstwowany, żelazisty, o średnicy do 40 cm, z przewagą 15 cm | 7,00   |
| g) cokół skalny o wysokości 11 m nad poziom Skawy (357 m npm)                    | 11,00. |

Powierzchnia stożka Grzechyni znajduje się zatem w wysokości 375 m npm, tj. 29 m nad poziomem Skawy.

Między Grzechynią a Cyganówką, w górnych partiach zboczy doliny Skawy, zachowały się resztki pokryw akumulacyjnych poziomu I w wysokości do 370 m. Są to przeważnie utwory stropowe, gdyż spągowe uległy zniszczeniu i wymieceniu przez późniejszą działalność Skawy, która zbocze to szczególnie silnie podcinała. To też tylko w wyższych częściach zboczy dolinnych mogły się zachować i zachowały się resztki starej pokrywy. Na płu. wschód od p. 339 uchowały się stare żwiry w wysokości 374 do 377 m, przykryte 3 metrami gliny zboczowej. Nieco dalej na zachód, koło p. 398, przy drodze wciętej, widać grube żwiry żelaziste w wysokości od 340 do 360 m, a na ostrodze wybiegającej od Ostrej Góry — w wysokości 353 do 356 m. Fragment terasy wysokiej rozcinają też dwie strugi, spływające ze stoków Cyganówki. We wcięciach dolinnych cokół skalny odsłania się w wysokości 350 m (15 m nad poziomem Skawy), a na nim

leży 7,00 m grubych żwirów żelazistych o średnicy do 40 cm oraz liczne kanciaki o średnicy do 20 cm.

Nieco lepiej zachowała się wysoka terasa Skawy między Cyganówką a Suchą. Na cokole skalnym o wysokości 10 m odsłaniają się tu często pokłady żwirów o miąższości do 15 m, złożone z otoczków grubych, żelazistych o średnicy do 30 cm. Powierzchnia poziomu I leży tu w wysokości około 25 m.



Ryc. 2. Niszczenie pokrywy wysokiego zasypania koło Grzechyni.

1. Podłoże skalne. 2. Żwiry poziomu I. 3. Gлина zboczowa. 4. Dno doliny Skawy.

W cegielni położonej niedaleko od wylotu doliny Nowe Stawy widać żwiry w wysokości 343 do 349 m, przykryte grubym na 5 m pokładem gliny zboczowej, a u wylotu tej doliny zachował się fragment stożka napływowego o wysokości 24 m nad poziom Skawy (353 m). Jest on zbudowany z otoczków i kanciaków o średnicy do 50 cm, ale z przewagą 10 cm. W górę profilu materiał jest coraz drobniejszy, ułożony bardziej nieregularnie, a nawet chaotycznie. Na utworach tych leży glina zwietrzelinowa i zboczowa. Na zboczu przeciwnym tej dolinki ściana żwirowa ma 8,00 m wysokości.

W Suchoj terasie wysoka przechodzi w stożek napływowy Stryszawki. Stoi na nim kościół w wysokości 350 m, tj. około 25 m nad poziomem Skawy. Ten stożek, zbudowany ze starych żwirów żelazistych, o średnicy do 30 cm, przykrytych gliną zboczową, został ułożony na 12-metrowej podstawie skalnej. Miąższość jego osadów wynosi zatem 13 m.

Jeśli przejdziemy teraz na prawe zbocze doliny Skawy, to zobaczymy, że poniżej ujścia Skawicy zachowało się niewiele fragmentów terasy wysokiej. W Makowie na wysokim stożku ma-



tego potoku bez nazwy stoi kościół w wysokości 377 m, tj. 30 m nad poziomem Skawy. Grube otoczaki i kanciaki (średnicy 50 cm), które budują ten stożek, widoczne są we wcięciach w wysokości od 361 do 377 m. W tej samej wysokości leży też kilka mniejszych fragmentów na wschód od kościoła.

U wylotu doliny potoku Borysowskiego fragment wysokiego stożka znajduje się w wysokości 362 m, a u wylotu doliny potoczku spływającego z Makowskiego Działu — w wysokości 352 m.

W przełomie przez Beskid Mały terasa wysoka, oddzielona stromym progiem od terasy średniej, przechodzi nad Zembrzycami w wysoki stożek napływowy Paleczki. W odsłonięciach licznych, głęboko wciętych dróg widać w wysokości 328 do 342 m (10 do 24 m nad poziomem Skawy) dobrze warstwowane grube żwiry żelaziste, w piasku i glinie, przykryte gliną warstwowaną z otoczakami i kanciakami, sięgającą po płaską powierzchnię tej terasy-stożka o wysokości 350 m, tj. 32 m nad poziom Skawy. Na przeciwnym, prawym zboczach Paleczki zachowały się dalsze fragmenty tego stożka, zbudowane ze żwirów w wysokości 324 do 330 m, a przykryte gliną z otoczakami do wysokości 336 m.

W Dąbrówce u wylotu doliny Stryszawki fragmenty wysokiego stożka napływowego osiągają wysokość 20 m nad poziom Skawy. Buduje je glina piaszczysta z otoczakami o średnicy do 10 cm, widoczna w odsłonięciach w wysokości od 307 do 317 m. Terasa wysoka, rozcięta przez mały potoczek, uchodzący do Skawy koło p. 296, ma również 20 m wysokości i składa się ze żwirów żelazistych, słoczonych, o średnicy do 15 cm, spoczywających na podstawie skalnej o wysokości około 12 m. W Zagórzu zachował się ten poziom w postaci góry meandrowej, wzniesionej blisko 22 m nad poziom Skawy, a w Brańkówce, ponad terasą średnią, stwierdzono we wcięciach dróg żwiry żelaziste w wysokości 292 do 302 m, przykryte gliną, sięgającą po powierzchnię terasy w wysokości 305 m. Naprzeciwnie, po lewej stronie Skawy, kamieniołom odsłonił budowę terasy o wysokości 21 m. Podstawa skalna sięga tu do wysokości 300 m, tj. 16 m nad poziom Skawy; na niej spoczywa 5-metrowy pokład żwirów zwietrzałych, dobrze warstwowanych, o średnicy do 20 cm, z przewagą 3-10 cm. Podcinana przez Skawę, ciągnie się ta terasa na przestrzeni blisko 1 km. W jej przedłużeniu leży ostroga dolinna, widoczna na północ od przystanku Mucharz. Przy drodze wciętej

w tę ostrogę odsłaniają się ponad cokołem skalnym żwiry rzeczne w wysokości od 289 do 296 m, tj. do 18 m nad poziomem Skawy. Przy drodze do przysiółka Jamnicki widać żwir i kanciaki o średnicy do 20 cm w wysokości 287 do 292 m, przykryte gliną do wysokości 296 m (18 m). Jest to fragment stożka napływowego, usypanego przez potok Suszycki. Podobnie, u wylotu doliny Ponikiewki leży w wysokości około 300 m (28 m nad poziomem Skawy) stożek napływowy, zbudowany ze żwirów i piasku. Powierzchnia tego stożka podnosi się ku zachodowi i tu, w odsłonięciu, w wysokości 302 m znalazłem wśród otoczków fliszowych także otoczek erratyczny. W niektórych miejscach te utwory pokrywa less o grubości 0,60 m. Po drugiej stronie Ponikiewki, częściowo już w dolinie Skawy, zachował się niewielki fragment stożka o podobnej wysokości. Przy drodze wciętej w tę formę odsłaniają się drobne żwiry rzeczne w wysokości 280 do 295 m, przykryte 5-metrową warstwą gliny.

U wylotu doliny przełomowej rozprzestrzenia się nad Jaroszowicami duży stożek napływowy połączonych wód Skawy, Kleczanki oraz licznych małych strug, spływających z północnych stoków góry Jaroszowickiej (544 m). Powierzchnia stożka obniża się ku północy od 307 m do 301 m koło klasztoru. Kilka głęboko wciętych dróg daje wgląd w jego budowę. Przy drodze wciętej w południową część stożka odsłania się profil następujący:

|                                                                                                       | od  | do  |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|-----|
| a) kanciaki słabo ogładzone o niewyraźnym warstwowaniu                                                | 292 | 307 |
| b) kanciaki słabo ogładzone, o średnicy 20 cm bardzo żelaziste, dobrze warstwowane, w piasku i glinie | 285 | 292 |
| c) żwiry żelaziste zwietrzałe, dobrze warstwowane                                                     | 278 | 285 |

Następna w kierunku północnym droga odsłania:

|                                                                                                                  |     |      |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|------|
| a) glinę zboczową                                                                                                | 302 | 304  |
| b) glinę warstwowaną z kanciakami                                                                                | 293 | 302  |
| c) siwy ił                                                                                                       | 292 | 293  |
| d) żwiry żelaziste, bardzo zwietrzałe, z soczewkami i wkładkami rdzawego piasku i siwego iłu o grubości do 30 cm | 278 | 292. |



Przy drodze wciętej, biegnącej od kościoła w poprzek stożka, widać:

|                                                                                                                                                                                                           | m   |      |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|------|
|                                                                                                                                                                                                           | od  | do   |
| a) glinę zbocową                                                                                                                                                                                          | 287 | 302  |
| b) glinę z otoczkami                                                                                                                                                                                      | 285 | 287  |
| c) żwiry piaszkowe, bardzo zwietrzałe, dobrze warstwowane, o średnicy do 25 cm, z przewagą 4-6 cm, z grubymi na 20 cm soczewkami piasku i gliny (średnica żwirów zmniejsza się wyraźnie ku górze profilu) | 275 | 285. |

Koło klasztoru Palotynów, na północnym krańcu tego stożka, widziałem żwiry żelaziste w wysokości około 290 m, przykryte gliną do 301 m. W tej samej wysokości rysuje się po przeciwnej stronie doliny Skawy wyraźny poziom nad Wadowicami. Wgląd w jego budowę daje ściana w cegielni Majewskiego, położonej koło cmentarza. Dno cegielni leży w wysokości 273 m, a więc nieco ponad terasą średnią, osiagającą w Wadowicach 272 m.

Odsłonięcie w cegielni ukazuje profil następujący:

|                                                                 |        |
|-----------------------------------------------------------------|--------|
| a) less                                                         | m      |
| b) glina żółta, warstwowana                                     | 4,00   |
| c) ił warstwowany                                               | 0,60   |
| d) warstwa iłu przepojonego związkami żelaza                    | 0,40   |
| e) ił szary i zielonawy, warstwowany, z wkładkami piaszczystymi | 15,00. |

Dalszy ciąg tych utworów odnajdujemy w starym stożku napływowym Choczewki o wysokości 293 m npm. Przy drodze z Wadowic do Frydrychowic, w cegielni wciętej w ten stożek, odsłania się:

|                                                                                                                           |      |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| a) glina żółta, lessowata                                                                                                 | m    |
| b) ił zielonawo-szary, warstwowany, oraz mułek z otoczkami erratycznymi                                                   | 2,00 |
| c) mułek cienko warstwowany                                                                                               | 1,50 |
| d) glina piaszczysta z głazami erratycznymi (morena)                                                                      | 0,60 |
| e) ił ciemny, warstwowany                                                                                                 | 3,00 |
| f) glina żółta, plastyczna, bardzo cienko warstwowana naprzemian z mułkiem piaszczystym o upadzie 10° ku NW (iły warwowe) | 2,50 |
|                                                                                                                           | 0,50 |

- g) żwiry żelaziste, słoczone, o średnicy do 15 cm, dobrze warstwowane, o nierównej, jakby wy-  
gniecieniowej powierzchni m  
8,00.

Większe odsłonięcie osadów rzecznych i rzeczno-lodowcowych, które wiąże z utworami poziomu I, znajduje się dopiero w Woźnikach. Przy drodze z Zygodowic do Woźnik, naprzeciwko kościoła, znajduje się w wysokości 255 m, tj. 15 m nad poziomem Skawy, 3,50-metrowe odsłonięcie żwirów czysto karpackich, o średnicy do 12 cm, warstwowanych, tkwiących w glinie. Nieco dalej na zachód widoczna jest w wysokości 252 m druga odkrywka starych bardzo zwietrzałych żwirów żelazistych o średnicy do 10 cm, warstwowanych z piaskiem i gliną. Przy drodze wciętej, która biegnie od gościńca ku kocie 328, znajduje się w wysokości 256 m studnia o głębokości 2 m, kopana cały czas w żwirach fliszowych. Wyżej, w wysokości od 258 do 264 m (18 do 24 m nad poziomem Skawy) w licznych odsłonięciach przydrożnych widać żwiry fliszowe, żelaziste i zwietrzałe, o średnicy do 20 cm, z przewagą 2-7 cm, warstwowane z gliną i piaskiem. W odsłonięciach wyżej położonych znajdowano wśród tych żwirów także drobne okruchy skał erratycznych, a w wysokości 260 m leży koło drogi aż 6 głazów erratycznych o średnicy 40 do 60 cm.

Na północ od Woźnik, przy drodze biegnącej w kierunku koty 298 widać we wcięciach w wysokości 251 do 255 m dużo głazów erratycznych, tkwiących w ciemnej tłustej glinie. Na tym w wysokości 255 do 260 m leżą dobrze warstwowane żwiry piaskowcowe, zwietrzałe i żelaziste, o średnicy 10 cm, zmieszane z rzadkimi na ogół otoczkami erratycznymi. To wszystko przykrywa cienko warstwowana glina plastyczna oraz less zboczowy.

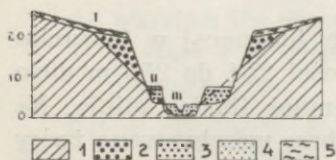
\*

Poziom I różni się znacznie od poprzednio opisanych. Przede wszystkim bardzo rzadko zachował się jako terasa w dolinie Skawy: przeważnie są to wysoko zawieszone fragmenty stożków napływowych, osadzonych przez dopływy Skawy. To też przy odtwarzaniu poziomu pierwszego wybijają się na pierwszy plan potężne stożki napływowe o dalekim zasięgu w głąb doliny i o bardzo dużej miąższości. Szczególnie wyróżniają się wysoko położone stożki Bystrej, Skawicy, Stryszawki, Paleczki, Kle-



czanki i Choczewki. Te i inne mniejsze potoki zasilają Skawę materiałem żwirowym, a jej rola ograniczała się przeważnie do dalszego transportu i osadzania go w swojej szerokiej dolinie. Powodem tego był i jest większy spadek dolin bocznych, aniżeli bogatszej w wody Skawy.

Stożki napływowe i wysokie terasy tego poziomu są albo całkowicie akumulacyjne, np. Zadeńki, Wieprzca, Nowych Stawów, gdzie osady wysokiego zasypania sięgają prawie od dzisiejszego dna, albo też są to terasy i stożki o typie skalisto-osadowym, gdzie utwory rzeczne spoczywają na mniej lub więcej wysokim cokole skalnym. Obserwowana wysokość podstawy skalnej jest rozmaita i waha się w granicach od 10 do 15 m. To może nasuwać przypuszczenie, że dno doliny w okresie zasypania leżało o jakieś 10 do 15 m wyżej, aniżeli dno współczesne. Wiemy skądinąd, że dna dolin zachodnio-karpackich były w okresie preglacjalnym pogłębione już do poziomu dzisiejszego, a potwierdza to w dolinie Skawy budowa poprzednio wymienionych stożków napływowych Zadeńki, Wieprzca i Nowych Stawów, sięgających swą podstawą dzisiejszego dna doliny. W związku z tym występowanie cokołów skalnych należy odnieść do pierwotnej nierówności dna dolinnego oraz do procesów, które je



Rys. 3. Schemat rozwoju dolin zachodnich (Skawy, Raby i Dunajca) w okresie dyluwialnym.

1. Podłoże skalne, 2. Żwiry poziomu I,
3. Żwiry poziomu II,
4. Żwiry poziomu III, 5. Gлина zboczowa.

cięciu, wody osiągnęły z powrotem dno preglacjalne, skaliste. Wtedy rozpoczęło się poszerzanie dna, miejsce erozji wgłębnej zajęła erozja boczna. To podcinanie spowodowało „zawieszenie” osadów rzecznych, przylepionych do zboczy dolinnych, i dało w efekcie wrażenie terasy skalisto-osadowej. Zjawisko poszerzania dna i przeobrażania wciśowej formy dolinnej w płaskodenną jest związane z procesami, czynnymi w obszarach o kli-

w okresach późniejszych odkształciły. Jaka zatem była ówczesna forma dolinna? Zapewne podobna do dzisiejszej, ale z tą różnicą, że dno było znacznie węższe, a zbocza mniej strome. Posiadała formę szerokiego V.

Taką formę dolinną wypełniły osady Skawy oraz jej dopływów do znacznej wysokości, a to zjawisko nazywano *wysokim zasypaniem*. W okresie późniejszym uległo zasypanie roz-

macie periglacialnym. Będzie ono omówione dokładniej w rozdziale 14, traktującym o klimacie epoki lodowej.

Miąższość utworów rzecznych, budujących terasę i stożki poziomu I, jest w obszarze beskidowym bardzo duża. Waha się ona w granicach od 13 do 20 m, przy czym grubość stożka jest zależna od wielkości dorzecza danego dopływu oraz od spadku doliny, a więc od siły transportowej. Tak duża miąższość osadów dowodzi potężnego i wysoko sięgającego zasypania doliny Skawy i jej dopływów osadami rzecznyymi. Powierzchni zasypania nie można sobie wyobrazić jako poziomu akumulacyjnego, pochylonego ze spadkiem rzeki ku północy. Zaznaczały się w niej duże nierówności: nabrzmienia przy ujściach większych dopływów, które wysypywały w dolinę Skawy swój materiał przeważnie żwirowy w formie stale narastających stożków napływowych, oraz pewne obniżenia w powierzchni zasypania, w odcinkach położonych między ujściami dolin bocznych, które Skawa wypełniała materiałem dopływów, dalej już przez nią samą transportowanym.

Takie postawienie sprawy pozwala na przyjęcie większej miąższości zasypania. Do miąższości bowiem zachowanej we fragmentach teras i stożków należy dodać jeszcze wysokość podstawy skalnej nad dno współczesne i ówczesne. Wysokość zasypania osiągnie wówczas u wylotu Bystrej 26 m, u wylotu Skawicy 30 m, w Suchej 26 m, w Zembrzycach u wylotu Paleczki 32 m, w Jaroszewicach około 33 m i w Wadowicach 35 m z niedużymi obniżeniami powierzchni zasypania między obszarami zalegania tych stożków. Pomijając lokalny wzrost zasypania u ujścia Skawicy, potężnego dopływu Babiogórskiego, uderzający jest wzrost miąższości zasypania ku północy z maksimum w okolicy Wadowic. Na północ od Wadowic, w Woźnikach, obniża się jego zasięg pionowy znowu do 24 m.

Ze osady występujące w dolinie Skawy są przyniesione przeważnie przez bystre dopływy, dowodzi też fakt utrzymywania się na dużych przestrzeniach otoczków o mniej więcej jednakowej wielkości. Maksymalna wielkość otoczków utrzymuje się od Bystrej po Suchą w granicach od 35 do 50 cm, w odcinku przełomowym ich kaliber zmniejsza się do 20 cm, a w obszarze Pogórza nie przekracza 10 do 15 cm. Terasy i stożki zbudowane są przeważnie ze żwirów; jedynie koło Wadowic stwierdzono zasypanie utworami ilastymi.



A właśnie w okolicy Wadowic pojawia się wśród utworów wysokiego zasypania materiał erratyczny w postaci moreny dennej zlodowacenia maksymalnego (Cracovien) oraz głazów i żwirów erratycznych z tego samego okresu. Tu nastąpiło zazębienie się utworów rzecznych, karpackich, niesionych przez Skawę, z utworami erratycznymi, przywleczonymi przez lądolód z dalekiej Północy. Stosunek i sposób powiązania się tych utworów ze sobą obrazuje najlepiej odsłonięcie w cegielni przy drodze do Frydrychowic. Tu na żwirach wyłącznie fliszowych i na zaburzonych łożach zastoiskowych leży morena denna, przykryta osadami, pochodzącymi z rozmycia i zmieszania części utworów lodowcowych z osadami rzecznyymi Skawy i Choczewki. To stanowisko określa nam wiek utworów wysokiego zasypania. Osadzone zostały mianowicie w okresie zlodowacenia Cracovien, a powodem było zabarykadowanie lądolodem dolnego odcinka doliny Skawy aż po okolicę Wadowic. Stąd maksimum zasypania w tej okolicy. To pozwala też na określenie łoż, występujących w cegielni w Wadowicach, jako utworu zastoiskowego, związanego z długotrwałym postojem lądolodu. Do tego basenu spiętrzona Skawa wносиła materiał drobny; już w przełomie przez Beskid Mały zaznacza się wyraźne zmniejszenie kalibru otoczków. Natomiast dopływy boczne, jak Choczewka, Kleczanka oraz potoczki spływające z Jaroszewickiej Góry, wsypywały równocześnie grubszy materiał żwirowy; przy tym stożek Jaroszewicki zawiera materiał wskutek krótkiego transportu bardzo słabo otoczony.

Utwory leżące pod moreną nazwano *osadami z okresu zbliżania się lądolodu*. Ich miąższość w omawianej odkrywce, wnioskując z zasięgu pionowego, wynosi około 28 m. Analogiczne utwory pochodzenia czysto karpackiego znajdujemy też w Woźnikach. Także tutaj dopiero w górnej części profilu, bo w wysokości około 20 m, pojawia się materiał erratyczny w postaci głazów i otoczków skał północnych, reprezentujących morenę przemytą. Zasięg utworów, osadzonych w okresie nasuwania się lądolodu, wyższy w profilu koło Wadowic (28 m) aniżeli w serii w Woźnikach, można wytłumaczyć jak następuje:

1<sup>o</sup> Koło Wadowic mamy do czynienia z osadami Choczewki, potoku górskiego, rozcinającego północne stoki Beskidu Małego i mającego dzięki temu stożek napływowy szybko rosnący.

2<sup>o</sup> Seria ta znajduje się 5 km na południe od Woźnik i wsku-

tek tego została później przez lądolód przykryta, a dzięki temu miała więcej czasu do powiększenia swej miąższości.

Na utworach moreny dennej koło Wadowic i na morenie przemylej w Woźnikach leżą żwiry mieszane, fliszowo-erratyczne, pochodzące z okresu powolnego cofania się lądolodu z tego obszaru. Rozlewające się wody Skawy mieszały się i łączyły z wodami topniejącego lądolodu, a efektem tego są utwory z okresu cofania się lądolodu. Ich miąższość zmniejsza się w kierunku północnym, to też należy je uważać za duży, złożony stożek ówczesnej Skawy, usypywany i rosnący w miarę cofania się topniejącego lądolodu. Użyłem terminu *stożek złożony* z tego powodu, że mamy tu do czynienia niewątpliwie z szeregiem stożków podpartych, o coraz mniejszym zasięgu pionowym ku północy. Jako całość będzie to robiło wrażenie jednego stożka, płasko nachylonego ku północy.

Stan zachowania terasy wysokiej i stożków napływowych poziomu I jest znacznie gorszy, aniżeli teras niższych. Zbocza są przeważnie ponadcinane przez strugi stałe i okresowe, krawędzie są zaokrąglone, a powierzchnie tych form przechodzą prawie nieznacznie, bez wyraźnego załomu, w denudacyjne zbocza doliny. Przyczyną jest wypełnienie pierwotnego załomu materiałem zwietrzelinowo-zboczowym. A ten duży nadkład gliny zboczowej, przykrywającej utwory rzeczne, jest równocześnie dowodem poważnego wieku tej terasy. Długi, bardzo długi okres musiał upłynąć między powstaniem terasy wysokiej, gdzie pokrywa glin zboczowych osiąga 4,00 m grubości, a powstaniem terasy średniej o nieznacznej miąższości tego utworu. Ten wniosek trzeba uzupełnić określeniem stosunku utworów terasy średniej i stożków poziomu II do osadów i form wysokiego zasypania. W bardzo wielu profilach stwierdzono, że utwory poziomu II zostały osadzone w formie wyciętej w utworach poziomu I. Była to forma duża, dolina posiadała już wtedy wcale szerokie dno i na całej tej szerokości osadzone były utwory poziomu II. O tym świadczą częste przyklepienie terasy lub stożka poziomu II do skalistego cokołu terasy lub do stożka poziomu I. Owo poszerzenie dna wraz z uprzednim rozcięciem utworów akumulacyjnych poziomu I odbyło się dopiero po całkowitym cofnięciu lądolodu niżowego, tj. po ustąpieniu barykady lodowej na północy.



## 8. UTWORY DYLUWIALNE W DOLINIE RABY

**Dotychczasowy stan badań.** W obszarze Pogórza znajdował Tietze [137] materiał erratyczny powyżej Stadników, w Tarnawie w wysokości 370 m, w Jaworniku w wysokości 300 m, w Dobczycach w wysokości 330 m.

Szajnocha [124] podaje kilka spostrzeżeń z okolic Rabki i Lubienia. W okolicy Rabki do utworów dyluwialnych zalicza on wielkie masy dyluwialnej gliny lessowatej o miąższości 10 do 15 m oraz warstwę marglu ilastego o grubości 1,00 m, zawierającą drobne ślimaczki i małże słodkowodne, odsłoniętą przy budowie zbiornika za łażenkami. Pod Lubieniem widział ścianę, zbudowaną z gliny dyluwialnej o miąższości około 20 m. W rzeczywistości jest to ściana żwirów zasmarowanych gliną i dlatego z pewnej odległości mogła być wzięta za odsłonięcie gliny.

Kuźniar [59] wyróżnił w pogórskim odcinku doliny Raby terasę najniższą o wysokości 0,50 m, a nad nią terasę o wysokości 2 m, zawierającą poniżej Niezdowa materiał erratyczny, wreszcie terasę o wysokości 8 do 12 m, zachowaną w Osieczanach, Gaiku i Stadnikach. Od Dobczyc ku wschodowi leży na tej terasie less. Kuźniar wiąże go ze zlodowaceniem środkowopolskim (L4). Na tej podstawie przyjmuje on, że terasa przykryta lessem jest młodsza od zlodowacenia maksymalnego, a starsza od ostatniego. Rzecz ciekawa, że mimo błędnego oznaczenia wieku lessu, który nie mógł być nawiewany na równocześnie osadzaną pokrywę terasy trzeciej, określenie wieku tej terasy jest dobre. Także inne jego obserwacje znajdują potwierdzenie. Ponad terasą lessową widział Kuźniar w wysokości 40 do 50 m kilka żwirowisk wieku niewiadomego.

Co do badań Szaflarskiego [132], mogę powtórzyć tylko to, co napisałem w rozdziale 7, omawiając literaturę dotyczącą dorzecza Skawy. Tu Szaflarski miał możliwość nawiązania do dobrze ujętej pracy Kuźniara.

Do tych badań nawiązała Stolfówna [118] dla oznaczenia wieku teras w opracowanej przez siebie dolinie górnej Raby. Do teras dolnych zalicza ona terasę zalewową o wysokości 2 do 6 m, wyższą o wysokości 10 do 15 m oraz terasę o wysokości 20 do

25 m. Z okresem dyluwialnym wiąże ona — zgodnie z Kuźniarem — terasę o wysokości 10 do 15 m.

W roku 1932 *wyraziłem przypuszczenie* [36], że w okresie zlodowacenia maksymalnego przelała się część wód spiętrzonego Dunajca w dorzecze źródłowej Skawy. W roku 1934 zmieniłem ten pogląd, określając żwiry wododzielne tatrzańskie jako odsypiska Dunajca w okresie plioceńskim [38]. Natomiast znalazła potwierdzenie myśl wówczas przeze mnie rzucana, że żwiry fliiszowe położone na niskim wododziale Raby-Skawy koło Chabówki pochodzą z przelewu wód Raby, wywołanego zabarykadowaniem jej doliny przez lądolód.

Pawłowski [82] w omówieniu krytycznym pracy Szaflarskiego wydzielił na podstawie obserwacji własnych z okolic Rabki trzy poziomy terasowe: terasę dolną o wysokości 1 do 2 m, środkową o wysokości 2 do 4 m i górną o wysokości 8 do 10 m. W dolinach bocznych wysokość tych teras była mniejsza. Terasy dolna i środkowa posiadają budowę akumulacyjną, górna — „erozyjno-akumulacyjną”. Pawłowski nie wnika głębiej w ich budowę, ani nie zajmuje się ich wiekiem.

**Kamieniec.** W dolinie Raby kamieniec jest bardziej rozwinięty i zajmuje dużo większą przestrzeń, aniżeli w poprzednio opisanej dolinie Skawy. I tu brak kamieńca w odcinku górnym wskutek jego pogórskiego charakteru. Pola żwirowe pojawiają się dopiero koło Rabki, gdzie uchodzą do Raby górskie dopływy: Ponieczanka i Słonka, rozcinające masyw Turbacza. Od Rabki kamieniec stale towarzyszy rzece. Na jego powstanie i odżywianie składają się liczne strugi o dużych spadkach, spływające z masywu Wielkiego Lubonia. Te strugi, jak potok Luboński, Miedziany i inne, osadzają u wylotów swych dolin duże stożki napływowe, złożone prawie wyłącznie z grubego materiału żwirowego. Część tego materiału, zabierana i unoszona przez Rabę zwłaszcza przy wysokim wodostanie, daje nam opisane pola kamieńca. Podobnie zasilają Rabę w żwir potoki, spływające z innych gór wyspowych, otaczających dolinę Raby. Są to albo potoki większe, zbierające materiał przynoszony przez liczne drobne strugi, które rozcinają Beskid Wyspowy i Średni — do nich należą: potok Tenczyński, Krzczonówka, Kasinka i Trzebunia — albo też krótkie bystre strugi wodne, niosące szczególnie dużo materiału skalnego w czasie ulew i roztopów wiosennych. Ich



stożki o charakterze torrencjalnym zawierają materiał otoczony, ale także i nie otoczony z powodu zbyt krótkiej drogi, jaką odbył.

Bardzo dużo materiału żwirowego przynosi potok Mszanka wraz z Porębą. Oba wypływają z potężnej grupy Gorców, silnie rozczłonkowanej przez ich liczne dopływy i duży stożek wysypują w dolinę Raby poniżej Mszany Dolnej. Ogólnie można powiedzieć, że potoki duże przynoszą materiał żwirowy dobrze otoczony, osadzany pod postacią płaskich stożków napływowych; natomiast potoki krótkie a bystre przynoszą przeważnie gruz słabo albo wcale nie otoczony i osadzają go w postaci silnie nabrzmiałych stożków torrencjalnych, nieraz nie docierających do dzisiejszej normalnej strugi rzecznej. Ostatnie duże pola „kamieńca żywego” ciągną się u wylotu przełomowej doliny Raby w okolicy Myślenic. W odcinku pogórskim występują wprawdzie pola żwirowe i to nieraz na dużych przestrzeniach, np. poniżej Dobczyc, koło Gdowa, Nieznanowic i Chełma, ale mają już one inny charakter, aniżeli występujące w odcinku beskidowym. Dolina wijąca się wśród pasm i masywów górskich posiada kamieniec stale żywy, ruchomy; materiał jest tu ciągle przenoszony i przesypywany. Wystarczy stanąć w rzece, a zaraz czujemy ruch tego materiału. Natomiast w odcinku pogórskim większość kamieńców — to nie materiał przyniesiony współcześnie przez Rabę lub przez powolne jej dopływy, lecz są to żwiry budujące terasy denne starsze. W czasie dużych powodzi pokrywa gliniasta tych teras ulega nieraz zniszczeniu [44], a odsłonięte żwiry są przez gwałtowne wody powodziowe rozrzucone daleko oraz przesypywane w pola i wały kamieńca.

**Terasa łęgowa.** W górnym biegu terasa łęgowa towarzyszy Rabie w postaci wąskiej smugi, pokrytej łąkami i krzewami. W odcinku między Rabką a Mszaną terasa łęgowa toczy walkę z kamieńcem. Co ustali roślinność, co pokryje łąka i w terasę łęgową zamieni, to niszczy i zasypuje kamieńcem rzeka, zmieniająca często swe koryto. To też trudno jest odgraniczyć tu terasę od kamieńca.

Większe przestrzenie zajmuje terasa łęgowa dopiero poniżej Mszany Dolnej. Stroma, często przez rzekę podcinana krawędź ujawnia nam budowę tej terasy. Stanowią ją żwiry przykryte warstwą gliny, grubiejącą z biegiem rzeki.

Największy rozwój terasy łęgowej przypada dopiero na bieg pogórski. Duże jej przestrzenie, szczególnie po Dobczyce, zajęte są przez zarośla wiklinowe, natomiast poniżej przeważają na nich łąki i pastwiska.

Wysokość tej terasy rośnie z biegiem rzeki. W odcinku górnym ma ona około 1 m wysokości, w środkowym wysokość jej wzrasta do 2 m, a w dolnym, poniżej Dobczyc, osiąga prawie 3 m wysokości nad normalny poziom rzeki.

**Terasa rędzinna (poziom III).** Po Rabę Wyżną terasa rędzinna wypełnia prawie całe dno doliny Raby. Poniżej powierzchnia zajęta przez tę terasę jest mniejsza, ponieważ dno doliny zajmuje też kamieniec, terasa łęgowa oraz w kilku miejscach terasa i stożki poziomu II. Dopiero poniżej Mszany Dolnej terasa denna znowu panuje w obszarze dna dolinnego. Jej duży fragment rozciąga się u wylotu Mszany do Raby w postaci rozległego stożka napływowego o wysokości około 3 m, podcinanego przez obie rzeki. Ku północy duże pola tej terasy występują — zależnie od przebiegu rzeki — to na prawym, to znów na lewym jej brzegu. Szczególnie silnie jest ta terasa niszczona naprzeciwko wylotów dolin bocznych, albowiem dopływy starają się zepchnąć Rabę pod zbocze przeciwne. Że to się w większości wypadków nie udało, świadczy o dużym spadku i sile rzeki Raby. Bardziej biernie zachowujące się wody Skawy podlegały w dużo większym stopniu wpływom i naciskom dopływów. Przerzucanie się rzeki w obrębie dna dolinnego jest spowodowane głównie odbijaniem się jej o zbocza i również dowodzi dużej siły tej rzeki. Także w odcinku pogórskim Raba wije się w szerokim dnie tej doliny, a w związku z tym terasa rędzinna zajmuje większą przestrzeń, to na prawym, to znów na lewym brzegu. Jest ona tu zachowana i wykształcona doskonale, a jej równa powierzchnia, polami uprawnymi pokryta, ciągnie się wiele kilometrów. Poza Bysinką, Trzemeśną i Stradomką inne potoki boczne nie wpływają na przebieg tej rzeki.

Wysokość terasy rędzinnej rośnie z biegiem rzeki. W odcinku górnym, koło Raby Wyżnej, ma ona 2 m wysokości, koło Mszany — 3 m, koło Myślenic osiąga już 4 m, a koło Książnic, w dolnej części odcinka pogórskiego — aż 6 m wysokości. Mniejszą wysokość tej terasy w odcinku górskim aniżeli w dolinie Skawy, a także w innych dolinach zachodnio-karpackich, można



tłumaczyć brakiem grubszej pokrywy gliniastej. Tu terasę rędzinną budują prawie wyłącznie żwiry. Ich średnica zależy od położenia terasy w stosunku do ujść dopływów większych. Przy tych ujściach rośnie zresztą także i jej wysokość. W związku z tym zachodzi tu — podobnie jak w dolinie Skawy — zjawisko, że w biegu górnym średnica otoczaków jest mniejsza niż w środkowym. W Rabce np. średnica wynosi do 10 cm, koło Mszany Dolnej sięga ona do 20 cm, a w obszarze Pogórza przeważają otoczaki o średnicy 10 do 15 cm. Z biegiem rzeki zmienia się także i skład tej terasy. Cienka w odcinku górskim pokrywa glin osiąga koło Myślenic w miejscu, gdzie Raba podcina stok Oklejnej, blisko 3,00 m. Terasę buduje tutaj:

- |                                                  |                   |
|--------------------------------------------------|-------------------|
| a) glina piaszczysta, namulista                  | 2,00 <sup>m</sup> |
| b) glina mułkowała, warstwowana z piaskiem       | 1,00              |
| c) żwiry o średnicy do 20 cm, z przewagą 5-10 cm | 1,00.             |

Podobnie w Winiarach na 1,50-metrowej warstwie żwirów o średnicy do 20 cm leży około 3 m gliny warstwowanej.

Terasa rędzinna jest na całej długości terasą akumulacyjną.

**Terasa średnia (poziom II).** Fragmenty poziomu II zachowały się w dolinie Raby w postaci teras oraz stożków napływowych, wyżej położonych. W Rabie Wyżnej terasa tego poziomu ma około 5 m wysokości; 7 m wysokości posiada stożek tego poziomu, stoi na nim dwór w Rokicinach. Tę samą 7-metrową wysokość posiadają jej fragmenty w Chabówce, przechodzące w stożek napływowy Poniczanki. Stożek ten o wysokości 7 m oddzielony jest 5-metrowym progiem od włożonej weń terasy rędzinnej, wzniesionej 2 m nad poziom Poniczanki. Równie piękną formę stożka napływowego z tego okresu widzimy u ujścia doliny Słonki w Rabce. I tu 5-metrowy próg dzieli go od terasy rędzinnej. W jego przedłużeniu, po drugiej stronie Raby, zachował się fragment tej terasy o wysokości 10 m. Łączy się ona ze stożkiem napływowym Skomielnej.

Przy ujściu Lubońskiego potoku fragmenty stożka poziomu II znajdują się w wysokości około 8 m nad dnem potoku, a 6 m nad stożkiem poziomym III. W Zarytem na terasie o wysokości 7 m leży stacja kolejowa, a wysokość tę posiadają też stożki napływowe poziomu II, położone u wylotów pobliskich dolinek bocznych. U wylotu doliny potoku Biernatów fragmenty wysokiego stożka zachowały się w postaci długich klinów, głęboko wciskających się

w dolinę Raby; mają one około 10 m wysokości. 8-metrowy stożek poziomu II, przechodzący w terasę średnią, został usypany przez potok Miedziany. Jego powierzchnia pochyla się ku osi doliny i osiąga w terasie średniej, na której wznosi się kościół, zaledwie 7 m. Dalszy ciąg tej terasy widzimy na stokach Działu (574 m); przechodzi ona w nabrzmienie stożka o wysokości 8 m, położonego u wylotu potoku Działowskiego. Podobną wysokość ma dobrze zachowany stożek u wylotu potoku Suchego. W Rabie Niżnej duży fragment terasy średniej o wysokości 7-8 m ciągnie się aż po wylot doliny Gęsiaszyja, gdzie łączy się ze stożkiem o tej samej wysokości. Naprzeciwko, na prawym brzegu Raby, zachował się fragment tej terasy o wysokości 7 m. W całym odcinku doliny Raby między Rabką a Mszaną Dolną jest to jedyny większy fragment terasy średniej na brzegu prawym. Na tej przestrzeni Raba, spychana przez bystre potoki z Lubonia, podcina jedynie zbocze prawe. To zresztą uratowało od zniszczenia terasy i stożki lewobrzeżne. Na prawym zboczu ze stożków tego okresu zachowały się fragmenty u wylotu Olszówki o wysokości 9 m oraz w dolinie Głębokiego potoku o wysokości 7 m.

Rozległy stożek Mszany, wypełniający znaczną część dna kotliny Mszany, leży w widłach Raby i Mszany. Jego równa i płaska powierzchnia pochyla się ku północy od 400 m w pobliżu stacji kolejowej do 385 m u północnego cypla. Duże i piękne fragmenty tego poziomu zachowały się w dolinach Mszany, Poręby i Słomki, łączących się w erozyjnej kotlinie Mszany. Na prawym brzegu Mszany w pobliżu jej ujścia do Raby mają one około 8 m wysokości, u wylotu doliny Słomki — 6 m. Powyżej ujścia Poręby dobrze zachowane fragmenty terasy średniej mają wysokość nawet 12 m nad poziom Mszany, a 7 m nad dno terasy rędzinnej. Są one zbudowane do wysokości 8 m ze żwirów żelazistych, dobrze warstwowanych, o średnicy 10 do 30 cm z przewagą 10 cm; na żwirach leży glina zboczowa o miąższości 2 do 4 m. W górę doliny zmniejsza się jej wysokość do 7 m. Analogiczne zjawisko można stwierdzić w dolinie Poręby, gdzie terasa o wysokości 6 do 7 m w odcinku środkowym uzyskuje 12-metrową wysokość w stożku napływowym, położonym u wylotu w dolinę Mszany. Duża wysokość stożków obu tych potoków wywołana była spiętrzeniem się ich wód w pobliżu miejsca połączenia się ich i wspólnej drogi do Raby.



Między Mszaną a Kasinką nie zachowały się resztki poziomu II. Dopiero u wylotu doliny Kasinki widoczny jest fragment stożka napływowego, przechodzącego w terasę średnią o wysokości 9 m. Podobną wysokość posiada jej fragment koło Zarębków oraz terasa położona naprzeciwko wylotu doliny Tenczyńskiego potoku.

Na lewym brzegu Raby resztki terasy średniej zachowały się: naprzeciw Zarębków jako stożek tego poziomu u wylotu krótkiego potoku, spływającego ze Szczebła, oraz na stokach Księżego Lasu jako terasa całkowicie akumulacyjna o wysokości 9 m, ciągnąca się aż po Lubień. U wylotu potoku Tenczyńskiego wznosi się 10-metrowy stożek żwirowy. W następnej dolinie Krzczonówki stożek poziomu II posiada tylko 7 m wysokości i wznosi się wyraźnym 5-metrowym stopniem nad poziom terasy rędzinnej. Wysokość 10 m posiada stożek Suszanki, zbudowany ze żwirów i gliny. Mały fragment stożka o wysokości 7 m zachował się w Pcimiu u wylotu Klecanki, a w odległości 0,5 km na północ od kościoła ciągnie się terasa średnia o tej samej wysokości, zbudowana ze żwirów o średnicy do 20 cm.

Na prawym zboczach Raby zachowały się fragmenty stożków napływowych poziomu II o wysokości 15 m u wylotu doliny Krzywicy oraz pięknie wykształcony u wylotu doliny Ziębówki, mający 12 m wysokości nad poziom Raby, a około 9 m nad Ziębówkę. Duże odsłonięcie ukazuje następującą budowę:

|                                                     | m     |
|-----------------------------------------------------|-------|
| a) otoczaki i kanciaki o średnicy do 50 cm, z prze- |       |
| wagą 10-20 cm, chaotycznie ułożone                  | 6,00  |
| b) glina żółta                                      | 0,60  |
| c) il ciemno popielaty ze szczątkami roślinnymi     | 1,00  |
| d) żwiry żelaziste, warstwowane                     | 0,50. |

Spłaszczenie denudacyjne w poziomie terasy średniej zaznacza się między Tałową a Marytówką w wysokości 42 m nad poziomem Raby, a u wylotu doliny tego potoku odpowiada mu stożek 8-metrowy, zbudowany z chaotycznie rozmieszczonych otoczaków i kanciaków. Podobną budowę ukazuje też stożek 8-metrowy, zachowany u wylotu Malakówki. W Stróży na 8-metrowym stożku Trzebuni stoi kościół. Na przeciwnym brzegu Raby zabudowania folwarczne leżą na terasie średniej o wysokości 312 m (tj. 9 m nad poziomem Raby), zbudowanej ze żwirów i piasków. Fragment terasy 7-metrowej ciągnie się na północ od Stróży po

Krzeczakówkę, a u wylotu doliny potoku Mikaszcze 10-metrowy stożek zbudowany jest ze żwirów o średnicy do 15 cm z przewagą 3-6 cm. Także w Proskówce, po wewnętrznej stronie zakrętu doliny Raby, zachowała się reszłka terasy o wysokości 9 m, zbudowana ze żwirów grubych o średnicy do 20 cm z przewagą 2-4 cm, przykrytych cienką warstwą piasku gliniastego. Pięknie wykształcone 4 systemy stożków napływowych (łącznie ze współczesnym) występują po raz ostatni u wylotu doliny Oklejnej, gdzie nad 2-metrowym stożkiem poziomu III wznosi się 9-metrowy stożek poziomu II, a nad nim 17-metrowy stożek poziomu I.

W pogórskim odcinku doliny Raby na dużym stożku napływowym Bysinki, opadającym wyraźną krawędzią ku terasie rędzinnej, rozbudowały się Myślenice (314 m). Jego przedłużenie w formie terasy zaznacza się w Dolnej Wsi u stóp Średniej Góry. Zbudowana jest ona ze starych żwirów żelazistych o średnicy do 20 cm i o miąższości ponad 5 m (tę wartość uzyskano przy kopaniu studni, która żwirów nie przebiła), przykrytych 0,80-metrową warstwą gliny brunatnej.

Na stokach Borzęlowej Góry brak jest wszelkich teras, ponieważ podcina ją Raba, spychana stożkiem Trzemeśni. U wylotu tej doliny ciągnie się pięknie wykształcony stożek napływowy o wysokości około 10 m. Sięgnął on głęboko w dolinę Raby i ku wschodowi przechodzi w terasę, ciągnącą się w tej samej wysokości aż do Drogini. Wyraźna krawędź o wysokości 4 do 5 m odgranicza ją od terasy rędzinnej. W 8-metrowej studni, wykopanej w Banowicach na przejściu stożka w terasę, stwierdzono pod 5 m gliny napływowej 3 m starych żwirów (nie przebitych). Mało wyraźne fragmenty tej terasy występują w Dobczycach. Wyraźnie zaznacza się ona dopiero na północnych stokach Skrzyńki, gdzie ma 10 m wysokości, a zbudowana jest głównie z gliny zawierającej otoczaki. U wylotu Krzyworzeki zachowały się jedynie małe resztki stożka o wysokości około 8 m nad poziom Krzywaczki, a 5 m nad terasę rędziną.

Terasa średnia, która dotąd występowała fragmentarycznie, zyskuje na znaczeniu i rozprzestrzenieniu dopiero w dolnym odcinku pogórskiej doliny Raby. Od Gdowa po Kotlinę Sandomierską ciągnie się nieprzerwanie terasa średnia, przykryta grubą warstwą lessu. Rozcina ją zaledwie kilka potoków, spływających z falistego Przedgórze. W Gdowie ma ona 15 m wysokości, między Niegoszowicami a Pierzchowem 19 m, a koło Książnie 20 m.



To nagłe podniesienie się wysokości terasy średniej zostało spowodowane osadzeniem się na niej lessu, którego miąższość wynosi tu około 10 m. Spąg terasy średniej w tym odcinku stanowią żwiry karpackie żelaziste, o średnicy do 15 cm z przewagą 3-6 cm, zawierające też drobne okruchy skał erratycznych. Na tym leży glina warstwowana i około 10 m lessu. Terasa średnia wznosi się wysoką i stromą krawędzią (13-metrową) nad poziom terasy rędzinnej, zbudowanej ze żwirów i gliny.

\*

W dolinie Raby, podobnie jak w poprzednio opisanej dolinie Skawy (rozdział 7), poziom II zachował się w postaci *terasy średniej i stożków napływowych*; występuje on fragmentarycznie na całej długości doliny od obszaru źródłowego po Kotlinę Sandomierską. W biegu górnym ma on zaledwie 5 m wysokości, ale koło Rabki sięga 7 do 8 m i tę mniej więcej wysokość utrzymuje aż po wylot doliny w Kotlinę. Naturalnie i tu mamy do czynienia z wahaniami wysokości. Zwłaszcza u wylotów większych dolin bocznych rośnie wysokość stożków i teras do 10, a nawet do 12 m, a less podnosi ją do 20 m.

Główną rolę w zasypaniu grały także tutaj *dopływy*, które w dolinę Raby przynosiły wielkie ilości materiału otoczonego i osadzały go w postaci dużych stożków napływowych. Takie duże stożki zachowały się u wylotów dolin Ponieczanki, Słonki, Mszany z Porębą, potoku Tenczyńskiego, Bysiny i Trzemeśny. Obok nich klasyczne prawie formy posiadają stożki napływowe potoków małych, rozcinających stoki Wielkiego Lubonia, oraz stożki występujące w przełomowej części doliny Raby między Mszaną a Myślenicami. W tym odcinku zachowały się tylko niewielkie fragmenty terasy średniej, a za to dużo stożków poziomu II, dzięki ukryciu w wylotach dolin bocznych. W odcinku pogórskim stare stożki napływowe dużych dopływów sięgnęły daleko w głąb doliny Raby.

W całej dolinie Raby zarówno terasy jak i stożki napływowe poziomu II mają *budowę akumulacyjną* i na tej podstawie należy przyjąć, że zasypanie poziomu II postępowało od poziomu dna ówczesnego, odpowiadającego dzisiejszemu, do wymienionych wyżej wysokości 5-7-10 m. W tym zasypaniu brały udział prawie wyłącznie *żwiry fiszowe*. Liczne odsłonięcia w terasach i stożkach ukazują materiał zarówno dobrze otoczony jak i kan-

ciasty (ten szczególnie w stropie zasypania żwirowego) o średnicy do 60 cm, zależnej od wielkości i spadku potoku, który osady te złożył. Większy udział glin zaznacza się dopiero w pogórskim odcinku doliny Raby. Tutaj też pojawia się na tej terasie *po-krywa lessowa*.

O stosunku terasy średniej do rędzinnej można wnosić na podstawie szeregu odsłonień, ukazujących nam kontakt utworów, budujących te dwie terasy. I tak u wylotu Kasinki stożek poziomu II złożony został na 3-metrowym cokole skalnym. To występowanie niewysokich cokołów skalnych (do 3 m), na których spoczywają niektóre stożki napływowe dopływów Raby, tłumaczą — wobec całkowicie akumulacyjnego charakteru terasy i większości stożków tego poziomu — nierównością dna dolinnego i podcinaniem części przydennych, podobnie jak w dolinie Skawy.

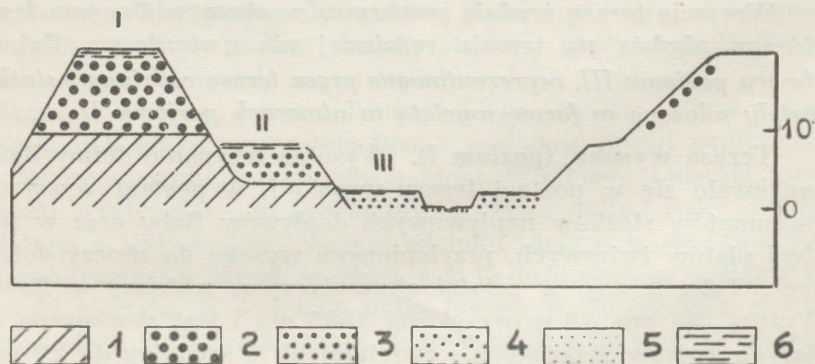
Natomiast terasa rędzinna, całkowicie akumulacyjna, o wysokości około 3 m, przylepiona jest właśnie do tego cokołu. Analogiczne zjawiska występują często, m. in. u wylotu doliny Suszanki, Ziębówki i Marytówki. Terasę średnią odgranicza od terasy rędzinnej wyraźny i stromy stopień, a materiał budujący terasę rędzinną jest różny, znacznie grubszy, bardziej zwietrzały i żelazisty, aniżeli materiał terasy rędzinnej.

Wreszcie terasę średnią przykrywa w obszarze Pogórza less, którego nigdzie na terasie rędzinnej nie stwierdzono. Zatem *utwory poziomu III, reprezentowane przez terasę rędzinną i stożki, zostały rzucone w formę wyciętą w utworach poziomu II*.

**Terasa wysoka (poziom I).** Wysokie zasypanie doliny Raby zachowało się w postaci terasy wysokiej, w postaci wysokich fragmentów stożków napływowych dopływów Raby oraz w postaci płatów żwirowych, przylepionych wysoko do zboczy dolinnych. Taką terasę, w całości akumulacyjną, widzimy w Rabie Wyżnej. Ma ona 16 m wysokości (533 m) i jest zbudowana ze starych żwirów żelazistych i zwietrzałych o średnicy do 20 cm z przewagą 4-6 cm, tkwiących w brunatnym piasku gliniastym. Na tym leży 1,50 m gliny piaszczystej, zawierającej drobne otoczaki fliszowe. Po przeciwnej stronie doliny Raby znalazł S z a f l a r s k i [132] żwiry w obniżeniu wododzielnym między Rabą a Skawą w wysokości 525 m, a w roku 1932 widziałem zarówno te jak i inne żwirowiska w obszarze wododzielnym w wysokości od 511 do 526 m [36]. Żwiry te uważam za odpowiednik utworów terasy wysokiej.



Poniżej Raby Wyżnej fragmenty tej terasy ciągną się po Rokiciny. W Rabce rozbudowało się na niej centrum zdrojowiska (poczta, park). Ma tu ona 494 m wysokości (16 m nad Słonkę), a powierzchnia jej podnosi się do 510 m w kierunku południowo-wschodnim. Odślonięcie w dolinie Słonki daje wgląd w budowę tego stożka: na podstawie skalnej o wysokości około 8 m leżą żwiry fliszowe, przykryte warstwą gliny. Poniżej, w odcinku po Mszanę Dolną, poziom I zachował się tylko w postaci starych stożków napływowych u wylotu doliny Skomialnej o wysokości 18 m i o tej samej wysokości przy ujściu potoka Lubońskiego. Tu na 10-metrowym cokole skalnym leży blisko 10 m żwirów grubych, zwietrzałych i żelazistych. Na stożkach, które u wylotu tej doliny zostały dobrze zachowane, możemy studiować wzajemny stosunek wszystkich trzech poziomów: całkowicie akumulacyjny stożek poziomu III o wysokości 2 m włożony został w formę, wyciętą w stożku poziomu II o charakterze skalisto-osadowym i o wysokości 8 m, warstwa zaś 6-metrowa żwirów, budujących ten stożek, przylepiona jest bezpośrednio do cokołu skalistego 10-metrowego, na którym spoczywa pokład żwirowy stożka poziomu I. Naturalnie, w poziom III włożony jest jeszcze stożek współczesny. U wylotu Janowego Wąwozu stożek z tego



Rys. 4. Włożone stożki napływowe potoka Lubońskiego.

1. Podłoże skalne, 2. Żwiry poziomu I, 3. Żwiry poziomu II, 4. Żwiry poziomu III,  
5. Napływy dzisiejsze, 6. Gлина napływowa.

okresu ma 15 m wysokości, a przy ujściu potoka Rolskiego — ponad 20 m. Odpowiednik w postaci kanty erozyjnej znajdujemy na zboczu przeciwnym w wysokości 463 m, tj. 20 m nad poziomem Raby. U wylotu doliny Miedziańskiego potoku, spływającego

spod szczytu Wielkiego Lubonia, został złożony stożek akumulacyjny na niewysokiej podstawie skalnej; jego powierzchnia leży w wysokości 17 m nad poziomem Raby, a zasięg poziomy znacząco grube żwiry żelaziste, widoczne w odległości 250 m na wschód od tego potoku w wysokości od 448 do 459 m. Stożek o wysokości 16 m leży u wylotu potoku Działowskiego, a u wylotu potoku Suchego ma on 15 m wysokości. W Rabie Niższej znajdujemy odpowiedniki denudacyjne tego poziomu w wysokości 431 m. Także w pobliżu ujścia potoku Gęsiaszyja ponad stożkiem poziomym II zachowała się tylko kanta erozyjna w wysokości 425 m; utwory stożka wysokiego uległy tu zniszczeniu. Za to na północ od wylotu tej doliny ciągnie się terasa o wysokości 19 m: na 10 m podstawie skalnej spoczywa tu gruby pokład żwirów, zawierających też materiał nieotoczony, kanciasty. W pobliżu ujścia potoku Szarków wznosi się 18-metrowa terasa całkowicie akumulacyjna. Jej żwirową budowę ujawniają liczne odsłonięcia. Ta terasa przechodzi w 22-metrowy stożek potoku Szarków, zbudowany w całości z grubych i starych żwirów oraz kanciaków o średnicy do 60 cm. Na przeciwnym zboczu doliny Raby ciągnie się w tej samej wysokości 412 m wyraźna kanta erozyjna.

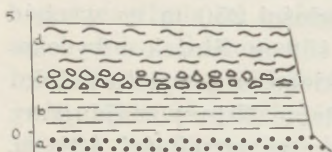
Dobrze zachowały się terasy i stożki poziomu I w kotlinie Mszany. Na wysokim 20-metrowym stożku Słomki wznosi się kościół w Mszanie (420 m). Przedłużenie stożka znajdujemy po przeciwnej stronie spływającego z Lubogoszczy potoczka, w postaci dużego spłaszczenia o wysokości 25 m. Duże odsłonięcie ukazuje 8-metrową podstawę skalną, a na niej pokrywę, złożoną ze żwirów chaotycznie wymieszanych o średnicy do 40 cm, z przewagą 10-15 cm. Udział kanciaków rośnie tu ku stropowi. W górnej części stożka, w cegielni położonej w wysokości 440 m, stwierdzono:

|                                                           | m     |
|-----------------------------------------------------------|-------|
| a) glinę żółtą, zboczową                                  | 2,00  |
| b) warstwę gruzu kanciasłego, pochodzenia soliflukcyjnego | 0,30  |
| c) glinę warstwowaną                                      | 2,00  |
| d) otoczaki i kanciaki, warstwowane w glinie, widoczne do | 1,00. |

Za pochodzeniem soliflukcyjnym horyzontu głazowego przemawia duża odległość od stromych stoków Lubogoszczy oraz jego mała miąższość.



U wylotu doliny Łostówki żwiry żelaziste o średnicy do 10 cm, spoczywające na podstawie skalnej, sięgają do wysokości 447 m, tj. 30 m nad poziom Mszany. Naprzeciwko, ponad terasą średnią, zachowały się fragmenty 25-metrowej terasy wysokiej, zbudowanej z grubych żwirów, spoczywających na podstawie skalnej.



Rys. 5. Profil ściany cegielni w Mszanie Dolnej.

a) Żwiry poziomu I, b) Gлина napływowa poziomu I, c) Warstwa gruzu, d) Gлина zboczowa.

W dolinie Poręby, przy drodze koło dworu, utwory poziomu I tworzą w wysokości 26 do 34 m pokrywę żwirową, przylepioną do zbocza doliny.

U wylotu doliny potoku, uchodzącego do Mszany w pobliżu jej ujścia do Raby, rozprzestrzenia się stożek o wysokości 22 m, ukazujący w odsłonięciach od wysokości 10 m w górę żwiry grube i kanciaki o ułożeniu zarówno normalnym jak i chaotycznym, średnicy 60 cm z przewagą 40-15 cm, w glinie piaszczystej. Przy ujściu potoku, rozcinającego osuwiskowy teren Zapadliska, zaznacza się akumulacyjny stożek poziomu I o wysokości 21 m nad dno potoku. Powierzchnia stożka przechodzi ku północy w kątę erozyjną z rzadkimi otoczkami o średnicy do 20 cm, ciągnącą się w wysokości około 20 m nad poziom Raby.

Duży fragment stożka poziomu I zachował się po prawej stronie wylotu doliny Kasinki. Na 7-metrowej podstawie skalnej leży tu około 10-metrowy pokład grubych żwirów pod cienką warstwą gliny zboczowej. Stożki 20-metrowe, w całości akumulacyjne (dowodzą tego wysokie ściany żwirowe), znajdują się u wylotów dolin dwu potoczków, spływających spod szczytu Kiczory (726 m).

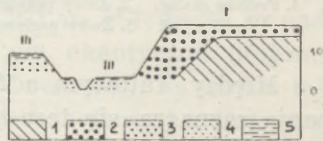
Doskonałe odsłonięcia utworów, związanych z wysokim zasypaniem doliny Raby, widoczne są na lewym stoku tej doliny. U wylotu potoku, spływającego spod samego szczytu Szczelbła, wznosi się stożek 26-metrowy. Na wysokiej podstawie skalnej leży tu około 10-metrowa warstwa grubych żwirów. W przedłużeniu stożka ciągnie się terasa akumulacyjna o wysokości około 25 m nad poziom Raby; odsłonięcia, widoczne w licznych wcięciach dróg i potoków, ukazują stale żwiry dobrze ołoczone. Nad miejscem, gdzie Raba zbliża się pod lewe zbocze doliny, wznosi się fragment stożka, przechodzący w piękną terasę

o wysokości 26 m. Jej budowę uwidacznia wielka 23-metrowa ściana. Tworzy ją łok żwirowy o średnicy dobrze otoczonych składników do 60 cm, z przewagą 10-15 cm, o uwarstwieniu zarówno normalnym jak i ułożeniu chaotycznym. Wysokość zasypania nad dno doliny wynosi tu 26 m.

W Lubieniu fragment wysokiego stożka napływowego zachował się na prawym zboczach w wysokości 370 m, tj. 25 m nad poziom potoku Tenczyńskiego. I tu budują ten stożek żwiry, przykryte warstwą gliny zboczowej. Na przeciwnym zboczach doliny Raby koło Zarębków zaznacza się kanta erozyjna w wysokości około 380 m. Nieco niżej u wylotu małego potoku zachował się stożek o wysokości 373 m (23 m nad poziom Raby), a dalej terasa i kanta erozyjna w wysokości 365 m. U wylotu Kiczorskiego potoku na 9-metrowej podstawie skalnej leży 10 m żwirów żelazistych. Są one przyklepione do zbocza i nie tworzą wyraźnego spłaszczenia. Na zboczach przeciwnym u wylotu doliny potoku, wypływającego spod Klimasza, znajduje się stożek żwirowy o wysokości prawie 30 m, przechodzący ku północy w terasę wysoką tej samej wysokości. Na 5-metrowej podstawie skalnej leży tu 25 m żwirów fliszowych, warstwowanych. Powierzchnia tej terasy, położona w wysokości około 365 m, przechodzi w spłaszczenie denudacyjne na stoku Zembałowej. U wylotu doliny Suszanki fragment stożka poziomu I ma wysokość 37 m nad poziom Suszanki. Przy drodze wciętej w tę formę widać do wysokości 355 m, tj. 23 m nad dno tego potoku, podstawę skalną, a na niej stare żwiry żelaziste, dobrze otoczone, o średnicy do 15 cm z przewagą 3-6 cm, do wysokości 367 m przykryte 2-metrową pokrywą glin zboczowych.

W Peimiu na wysokim stożku napływowym wznosi się kościół w wysokości 350 m, tj. 23 m nad poziom Raby. W związku z budową szosy do Zakopanego został tu na znacznej przestrzeni podcięty stok, a to pozwoliło na dokładniejsze poznanie budowy tego poziomu. Okazało się, że utwory wysokiego zasypania sięgają od poziomu dna

dzisiejszego, a zarazem ówczesnego doliny Raby do wymienionej wysokości 350 m i że płaszczem swym przykrywają stare formy dolinne. Mianowicie w odstąpieniu tym widać, jak ku pół-



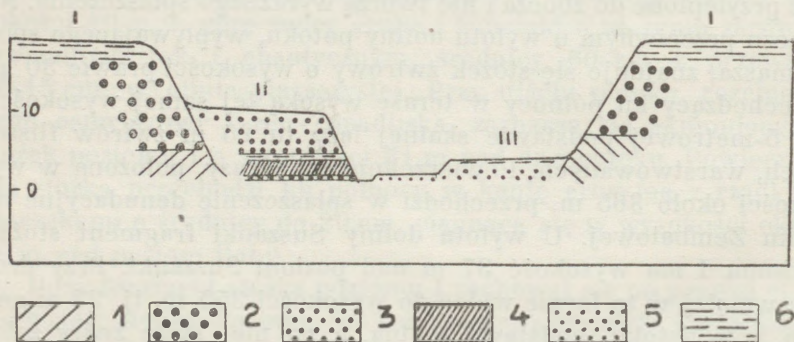
Rys. 6. Budowa stożka poziomu I w Peimiu.

1. Podłoże skalne, 2. Żwiry poziomu I,
3. Żwiry poziomu II, 4. Żwiry poziomu III, 5. Gлина napływowa.



nocy wchodzą one już znacznie cieńszą pokrywą na wcale wysoki cokół skalny. Odpowiednik tego poziomu znajdujemy w odległości około 0,5 km w postaci spłaszczenia erozyjnego w wysokości 25 m.

Poniżej Pcimia ślady wysokiego zasypania zachowały się w postaci kilku dobrze zachowanych stożków napływowych. Na prawym stoku u wylotu Krzywicy ma ono 15 m wysokości, a u wylotu Ziębówki nad pięknie wykształconymi stożkami poziomów III i II wznosząc się z obu stron dobrze zachowane fragmenty poziomu I o wysokości 18 m nad Ziębówką, a 22 m nad poziom Raby. W licznych odślonięciach ukazują się tu bardzo grube żwiry o średnicy do 70 cm, w wysokości od 6 m do 15 m nad Ziębówką, a na nich leży 3-metrowy pokład gliny żółtej, pyłastej, podobnej do lessu.



Rys. 7. Włożone stożki napływowe u wylotu Ziębówki.

1. Podłoże skalne. 2. Żwiry poziomu I. 3. Żwiry poziomu II. 4. Warstwa łu ze szczątkami roślinnymi. 5. Żwiry poziomu III oraz stożka dzisiejszego. 6. Gлина napływowa.

Miedzy Tatowym a Marytówką odpowiednik poziomu zasypania zaznacza się terasą skalistą o wysokości około 26 m nad poziom Raby. U wylotu Malakówki fragmenty stożka poziomu I mają 27 m wysokości, a w Stróży żwiry o średnicy 3 do 6 cm przyklepione są do zbocza w wysokości 5 do 15 m nad poziom Raby. Naprzeciwko, u wylotu doliny Mirkówki, znajduje się stożek o wysokości 26 m, zbudowany z łoku żwirowego o średnicy otoczków do 70 cm w spągu; ku górze zmniejszają się one do 30 cm. W tej wysokości ciągnie się też terasa skalista między Stróżą a Krzeczakówką. U wylotu Oklejnej stożek, zbudowany z łoku żwirowego o średnicy otoczków do 50 cm z przewagą

10-15 cm, wznosi się 23 m nad ten potok. Na Zarabiu koło p. 329, na łupkach ściętych w wysokości 303 m, tj. 12 m nad poziomem Raby, leży warstwa żwirów warstwowanych, przykryta zwietrzeliną zboczną. W tej złażelinie można je znajdować do wysokości 321 m, tj. 30 m nad poziomem Raby. Na zboczu przeciwnym duży fragment stożka napływowego, osadzonego przez Bysinę, sięga do wysokości 319 m. W cegielni, która wciąga się w jego utwory, odsłaniają się:

|                                                                       |                    |
|-----------------------------------------------------------------------|--------------------|
| a) iły szare mułkowate z naciekami żelazistymi                        | 12,00 <sup>m</sup> |
| b) iły ciemno-szare, warstwowane                                      | 1,00               |
| c) glina zielonawo-szara, warstwowana, zawierająca otoczaki żelaziste | 1,00               |
| d) iły i gliny ciemno-niebieskie i szare                              | 1,00               |
| e) żwiry fliszowe, warstwowane                                        | 1,50               |
| f) ił plastyczny, niebieski                                           | 0,50.              |

Wśród łów górnych w zachodniej części cegielni znajduje się wkładka kanciaków, pochodzenia soliflukcyjnego.

Na prawym brzegu Raby zbocze „Pod Butinki“ jest stokiem terasy wysokiej, 23-metrowej. Odsłonięcie w wysokości 20 m nad poziom Raby ujawnia 1,00 m żwirów żelazistych drobnych o średnicy do 10 cm z przewagą 1-3 cm, przykrytych 2-metrowym pokładem gliny zboczowej. Nieco dalej odsłonięcia tych samych żwirów znajdowano w wysokości od 295 m do 310 m, tj. od 12 do 27 m nad poziomem Raby; są to żwiry zwietrzałe i żelaziste o średnicy do 6 cm.

Dolinka krótka, w której leży dwór w Osieczanach, ukazuje na zboczach w wysokości od 299 m do 307 m (17 do 25 m nad poziomem Raby) żwiry o średnicy do 25 cm, chaotycznie ułożone i przykryte 3-metrową warstwą gliny zboczowej. Na stoku tej terasy, opadającym ku Rabie, w dużej 4-metrowej odkrywce, położonej w wysokości 10 m nad poziomem Raby, widać na chaotycznie ułożonych żwirach o średnicy do 25 cm łók żwirowy dobrze warstwowany o średnicy otoczek do 10 cm z przewagą 3-6 cm. Wśród otoczek trafiają się kanciaki. W Banowicach koło drogi znaleziono trzy odłamki skał krystalicznych północnych. Przy drodze z Dobczyc do Skrzynki stwierdzono w wysokości 273 m pokład 1-metrowy gliny warstwowanej ze szuterkiem, w wysokości 275 m — warstewkę żwirów słabo otoczonych, w wysokości 277 — glinę warstwowaną z wkładką szu-



terku fliszowego, a w wysokości 280 m, tj. 37 m nad poziomem Raby — parę drobnych odłamków krystalicznych skał północnych. Znajdowano je także na północnych stokach Skrzynki.

\*

W dolinie Raby *zasiąg i miąższość wysokiego zasypania* wzrasta od obszaru źródłowego po okolicę Dobczyc. Koło Raby Wyżnej wysokość poziomu I wynosi 16 m, koło Rabki 20 m, a także poniżej utrzymuje się on aż po przełomowy odcinek w tej mniej więcej wysokości. Od Mszany Dolnej wysokie zasypanie, odtwarzane na podstawie teras i stożków wysoko położonych, sięga do wysokości około 30 m. Podobnie jak w dolinie Skawy, w tym zasypaniu brał udział przede wszystkim materiał żwirowy, przyniesiony i osadzony w dolinie Raby przez liczne dopływy. W związku z tym u wylotów dopływów dużych i bogatych w materiał żwirowy zasiąg pionowy zasypania był większy, aniżeli w odcinkach międzyległych. Powierzchnia zasypania nie była tu wyrównana, a tylko przez wody Raby zarównywana.

Bardzo liczne odślonięcia, sięgające współczesnego dna doliny (np. w Rabie Wyżnej, w okolicy Mszany Dolnej i u wylotów potoków Kieczorskich, długa terasa o doskonałych odślonięciach, ciągnąca się między Kasinką a Lubieniem, w Pcimiu, u wylotu Mirkówki, Krzeczakówki, Ziębówki, Oklejnej, terasa koło Osieczan i inne) dowodzą, że *zasypanie sięgnęło do wysokości 16 do 30 m od ówczesnego, a zarazem i dzisiejszego dna doliny*.

W zasypaniu biorą udział przede wszystkim *żwiry fliszowe* grube o średnicy do 70 cm, zwietrzałe i żelaziste, a obok nich materiał mało albo nawet wcale nie otoczony, świadczący o niedalekim transporcie. Terasy zbudowane są prawie wyłącznie ze żwirów, a w stożkach napływowych zwiększa się udział, szczególnie w górnej części profilu, materiału nieotoczonego, kanclastego.

W dolinie Raby zaznacza się szczególnie wyraźnie zgodność położenia i wysokości *załomu erozyjno-denudacyjnego* oraz spłaszczeń stokowych z zasięgiem i powierzchnią wysokiego zasypania. Poziom akumulacyjny, zachowany w postaci teras i stożków, przechodzi tu doskonale w spłaszczenia denudacyjne.

Dowodzi to przystosowania się ówczesnych procesów denudacyjnych, modelujących stoki, do zmienionej bazy erozyjnej, a równocześnie i akumulacyjnej dorzecza Raby, podniesionej

o 16 do 30 m nad skaliste dno doliny. Duże rozmiary tych spłaszczeń świadczą o długim czasie, który był potrzebny do ich utworzenia i równocześnie dowodzą długotrwałości zjawiska wysokiego zasypania w dolinach zachodnio-karpackich. W wielu też wypadkach ów załom erozyjno-denudacyjny może być miarą wysokości zasypania. Przejście powierzchni akumulacyjnej w poziom denudacyjny widać szczególnie wyraźnie koło Mszany Dolnej i na północ od Lubienia.

Dobrze ujawnia się tu też *stosunek wysokiego zasypania do formy dna* oraz jego nierówności, zaznaczających się nawet w postaci niskich przedewariorzędowych teras erozyjnych. Te stare formy zostały całkowicie zasypane utworami poziomu I. W opisanym poprzednio Pcimiu, gdyby nie odsłonięcie całego zbocza, fragment poziomu I określiłoby się jako skalisto-osadowy. To też i w tej dolinie cokoły skalne, zaznaczające się nieraz u wylotów dolin bocznych, a dźwigające na sobie grube stożki napływowe, uwarunkowane są nierównościami starego dna dolinnego i jego bardziej wąskodenną formą.

Stosunek wysokiego zasypania do poziomów niższych ujawnia się w szeregu odsłonień i przekrojów. Widać stale *włożenie teras młodszych w formę, powstałą przez rozcięcie poziomu I*. Klasycznie zaznacza się to u wylotów dolin bocznych, gdzie bardzo często stożek współczesny jest włożony w formę wyciętą w stożku napływowym poziomu III, ten zaś włożony jest w rozcięty stożek poziomu II o utworach spoczywających niekiedy na niskim cokole skalnym. Wreszcie, stożek poziomu II włożony jest w szerokie rozcięcie poziomu I, to całkowicie akumulacyjnego, to znów posiadającego podstawę skalną o wysokości do 10 m. To często obserwowane zjawisko ujawnia się szczególnie pięknie i typowo u wylotu potoka Lubońskiego, w okolicy Mszany Dolnej, u wylotu Kasinki, Suszanki, Ziębówki, Marytówki, Oklejnej.

Utworki zwirowe poszczególnych pokryw akumulacyjnych różnią się ponadto wielkością otoczków oraz stopniem zwiertzenia i żelazienia. Różni je też miąższość pokryw gliny zbozowej: na terasach i stożkach poziomu I wynosi ona 3 do 4 m.



Rys. 8. Rysunek schematyczny stożków Ziębówki.



Wreszcie, inny jest stopień zachowania teras i stożków starszych aniżeli młodszych. Im forma starsza, tym silniej ponadgryzana jest przez czynniki niszczące, ponacinana wcięciami dolin okresowych, łagodzona ruchami masowymi. Przykładem mogą być stożki Ziębówki, gdzie różnice te doskonale się uwidaczniają.

W dolinie Raby wysokie zasypanie, jego resztki i ślady, śledziłem po okolicę Dobczyc. W jego utworach, nawet w odcinku pogórskim między Myślenicami a Dobzycami, nie znajdowałem materiału krystalicznego północnego. Pojawia się on dopiero w Dobzycach na górze zamkowej oraz na wschód i północ od tej miejscowości, a więc w Stadnikach, Skrzynce, Sosnowej i innych. Okruchy znalezione przy drodze w Banowicach, wobec braku większej ilości tego materiału w najbliższej okolicy, są wątpliwego pochodzenia.

Nie udało się znaleźć tutaj pełnej serii zasypania, powiązanej bezpośrednio z utworami zlodowacenia maksymalnego. Jedynie zgodność zasięgu materiału erratycznego z maksimum zasypania oraz znajomość analogicznych stosunków w dorzeczach sąsiednich pozwala wiązać to wysokie zasypanie z podpierającą wody Raby *działalnością lądolodu*. Sięgał on po okolice Dobczyc, zapewne po zwężenie doliny, widoczne w pobliżu tej miejscowości. W związku z tym grube pokłady utworów ilastych, występujące w Myślenicach, możnaby uważać za zastoiskowe, analogicznie do utworów z okolicy Wadowie w dolinie Skawy. Taką interpretację popiera występowanie tych osadów zdala od ówczesnego nurtu Raby u wylotu małej doliny Bysinki.

---

## 9. UTWORY DYLUWIALNE W DOLINIE DUNAJCA

**Dotychczasowy stan badań.** Dla uzyskania pełnego obrazu stosunków dyluwialnych w Polskich Karpatach Zachodnich uwzględniam w tej pracy także dolinę Dunajca. Górna część dorzecza Dunajca została opracowana przez Romera [99] i Halickiego [23], odcinek zaś od Pienin po ujście — przeze mnie [42]. Nie mam zamiaru przytaczać tu całego materiału obserwacyjnego, zawartego w wymienionych opracowaniach, lecz pragnę podać nieco charakterystycznych odsłonień z każdej pokrywy akumulacyjnej oraz dać trochę spostrzeżeń nowych, dokonanych przeze mnie w roku 1939 w Pieninach i w przełomie przez Beskid Wysoki.

Uhlig [142] w dorzeczu Dunajca wydziela głązy erratyczne, żwiry mieszane, dyluwium terasowe i lessy. Najdalej na południu znajdowane głązy narzutowe i żwiry mieszane notuje on w Czchowie, Tymowej, Muchówce, Królówce i Leszczynach. Żwiry mieszane widział na zachód od Wojnicza (Łopoń), koło Brzeźnicy, Gromnika, Siemiechowa i Brzozowej. Ich rozmaita miąższość waha się od 0,50 do 6,00 m. Leżą one zarówno na zboczach jak na wierzchowinie, a powstały dzięki zmieszaniu materiału erratycznego z fliszowym, niesionym przez rzeki karpackie. Dyluwia terasowe uważa Uhlig za młodsze od żwirów mieszanych, a ich powstanie wiąże z okresem po zlodowaceniu maksymalnym. Terasy te zbudowane są głównie ze żwirów lokalnych i z gliny lessowej, przy czym w ich budowie w odcinku po Nowy Sącz większą rolę grają żwiry, a poniżej Sącza gliny. Wysokość tej terasy wynosi w kotlinie Sądeckiej 15 do 20 m. W obszarze Pogórza karpackiego duże obszary zajmuje less.

Szajnocha [124] podaje odsłonięcie w Jazowsku, gdzie na warstwie otoczków granitowych o miąższości 30 do 50 cm leży glina siwa i gruz powstały ze zwiętrzenia piaskowca karpackiego, a na tym — kilka metrów lessowatej gliny. Duże ilości lessu widział on też powyżej kościoła w Łącku.

Sawicki [105] nie zajmował się badaniem utworów dyluwialnych w dolinach karpackich, to też powtarza wyniki badań wcześniejszych, głównie Uhliga. Przyjmuje, odmiennie niż



Uhlig, a bez podania źródła, że „najwyższe terasy dyluwialne w dolinie Dunajca nie wznoszą się ponad poziom doliny wyżej nad 30-40 m“.

Pawłowski [89] w Pienińskim pasie Skałek wyróżnia:

a) terasę aluwialną o wysokości 2 do 5 m, zbudowaną ze żwirów piaszkowcowych, wapiennych i granitowych oraz piasków gruboziarnistych,

b) terasę wyższą, dyluwialną o wysokości 12 do 30 m, zbudowaną często w całości ze żwirów, wyglądających na starsze.

Jako jej fragmenty wymienia terasy koło Czarnego Dunajca o wysokości 21 m, koło Ludzimierza 17 m, koło Szaflar 28 m, w Ostrowsku 13 m, w Łopusznie 20 i 15 m, w Harklowej 18 m, w Maniowych 15 m, w Sromowcach Niżnych 24 m, powyżej Starej Wsi 26 m, przed ujściem Ruskiego Potoku 28 m, koło Krościenka 25, 19 i 18 m. W dalszej części doliny obserwował on ten poziom koło Tylmanowej, Łącka i Jazowska. Z występowania akumulacyjnej terasy dyluwialnej w dnie doliny wnosi on o przeddyluwialnym wieku przełomu Pienińskiego. Pawłowski nie podaje kryteriów, na których podstawie określa wiek terasy wyższej; opiera się najprawdopodobniej na wynikach badań geologów wiedeńskich. Poza tym stosując wyłącznie metodę morfologiczną, włączył on w jeden poziom terasowy fragmenty różnowiekowe.

Smoleński [114] wyróżnił w kotlinie Sądeckiej:

a) terasę łęgową o wysokości 2 do 5 m, zbudowaną ze żwirów i namulisk piaszczystych,

b) terasę o wysokości 8 do 12 m, zbudowaną ze żwirów, robiących wrażenie starszych, przykrytych gliną napływową,

c) terasę o wysokości 20 do 25 m, zaznaczającą się często na obwodzie kotliny,

d) terasę o wysokości 55 m z pokrywą żwirowo-gliniastą,

e) terasę o wysokości 80 do 90 m, w której występują zarówno żwiry jak gliny.

Stan zachowania się żwirów tatrzańsko-fliszowych w terasach aż do najwyższej nie różni się od żwirów w terasie b) (8-12 m). Odstąpienia zaś na stoku kotliny we wsi Falkowej uwidaczniają nadległość żwirów, gliny, piasku, znowu żwirów, wreszcie gliny lessowatej, nadległość leżącą nieprzerwanie od dna doliny do wysokości około 90 m nad poziom Dunajca. Pozwoliło to Smoleńskiemu na wysunięcie nowej koncepcji o wysokim zasypaniu doliny Dunajca. To zasypanie wiązał on „z tamowaniem odpływu,

spowodowanym przez przysuwający się w tym czasie od północy lądolód". Faza erozji w młodszym plejstocenie zaznaczyła się utworzeniem wymienionych teras niższych i sięgnęła aż do dna przedyluwialnego, a zarazem i dzisiejszego. Smoleński wyraził też przypuszczenie, że zjawisko zasypania musiało zachodzić także i w innych dolinach zachodnio-karpackich.

Pierwsze, H+1, miało sięgać po kotlinę Orawsko-Nowotarską. Zie „*Tatrzańska epoka lodowa*” [99] i dlatego nie będę powtarzał historii rozwoju badań nad zlodowaceniem Tatr. R o m e r przyjmuje ich *czterokrotne* zlodowacenie.

Pierwsze, H+1, miało sięgać po kotlinę Orawsko-Nowotarską. Jego potężna czasza przykrywała obszar dzisiejszego Pogórza Gubałowskiego, które w tym czasie „przedstawiało obraz zrównanej w wysokim stopniu, zaledwie lekko sfalowanej płaszczyzny” — po linię Twardoszyn-Frydman. Śladem, pozostałościami tego zlodowacenia, są pokrywy żwirowe: Gronkowska, Suchohorska, Domajska oraz morena Szaflarska. Występuje w nich materiał morenowy, przemyty i przykryty osadami fluwioglacjalnymi cofającego się lodowca czaszowego. Utwory tego okresu cechuje bezwzględna przewaga materiału kwarcytowego. W okresie międzylodowym osady te uległy zniszczeniu i wymieceniu, przy czym na intensywność denudacji wpłynęło silne wypiętrzenie Podhala wraz z Tatrami. Te ruchy następowały według R o m e r a po każdym okresie lodowym i były przyczyną następnego zlodowacenia Tatr. Dzięki tym ruchom dostawały się Tatry w wyższe, alpejskie regiony klimatyczne.

Drugie zlodowacenie Tatr, oznaczone od pokrywy Hurkotnego literą H, nie sięgnęło poza Rów Podtatrzański. W tym okresie lodowce Tatr Wysokich łączyły się na doskonale wyrównanym dnie Rowu i tworzyły typ zlodowacenia piedmontowego. Resztki pokryw morenowo-fluwioglacjalnych tego okresu zachowały się na Hurkotnym w wysokości względnej 200 m, Murzasichlu (70 m), Hucisku (150 m), Antołówce (70 m), Walczackim Wierchu (25 m), Molkówce 55 m) i Medzi Borami (100 m). Przeważa w nich także materiał kwarcytowy. Z różnej wysokości położenia pokrywy, najmniejszej w okolicy Zakopanego, wnosi R o m e r o deniwelacji tektonicznej, zaznaczającej się dwoma poprzecznymi elewacjami: Hurkotnego na wschodzie i na przedpolu Zubereckiej na zachodzie, rozdzielonymi „zapadliskiem zakopiańskim”. W okresie międzylodowcowym nastąpiło tu nie-



równomierne wypiętrzenie, rozcięcie starych dolin tatrzańskich oraz niszczenie utworów fluwioglacjalnych na przedpolu. Były one osadzane w czasie każdego okresu lodowego w postaci potężnych stożków napływowych, niszczonych głównie przez wody zlodowacenia następnego. Dla lodowców H—1 przyjmuje R o m e r mniejszy zasięg, aniżeli w okresie H, ale większy niż w czasie zlodowacenia ostatniego, H—2.

Po okresie H—1 obszar Tatr i Podhala został podniesiony skośnie, więcej na południu niż na północy, a także więcej w części wschodniej aniżeli zachodniej. W dolinie Chochołowskiej resztki poziomu H—1 leżą w wysokości 20 m nad współczesnym dnem doliny.

Lodowce okresu H—2 nie wyszły poza doliny tatrzańskie i miały mało pomyślne warunki rozwoju. Typowe utwory i formy glacialne we wnętrzu Tatr pochodzą głównie z tego okresu. Cofanie postępowało w kilku stadiach, zaznaczonych morenami stadialnymi oraz terasami stadialnymi, wyciętymi w stożkach fluwioglacjalnych tego okresu. Nawet najniższą terasę wiąże R o m e r ze stadiem tego zlodowacenia. Od okresu H—2 Tatry ani Podhale nie podlegały ruchom górotwórczym, a stosunki klimatyczne były analogiczne do dzisiejszych. Jeśli idzie o wnętrze Tatr, to brak jest analizy morfologicznej i morfogenetycznej form glacialnych. Autor najwięcej uwagi poświęca starym poziomom cyklu fluwialnego, fragmentom starych dolin rzecznych i ich przetrwaniu, świadczącym o konserwującej roli lodowców. Rozcięcie Tatr jest dziełem wody płynącej, lodowce ograniczyły się do ich przeobrażenia.

Prawie równocześnie z pracą R o m e r a ukazała się rozprawa Halickiego „*Dyluvialne zlodowacenie północnych stożków Tatr*” [23]. Halicki zajął się także przede wszystkim przedpoliem Tatr, a mało rzeźbą masywu górskiego. Przyjmuje on *trzykrotne* zlodowacenie Tatr. Dwa pierwsze wyszły poza Tatry, ostatnie nie sięgnęło poza wyloty dolin. Pierwszą część pracy poświęcił Halicki formom i utworom glacialnym na północnym stoku samych Tatr. Więcej uwagi zwraca przy tym na formy akumulacyjne, morenowe — są to przeważnie moreny recesyjne zlodowacenia ostatniego — a mało na formy erozyjne, odkładając zagadnienie morfologii glacialnej na czas późniejszy. To też poza dużą ilością nowych spostrzeżeń oraz uzupełnieniami

obserwacji poprzednich badaczy nie daje on poglądu na powstanie i rozwój krajobrazu tatrzańskiego. Dla poznania ilości i chronologii zlodowaceń tatrzańskich zajął się Halicki utworami glacialnymi i fluwioglacialnymi na przedpolu Tatr. Przy ich wydzielaniu posługiwał się wskaźnikiem petrograficznym, polegającym na coraz innym stosunku ilościowym otoczków kwarcytowych do granitowych w utworach poszczególnych zlodowaceń. Zwiry znajdujące w obszarze wierzchowińowym Pogórza Gubałowskiego uważa Halicki za predyluwialne, morenę Szaflarską — za fluwioglacjał, a pokrywy Gronkowską, Domajską i inne — za resztki stożków fluwioglacialnych zlodowacenia najstarszego, które nie wyszło poza Rów Podtatrzański. Tu znajduje korzenie stożków, osadzonych przez ówczesne potoki: Zuberecki, Bobrowiecki, Czarny i Biały Dunajec oraz Białkę. W związku z rzeźbą przedpola Tatr, tj. Podhala, stożki fluwioglacialne posiadają przebieg złożony. Mianowicie są one wykształcone mniej lub więcej typowo w obszarze Rowu Podtatrzańskiego, gdzie zazębiają się z utworami morenowymi; w przełomach przez Pogórze Gubałowskie zachowały się w postaci teras zboczowych i pokryw akumulacyjnych, wreszcie dzięki dobrym warunkom terenowym rozprzestrzeniają się najwięcej w kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. To też tu zachowały się wszystkie trzy pokrywy stożków fluwioglacialnych, związane z trzema zlodowaceniami Tatr. Pokrywy szczątkowe, położone najwyżej w części południowej, a tektonicznie obniżone w części północnej, odpowiadają zlodowaceni maksymalnemu o zasięgu i utworach, które Romer przypisuje zlodowaceni H. Te utwory wypełniły całą kotlinę, a ich ślady są także znajdujące na stoku północnym w wysokości względnej do 90 m. W okresie międzylodowcowym nastąpiło wypiętrzenie Podhala, silniejsze w części północnej w pobliżu pasa Skalicowego, gdyż tu utwory poziomu I uległy podniesieniu o przeszło 40 m. Podobnie jak Romer, przyjmuje Halicki obniżenie tektoniczne Rowu Zakopiańskiego. Ogólnie biorąc, ruchy wypiętrzające na obszarze Podhala miały większe nasilenie na północy i wschodzie, słabiej zaś przebiegały na południu i zachodzie. Ich granicę północną stanowiły Skalice. Na północ od nich ulegała równoczesnemu obniżaniu kotlina Orawsko-Nowotarska. Ruchy tektoniczne, ale o małej amplitudzie, powtórzyły się po drugim okresie lodowym. Halicki zlodowaceń tatrzańskich nie wiąże, jak Romer, z ruchami górotwórczymi.



Według niego preglacjalne dna dolin znajdują się w wysokości około 40 m nad dnami dzisiejszymi. Przyczyną zlodowaceń było powszechne pogorszenie się klimatu na ziemi. Zasięgi zlodowaceń następnych odpowiadają mniej więcej zasięgom H—1 i H—2 R o m e r a. Każde z nich zaznaczyło się na przedpolu utworzeniem poziomu akumulacyjnego: stożków w kotlinach, a teras w odcinkach przełomowych. Poza morenami zlodowacenia ostatniego, moreny starsze, szczególnie czołowe, zachowały się rzadko i tylko w sprzyjających okolicznościach.

Koncepcję trzykrotnego zlodowacenia Tatr popierają uwzględnione przez H a l i c k i e g o dane paleobotaniczne. W rozdziale końcowym podaje on obliczoną metodą H ö f e r a wysokość granicy wiecznego śniegu dla zlodowacenia ostatniego (1500 do 1600 m), przedostatniego (1400 do 1500 m) i maksymalnego (1300 do 1400 m).

Zasadnicza różnica między poglądem R o m e r a a H a l i c k i e g o polega na przyjmowaniu przez R o m e r a większej ilości zlodowaceń oraz wiązaniu ich z ruchami górotwórczymi. Jeżeli idzie o zlodowacenie H + 1 R o m e r a, to jego ślady są uważane przez H a l i c k i e g o za fluwioglacjał (Szaflary i inne) albo za egzotyki z fliszu podhalańskiego (bloki granitowe na Pogórzu). Rozstrzygnięcie wymaga jeszcze studiów. W każdym razie nie wydaje mi się możliwe wiązać zasypania kotliny Nowotarskiej stożkami napływowymi ze zlodowaceniem, które kotlinę tą miało wypełnić. Nie mogły też one zostać osadzone w czasie cofania się lodowca H+1, ponieważ stożki recesyjne posiadają zupełnie inny charakter i przebieg.

Druga koncepcja R o m e r a o przyczynowym związku zlodowaceń z ruchami górotwórczymi w Tatrach wymaga badań w głębi Tatr. Nie wyjaśnia tej sprawy H a l i c k i. W każdym razie samymi ruchami górotwórczymi nie da się wyjaśnić zlodowaceń tatrzańskich. Tatry bowiem, mimo iż od ostatniego zlodowacenia nie uległy tektonicznemu obniżeniu, nie są dzisiaj zlodowacone. A przecież ich wysokość dzisiejsza jest sumą wypiętrzeń poprzednich, które według R o m e r a wystarczały do powstania lodowców dyluwialnych. W kotłach i wysoko zawieszonych dolinach np. dorzecza Białej Wody widzę fragmenty starych form dolinnych i jestem skłonny wiązać je z pliocenским poziomem pogórskim, rozcinanym w czasie późniejszej popontyjskiej fazy górotwórczej. To rozcinanie nie doszło jeszcze obszarów źródłowych,

gdy okres zlodowacenia przerwał działalność wody płynącej. Odzywała się ona za to w okresach interglacjalnych tak jak i dzisiaj. Studia tatrzańskie, zapoczątkowane w roku 1939 zdjęciem zamknięcia doliny Białej Wody, mam zamiar dalej prowadzić.

Sokołowski [117] w odcinku doliny Dunajca między Tropiem a Kurowem wydzielił jako utwory czwartorzędowe:

a) aluwia rzeczne, zalegające w postaci żwirów i piasków oraz namulów ilastych dno doliny Dunajca,

b) gliny terasowe, łączące się z aluwiami, a zajmujące wyższe partie doliny do wysokości 25 m koło Tęgoborzy,

c) gliny stokowe podobne do lessów, leżące na zboczach doliny; w ich powstaniu brał udział materiał rzeczny, miejscowy zwietrzelinowy, eoliczny, a nawet spławiony przez wody tającego w pobliżu Łądogrodu,

d) piaski warstwowane.

Na stokach wzgórza Stronie i Ostrej Góry znajdował Sokołowski otoczaki krystaliczne północne, pochodzenia fluwioglacjalnego, spławione tu przez wody stagnujące w pobliżu Łądogrodu. We wnioskach nie wychodzi on poza koncepcję Smoleńskiego.

W części mej pracy [42], poświęconej utworom dyluwialnym doliny Dunajca od Pienin po ujście, wyróżniłem trzy włożone w siebie poziomy akumulacyjne o różnym wskaźniku petrograficznym. Najwyższy poziom zasypania, sięgający od dna doliny do wysokości około 90 m, przechodzi powyżej Pienin w utwory fluwioglacjalne, które Halicki związał z maksymalnym zlodowaceniem tatrzańskim, na północy zaś stwierdziłem zazębianie się utworów tego poziomu z utworami morenowymi maksymalnego zlodowacenia niżowego Cracovien. W ten sposób została przeprowadzona paralelizacja zlodowaceń górskich z niżowymi.

Utwory poziomu drugiego o wysokości od 40 do 20 m, wiążące się z utworami przedostatniego zlodowacenia tatrzańskiego, pochodzą według mnie z okresu zlodowacenia Varsovien I; leży na nich less, stanowiący także ważne kryterium wiekowe. Powstanie poziomu o wysokości 20 do 6 m nastąpiłoby w okresie zlodowacenia Varsovien II; na obszarze Podhala przechodzi on w utwory ostatniego zlodowacenia tatrzańskiego.

W roku 1939 ukazała się praca zbiorowa „*Flora driasowa w Krościenku nad Dunajcem*” [130]. Bogata flora i fauna ko-



palna o charakterze wysokogórskim zachowała się tu w opisanym przeze mnie pod względem geologicznym utworze soliflukcyjnym z okresu ostatniego zlodowacenia. Na podstawie charakteru flory Szafer określił w tej pracy granicę górną lasu i dolną śniegu w Karpatach oraz dał próbę charakterystyki klimatu ostatniego okresu lodowego. Wynikami tych rozważań zajmę się dokładniej w rozdziale 14, dotyczącym klimatu epoki lodowej.

W dolinie Dunajca stosunki dyluwialne przedstawiają się nieco odmiennie aniżeli w dolinach beskidowych. Dunajec spływa z Tatr, które także ulegały zlodowaceni. W związku z tym wysokie zasypanie osiągnęło w tej dolinie rozmiary niespotykane w innych dolinach beskidowych, oba zaś poziomy młodsze, poczynające się z potężnych stożków fluwioglacjalnych, posiadają największą wysokość w biegu górnym i tę tracą z biegiem rzeki. To też można je uważać za bardzo długie stożki fluwioglacjalne, zasilane poniżej Tatr przez boczne dopływy. Zresztą udział materiału tatrzańskiego w tych stożkach jest prawie zawsze przeważający, co dobrze obrazuje tabela I w cytowanej pracy [42].

Dla oddania charakteru osadów i form zasypania w górnym dorzeczu Dunajca przytaczam tu szereg odsłonień, opisanych przez Halickiego wzdłuż jednej tylko doliny, mianowicie doliny Bystrej, a następnie Białego Dunajca i Dunajca w obrębie kotliny Nowotarskiej aż po Pieniny. Od Pienin cytuję obserwacje własne.

**Poziom III.** Wzdłuż Bystrej ciągnie się stożek fluwioglacjalny, który wiąże się bezpośrednio z moreną ostatniego zlodowacenia tatrzańskiego, zachowaną w Kuźnicach. Spąg tego stożka żwirowego, mającego miąższość około 12 m, obfituje w głazy o średnicy do 1 m, natomiast w górnych partiach żwirowo-piaszczystych otaczaki mają 10 do 20 cm średnicy. Poniżej Poronina, w przełomowym odcinku Białego Dunajca, „materiał akumulacyjny ostatniego okresu lodowego został prawie doszczętnie wymieciony“, to też o zasięgu i miąższości tej pokrywy wnosi Halicki z wysokości stożków napływowych, zachowanych u wylotów bocznych dopływów. Ich wysokość względna wynosi 10 do 12 m. Poza tym zachowały się w dolinie głównej zaledwie dwa fragmenty terasy poziomu III. Ten poziom, tak słabo zachowany w odcinku przełomowym, rozwinął się „klasycznie na obszarze Kotliny Nowotarskiej, tworząc tu wielki stożek napływowy“ (Bór, Bór na Czer-

wonym). Zbudowany całkowicie ze żwirów, ma on około 12-14 m wysokości ponad poziom Dunajca.

Pod Nowym Targiem Dunajec zmienia swój bieg z południowego na wschodni. Tu wysokość teras, związanych z okresem zlodowacenia ostatniego, zyskuje większe wartości. Poziom erozyjny, wycięty w tym okresie w żwirach starszych, leży w wysokości 17 m, a na północnym stoku kotliny, nad Nowym Targiem, podcięta krawędź terasy liczy 20 do 25 m wysokości. Ta terasa o charakterze skalistym towarzyszy dolinie Dunajca aż po Gordermę. O jej przynależności do zespołu form tego wieku świadczą świeże otoczaki granitowe, znajdowane na jej powierzchni. Nad Piekiełkiem, w Maniowych, stwierdziłem stosunki bardziej skomplikowane, aniżeli opisane przez Halickiego (op. cit., str. 480). Mianowicie u wylotu tej dolinki wznoszą się po obu jej stronach duże fragmenty stożka napływowego o wysokości około 20 m nad dzisiejsze dno potoku. U wylotu doliny jest on zbudowany z grubych otoczków wyłącznie fliszowych; wśród nich pojawiają się też bardzo rzadkie otoczaki kwarcytowe (na drugim złożu). Wschodnie skrzydło tego stożka wybiega dość daleko ku dolinie Dunajca. Formę tę w jej najdalej na południe wysuniętej części buduje w części spągowej materiał dunajcowy, reprezentowany przez otoczaki przeważnie granitowe o średnicy do 20 cm i przykryty żwirami wyłącznie fliszowymi, osadzonymi przez Piekiełko. Ta forma i utwory należą do poziomu III.

Ku zachodowi forma tego stożka ścina nam utwory zupełnie inne, mianowicie opisane przez Halickiego żwiry tatrzańskie o przewadze kwarcytowych średnicy do 50 cm, a bardzo zwietrzałych granitowych i piaskowcowych. Tu formę poziomu III budują utwory poziomu I.

Na wschód od tego miejsca wznosi się terasa 15-metrowa, zbudowana całkowicie ze świeżych żwirów dunajcowych, głównie granitów. Leży na niej wieś Maniowy.

W Pieninach, w Sromowcach Wyżnich koło Zawrocia, ciągnie się nieduży fragment tej terasy o wysokości 15 m., zbudowanej z łoku żwirowego o przewadze granitu, a z dużym udziałem żwirów fliszowych o średnicy do 15 cm. W odstępniach przy drodze rozcinającej tę formę widać warstwę żwirów około 5 m. Tego wieku jest też tu utwór złożony z gruzu piaskowcowego i wapiennego (wapień biały i czerwony) o średnicy do 50 cm. tkwiącego bezładnie w glinie plastycznej, ale o ułożeniu mniej



więcej poziomym. Jest to utwór soliflukcyjny, osadzony w okresie zlodowacenia ostatniego w postaci rozległej pokrywy o miąższości 6 do 10 m. W jego spągu widoczne są otoczaki dunajcowe, ale te należą już do utworów poziomu II. Odślaniają się one w dolinach potoków Międzypotocza i Gróbkki, gdzie spoczywają na niewysokiej podstawie skalnej (14 do 20 m). W Sromowcach Średnich odpowiednik poziomu III stanowi nieduża terasa o wysokości około 12 m; wyraźny 5-metrowy próg oddziela ją od terasy dennej. W Sromowcach Niżnych resztki tego poziomu zachowały się w postaci stożków napływowych u wylotu doliny Marcelowego potoku o wysokości 5 m nad dno współczesne, a u wylotu wąwozu Sobczańskiego o wysokości około 8 m nad poziom potoku.

W Krościenku na Zawodziu leży u wylotu doliny potoku Zakijowem duży stożek napływowy, zbudowany z grubych otoczaków i kanciaków piaskowcowych o średnicy do 40 cm, tkwiących w glinie piaszczystej. Utwory tego stożka spoczywają na cokole skalnym o wysokości 4 m nad dno potoku i posiadają 9,00 m miąższości. Jego powierzchnia, nabrzmiąta w osi (18 m nad poziom Dunajca), obniża się ku północy do wysokości 424 m, tj. 10 m nad poziom Dunajca. W Kłodnem, gdzie zachowały się doskonale fragmenty wszystkich trzech poziomów, poziom III reprezentuje terasa skalisto-osadowa o wysokości 8 do 12 m. Podstawa skalna sięga tu do wysokości 4 m nad poziom Dunajca. Poniżej Kłodnego terasa ta ma 10 m wysokości i wznosi się stromymi, w dolnej części skalistymi ścianami bezpośrednio nad koryto skaliste rzeki. U wylotu doliny Burdelowego potoku stożek akumulacyjny, odpowiadający poziomowi III, wznosi się około 9 m nad dno potoku. W dolinie Dunajca, poniżej ujścia wymienionego potoku, terasa ma 8 m wysokości, a w Tylmanowej stoi na niej kościół w wysokości 9 m nad poziomem Dunajca. W Klempowej na prawym brzegu Dunajca buduje tę terasę 5-metrowy pokład żwirów dunajcowych o przewodzie otoczaków grawitowych, spoczywający na 5-metrowej podstawie skalnej. Cokół skalny, częściowo obnażony ze żwirów przez wody Dunajca, robi wrażenie terasy niższej; jest to stare dno erozyjne, w okresie późniejszym odpreparowane. Niewielki fragment skalistej terasy 10-metrowej znajdujemy na lewym zboczu naprzeciw ostrogi Królewskiej. Od Wietrznicy obniża się powoli wysokość względna tej terasy tak, że w okolicy Łacka wysokość jej wynosi już tylko 7 m. Naturalnie

przy ujściach dopływów podnosi się jej powierzchnia i wysokość, np. przy ujściu Czarnej Wody w Łącku, Obidzy i innych. W odcinku przełomowym fragmenty tego poziomu są nieduże i zachowane tylko po jednej stronie rzeki; dopiero poniżej Zarzecza zajmuje ona większą część dna doliny.

W Jazowsku, w zwężeniu dolinnym ma ona jeszcze 7 m wysokości, a w Kadczy w zerwie brzegowej widać, jak na 3-metrowej podstawie skalnej spoczywa 3,50-metrowa warstwa tłoku żwirowego, przykrytego cienką pokrywą gliny napływowej. W Woźcu i koło mostu w Gołkowicach terasa poziomu III posiada 6 m wysokości nad poziom Dunajca i tę wysokość zachowuje aż po wylot doliny Dunajca w Kotlinę Sandomierską.

\*

*Przebieg, wysokość i charakter poziomu III*, który w dolinach beskidowych zwykliśmy utożsamiać z terasą rędzinną, jest tu uderzająco inny. W odcinku górnym, podlaźzańskim, ma on 42 m wysokości, w Kotlinie Nowotańskiej sięga do przeszło 20 m, w Pieninach obniża się do 15 m, koło Kłodnego ma wysokość 12 m, we Wietrznicy niecałe 10 m, w Łącku 7 m, wreszcie na północ od Gołkowic aż po Kotlinę Sandomierską około 6 m wysokości nad poziom Dunajca. Największą wysokość i miąższość osiąga poziom III w Kotlinie Nowotańskiej. W tym prastarym basenie akumulacyjnym, zamkniętym przełomem Dunajca, rozpręstrzeniają się potężne stożki fluwioglacjalne obu Dunajców oraz Białki. W odcinku górnym aż po Kadcze, a więc prawie po Kotlinę Sądecką, fragmenty tego poziomu zachowały się w postaci teras i stożków napływowych o charakterze skalisto-osadowym; wysokość cokołu skalnego nie przekracza tu na ogół 5 m i obniża się z biegiem rzeki. W Kadczy wznosi się on zaledwie 3 m nad poziom Dunajca. Poniżej ciągnie się terasa całkowicie akumulacyjna. Od Łącka odpowiada ona terasie rędzinnej, zalewanej w czasie katastrofalnych wodostanów [42].

Od Tatr po kotlinę Sądecką pokrywą akumulacyjną poziomu III stanowią wyłącznie *żwiry*, i to żwiry o *bezzrogłej przewadze otoczków granitowych*. Udział materiału fliszowego, przynieszonego przez dopływy boczne, jest tu stosunkowo nieduży. Siła wód dunajcowych była większa aniżeli dopływów, to też ich osady ulegały szybkiemu wymieszaniu z osadami dunajcowymi. Takie zaszębienie się utworów fliszowych z osadami dunajco-



wymi, tatrzańskimi, widać doskonale w stożku Piekiełka koło Maniowych. Dopiero w górnej części pokrywy zaznacza się większy udział otoczaków fliszowych (a w Pieninach wapiennych), co dowodzi pewnej przewagi dopływów nad wodami Dunajca w tym okresie. Poniżej kotliny Sądeckiej coraz większą rolę w budowie tej terasy odgrywają piaski i gliny piaszczyste, co unaocznia np. profil w Gierowej (loc. cit., str. 10).

*W poziom III jest wcięta lub rzeźbiona terasa niższa.* W obszarze Podhala (Zakopane, Poronin, Nowy Targ itd.) wyróżnia Halicki [23] 6 do 8-metrową terasę poglacialną o charakterze skalisto-osadowym. Stanowi ona właściwą terasę denną, w którą wcięte jest bezpośrednio, a czasem za pośrednictwem jeszcze jednego niedużego słopnia, współczesne koryto Dunajca wraz z towarzyszącymi mu pasami kamieńców. W Pieninach ma ona 5 do 6 m wysokości i tę wysokość zachowuje po Kłodne, gdzie na 2-metrowej podstawie skalnej spoczywa 3 m żwirów dunajcowych. Poniżej Kłodnego jej wysokość zmniejsza się do 5 m koło Królówki, 4 m koło Łącka, 3,50 m w Kadczy, a 2 do 3 m w obszarze kotliny Sądeckiej oraz w całym pogórskim odcinku doliny Dunajca.

Ta terasa w biegu górnym po Wietrznicy jest skalisto-osadowa, przy czym wysokość podstawy skalnej wynosi co najwyżej 3 m. Poniżej zaś jest ona całkowicie akumulacyjna i odpowiada terasie łęgowej. Corocznie jest zalewana w czasie wysokich wódostanów. Stosunek tej terasy do poziomu III można uchwycić w wielu miejscach, zarówno w Pieninach oraz przełomie przez Beskid Wysoki, gdzie obie terasy różni wysokość względna podstawy skalnej, jak i poniżej, gdzie np. w Kadczy do terasy poziomu III o wysokości 7 m i charakterze skalisto-osadowym przylega bezpośrednio terasa niższa 3,50-metrowa, całkowicie akumulacyjna, zbudowana z bardziej drobnego szutru dunajcowego. Jest to zatem terasa włożona w formę wyciętą w poziomie III.

**Poziom II.** W dolinie Bystrego potoku, 5 do 8 m nad stożkiem przejściowym w Kuźnicach, rozciąga się poziom Hali pod Kuźnicami. Jest on zbudowany z otoczaków granitowych, przykrytych piargiem dolomitowym. Nieco dalej krawędź poziomu II wznosi się 10 do 12 m nad stożkiem zakopiańskim. Jest to poziom erozyjny z niegrubą pokrywą głazowo-żwirową o średnicy do 1 m. Jego przedłużenie nie ciągnie się wzdłuż potoku Bystrej, ale na Pardo-

łówkę i Olczę. Od trójkąta Zakopiańskiego oddziela go wzniesienie Antołówki. W Olczy nad torem kolejowym poziom II osiąga 32 m wysokości, na prawym zaś brzegu potoku Olczyckiego ciągnie się od kościoła w Olczy aż po Poronin. Przy ujściu potoku Olczyckiego ma on 50 m wysokości, po czym znowu opada do 30 m. W jego pokrywie żwirowej udział kwarcytów wynosi około 15%, a stopień zwietrzenia jest dosyć duży. Przedłużeniem poziomu Bystre-Pardołówka są według Halickiego terasy, zachowane w dolinie Białego Dunajca w wysokości około 30 m. Koło Poronina fragmenty ich mają 35 m wysokości, a w ich pokrywie akumulacyjnej przeważają żwiry granitowe o średnicy do 60 cm. Ku północy obniża się wysokość tej terasy do 25 m koło Leszczyn i wysokość tę zachowuje ona aż po Szaflary. W tym odcinku buduje tę terasę o charakterze skalisto-osadowym około 5-metrowa warstwa żwirów. Poniżej Szaflar urywa się ślad poziomu II; został on zniszczony przez wody, osadzające stożek poziomu III. Bardzo źle zachował się ten poziom także na południowych stokach Gorców. Odpowiadają mu otoczaki przeważnie granitowe, występujące nad Nowym Targiem w wysokości 615 do 630 m, tj. 40-55 m nad poziomem Dunajca, następnie fragmenty teras o wysokości 40 do 50 m, zaznaczające się między Nowym Targiem a Waksmundem, wreszcie nad tą miejscowością obfite żwiry granitowe w wysokości 45 m nad poziomem Dunajca. Po prawej stronie Dunajca ciągnie się między Ostrowskiem a Łopuszną stroma podcięta krawędź fluwioglacjalnego stożka poziomemu II, usypanego przez Białkę.

W Pieninach zaliczam do tego poziomu żwiry, budujące 30-metrową terasę w Zawrociu (Sromowce Wyżne). Przy drodze pojawiają się ich duże odsłonięcia w wysokości około 480 m, a ich parometrowy pokład przykrywa glina zboczowa, sięgająca do 490 m. Żwiry te stanowią otoczaki przeważnie granitowe o średnicy do 50 cm z przewagą 8-15 cm. Nieco dalej w dorzeczu Międzyzapotocza i Gróbkki na podstawie skalnej, ściętej na bardzo dużej przestrzeni w wysokości 25 do 28 m nad poziomem Dunajca, leży 2 do 3 m gruba warstwa żwirów dunajcowych, o średnicy do 10 cm, dosyć zwietrzałych, o względnej przewodzie otoczków granitowych nad kwarcytowymi, piaskowcowymi i wapienymi. Na osadach dunajcowych, które odsłaniają się na stromych zboczach, szczególnie doliny Międzyzapotocza, i to w odległości paruset metrów od jej wylotu, leży poprzednio już opisany



utwór soliflukcyjny. Że utwory te nie pochodzą z tego samego okresu, dowód na to znajdujemy w górnej części doliny Między-potocza w postaci grubej na 3,50 m warstwy ilasto-torfiastej, zawierającej bogate szczątki roślinne i kawałki drewna. Ten pokład o roślinności interglacjalnej oddziela doskonale żwiry poziomu II od utworu soliflukcyjnego, wiązane go z okresem III. Utwór torfiasty zachował się tylko w tym jednym miejscu, natomiast żwiry uległy niejednokrotnie przemieszczeniu wraz z pokrywą soliflukcyjną; stąd ich niskie występowanie, np. u wylotu doliny Gróbki.

W Sromowcach Średnich na 20-metrowej podstawie skalnej o wysokości 20 m leży 15-metrowy pokład grubych zwietrzałych żwirów o względnej przewodzie otoczków granitowych średnicy do 40 cm. W Sromowcach Niżnych duży poziom Hala budują grube żwiry o przewodzie zwietrzałych granitowych z udziałem kwarcytowych i piaskowcowych oraz wapiennych. Leżą one na podstawie skalnej ściętej w wysokości 497 m i sięgają do 505 m, tj. 48 m nad poziom Dunajca. Przykrywa je 2 m gliny zboczowej. Dużą wysokość zasypania na tym odcinku należy wiązać ze spiętrzającą rolą właściwego przełomu pienińskiego (poniżej Sromowiec).

Naprzeciwko Szczawnicy ostroga dolinna Kras jest fragmentem terasy o wysokości około 25 m. Na cokole skalnym leży tu 2-metrowa warstwa żwirów z przewagą zwietrzałych granitowych, a obok nich piaskowcowe, kwarcytowe i wapienne o średnicy do 30 cm z przewagą 15 cm. Przed Krościenkiem, na zachód od p. 430, widać w odsłonięciach przy drodze żwiry o przewodzie zwietrzałych granitowych w wysokości od 435 do 455 m. Odsłonięcia tych żwirów znajdują się także w Krościenku przy drodze na Dzwonkówkę w wysokości 440 m.

W Kłodnem terasę 40-metrową stanowi do wysokości 431 m cokół skalny, na którym leżą do wysokości 440 m grube żwiry o przewodzie zwietrzałych granitowych z dość znacznym udziałem otoczków piaskowcowych i kwarcytowych. Przykrywa je cienka warstwa gliny zboczowej oraz w części przystokowej materiał zwietrzelinowy, spełniony ze zboczy.

Między Lachówką a potokiem Burdelowym poziom II zaznacza się w postaci kilku połączonych z sobą stożków napływowych, usypanych przez bystre potoki, które rozcinają stoki Lubania. Stożki te sięgają wysokości 430 do 438 m, tj. 30 do 38 m nad

poziom Dunajca, a zbudowane są z łoku żwirowego wyłącznie fliszowego o miąższości 10 m, spoczywającego na cokole skalnym. Przy ujściu następnego, małego potoczku wznosi się ponad terasę III poziom II o wysokości 40 m (430 m npm.). Głęboko wcięta droga odsłania od wysokości 398 m do 430 m duże ściany łoku żwirowego o otoczakach grubych do 60 cm. Uderzający jest duży udział żwirów dunajcowych, a zwłaszcza dosyć zwietrzałych granitowych, w spągu tej 30-metrowej pokrywy akumulacyjnej. Ku górze zmniejsza się ich udział, a w stropie panują wyłącznie żwiry fliszowe. Mamy tu do czynienia ze zjawiskiem podobnym do obserwowanego w Maniowych, w utworach poziomu III. W Tylmanowej kilka fragmentów poziomu II ciągnie się po obu stronach Dunajca (Tylmanowa 27 m, Kozubówka i Klemkowa 30 m). Między Ochołnicą a Tylmanową, naprzeciw Królówki, zachowała się dobrze terasa o wysokości 30 m (412 m npm.). Do wysokości 393 m jest ona skalista, a wyżej spoczywa 19 m żwirów bardzo grubych o średnicy do 60 cm. I tu w spągu przeważają żwiry dunajcowe o przewodze granitowych, natomiast w części stropowej tylko fliszowe.

We Wietrznicy żwiry o przewodze otoczaków granitowych sięgają już tylko do wysokości 25 m nad poziom Dunajca. Dalsze resztki tego poziomu znajdujemy w dużym stożku napływowym potoku Kamienieckiego o wysokości około 20 m. U wylotu doliny Obidzy odsłonięcia w stożku o wysokości 22 m nad poziom Dunajca ujawniają nam 12-metrową podstawę skalną, na której spoczywa 10 m łoku żwirów fliszowych. Na dalszym fragmencie terasy poziomu II leży też Jazowsko (362 m). Tu terasa ma 26 m wysokości i jest zbudowana w wysokości od 348 do 358 metrów z grubych żwirów dunajcowych o przewodze względnej zwietrzałych i żelazistych granitowych średnicy do 20 cm; rzadsze kwarcytowe mają 30 cm średnicy, a piaskowcowe 40 cm. Na nich spoczywa 4-metrowy pokład gliny żółtej, pylastej, o wielu cechach lessu. Między wylotem doliny Opalanej a wylotem Łazowskiego potoku ciągnie się terasa i stożek napływowy o wysokości 25 m. Na 10-metrowym cokole skalnym leży 10-metrowy pokład żwirów dunajcowych o przewodze zwietrzałych granitowych oraz piaskowcowych. Na tym spoczywa 3 m gliny zboczowej.

W kotlinie Sądeckiej do poziomu II zaliczamy fragment stożka napływowego Popradu o wysokości 16 m, na którym roz-



budował się Stary Sącz, oraz rozległą terasę w widłach Dunajca i Kamienicy o wysokości zmniejszającej się ku północy od 18 m koło Dąbrówki i Biegonic do 13 m w Nowym Sączu. Jest ona w całości akumulacyjna, a budują ją żwiry o względnej przewodzie zwietrzałych otoczków granitowych. Parę fragmentów tej terasy zachowało się w Marcinkowicach. Ich wysokość pozwala je włączyć do poziomu II, natomiast utwory, które ją budują, są starsze i odpowiadają poziomowi I. Są to żwiry o bezwzględnej przewodzie otoczków kwarcytowych, przykryte później gliną i lessem. Duża wysokość tej terasy (około 27 m) jest wywołana grubą pokrywą lessu. Na terasie o wysokości 16 m, zbudowanej z piasków zawierających otoczaki przeważnie granitowe i piaszkowcowe, leży pobliski Kurów. W Tęgoborzy wyraźny stopień o wysokości 19 m budują osady żwirowe Dunajca, przechodzące w żwiry fliszowe i zazębiające się z nimi. Te żwiry fliszowe są usypane przez liczne bystre strugi, spływające z Chełmu i Rozdziała; przykrywa je tu glina podobna do lessu. Łączna miąższość tych utworów wynosi w Tęgoborzy ponad 10 m. Poniżej zachowało się niewiele dobrze wykształconych fragmentów tego poziomu. W Rożnowie stoi na 15-metrowej terasie dwór; tej samej wysokości jest skalista terasa w Tropiu (z kościołem). W Biskupicach na osadach dunajcowych tego poziomu leży gruba pokrywa lessu. Jego lessem podwyższona powierzchnia rozprzestrzenia się w wysokości 240 do 250 m. Resztkę poziomu II stanowi też zniszczony częściowo stożek napływowy Paleńnicy o wysokości około 240 m oraz bardzo duży stożek potoku Brzozowskiego, opadający stromym 7-metrowym progiem ku terasie rędzinnej Dunajca na dużej przestrzeni od Kończysk po Lusławice Małe. Wznosi się ten stożek prawie 20 m nad poziom Dunajca. Z okresem tym wiąże wreszcie dobrze zachowaną terasę 15 m, ciągnącą się od Wierzchosławic pod Radłową, zbudowaną ze żwirów dunajcowych o przewodzie otoczków kwarcytowych.

\*

*Poziom II także ma charakter stożka napływowego. W Tatrach wiąże się on z utworami zlodowacenia przedostatniego. W biegu górnym, podtatrzańskim, jego wysokość wynosi około 30 m, obniża się z biegiem Białego Dunajca do 25 m koło Leszczyn, a następnie podnosi do 50 m w okolicy Nowego Targu.*

Tu w kotlinie poziom II osiąga największą wysokość. W Sromowcach Wyżnych resztki tego poziomu zachowały się już tylko w wysokości 30 m, za to w Sromowcach Niżnych u wrót do właściwego przełomu, leżą one znowu w wysokości 48 m. Ten wzrost wysokości tłumaczą spiętrzającą rolę przełomu pienńskiego. W kotlinie Krościenka resztki poziomu II znajdowano w wysokości 30 m, a poniżej w przełomie przez Beskid Wysoki wpływ jego zaznaczył się znowu podniesieniem wysokości tego poziomu do 40 m. Od Tylmanowej poziom II stale się obniża. Koło Królówki ma on 30 m wysokości, w Jazowsku 26 m, w południowej części kotliny Sądeckiej 18 m, a w północnej, w Nowym Sączu 13 m wysokości. Poniżej Sącza poziom II traci charakter stożka i przechodzi w terasę, której rzadkie, słabo zachowane fragmenty ciągną się równolegle do terasy dennej w wysokości około 15 m nad poziomem Dunajca, a 8 do 10 m nad terasą rędzinną.

Inna sprawa — to *miąższość utworów akumulacyjnych*, które ten poziom budują. W biegu górnym Halicki stwierdzał małą grubość pokrywy żwirowej, w Leszczynach zaledwie 4 do 5 m. Natomiast w kotlinie Nowego Targu, pogłębianej tektonicznie, można przyjąć dużą, około 50-metrową miąższość utworów poziomu II. Poniżej, od Pienin po kotlinę Sądecką, stwierdzono w szeregu odsłonień, że pokrywa żwirowa o miąższości od 8 do 30 m spoczywa na podstawie skalnej o wysokości 40 do 10 m. Tu nasuwa się pytanie, czy po rozcięciu tej pokrywy nastąpiło jeszcze tak głębokie (do 40 m) rozcięcie dna erozyjnego, skalnego, czy też — podobnie jak w dolinach Skawy i Raby — dolina Dunajca była już pogłębiona do poziomu dzisiejszego, a występowanie cokołów skalnych należy odnieść do nierówności dna oraz do istnienia starych teras erozyjnych, na których osady poziomu II mogły się najlepiej uchować. Za takim tłumaczeniem przemawiałoby występowanie na dnie kotliny Nowotarskiej, w Maniowych, utworów starszych, bo związanych z okresem I, oraz zaleganie jeszcze starszych, pliocenских, w dnie doliny Dziadowe Kąty, dopływie Krośnicy, uchodzącej w Krościenku do Dunajca. Na tej podstawie można przyjąć zgodność dna preglacjalnego z dzisiejszym, ale tylko dla kotlin Nowotarskiej i Krościeńskiej. I istotnie, teras typu skalisto-osadowego w tych odcinkach nie spotykamy. Natomiast występują one w przełomach



pienińskim i beskidzkim, a to może nasuwać przypuszczenie, że Pieniny i Beskid Wysoki były wypiętrzane w czasie równoczesnego wginania obszaru kotlinowego.

Utwory poziomu II posiadają około 20 m miąższości w odcinku od Pienin po okolice Łącka, a później budują one 13 do 15-metrową terasę akumulacyjną, ciągnącą się aż w Kotlinę Sandomierską. Wśród nich przeważają żwiry i to *żwiry tatrzańskie o względnej przewadze otoczków granitowych nad kwarcytowymi*, których udział wynosi w biegu górnym 15 do 25%, a z biegiem doliny zwiększa się do 50% w obszarze Pogórza i Kotliny Sandomierskiej. Otoczkami granitowe są już nieco zwietrzałe, a ich średnica zmniejsza się od 60 cm w biegu górnym do 40 cm w przełomie przez Beskid Wysoki i do 10 cm w biegu dolnym.

Z biegiem rzeki oraz w górnych częściach profilów zasypania wzrasta udział *materiału fliszowego*, dostarczanego obficie przez liczne dopływy beskidzkie. W szeregu odsłonień udało się uchwycić sposób zazębienia się stożków napływowych poziomu II z utworami terasy dunajcowej, świadczący o przewadze Dunajca w pierwszej fazie akumulacji, a dopływów w fazie drugiej, obejmującej strop pokrywy akumulacyjnej. Na ogół udział dopływów gra w dolinie Dunajca znacznie mniejszą rolę, aniżeli w innych dolinach beskidowych. Od kotliny Sądeckiej w utworach poziomu II pojawia się coraz więcej żwirów fliszowych, a także kwarcytowych, spławionych z wyżej położonych części zboczy dolinnych, oraz piasków i glin napływowych, warstwowych.

Od Jazowska w budowie terasy średniej bierze udział także less. Jest to *less typowo śródgórski* z licznymi wkładkami i soczewkami drobnego czystego piasku pochodzenia colicznego. Jego miąższość wynosi tu około 5 m, a w obszarze Pogórza wzrasta prawie do 10 m. Leży on niemal wyłącznie na zboczach eksponowanych na wschód i na północny-wschód.

Od utworów poziomu III różnią się osady poziomu II przede wszystkim składem żwirów. Poziom II budują żwiry o względnej przewadze otoczków granitowych, nieco zwietrzałych, natomiast w utworach poziomu III przewaga świeżych otoczków granitowych jest zupełna (do 90% w stosunku do kwarcytów). Poza tym w odcinku po kotlinę Sądecką utwory poziomu II leżą na cokole skalnym wyższym, aniżeli cokol pod utworami poziomu III.

**Poziom I.** Resztką poziomu I na przedpolu doliny Bystrej jest Antonówka (935 m n.p.m.). Jej wierzchowinę przykrywają utwory fluwioglacjalne o średnicy otoczków do 50 cm. Pod tym żwirowiskiem leżą w glinie zwietrzelinowej nieoloczzone bloki i głazy granitowe o średnicy do 1,50 m. Dalszy ciąg tego poziomu stanowią kulminacje Bachledzkiego Wierchu (904 m) i Borów (905 m), również przykryte fluwioglacjałem, ułożonym na przebytej morenie. Poniżej Poronina utwory tego poziomu akumulacyjnego znajdował Halićki na zboczach doliny Białego Dunajca w wysokości do 90 m. Ku północy rośnie ich zasięg pionowy. Koło Leszczyn obfite żwirowisko występuje w wysokości od 750 do 820 m, tj. od 70 do 140 m nad poziom Dunajca, a na stoku następnego ramienia — w wysokości od 73 do 133 m nad poziom Dunajca. Są to żwiry o zdecydowanej przewadze otoczków kwarcytowych o średnicy do 70 cm z przewagą 40-50 cm. Tak wysoki zasięg żwirów poziomu I wiąże Halićki z ruchami tektonicznymi, które nierównomiernie wypiętrzyły obszar Pogórza Gubałowskiego.

Stoki Pogórza Gubałowskiego obniżają się na północ od Bańskiej fleksurą ku Skalicom i kotlinie Nowotarskiej [99], a żwiry o przewadze otoczków kwarcytowych rozprzestrzeniają się w postaci rozległego stożka napływowego. Resztką jego dawnej pokrywy wypełnia część kotliny Nowotarskiej między Szaflarami a potokiem Leśnickim. W Szaflarach, w kamieniołomie, widoczny jest spąg tych utworów fluwioglacjalnych w wysokości 40 m nad poziom Dunajca. Mimo to nie można określić miąższości utworów budujących stożek gronkowski. Został on tektonicznie wgięty i tak obniżony, że nieraz jego utwory są przykryte przez osady młodsze, związane ze zlodowaceniem przedostatnim.

Na południowych stokach Gorców poziom I zachował się bardzo słabo. Znacząco Halićki na stokach Kokoczowa w wysokości 60 do 80 m nad poziomem Dunajca. Nad Waksmundem żwiry o przewadze kwarcytowych, średnicy do 30 cm, sięgają według niego do wysokości 665 m, tj. 95 m nad poziom Dunajca, a nad Maniowymi, przy drodze do Mizernej, najwyższe otoczaki kwarcytowe znajdował on do wysokości 595 m (85 m nad poziomem Dunajca). Pełny profil wysokiego zasypania stwierdził Halićki na stoku wzgórza o wysokości 590 m. Tu we wcięciu drogi widoczne są od dna doliny aż po szczyt grube żwiry dunajcowe,



składające się z otoczków o przewadze 90% kwarcytowych z małą domieszką żwirów fliszowych i granitowych.

Do tych opisanych przez Halickiego stanowisk żwirowych mogę dodać na podstawie własnych obserwacji w tym terenie parę nowych. Przy drodze z Maniowych ku kocie 614 otoczaki o przewadze kwarcytowych widziałem w wysokości 547 m (32 m nad poziom Dunajca) i 586 m (71 m nad poziom Dunajca), nad Kluszkowcami i Czorsztylnem leżą one na zboczach wzniesienia Wielkie Pole w wysokości 560 do 590 m (60 do 90 m nad poziomem Dunajca). W Pieninach nad Sromowcami Wyżnymi znajdowałem liczne otoczaki kwarcytowe oraz rzadkie zwietrzałe granitowe o średnicy do 30 cm na obszernym zrównaniu o wysokości 550 do 570 m (70 do 90 m nad poziom Dunajca). Nad Sromowcami Niżnymi leżą one w wysokości 535 m (75 m nad poziomem Dunajca). U wylotu przełomu pienińskiego żwirowisko o przewadze otoczków kwarcytowych średnicy 25 cm leży na wyraźnym zrównaniu w ostrodze Krasu w wysokości 480 m, tj. 55 m nad poziomem Dunajca. W Krościenku żwiry obfite tego typu leżą na spłaszczeniu przy drodze na Dzwonkówkę w wysokości 474 m, tj. 57 m nad poziomem Dunajca. W Kłodnem znajdują się przy drodze w wysokości od 488 do 495 m (88 do 95 m nad poziomem Dunajca) odsłonięcia żwirów przeważnie kwarcytowych ze wzrastającą ku górze domieszką żwirów piaszczystych. Osady te występują często pod pokrywą zwietrzelinową zboczową. Między dolinami Lachówki i Burdelowej poziomowi I odpowiadają resztki starych stożków napływowych, osadzonych przez Lachówkę, Ligasową, Ziemianki i Burdelową. Między Lachówką a Ziemiankami pokrywa akumulacyjna, złożona z dobrze i słabo otoczonego tłoku żwirowego, o materiale wyłącznie fliszowym, średnicy do 40 cm, leży na podstawie skalnej, ściętej w wysokości 460 m (67 m) i sięga do wysokości 475 m, tj. 82 m nad poziom Dunajca. Między dolinami Ziemianki i Burdelowej podstawa skalna leży w wysokości 450 m (60 m nad poziomem Dunajca), a na niej pokrywa żwirowa do wysokości 473 m, tj. 83 m nad poziom Dunajca. U wylotu potoku Burdelowego resztki pokrywy żwirowej posiadają do 25 m miąższości. Podstawa skalna leży tu w wysokości 35 m nad poziomem Dunajca (425 m). W licznych głębokich wcięciach widać stale żwiry fliszowe o średnicy do 50 cm, przykryte cienką warstwą gliny zwietrzelinowej. Naprzeciwko Królówki u północnego

krańca Tylmanowej zachował się w wysokości 440 m (60 m nad poziomem Dunajca) wyraźny poziom z otoczkami i głazami nieotoczonymi, wyłącznie piaskowcowymi. Poniżej na ostrodze Wietrznicy żwiry o przewadze otoczków kwarcytowych, warstwowane z gliną, okrywają zbocze w wysokości od 410 do 440 m (35 do 65 m), a w wysokości 447 do 454 m znajdują się wysokie ścianki i odsłonięcia żwirów o przewadze otoczków kwarcytowych średnicy 30 cm, i wzrastającym udziale fliszowych. W wysokości 460 m (85 m nad poziomem Dunajca) żwiry fliszowe stanowią 90%. Na nich leży glina zboczowa. W Maszkowicach żwiry o przewadze kwarcytowych leżą w wysokości 60 m i 80 m nad poziomem Dunajca. Nad Jazowskiem, przy drodze do Gruszowa, odsłaniają się w wysokości od 384 do 415 m (50 do 81 m nad poziomem Dunajca) dobrze warstwowane żwiry: fliszowe o średnicy do 50 cm, kwarcytowe o średnicy 20 cm oraz bardzo zwietrzałe i rzadkie granitowe (liczne odsłonięcia łoku żwirowego). Na przeciwnym brzegu Dunajca przy drodze od wylotu doliny Obidzy przez przysiółek Łazy do dolinki Opalanej widać w wysokości od 407 do 420 m (73 do 86 m nad poziomem Dunajca) duże odsłonięcia grubych do 40 cm i bardzo zwietrzałych żwirów piaskowcowych ze znaczną domieszką otoczków kwarcytowych oraz rzadkimi i bardzo zwietrzałymi granitowymi. Po stronie wschodniej, przy schodzeniu ku Opalanej widoczne są 3-metrowe ścianki łoku żwirowego w wysokości 400 m (66 m) oraz w wysokości 380 do 360 m (46 do 26 m nad poziomem Dunajca). Są to żwiry grube piaskowcowo-kwarcytowe. W Woźcu przy drodze do p. 402 widać do wysokości 330 m zbocze skaliste, pokryte nieco zwietrzeliną. Od 330 m (13 m nad poziomem Dunajca) pojawiają się żwiry fliszowe i tatrzańskie o przewadze otoczków kwarcytowych i sięgają do wysokości 384 m (67 m nad poziomem Dunajca). W wysokości 382 m duże odsłonięcie ukazuje 2-metrową ścianę łoku żwirowego z 5-metrową pokrywą lessu. Jego spąg stanowi less siwy, ilasty, zwięzły (1,50 m), który ku górze przechodzi w less żółty, karpacki, z soczewkami i wkładkami piasku lotnego. Poniżej tego odsłonięcia, ale nie przy opisanej już drodze, znajduje się w wysokości 370 m 4-metrowa ściana żwirów dunajcowych z przewagą otoczków kwarcytowych i piaskowcowych o średnicy do 50 cm. Tkwią one w piasku sypkim i ukazują warstwowanie w dolnej części normalne, poziome, a w górnej deltowe o nachyleniu powierzchni



zsypaniu ku wschodowi. Poniżej tego odsłonięcia skała ukazuje się spod pokrywy żwirowej dopiero w wysokości 360 m.

Dobrze zachowane resztki wysokiego zasypania, sięgającego w stożku napływowym potoku Kamienicy 90 m niższości, mamy w kotlinie Sądeckiej, opisanej przez Smoleńskiego [114].

W pogórskim odcinku doliny Dunajca wyraźne ślady zasypania stwierdzono w Marcinkowicach, gdzie odsłonięcia żwirów o przewodzie otoczków kwarcytowych występują w wysokości 290 do 350 m (26 do 84 m nad poziomem Dunajca). W Tęgorzynie pojawiają się one już w wysokości 271 m, tj. 10 m nad poziomem Dunajca. Prawie pełny profil zasypania doliny Dunajca tymi utworami stwierdziłem w Znamierowicach. W odsłonięciach wciętej drogi żwiry dunajcowe o przewodzie kwarcytowych widoczne są od wysokości 265 m do 335 m (13 do 82 m nad poziomem Dunajca). I tu w części górnej zwiększa się wybitnie udział otoczków fliszowych, a żwiry poprzegradzane są grubymi warstwami gliny piaszczystej. W Witowicach Górnych żwiry tego typu występują zarówno na zboczach (242 m, 280 m) jak i na szczycie wzniesienia Stronie (326 m). W dolinie biegnącej przez Witowice Dolne, na starych żelazistych żwirach dunajcowych o przewodzie kwarcytowych średnicy do 15 cm, spoczywają ility szare; ich dużą miąższość, widoczną w licznych podcięciach, obserwował też Sokołowski [117]. W Piaskach Druszków na stokach i wierzcholinie ramienia, które zaczyna się na południe od dworu, widziałem przy drodze wciętej, w szeregu odsłonień znajdujących się w wysokości 243 do 280 m (20 do 57 m nad poziomem Dunajca), warstwowane żwiry dunajcowe o przewodzie otoczków kwarcytowych średnicy do 20 cm. Na nich leży do wysokości 296 m glina warstwowana zawierająca otoczki dunajcowe, glina zboczowa z drobnymi głazikami erratycznymi i less wszystko przykrywający. Ponad zrównaniem w wysokości 320 m leży głaz erratyczny mający ponad 0,5 m średnicy, a wyżej w wysokości 325 do 245 m w glinie warstwowanej piaszczystej tkwią głazy erratyczne o średnicy do 40 cm oraz rzadkie otoczki kwarcytowe i bardzo zwietrzałe granitowe tatrzańskie.

Doskonały wgląd w stosunki stratygraficzne wysokiego zasypania w północnej części karpackiego dorzecza Dunajca dają odsłonięcia w Stróży. Na stoku zachodnim ostrogi dolinnej, koło

drogi z Filipowie, widoczne są w dużym odsłonięciu, położonym w wysokości 235 m (15 m nad poziomem Dunajca):

- |                                                                                                                 |           |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| a) żwiry dunajcowe, warstwowane o przewodzie otoczków kwarcytowych                                              | m<br>3,00 |
| b) glina warstwowana z wkładkami żwirów dunajcowych                                                             | 3,00      |
| c) glina warstwowana z piaskiem, drobnym szutrem i żwirami dunajcowymi o przewodzie otoczków kwarcytowych       | 3,50      |
| d) żwiry dunajcowe, warstwowane o tym samym składzie                                                            | 0,30      |
| e) glina piaszczysta i piasek warstwowany z wkładkami żwirów dunajcowych                                        | 1,00      |
| f) żwiry dunajcowe, warstwowane, o przewodzie otoczków kwarcytowych a otoczkach granitowych zwietrzałych (spąg) | 0,50.     |

Na wyżej podanych utworach leżą znowu żwiry dunajcowe o przewodzie kwarcytowych. Odsłaniają się one przy drodze, wciętej w wysokości 245 m oraz od 256 do 269 m (41 do 54 m). Na dużym spłaszczeniu o wysokości 269 do 281 m znajdowałem wśród żwirów dunajcowych głazy i otoczaki erratyczne, a na zboczu w wysokości 270 do 300 m — liczne głazy krystaliczne pochodzenia północnego o średnicy około 1,00 m (morena prze-myta). Ponad nią w odsłonięciach przydrożnych widać żwiry mieszane dunajcowo-erratyczne aż do wysokości 335 m.

Na tym kończę opis odsłonieć wysokiego zasypania w dolinie Dunajca. Jeśli zaś idzie o szczegóły i większość materiału obserwacyjnego, odsyłam do mej pracy [42].

\*

Utwory poziomu I osiągnęły w dolinie Dunajca miąższość nigdzie w Karpatach Zachodnich nie spotykaną. Halicki [123] związał je z moreną i fluwioglacjałem maksymalnego zlodowacenia tatrzańskiego. Jako utwór fluwioglacjalny zostały one wyspane w dolinę Białego Dunajca. Ich zasięg pionowy rośnie tu od 85 m koło Poronina do 140 m koło Leszczyn i Bańskiej. Ponieważ spłaszczenia terasowe, zaznaczające się w tym odcinku w wysokości 50 do 60 m nad poziom Dunajca uważa Halicki za resztki preglacjalnego dna doliny, więc miąższość



zasypania wynosiłaby tutaj od 40 do 90 m i wzrastała z biegiem rzeki. W przylegającym do Pogórza Gubałowskiego pasie Skalicowym preglacjalne dno doliny zachowało się w Szaflarach w wysokości 40 m nad poziomem Dunajca, a w kotlinie Nowotarskiej znajduje się ono poniżej dna współczesnego. To nagłe i bardzo duże obniżenie dna zaznaczyło się także w zasięgu pionowym utworów poziomu I. W Leszczynach sięgają one 820 m npm, a w kotlinie Nowotarskiej odpowiadająca im pokrywa Gronkowska leży w wysokości od 700 m w części południowej do 620 m w części północnej (koło Ostrowska), tj. od 60 do 40 m nad poziomem Dunajca. Na północnym obrzeżeniu kotliny żwiry tego samego typu, a więc o bezwzględnej przewadze otoczków kwarcytowych, sięgają do wysokości 90 m nad poziom Dunajca, a około 50 m nad powierzchnię pokrywy Gronkowskiej. Jest ona resztką stożka napływowego poziomu I, osadzonego pierwotnie na poziomie wyższym przez wody Białego Dunajca i Białki. Stożek sięgał wtedy aż po południowe stoki Gorców, a śladem tego zasięgu są wyżej wspomniane przeważnie kwarcytowe żwiry nad Nowym Targiem, Waksmundem i Maniowymi. Obniżenie powierzchni stożka w stosunku do Pogórza Gubałowskiego z jednej strony, a Gorców z drugiej tłumaczą i R o m e r [99], i H a l i c k i [123] późniejszym wgięciem tektonicznym kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Temu wginaniu kotliny towarzyszyło fleksurowe wypiętrzanie Pogórza Gubałowskiego [99]; stąd tak duża deniwelacja w położeniu dna preglacjalnego i zasięgu utworów poziomu I. Ponieważ pokrywa Gronkowska została przykryta częściowo przez stożek fluwioglacjalny Białki, związany ze zlodowaceniem przedostatnim, więc ruchy te nastąpiły po usypaniu stożka poziomu I, a przed usypaniem stożka poziomu II.

Profil w Maniowych świadczy o 90-metrowym zasypaniu także wschodniej części kotliny Nowotarskiej. W Pieninach utwory poziomu I sięgają w Sromowcach Wyżnich do 90 m nad poziom Dunajca, a resztką zachowana w Sromowcach Niżnych leży w wysokości 75 m. Na to, czy wschodnia część Pienin uległa po utworzeniu się poziomu I wypiętrzeniu równoczesnemu z wgięciem kotliny, nie ma na razie przekonywujących danych. W kotlinie Krościenka zasięg wysokiego zasypania zmniejsza się do 60 m nad poziom Dunajca, ale poniżej, w Kłodnem, podnosi się on do 95 m. To podniesienie się zasięgu poziomu I o 35 m można by wiązać z podniesieniem Beskidu Wysokiego (o 20 do

30 m) na osi wypiętrzenia, przebiegającego przez Kłodne, a równocześnie z ruchami na Podhalu. Nie należy jednak zapominać o spiętrzającej roli wąskiego odcinka przełomowego koło Kłodnego.

Poniżej Kłodnego wysokość poziomu I obniża się do wysokości 80 m nad poziom Dunajca i w tej wysokości utrzymuje się po Jazowsko, naturalnie z lokalnymi obniżeniami i nabrzmieniami u wylotów dopływów bocznych. W Woźcu, u wlotu w kotlinę Sądecką, jego zasięg obniża się do 70 m. W samej kotlinie, w jej częściach brzeżnych, u ujścia potężnych dopływów (Popradu i Kamienicy) wysokie zasypanie sięga 90 m, natomiast w części centralnej i północnej posiadało ono niewątpliwie mniejszą miąższość i wysokość. Poniżej kotliny Sądeckiej zasięg poziomu I utrzymuje się dalej w wysokości 80 do 90 m, a w pobliżu Czchowa utwory dunajcowe o przewodze kwarcytowych sięgają do wysokości aż 120 m nad poziom Dunajca. W tej wysokości znajdowano żwiry tego typu także na południowych stokach leja Zakliczyńskiego oraz obniżenia Siemiechowskiego, natomiast u wylotu w Kotlinę Sandomierską żwiry o przewodze kwarcytowych sięgają już tylko do 60 m nad poziom Dunajca.

Poziom I nie posiada cech stożka normalnego. Jego powierzchnia nie obniża się z biegiem rzeki, lecz utrzymuje się w pewnej dość stałej wysokości względnej, a w obszarze Pogórza podnosi się nawet do 120 m, po czym nagle obniża się ku północy do wysokości 60 m nad poziom Dunajca. *Kulminacja zasypania przypada na to miejsce, dokąd sięgnął od północy lądolód niżowy.*

*Miaższość mysokiego zasypania* wynosiła na Podhalu około 90 m, w Pieninach w części zachodniej także tyle; wiąże się to zresztą ze spiętrzającą rolą przełomu pienięńskiego. Poniżej tej zapory nastąpiło obniżenie zasięgu i miąższości zasypania do 60 m i tę miąższość przyjmuje dla przełomu Dunajca przez Beskid Wysoki, po odliczeniu wysokości podstawy skalnej w dolinie Dunajca. Nie biorę tu pod uwagę podstaw skalnych w dopływach bocznych, bo doliny te były w tych okresach zawieszone nad doliną główną. Poniżej przełomu miąższość zasypania pokrywa się z wysokością poziomu I, wzrasta w okolicy Czchowa, a obniża się w północnej części Pogórza karpackiego.

W wysokim zasypaniu doliny Dunajca biorą udział przede



wszystkim żwiru. Wśród nich główną rolę grają *żwiru tatrzańskie o bezwzględnej przewadze (do 80%) otoczków kwarcytowych*. Ten typ żwiru jest związany wyłącznie z wysokim zasypaniem. Nie spotykamy go ani w pokrywach akumulacyjnych młodszych, ani w żwirowiskach starszych, pliocenских, położonych w wysokości od 120 do 150 m nad poziomem Dunajca, gdzie przeważają zdecydowanie dobrze zachowane otoczki granitowe [23, 115, 42]. Otoczki granitowe w utworach poziomu I są zwietrzałe, żelaziste, można je kruszyć w rękę. Duży udział w zasypaniu żwirowym tego okresu, udział rosnący z biegiem doliny oraz w kierunku pionowym ku górze profilu zasypania, mają *żwiru fliszowe*, przyniesione przez liczne dopływy beskidzkie. Uśypywały one potężne stożki napływowe, których materiał był z początku zabierany i unoszony przez bystre wody Dunajca, zasilane wodami topniejących latem lodowców tatrzańskich. Z biegiem czasu jednak siła tych wód osłabła tak dalece, że nie mogły już one unosić dalej żwiru fliszowych, wsypywanych przez bardziej bystre dopływy. Stąd przewaga żwiru fliszowych w górnej części profilu zasypania, stwierdzona w bardzo wielu odsłonięciach. Przyczyną tego zjawiska było z jednej strony osłabienie wód Dunajca, wywołane mniejszym spadkiem wskutek zasypania dna, a przez to podniesienia bazy akumulacyjnej, z drugiej zaś strony — zubożenie wód tatrzańskich w przygotowany do transportu materiał skalny, jaki napotykały wody i lody w pierwszej fazie swej działalności [99].

Jest jednak zjawiskiem uderzającym, że w utworach Dunajca — i to każdego poziomu — większość stanowią żwiru tatrzańskie, mimo ogromu fliszowego dorzecza i wielkiej ilości dopływów beskidzkie. W tak obfitym dostarczaniu tego materiału wodom dunajcowym odegrały największą rolę *lodowce tatrzańskie*. Średnica otoczków tatrzańskich zmniejsza się z biegiem rzeki. W biegu górnym mają one 70 cm (Leszczyny), w Piecinach 50 cm, w kotlinie Sądeckiej 30 cm, koło Czchowa 20 cm, a u wylotu w Nizinę Podkarpacką 10 do 15 cm średnicy. Te rozmiary posiadają żwiru kwarcytowe; otoczki granitowe mają średnicę znacznie mniejszą. Otoczki fliszowe dobrze i słabo otoczone osiągają w stożkach napływowych do 70 cm średnicy. Na ogół jest ona większa w obszarze górskim, a mniejsza w obszarze Pogórza.

Oprócz żwirów biorą udział w zasypaniu *piaski gliniaste*, przynoszone — szczególnie w części pogórskiej — przez dopływy o niedużym spadku. Iły zachowane w Witowicach Dolnych mają charakter zastoiskowy, a mogły powstać w cieniu i z dala od nurtu Dunajca, spychanego przez Łososinę pod przeciwny brzeg doliny. Ale czasami wody Dunajca wkraczały też w dolinę Łososiny, czego świadectwem są żwiry dunajcowe, znajduwane na południowo-zachodnich stokach góry Stronie. To samo zjawisko wysypywania materiału dunajcowego w ujściowe części dolin bocznych stwierdzono w prawie wszystkich dolinach bocznych, uchodzących do Dunajca poniżej Czehowa [42].

Od Czehowa bierze udział w wysokim zasypaniu także *materiał erratyczny* pochodzenia północnego, zachowany w postaci głazów erratycznych (moreny przemytej) oraz żwirów erratycznych. Materiał erratyczny nie leży nigdy in situ w dnie doliny, lecz zawsze w pewnej wysokości nad jej poziomem. Głazy i żwiry erratyczne spoczywające w dnie doliny znajdują się tam na złożu wtórnym.

Następstwo utworów wysokiego zasypania, które w odcinku od Tatr po Czehów składały się wyłącznie z osadów dunajcowych, przedstawia się poniżej Czehowa jak następuje:

- 1) żwiry, wyłącznie dunajcowe, o przewadze otoczków kwarcytowych, z wkładkami piasku i gliny o łącznej miąższości 50 do 60 m. Ta miąższość utrzymała się w dolinie Dunajca od Czehowa aż po okolice Zabna na Nizinie Podkarpackiej; w dolinach bocznych jest ona nieco mniejsza.
- 2) morena denna, zachowana w postaci horyzontu głazowego (morena przemyta), w wysokości około 50 do 60 m nad dzisiejszym dnem doliny głównej i dolin bocznych;
- 3) żwiry mieszane, powstałe ze zmieszania żwirów dunajcowych o bezwzględnej przewadze otoczków kwarcytowych z utworami fluwioglacjalnymi cofającego się lądolodu. Budują one stożek, a raczej szereg stożków, obniżających się ku północy od wysokości 330 m do 260 m.

Utwory leżące pod głazami morenowymi wiążą z okresem nasuwania się lądolodu i spowodowanym przez to podnoszeniem się bazy akumulacyjnej oraz utrudnieniem odpływu wód karpacckich. Powyżej Czehowa utwory te przechodzą bezpośrednio w żwiry dunajcowe, budujące dolną część profilu zasypania. Są



to żwiry prawie wyłącznie łatrzańskie, związane z ożywioną działalnością lodowców łatrzańskich. Z tego można wnosić, że maksimum zlodowacenia w Tatrach nastąpiło nieco wcześniej, aniżeli maksimum zlodowacenia niżowego.

*Utwory morenowe znaczą zasięg zlodowacenia oraz przerwę w procesie sedymentacyjnym wysokiego zasypania w obszarze Pogórza. Natomiast z okresem postoju lądolodu w okolicy Czchowa wiąże dalsze intensywne zasypywanie doliny Dunajca, a raczej dorzecza Dunajca, położonego powyżej tej miejscowości.*

*Utwory leżące na morenie wiążę z cofaniem się lądolodu, z jego rozpadem. Wody Dunajca, które w czasie postoju lądolodu pod Czchowem zasypały swą dolinę o dalsze 50 m, teraz w miarę cofania się czoła lodowego, barykadującego wylot doliny, rozcinały i wynosiły nagromadzony poprzednio materiał na przedpole, gdzie mieszały go z materiałem erratycznym morenowym i żwirowym (wód lodowcowych). W miarę stopniowo postępującego cofania się lądolodu tworzyły się coraz nowe i coraz niższe stożki podparte, które w rekonstrukcji dają powierzchnię, obniżającą się szybko ku północy. Jest to dowodem, że cofanie się krawędzi lądolodu postępowało szybko. Podczas recesji następowało przełamanie się wód dunajcowych w sąsiednie dorzecza: do dorzecza Białej przez obniżenie Siemiechowskie i do dorzecza Wisłoki przez obniżenie podkarpackie. Ponieważ wody w tym okresie było bardzo dużo, a przy tym była ona ujęta formą dolinną, więc istniały dobre warunki do mieszania się utworów lodowcowych z karpackimi. Że utwory pod i nad moreną leżące pochodzą z tego samego cyklu sedymentacyjnego, jedynie w północnej części zaburzonego wtargnięciem lądolodu, dowodzi, obok pełnych profilów zasypania powyżej Czchowa, ten sam charakter petrograficzny żwirów dunajcowych, a także występowanie w kilku miejscach łąw zastoiskowych, podścielających morenę [42].*

Osady dunajcowe wysokiego zasypania przechodzą z jednej strony, w biegu górnym, w utwory maksymalnego zlodowacenia w Tatrach, a z drugiej, w pogórskiej części dorzecza Dunajca, zazębiają się z utworami maksymalnego zlodowacenia niżowego (Cracovien). To pozwoliło i umożliwiło paralelizację maksymalnego zlodowacenia łatrzańskiego z maksymalnym zlodowace-

niem niżowym. Związek utworów budujących poziomy II i III z utworami dwu późniejszych zlodowaceń tatrzańskich określa nam ich wiek i nasuwa możliwość paralelizacji z następnymi młodszyimi zlodowaceniami niżowymi (Varsovien I i Varsovien II). Różnica między utworami poziomu II a poziomem I zaznacza się:

- a) w odmiennym składzie petrograficznym żwirów i stopniu ich zwiętrzenia,
- b) w ich różnym zasięgu pionowym nad dno doliny,
- c) w stopniu zniszczenia formy zbudowanej z utworów akumulacyjnych, większym, jeśli idzie o poziom I, zachowany przeważnie w formie pokryw i płatów żwirowych, przylepionych do zboczy dolinnych,
- d) w grubości pokrywy gliny zhoczowej i zwiętrzelinowej, większej na poziomie I, aniżeli na utworach poziomu II,
- e) w różnej wysokości podstawy skalnej.

Ponieważ utwory wysokiego zasypania sięgają przeważnie aż po dno doliny, więc utwory poziomu II zostały włożone w szeroką formę, powstałą przez rozcięcie i wyprzątnięcie większej części materiału akumulacyjnego z doliny Dunajca. Naturalnie, to dno miało wówczas nieco inny kształt i szerokość. Z podniesieniem o blisko 90 m (wskutek zasypania) bazy denudacyjnej wiąże się powstanie spłaszczeń na zboczach dolinnych, zaznaczających się w wysokości około 90 m nad dzisiejszym poziomem rzeki. Niekiedy zazębiają się te spłaszczenia ze starymi, plioceńskimi fragmentami teras [42].



## 10. UTWORY DYLUWIALNE W DOLINIE WISŁOKI

**Dotychczasowy stan badań.** Uhlig [141] wyodrębnia w dorzeczu Wisłoki następujące utwory czwartorzędowe:

a) gliny zboczowe (Berglehm), zalegające pokrywą grubą na 10 m zbocza i wierzchowiny Pogórza karpackiego (przypisuje im wiek przeddyluwialny, ponieważ leżą na nich żwiry mieszane),

b) żwiry mieszane, występujące głównie w dolinach rzecznych, a niekiedy i w obszarze wierzchowinowym w postaci żwirów karpackich z rzadkimi erratycznymi,

c) dyluwium terasowe, które reprezentuje terasa o wysokości 3 do 5 m, stanowiąca szerokie aluwialne dno doliny, oraz terasa o wysokości 10 do 20 m, nazywana dyluwialną; w dolinie Wisłoki terasa ta rozwinęła się szczególnie dobrze koło Pilzna między Kamienicą a Dobrkowem oraz między Żmigrodem a Dembowcem.

d) glinę lessową,

e) głązy narzułowe.

Według Tietzego [136] w okolicy Liwocza łądogłód pozostawił liczne ślady w postaci głązów krystalicznych, żwirów, piasków i glin.

Szajnocha [124] podaje szczególnie dużo obserwacji z zakresu dyluwium górnych biegów Wisłoki i Ropy; m. in. widział on nad Kłopotnicą dużą płaską terasę dyluwialną, zbudowaną otoczków i kanciaków karpackich.

Łoziński [64] notuje materiał erratyczny w okolicy Wróblowej, dwa bloki narzułowe między Bieździedzą a Bieździedką oraz żwiry mieszane na zboczu między Kluczową a Bukową.

Tołwiński [140] widział liczne głązy erratyczne w okolicy Liwocza w wysokości ponad 300 m. Wyrzucił też nieczym nie poparte przypuszczenie, że lodowiec sięgał na południe od Jasła.

Pałowski [80] wyróżnia w dolinie Wisłoki dwie terasy:

a) niższą, aluwialną, o wysokości 2 do 3 m, zbudowaną prawie wyłącznie ze żwirów rzecznych,

b) wyższą, dyluwialną, o wysokości 12 do 22 m.

Po przełom koło Kamienicy jest to „terasa erozyjno-akumulacyjna“, a poniżej „akumulacyjno-osadowa“. Wymienia on szereg miejscowości, gdzie terasa ta występuje (w dolinie Wisłoki, Jasiołki i Ropy), oraz daje dla kilku jej fragmentów skład i charakterystykę materiału, który terasę tę buduje, ale przeważnie nie określa miąższości ani dokładnej wysokości. W pokrywie akumulacyjnej terasy wyższej biorą udział żwiry, zawierające poniżej Krajowic także materiał erratyczny, piaski (które budują ją dopiero poniżej przełomu), gliny rzeczne i less. Profil podłużny tej terasy wykazuje w okolicy Jasła obniżenie, przypuszczalnie pochodzenia tektonicznego. Ponad terasą wyższą znajdują się spłaszczenia żwirowe w wysokości 30 do 50 m oraz poziomy żwirowe o wysokości 80 do 100 m.

W rozdziale o przypuszczalnym zasięgu lodowca północnego w dolinie Wisłoki Pawłowski przyjmuje, na podstawie obserwacji własnych i badań poprzedników, że lądolód wsparł się o pasmo Liwocz-Podzamcze, a językiem sięgnął jeszcze nieco dalej na południe, w okolice Jasła. Jego miąższość była duża, ponad 100 m, a śladem są głazy erratyczne oraz morena denną (głina z erratykami), wyścielająca dno doliny Bieździedzy. Na tej podstawie przyjmuje, że preglacjalna rzeźba Karpat była tu podobna do rzeźby dzisiejszej z tą różnicą, że dno doliny głównej wznosiło się 10 do 15 m nad dzisiejszy poziom rzeki. W obszar tak urzeźbiony wkroczył lodowiec, a okres ten cechował zastój w erozji i akumulacji. Dopiero w czasie cofania się lodowców miało nastąpić ożywienie się procesów akumulacyjnych i erozyjnych. Do „nielicznego materiału karpackiego, który wyścielał dno“ przybył nowy, zarówno karpacki jak i erratyczny. W ten sposób miały powstać żwiry mieszane, które zasypały dno doliny (warstwą 2,00-metrową). W tym czasie osadzone zostały także piaski pod Pilznem. Nawiązując do spostrzeżeń, dokonanych poprzednio w dorzeczu Mleczy, gdzie żwiry mieszane podścielają morenę denną, przyjmuje Pawłowski, że żwiry mieszane w dolinie Wisłoki są śladem zlodowacenia starszego, natomiast morena, która spoczywa na nich w dorzeczu Mleczy — bo tu na żwirach mieszanych nigdzie jej nie znalazł — pochodziłaby ze zlodowacenia młodszego lub oscylacji lodowcowej. W ten nieprzekonywujący sposób dochodzi on do wniosku o dwukrotnym zlodowaceniu brzeżnej części Karpat w dorzeczu Wisłoki.



W interglacjale miała nastąpić według Pawłowskiego faza wzmożonej erozji i doprowadzić do rozcięcia utworów akumulacyjnych wraz z podstawą skalną. Z następnym zlodowaceniem (środkowo-polskim) wiąże on poszerzenie rozciętego dna doliny oraz intensywną akumulację utworów rzecznych (do 5,00 m), budujących terasę niższą. Jej rozcięcie miało nastąpić w okresie postglacjalnym.

W uwagach końcowych nawiązuje Pawłowski do badań innych uczonych i stara się rozszerzyć pojęcie tej terasy także na dorzecza sąsiednie, a analogii szuka nawet w Górach Środkowo-niemieckich, i to analogii czysto hipsometrycznej.

Praca ta przez dłuższy okres czasu wywierała duży wpływ na badających dyluwium karpackie (Świdziński, Krajewski i inni), a autor starał się rozszerzyć stosunki opisane w dolinie Wisłoki na całe Karpaty, a nawet Polskę [81]. W świetle niniejszych badań nie da się jednak utrzymać poglądów Pawłowskiego, dotyczących się genezy i wieku teras Wisłoki.

Pazdro [88] znalazł na zachód od Bukowej w wysokości 315 m liczny materiał erratyczny. Z występowania głazów narzutowych na najwyższych poziomach morfologicznych (310 do 315 m), i to w stosunkowo niedalekim sąsiedztwie dzisiejszych dolin Wisłoki i Wisłoka, wnosi on, że lodowiec wkraczał w głąb Karpat pradolinami tych rzek.

Świdziński [120] podaje sporo nowych stanowisk głazów narzutowych między Białą Dunajcowa a Wisłoką oraz następstwo utworów dyluwialnych w tym terenie:

- a) gliny żółte lessowate o miąższości do 10 m,
- b) żwirny mieszane od kilkudziesięciu cm na działach do 5 m w dolinach rzek,
- c) siwe i niebieskawe gliny pochodzenia zwietrzelinowego.

Praca Szafera i Jaronia [129] stanowi ważny przyczynek do poznania wieku terasy rędzinnej, uważanej przez większość badaczy za aluwialną, a przez innych wiązanej z okresem zlodowacenia środkowo-polskiego. W Roztokach nad Jasiołką terasę rędziną budują:

- |                                            |      |
|--------------------------------------------|------|
| a) napływy rzeczne w postaci glin, piasków | m    |
| i żwirów                                   | 1,90 |
| b) ił tłusty, ciemny                       | 0,30 |
| c) torf                                    | 0,45 |

|                                           |                      |
|-------------------------------------------|----------------------|
| d) kreda jeziorna                         | <sup>m</sup><br>1,20 |
| e) siwy ił piaszczysty                    | 2,40                 |
| f) podstawa skalna, warstwy krośnieńskie. |                      |

Na podstawie szczątków i pyłków roślinnych, znajdujących w poziomach od b) do e), osadzanie siwego iłu zostało związane ze schyłkiem interglacjału Masovien II, a jego strop oraz większa część kredy jeziornej tworzyły się w okresie zlodowacenia Varsovien II. Zaznacza się to tutaj panowaniem lasu modrzewiowo-sosnowego o charakterze kontynentalnym, jaki występuje dzisiaj koło polarnej granicy lasu. W stropie kredy zaznacza się powolne ocieplanie klimatu, które w górnej części torfu dochodzi do postglacjalnego optimum klimatycznego (las mieszany z dębem i leszczyną). Iły tłuste, kończące istnienie jeziora, oraz napływy żwirowo-gliniaste wiązane są z klimatem ciepłym i wilgotnym, a ich rozcięcie przez Jasiołkę z nieco suchszą fazą klimatyczną.

Breitmeier [7] w dolinie Ropy, opracowanej od Ujścia Ruskiego po Jasło, wydzielił następujące terasy: terasę denną o wysokości 3 do 5 m, akumulacyjną, włożoną w również akumulacyjną terasę o wysokości 8 m, oraz wznoszącą się ponad nimi terasę skalisto-osadową o wysokości 14 do 16 m. Na 8-metrowym cokole skalnym spoczywa tu gruba warstwa żwirów i glin. Utwory teras dennych wiąże Breitmeier, zgodnie z wynikami badań Szafera [129], z okresem zlodowacenia Varsovien II i z postglacjałem, osady zaś terasy wyższej — z okresem zlodowacenia Varsovien I.

**Kamieniec.** Pola kamieńca nie mają większego znaczenia w dolinie Wisłoki. Jedynie w odcinku po Jasło towarzyszą brzegom rzeki. Wysokość świeżych odsypisk wynosi 0,50 do 1,00 m a stanowią je otoczaki fliszowe o średnicy do 15 cm. Pola kamieniste poniżej Jasła są odsłoniętymi żwirami terasy łęgowej, np. koło Jaworza Dolnego, gdzie wśród otoczaków o średnicy do 15 cm znajduje się też materiał erratyczny. W odcinku tym brak potoków górskich, które zasilałyby dolinę w świeży kamieniec żwirowy.

**Terasa łęgowa.** Terasa łęgowa gra dość dużą rolę w ukształtowaniu dna doliny Wisłoki. Jej wysokość wzrasta od 1,50 m koło Osieka do 4,00 m w pobliżu Pilzna. Po Jasło ciągnie się ona stosunkowo wąskim pasem wzdłuż koryta Wisłoki z rozszerzeniami



koło Dembowca, Żółkowa i Jasła. Tu budują terasę łęgową żwirzy z cienką pokrywą gliny. Przy ujściu Ropy do Wisłoki ma ona 2 m wysokości, z tego na warstwę glin, zalegających na podstawie żwirowej, przypada 0,70 m. Koło Jareniówki 2-metrową terasę łęgową buduje 1,00 m żwirów o średnicy do 25 cm z soczewkami zielonego iłu, przykrytych również 1-metrową warstwą gliny namulistej. Na północ od Kołaczyc posiada ta terasa 3 m wysokości i budują ją przeważnie żwirzy. Przy ujściu Klecianki i potoku Brzostckiego odpowiadające jej stożki napływowe wznoszą się około 5 m nad poziom Wisłoki. Od Brzostka po wyłot doliny w kotlinę Sandomierską terasa łęgowa posiada 5 m wysokości, a odsłonięcia w Jaworzu ukazują:

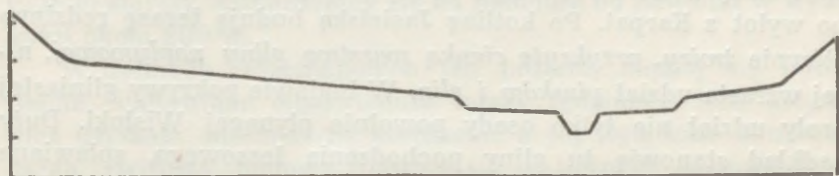
|                                        |                   |
|----------------------------------------|-------------------|
| a) glinę piaszczystą, mułkową          | 1,50 <sup>m</sup> |
| b) piasek warstwowany                  | 0,90              |
| c) żwirzy fliszowe o średnicy do 15 cm | 2,50.             |

Koło Latoszyna 2,00-metrowa warstwa żwirów żelazistych o średnicy do 10 cm zawiera kopalne pnice drzew; na nich leży glina piaszczysta o miąższości około 2,50 m.

W odcinku dolnym, poniżej przełomu, w terasie łęgowej jest wycięta terasa jeszcze niższa o wysokości 2 do 3 m. Jej spąg budują żwirzy przykryte grubą warstwą gliny napływowej. Ta terasa jest najczęściej zalewana przez wody powodziowe i przez nie wycięta w terasie łęgowej.

**Terasa rędzinna (poziom III).** Terasa rędzinna zajmuje większą część dna doliny Wisłoki. Od Żmigrodu po Jasło Wisłoka podcina wschodnie zbocza doliny, to też terasa ta zachowała się tutaj w postaci rozległych równin, zajętych przez pola uprawne, przeważnie na brzegu lewym. Zbudowana ze żwirów fliszowych, przykrytych warstwą gliny, ma ona koło Załęża 4 m wysokości, a przy ujściu Ropy łączy się ze stożkiem napływowym tej rzeki i osiąga wysokość 5 m. Tu Ropa przynosi i osadza materiał gliniasty na żwirowiskach silniejszej Wisłoki, która także usypuje tu stożek. Weiskając się klinem między te rzeki, stożek Wisłoki spycha płynącą powolnie Ropę ku zachodowi i zmusza ją do przyjęcia kierunku południkowego [7]. W Jasle terasa rędzinna wznosi się do 6 m nad poziom rzeki. Na północ od Jasła wskutek zepchnięcia Wisłoki przez Jasiołkę pod zbocze zachodnie terasa ta zachowała się na brzegu prawym, podobnie koło Krajowic,

gdzie rozległa równina tej terasy ma 5 m wysokości (222 m n.p.m.). Przy ujściu Bieździedzy odpowiada jej gliniasto-ilasty stożek napływowy tego potoku. Niżej, aż po wylot Klecianki, rzeka płynie pod wschodnim zboczem doliny i dlatego terasa rędzinna o dużej szerokości zachowała się po lewej stronie rzeki. Od Dąbrówki wąskim pasem, a od Ujazdu szeroką, prawie całe dno doliny zajmującą wstęgą, ciągnie się ona po Skurową. W części południowej posiada około 6 m wysokości, a ku północy zwiększa się ona do 10 m nad poziom Wisłoki. Jej nieco falistą powierzchnię, nachyloną ku osi doliny, rozcinają strugi spływające z Liwocza,



Rys. 9. Profil poprzeczny doliny Wisłoki koło Brzysków.

Podziałka pionowa oznacza odstęp 10-metrowe.

a równocześnie podnoszą jej wysokość swymi nanosami. Między Kleciem a Kamienią zachowała się terasa rędzinna, przechodząca w rozległe stożki napływowe Klecianki i Brzostckiego potoku na brzegu prawym. Jej powierzchnia, wzniesiona około 10 m nad poziom Wisłoki, jest ponacinana przez stare koryta Wisłoki i Klecianki (między Kleciem a Brzostkiem). Poniżej przełomu zachował się duży fragment tej terasy po wewnętrznej stronie dużego zakola Wisłoki koło Kołaczyc. Stąd po Mokrzu ciągnie się ona szerokim pasem tylko po zachodniej stronie Wisłoki, która w tym odcinku podcina zbocza wschodnie. Od Mokrzca po Parkosz Wisłoka płynie w osi doliny, a terasa rędzinna towarzyszy jej tuż po obu stronach. Poniżej rozwinięta jest znowu asymetrycznie, ponieważ Wisłoka aż po Łałoszyn podcina zbocze prawe.

Na południe od Gołęczyny terasa ta ma około 10 m wysokości, a w dużym odsłonięciu widać pod 4,00-metrową warstwą gliny 0,50-metrową wkładkę torfu. Nieco dalej, koło starorzecza, podcięty stok terasy rędzinnej ukazuje budowę następującą:

- |                                        |                   |
|----------------------------------------|-------------------|
| a) glina ciemna, spękana, gruzełkowata | 4,00 <sup>m</sup> |
| b) glina warstwowana z piaskiem        | 4,00              |



- c) piasek warstwowany, niekiedy skośnie, z soczewkami żwirów, których udział wzrasta ku spągowi aż do osiągnięcia przewagi 6,00

Koło Pilzna (Łabuzia) terasę rędzinną budują gliny z wkładkami i soczewkami piasku i żwirów o średnicy do 4 cm, zawierających także drobny materiał erratyczny.

*Terasa rędzinna*, dobrze wykształcona w dolinie Wisłoki, jest *terasą całkowicie akumulacyjną*. Jej wysokość wzrasta od 4 m koło Osieka do 10 m poniżej Ujazdu i tę znaczną wysokość, nie spotykaną w dolinach dotychczas opisanych, zachowuje ona aż po wyłot z Karpat. Po kotlinę Jasielską budują terasę rędzinną głównie *żwiry, przykryte cienką warstwą gliny napływowej*, niżej wzrasta udział *piasków i glin*. W budowie pokrywy gliniastej brały udział nie tylko osady powolnie płynącej Wisłoki. Duży nadkład stanowią tu gliny pochodzenia lessowego, spławiane przez liczne strugi, rozcinające zbocza zwłaszcza zachodnie, bardziej strome i lessem przykryte. Licznym strugom dostarczały materiału także gliny miejscowe, aluwialne, które płaszczem szczególnie grubym okrywają tę część Pogórza karpackiego. Te utwory, spławiane wodami stałymi i okresowymi, były i są osadzone na terasie rędzinnej w postaci płaskich a rozległych stożków napływowych i one zdecydowały o tak dużej wysokości terasy rędzinnej. Dokładniejszy wgląd w jej budowę utrudnia terasa łęgowa, stale jej towarzysząca. Zaledwie w paru miejscach podcina Wisłoka bezpośrednio terasę rędzinną. Od Krajowic w osadach tej terasy pojawiają się okruchy skał krystalicznych, północnych, znajdowane już przez Pawłowskiego [80].

**Terasa średnia (poziom II).** W kotlinie Osieka zaliczam do poziomu II rozległą i wyrównaną powierzchnię, wznoszącą się 8-10 m nad rozcinające ją potoki Kłopotnicę, Pielgrzymkę i potok Samoklęski, które spływają z wysokiego grzbietu Magóry Wątkowskiej (847 m). Bardzo liczne odsłonięcia ujawniają, że jest to wielka pokrywa żwirowa. Pomiedzy dolinami wymienionych potoków wciętymi 5-10 m głęboko zachowały się w doskonałym stanie duże płyty tej pokrywy akumulacyjnej o miąższości 3-6 m i powierzchni nachylonej wyraźnie ku północy. Buduje ją tłok żwirowy, złożony z otoczków fliszowych, żelazistych, o średnicy rosnącej w kierunku południowym. Nad Zawadką 3-metrową pokrywą budują żwiry o średnicy do 10 cm,

w Kłopotnicy i Pielgrzymce w pokrywie 6-metrowej sięgają one do 30 cm. Pokrywa spoczywa na cokole skalnym, wzniesionym od 6 do 1 metra nad współczesne dno doliny. Niejednakowa wysokość cokołu skalnego wywołana jest tym, że potoki rozcięły poziom II głębiej w części północnej, a słabo w części południowej. W związku z tym leżą nieraz na tym poziomie młodsze stożki napływowe. Pokrywa żwirowa składa się z połączonych ze sobą dużych stożków napływowych, osadzonych przez wymienione potoki. Stąd ich miąższość malejąca ku północy oraz torrencjalny charakter ułożenia. Te stożki przykryły częściowo poziom starszy, zaznaczający się na południe od Zawadki w wysokości około 290 m.

W dolinach, rozcinających ten poziom, ciągną się terasy denne, stanowiące odpowiednik terasy rędzinnej. Nad Kłopotnicą uzyskała ona znaczną szerokość, a jej wyłącznie akumulacyjna, żwirowa, budowa ujawnia się w licznych odsłonięciach.

Na lewym zboczu doliny Wisłoki terasa średnia ciągnie się od Osieka po Wolę Dembowiecką. Zaznacza się wyraźnymi spłaszczeniami o wysokości 12 m (273 do 275 m). W odsłonięciach widzimy cienką, około 2,00-metrową pokrywę żwirową, spoczywającą na wysokim cokole skalnym. Od terasy rędzinnej oraz od terasy wysokiej oddziela tę formę strome i nieraz skaliste zbocze.

Duży fragment tej terasy zachował się też na prawym zboczu między Osiekiem a Świerchową w wysokości 272 do 276 m (14 m nad poziomem Wisłoki). I tu wysoką podstawę skalną przykrywa cienka warstwa żwirów tkwiących w glinie o średnicy otoczek do 10 cm. Na jej przedłużeniu w kierunku północnym leży Zarzecze. W pobliżu Majscowej uległa ona ścięciu przez Wisłokę, to też w Majscowej zachował się tylko niewielki fragment o wysokości 14 m (247 m). Na skale ściętej w wysokości 12 m nad rzeką leży tu 0,50 m tłoku żwirowego i 0,50 m zwięzłej gliny żelazistej, przykrytej gliną zboczową o grubości 1,00 m. Między ujściem potoku Majscowego a Żółkowskiego brak jest tej terasy, a resztkę ówczesnej pokrywy akumulacyjnej znaczą żwiry i gliny, leżące na zboczu w wysokości 13 m nad poziomem Wisłoki. Od Żółkowa ciągnie się terasa średnia nieprzerwanie aż po Jasło. Na tym wcale długim odcinku nie zmienia się jej charakter, lecz tylko miąższość utworów akumulacyjnych. W Żółkowie w pobliżu ujścia potoku Koconeć miąższość



żwirów wynosi w dalszym ciągu 0,60 m. Za to grubość gliny napływowej, warstwowanej, wzrasta do 1,00 m, a pokrycie gliną zboczową wynosi 1,50 m. Powierzchnia terasy leży w wysokości 14 m. Nieco dalej na 10-metrowej podstawie skalnej leży 2,00 m żwirów, przykrytych 1-metrową warstwą gliny napływowej. Koło Lichtarza na podstawie skalnej, ściętej w wysokości 6 m nad rzeką, leży 3-metrowy pokład żwirów grubych, żelazistych, o średnicy do 20 cm, tkwiących w piasku gliniastym, a na nim 3,00 m gliny piaszczystej. W południowej części terasy Jasielskiej na cokole 8-metrowym leży 3,00 m tłoku żwirowego, przykrytego 1-metrową warstwą gliny z rzadkimi otoczakami. Powierzchnia tej terasy-stożka obniża się od 337 m w części południowej do 333 m u krańca północnego.

Dalszy ciąg terasy średniej znajduje się na przeciwnym zboczu doliny Wisłoki między Jareniówką a Bryłami. Jej duża i płaska powierzchnia leży w wysokości 14 m nad Wisłoką. W licznych odsłonięciach ukazuje się:

- |                                                                         |           |
|-------------------------------------------------------------------------|-----------|
| a) glina warstwowana z piaskiem, ku górze przechodząca w glinę zboczową | m<br>3,00 |
| b) żwiry żelaziste, warstwowane, o średnicy do 20 cm, w piasku          | 5,00      |
| c) podstawa skalna, ścięta w wysokości około 6 m nad poziomem Wisłoki   | 6,00.     |

Od Brył ciągnie się terasa średnia po Dąbrówkę. Jej powierzchnia o wysokości 230 m npm przechodzi nieznacznie w zbocze denudacyjne, podnoszące się zwolna w kierunku południowym, a przykryte grubą warstwą gliny zwiertzelinowej. W Dąbrówce, w miejscu podcięcia przez Wisłokę, terasa ukazuje swą budowę:

- |                                                                                                  |           |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| a) less typowy                                                                                   | m<br>4,00 |
| b) less smugowany                                                                                | 1,50      |
| c) glina piaszczysta siwa                                                                        | 1,00      |
| d) piasek warstwowany drobnoziarnisty                                                            | 0,50      |
| e) żwiry fliszowe o średnicy do 10 cm i rzadkie erratyczne, bardzo żelaziste, dobrze warstwowane | 2,00      |
| f) podstawa skalna                                                                               | 5,00.     |

Gruba pokrywa lessowa na zachodnim zboczu doliny Wisłoki nie pozwala na wydzielenie poniżej Dąbrówki fragmentów tera-

sowych starszych. Na brzegu prawym niewielki fragment pojawia się w Podzameczu, za to dużą przestrzeń zajmuje on w pobliżu wylotu doliny Bieździedzy. Koło drogi z Jasła do Kołaczyc, w miejscu, gdzie Wisłok podcina bezpośrednio tę 13-metrową terasę, odśladania się:

|                                                                                                        |                   |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------|
| a) glina z wkładkami piasku                                                                            | 4,00 <sup>m</sup> |
| b) glina warstwowana z licznymi drobnymi otoczkami                                                     | 2,50              |
| c) żwiry fliszowe żelaziste o średnicy do 15 cm z przewagą 3 do 6 cm oraz rzadkie erratyczne, w piasku | 1,50              |
| d) podstawa skalna                                                                                     | 5,00.             |

Ku Kołaczycom terasa ta przechodzi w stożek napływowy tego potoku. Warstwa żwirów osiąga w nim około 2,50 m grubości. Na północ od Kołaczyc, w miejscu, gdzie Wisłoka podcina zbocze wschodnie, przyklepione są do stromego zbocza terasy skalistej, wyższej, pokrywy żwirowe sięgające do wysokości 227 m n.p.m. Spłaszczenie, którym biegnie droga do Kluczowej, posiada charakter denudacyjny. Jego wysokość 227-228 m pokrywa się z zasięgiem utworów poziomu II. Fragmenty tego poziomu ciągną się aż po Bukową. Tu u wylotu dolinki bocznej leży w tej samej wysokości stożek napływowy tego potoku. We wcięciach przydrożnych widać w wysokości 221 do 227 m (11 do 17 m nad poziomem Wisłoki) żwiry i kanciaki warstwowane o średnicy do 30 cm z przewagą 5-10 cm, a na nich 4 m gliny. Podobną wysokość mają rozległe zrównania na lewym zboczu doliny Wisłoki w Ujeździe, Brzyskach i Blaszkowej. Gruba pokrywa glin zboczowych i lessów utrudnia wgląd w ich budowę. Przy ujściu potoku Brzyskiego leży w wysokości 233 m na żelazistych żwirach fliszowych o miąższości 1,50 m gruba 5-metrowa warstwa gliny, częściowo napływowej.

U wylotu potoku Gogołowskiego stożek napływowy tego poziomu posiada około 13 m wysokości. Przechodzi on ku północy w dobrze zachowaną terasę, która ciągnie się aż po Brzostek. W dolinie potoku Brzostekiego zachował się jej odpowiednik w postaci kanty i spłaszczenia o wysokości 10 m nad terasę denną.

Koło Zawadki fragment terasy średniej zachował się w wysokości 13 m (216 m n.p.m.). U wylotu doliny Kamienicy, nad



6-metrowym stożkiem poziomym III, wznosi się duży fragment stożka o wysokości 15 m, zbudowanego z grubych żwirów i kanciaków o średnicy do 25 cm, zawierających drobny materiał erratyczny, oraz z piasków warstwowanych z wkładkami kanciaków, otoczek i erratyków.

U wylotu parowu, odwadniającego północny stok wzgórza Zakamieniec (264 m), zachowała się resztką stożka napływowego o wysokości 16 m. Budują go piaski dobrze warstwowane z wkładkami otoczek i kanciaków, wśród nich także okruchy skał północnych. Nieco głębiej na zboczu parowu znaleziono głaz granitowy o średnicy 1,00 m.

Od przysiółka Kołaczyc po Gołęczynę ciągnie się na prawym zboczu dobrze wykształcona terasa średnia o wysokości 17 do 20 m. W Kołaczycach, zaraz poniżej przełomu, jej duża powierzchnia, nachylona ku osi doliny, leży w wysokości 228 m, tj. 20 m nad poziomem Wisłoki. W odsłonięciu, na zboczu tej terasy, widać w wysokości około 14 m nad poziomem Wisłoki żwiry fliaszowe o średnicy do 10 cm oraz wcale liczne otoczki erratyczne o średnicy do 15 cm (przeważnie granit czerwony); na nich leży glina piaszczysta z grubymi wkładkami kanciaków i nieotoczonego gruzu piaskowcowego. W Jaworzu Górnym terasę o wysokości 20 m buduje gruby ostrokrawędzisty gruz piaskowcowy nie warstwowany, lecz tylko o ułożeniu poziomym większych, szczególnie płytych fragmentów o średnicy 60 cm (pseudo-warstwowanie). W licznych ścianach widać też słabe objawy kipii — wymarzenia dyluwialnego.

Duże rozprzestrzenienie tych utworów i znaczna odległość od stromych zboczy, od których oddziela je spłaszczenie denudacyjne, wyłącza ich pochodzenie osuwiskowe, a nasuwa konieczność przyjęcia soliflukcji. Za tym przemawia także fluidalne ułożenie większych głazów.

Na tych utworach soliflukcyjnych leży glina piaszczysta zwietrzelinowa i zboczowa. Ten materiał gruzowy z soczewkami piasku warstwowanego i pokryciem glin zboczowych widać w licznych zerwach, odsłonięciach, wiegciach przydrożnych itd. Na powierzchni gliny zachowały się do dziś ślady dawnych zakoli. Koło dworu w Jaworzu Górnym krawędź tej terasy leży w wysokości 17 m nad poziomem Wisłoki (220 m n.p.m.). Ku wschodowi powierzchnia terasy wznosi się nieco i przechodzi w spłaszczony stok denudacyjny. Tę samą budowę posiada terasa śred-

nia w Jaworzu Dolnym. Przy drodze z tej miejscowości ku wyłotowi doliny Wapniska odsłania się już inny materiał. Mianowicie w wysokości 16 m nad poziomem Wisłoki leży 2,00-metrowa warstwa żwirów, zawierających otoczaki i kanciaki o średnicy do 10 cm oraz rzadki materiał erratyczny; wszystko warstwowane z piaskiem. Pod i nad żwirami do wysokości około 21 m widać w odsłonięciach piaski dobrze warstwowane z wkładkami szutru i piasku żelazistego. Te utwory piaszczyste łączy z poprzednio opisanymi utworami gruzowymi, soliflukcyjnymi, jedynie wspólna forma terasy średniej, natomiast wiek tych utworów jest różny. W odcinku na północ od Jaworza Dolnego terasie średniej nie mogło dostarczać materiału gruzowego zbocze, bo ucieka ono na północny wschód i ogranicza duże obniżenie Połomeji, wypełnione piaskami, związanymi z poziomem I. Otóż piaski te na przestrzeni od Jaworza po Gołęczynę zostały w części brzeżnej ścięte w wysokości około 20 m nad poziomem Wisłoki, przyczem materiał piaszczysto-żwirowo-erratyczny uległ częściowo przeławiceniu.

Na zboczu przeciwnym ciągnie się od Strzegocic po Pilzna rozległa terasa o wysokości 20 do 30 m. W Strzegocicach, nieco na północ od dworu, odsłonięcie w stromym stoku tej terasy ukazuje w wysokości od 211 do 221 m (8 do 18 m nad poziom Wisłoki):

|                                                       | m     |
|-------------------------------------------------------|-------|
| a) less zgliniony                                     | 2,00  |
| b) less typowy, dobrze zachowany                      | 4,00  |
| c) piasek dobrze warstwowany z szuterkiem<br>rzecznym | 2,00. |

Podobną budowę ma terasa średnia w miejscu, gdzie droga polna ze Strzegocic do Pilzna przecina suchy parów lessowy, wybiegający spod Zagumnia. Pod lessem warstwowanym z warstewkami i soczewkami bardzo drobnego czystego piasku lotnego leży w wysokości 209 do 212 m, tj. 9 do 12 m nad poziom Wisłoki piasek rzeczny, warstwowany, z wkładkami żwirowymi. We wcięciu drogi, już na przedmieściu Pilzna, na piasku warstwowanym, którego 2-metrowy pokład pojawia się w wysokości około 210 m (10 m nad poziomem Wisłoki), spoczywa 10 m lessu z warstwami i soczewkami drobnego i grubszego piasku lotnego, pozbawionego cząstek ilastych.

Dalszy ciąg tej terasy znajdujemy w dolinie Dulczy, opisa-



nej w pracy [131], oraz na północ od jej wylotu. Tu przy drodze z Pilzna do Pilźnionka duże odsłonięcia ukazują:

- |                                                                                                                                              |           |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| a) less na przemian piaszczysty i pylasty, z wkładkami drobnego (do 3 cm) szuterku, spławionego ze zboczy przez wody okresowe ('less górny') | m<br>8,00 |
| b) piasek gruboziarnisty, przechodzący w szuterek o średnicy 0,5 do 1,0 cm, niekiedy warstwowany skośnie                                     | 0,70      |
| c) less typowy, nieodwapniony (less dolny)                                                                                                   | 3,00      |
| d) glinę piaszczystą.                                                                                                                        |           |

Powierzchnia tej terasy leży w wysokości około 20 m nad poziomem Wisłoki (218 m npm). Na przeciwnym brzegu Wisłoki zachowały się fragmenty tej terasy koło Łabuzia i koło Parkosza w wysokości 213 m (15 m). Terasa, na której leży osada Parkosz, o wysokości 15 m, jest zbudowana z piasków, zawierających drobne otoczaki fliszowe i erratyczne (do 3 cm), przykrytych gliną piaszczystą. Na wschód od Parkosza leży na tej terasie folwark w Podgrodziu. Odsłonięcie w miejscu podcięcia przez Wisłokę ukazuje następujący profil osadów:

- |                                                                                                                         |           |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| a) piasek warstwowany, czysty i gliniasty, z wkładkami i soczewkami drobnego żwiru o średnicy do 8 cm                   | m<br>6,00 |
| b) glina piaszczysta, szara, warstwowana, z wkładkami do 20 cm szutru fliszowo-erratycznego, o średnicy otoczek do 6 cm | 4,00      |
| c) materiał zboczowy u stóp odsłonięcia                                                                                 | 3,00.     |

Wzdłuż potoku Latoszyńskiego ciągnie się terasa średnia, przechodząca w duży stożek napływowy o wysokości około 15 m, który rozprzestrzenia się w kierunku północno-wschodnim. Jest ona wcięta w poziom wyższy i odgraniczona od terasy dennej wyraźnym progiem.

\*

Poziom II zachował się w dolinie Wisłoki w postaci *terasy skalisto-osadowej*. Jej wysokość, jak to zauważył Pawłowski [80], zmniejsza się od około 20 m w okolicy Osieka do 12 m koło Jasła, dalej po przełom koło Kamienicy utrzymuje się w wysokości 13 do 14 m, a w miejscach, gdzie przykrywają ją

utwory soliflukcyjne albo less, rośnie jej wysokość do 20, a nawet do 30 m nad poziom Wisłoki.

W kotlinie Osieka poziom II reprezentują rozległe pokrywy żwirowe, spoczywające na około 10-metrowych podstawach skalnych. Zostały one osadzone po zniszczeniu pokryw wyższych i starszych, których resztki zachowały się na peryferiach działalności potężnych stożków poziomu II. Resztki poziomu I odróżnia od fragmentów poziomu II wyższe położenie hipsometryczne i większy kaliber żwirów.

Cechą charakterystyczną terasy średniej jest jej budowa skalisto-osadowa. Podstawa skalna zaznacza się na całej długości doliny Wisłoka, to też tu nie można jej wiązać z pierwotnymi nierównościami dna. Skaliste dno doliny w okresie osadzania utworów poziomu II leżało parę metrów wyżej, aniżeli dno współczesne. Podstawa skalna posiada koło Świerchowej około 16 m wysokości, po czym obniża się do 10 m, w Jaśle do 8 m, w Jareńiówce do 6 m, w Kołaczycach do 5 m. Poniżej, do terasy średniej zawsze przylega terasa rędzinna i dlatego nie wiemy o wysokości podstawy skalnej. Że sięga ona do wysokości około 5 m, świadczą źródła, pojawiające się w tej wysokości na jej zboczu (Jaworze).

Wynika z tego, że spadek skalistego dna poziomu II jest większy, aniżeli spadek dna dzisiejszego. W odcinku między Osiekiem a Kołaczycami różnica poziomu wyraża się następującymi wartościami:

| W y s o k o ś ć  | Świerchowa | Kołaczycy | Odległość | ‰   |
|------------------|------------|-----------|-----------|-----|
| podstawy skalnej | 270 m      | 220 m     | 19 km     | 2,6 |
| dna dzisiejszego | 253 m      | 214 m     |           | 1,5 |

Dno skaliste poziomu II zostało rozcięte przed osadzeniem terasy akumulacyjnej poziomu III. Jaka była przyczyna tego nierównomiernego rozcięcia? Nie klimatyczna, bo w takim razie zjawisko to zaznaczyłoby się także w innych dolinach zachodniokarpackich, położonych na zachód od Wisłoki. Pozostaje tylko jedno tłumaczenie, mianowicie przyjęcie *niemielkiego podniesienia tej części Karpat*. Ten ruch wypiętrzający był niewielki, silniejszy w części południowej niż północnej; stąd różnica spadku.



Na podstawie skalistej leży *pokrywa akumulacyjna*. Jej miąższość zwiększa się z biegiem rzeki od 2,00 m koło Świerchowej i 6,00 m koło Jasła do 8 m koło Kołaczyc, a biorą w niej udział *żwir*y o miąższości od 1 do 5 m oraz *gliny warstwowane i zboczowe* o miąższości od 1 do 6 m. Od Brył i Dąbrówki pojawia się także *less*. Poniżej przełomu koło Kamienicy terasę średnią na zboczu wschodnim budują żwiry przykryte pokładem gliny z kanciakami piaskowcowymi, a dalej prawie wyłącznie gruz ostrokrawędzisty o ułożeniu bezładnym, ale i o pewnych cechach fluidalnych. Oznaczenie wieku tego fragmentu terasy średniej nastroczało pewne trudności. Po pierwsze zastanawia jej duża wysokość (około 20 m), po drugie pochodzenie grubego ostrokrawędzistego materiału, który ją buduje. Gruz piaskowcowy nie wykazuje warstwowania ani nie posiada śladów transportu wodnego. Ale przeważnie poziome ułożenie płyt piaskowcowych, występowanie wkładek gliny i piasku, niekiedy warstwowanego, dowodzi, że nie jest to utwór zwietrzelinowy in situ. Duża miąższość tego materiału, jego struktura fluidalna, położenie u stóp zbocza doliny, pokrytego dziś roślinnością, wreszcie podobieństwo do utworów widzianych w profilu krościeńskim [130] świadczą, że jest to *utwór soliflukcyjny*, osadzony w klimacie periglacialnym na utworach terasy średniej. Utwory rzeczne terasy średniej nie sięgają tu wysoko. Niestety poza Jaworzem brak odkrywek, które ukazywałyby spąg pokrywy soliflukcyjnej. Za to wysokość osadów rzecznych otrzymamy na zboczu przeciwnym w okolicy od Strzegocic po Pilzno, gdy zdejmimy z terasy średniej grubą pokrywę lessową. Utwory rzeczne, piaszczyste, leżą tu w wysokości od 8 do 13 m, a jeśli wrócimy do wspomnianej już terasy w Jaworzu, to warstwę żwirów fliuszowych i erratycznych zobaczymy także w wysokości około 14 m.

I jak na lewym zboczu utwory rzeczne terasy średniej są przykryte lessiem, tak na zboczu prawym te same utwory rzeczne przykrywa utwór soliflukcyjny, produkt tego samego klimatu periglacialnego-lessowego.

Od Jaworza Dolnego zmienia się budowa prawobrzeżnej terasy średniej; budują ją piaski, zawierające soczewki „żwirów mieszanych”. Piaski rzeczne zajmują w tej okolicy dużą przestrzeń i sięgają znacznie wyżej. Otóż forma wycięta w tych piaskach i ciągnąca się w wysokości około 20 m aż po Gołęczynę

robi wrażenie terasy. Nie reprezentuje ona jednak części dna doliny Wisłoki, lecz stanowi spłaszczenie, utworzone przez czynniki denudacyjne w okresie, kiedy bazą ich była powierzchnia zasypania poziomu II. Poniżej wylotu doliny Wisłoki z obszaru Karpat terasa średnia ma około 15 m wysokości i jest zbudowana z piasków, zawierających szuter fliszowo-erratyczny, oraz z gliny piaszczystej.

*Grubość otoczków* zmniejsza się z biegiem rzeki. W odcinku między Osiekiem a Jasłem mają one średnicę do 20 cm, poniżej koło Kołaczyc 15 cm, koło Jaworza 8 cm, a w Parkoszu do 5 cm; poza tym grubszy kaliber spotykamy u wylotów dopływów bocznych. W dolinie Wisłoki dopływy boczne brały pewien — choć niewielki — udział w tworzeniu pokrywy poziomu II. Przynosiły one materiał przeważnie drobny, piasek i glinę, a krótkie i strome dopływy — także żwir, zachowane w postaci starych stożków napływowych. Od Dąbrówki pojawia się w żwirach terasy średniej *materiał eretyczny* w postaci drobnych okruchów i otoczków o średnicy do 15 cm. Leżą one w spągu pokrywy akumulacyjnej, a dostały się tam w wyniku procesów denudacyjnych.

Ciekawie wykształcony jest tutaj *less*. Less typowy pojawia się w Bryłach i Dąbrówce; odtąd aż po wylot doliny z Karpat okrywa on wyłącznie zbocza zachodnie. W głębi doliny (Dąbrówka, Brzyska itd.) występuje w spągu pokrywy less smugowany, przykryty lessem typowym. Bliżej kotliny Sandomierskiej, tego ogromnego zbiornika piasków, widzimy w ściankach lessowych liczne soczewki i wkładki drobnego piasku nawianego, a koło Pilzna pojawiają się też soczewki piasku i szuterku gliniastego, spławionego ze zboczy dolinnych przez ówczesne wody okresowe, a może nawet interglacjalne. Mamy w tej dolinie typowe utwory *karpackiej facji lessowej*.

**Terasa wysoka (poziom I).** W kotlinie Osieka zachowały się nad Pielgrzymką dwa małe fragmenty akumulacyjne poziomu I w wysokości 320 m; większy ciągnie się między Zawadką a Osiekiem. Wybrzusza się tu nad poziom II wzniesienie skaliste o wysokości około 290 m, przykryte zdegradowaną już znacznie pokrywą żwirową. Dobry przekrój i wgląd w stosunek poziomu I do poziomu II uzyskujemy przy drodze do przysiółka Kobyle (289 m). Nad skalisto-osadowym poziomem II o wysokości 20 m (274 m n.p.m.) wznosi się wcale strome zbocze, po-



kryte zwietrzeliną skalną. Wyżej na wierzchowinie o wysokości 35 m (289 m npm) leżą obficie żwiry o niestwierdzonej miąższości.

Duży i pięknie wykształcony fragment poziomu I ciągnie się między Załężem a Dobrynią, ograniczony od południa potokiem Dobryńskim, a od północy Groblą. Ten poziom o wysokości 290 do 314 m npm, tj. ponad 40 m nad poziom Wisłoki, odgraniczony jest wyraźnym progiem od poziomu II (273 m) i przedstawia dużą nieurodzajną równinę, zajęłą przez pastwisko. Jej powierzchnia, nachylona ku dolinie Wisłoki, jest zasłana grubymi żwirami o średnicy do 25 cm. W urwistych zboczach małych dolinek, które poziom ten rozcinają, widoczna jest stałe 5 do 6 m gruba pokrywa łoku żwirowego, złożonego z otoczków fliszowych żelazistych i zwietrzałych o średnicy do 30 cm, warstwowanych, ale o dosyć chaotycznym ułożeniu poszczególnych składników. Tkwią one w piasku gruboziarnistym lub glinie piaszczystej i posiadają wkładki ziemnego siwego ilu. Ku zachodowi poziom ten się podnosi i w wyższych jego częściach pojawia się materiał coraz słabiej otoczony. W parowie Zawadki opisane utwory leżą na siwych łach. Ta pokrywa żwirowa jest małą resztką rozległego poziomu akumulacyjnego. Ocalała ona przed niszczącą działalnością potoków, spływających z Magóry, tylko dzięki peryferycznemu położeniu na północnym krańcu kotlinki. Podobnie jak na niższym poziomie II, pokrywa akumulacyjna powstała tu dzięki połączeniu się kilku potężnych stożków napływowych Kłopotnicy i jej dopływów.

Na prawym zboczu doliny Wisłoki, między Osiekiem a Świerchową, leżą żwirowiska na odosobnionych spłaszczeniach o wysokości 285 i 288 m (35 i 38 m nad poziomem Wisłoki), przeszło 10 m nad terasą średnią. Na spłaszczonym zboczu, między wylotami dolinek Majscowej i Kocanek, leżą żwiry grube w wysokości 250 do 260 m. Następny fragment terasy wysokiej znajduje się na stokach Podlesia w Żółkowie. I tu nad płaską powierzchnią poziomu II (15 m wysokości względnej) wznosi się poziom wyższy o wysokości prawie 30 m nad poziom Wisłoki. Przy drodze, która biegnie z terasy średniej na wysoką, widać najpierw do wysokości 254 m odsłonięcia skalne i dopiero na tym cokole spoczywa 1,50-metrowa warstwa łoku żwirowego, żelazistego, o średnicy otoczków do 20 cm, przykryta 3,50-me-

trawą warstwą gliny zboczowej. W dosyć duży fragment poziomu I wcięły jest tor kolejowy między Helenką a dworcem w Jasle. Na powierzchni, zrównanej w wysokości około 246 m, leżą liczne otoczaki i kanciaki o średnicy do 20 cm. Do tego poziomu akumulacyjnego zaliczam też żwiry, nie tworzące wyraźnej formy, lecz tylko przylepione do zboczy dolinnych w Dembowcu w wysokości 287 m (36 m nad poziomem Wisłoki) o średnicy otoczków do 15 cm i miąższości około 0,50 m.

Przed Kołaczycami na ostrodze, wznoszącej się ponad ostrym zakrętem drogi jasielskiej ku wschodowi, leży na cokole skalnym w wysokości 255 do 270 m bardzo obfite żwirowisko o otoczkach grubych, średnicy do 20 cm, z przewagą 8-10 cm. Są one uderzająco twarde zapewne dzięki sylikacji. Ich wysokość nad dno dzisiejsze wynosi 55 m. Naprzeciwnie, po drugiej stronie rzeki, leży na ostrodze dolinnej w Ujeździe, ściętej w wysokości 265 m (50 m nad poziom Wisłoki), glina ilasta o grubości 1,00 m, a na niej warstwa żwirów bardzo zwietrzałych i żelazistych o średnicy do 10 cm z przewagą 2-4 cm; wśród nich znalazłem też niewielki 15-centymetrowy otoczek granitu białego, pochodzenia północnego. Miąższość żwirów wynosi zaledwie 1,00 m. Na północ od Bukowej, na spłaszczeniu zboczym w wysokości 233 m, a więc położonym ponad zasięgiem terasy średniej, leży pokład zwietrzeli skalnej ze śladami pseudo-warstwowania, o poziomym ułożeniu gruzu, z wkładkami piasku. W Brzostku, na wzgórzu o wysokości 260 m (53 m nad poziom Wisłoki), na którym znajduje się cmentarz, znajdowałem liczne otoczaki o średnicy do 15 cm z przewagą 3-6 cm oraz rzadkie okruchy erratyczne (granit czerwony, rapaki i kwarcyty).

Według informacji, udzielonej mi życzliwie przez magistrą K. Beresa, który w czasie wojny prowadził badania geologiczne w okolicy Kamienicy Dolnej, wiercenie zrobione na wschód od wzgórza Zakamieniec (264 m) przebiło kilka metrów piasków rzecznych z materiałem erratycznym w stropie, tj. w wysokości około 255 m n.p.m., a 40 m nad dnem doliny. Zakamieniec jest wobec tego górą meandrową, ale jeszcze nie ekshumowaną.

Utwory poziomu I zachowały się najlepiej między Jaworzem Dolnym a Gołęczyną. Stanowią je piaski dobrze warstwowane, sięgające do wysokości 250 m, tj. około 50 m nad poziom Wisłoki. Ich powierzchnia obniża się ku zachodowi do około 230 m, po czym spada stromym progiem ku dolinie Wisłoki.



W części brzeżnej, zachodniej, utwory te są często ścięte w poziomie terasy średniej, tj. na wysokości około 220 m. Na północnym zbocz doliny Wapniska widać w głęboko wciętej drodze, w wysokości od 215 do 225 m, piaski cienko warstwowane, zawierające w dolnej partii liczne wkładki szuterku fliszowego. Na zboczach potoku Połomejskiego, przy wciętej drodze oraz w dużych odkrywkach na zboczach doliny, widać stale piaski dobrze warstwowane, a na nich w wysokości dopiero 223 m leży szuter z materiałem erratycznym otoczonym i głazami o średnicy do 0,50 m. Ten utwór, reprezentujący morenę przemytą, jest przykryty przez piaski warstwowane do wysokości 230 m (30 m nad poziom Wisłoki). W Gołęczynie, przy drodze głęboko wciętej, a biegnącej od wylotu doliny Gołeczyńskiego potoku w kierunku Połomei, widać w dużych około 8-metrowych odślonięciach, w wysokości od 213 do 224 m, piaski żółte i żelaziste, drobno i średnioziarniste, wyraźnie warstwowane, zawierające rzadkie i drobne otoczaki kwarcowe (ze zlepieńca). Na nich leży w wysokości od 224 do 226 m 2-metrowa warstwa żwirów tkwiących w piasku, zawierająca obfity materiał erratyczny, w tym głazy o średnicy do 0,60 m, przeważnie granity białe i czerwone. Na tym leżą znowu piaski warstwowane z wkładkami żelazistych kanciaków fliszowych, otoczków piaskowcowych o średnicy do 3 cm oraz okruchów i niewielkich głazików skał północnych. Ten utwór sięga do wysokości 233 m, tj. około 33 m nad poziom Wisłoki.

Dalsze fragmenty tego poziomu i zasypania zachowały się w Parkoszu, Podgrodziu i Łatoszynie, a więc tuż poniżej wylotu doliny Wisłoki w Kollinę Sandomierską. W Parkoszu, na północ od drogi z Pilzna do Dębicy, koło pierwszych domów tego osiedla, znajdują się w wysokości od 214 do 222 m (17 do 25 m) żwiry wyłącznie fliszowe (oraz bardzo rzadkie egzotyki karpackie), zwietrzałe, żelaziste o średnicy w części dolnej do 5 cm, w części górnej, stropowej do 7 cm, warstwowane z piaskiem. Na tym tłoku żwirowym leży piasek z otoczkami i czysty piasek do wysokości 225 m, gdzie stanowi powierzchnię tej terasy. Na polach spotyka się w tej wysokości także gruby materiał erratyczny. Na północnym cyplu tej terasy o wysokości 220 m znajdują się wśród piasku także żwiry mieszane. Powierzchnia tej części terasy wysokiej jest już dosyć zniszczona i obniżona.

W pierwszym od zachodu parowie, jaki rozcina północną część tej terasy, leżą w spągu w wysokości 201 do 205 m żwiry fliszowe w piasku, o średnicy otoczków do 7 cm. W wysokości od 210 do 215 m widać w odsłonięciach piasek żółty, w dolnej części warstwowany z siwym mułkiem. Dopiero w wysokości 217 m pojawiają się w piasku żwiry mieszane (fliszowe i erratyczne), kanciaki fliszowe oraz duże głazy erratyczne. To wszystko przykrywają piaski warstwowane, zawierające wkładki z szuterkiem fliszowo-północnym. Powierzchnia terasy leży tu w wysokości 225 m, tj. 29 m nad poziomem Wisłoki.

W następnym dużym parowie, nad skałą miocenną (piaskowiec sycki i il łupkowy o upadzie  $83^\circ$  ku północy) widoczną do wysokości 208 m, pojawia się w wysokości 211 m jeden metr żwirów wyłącznie fliszowych o średnicy do 7 cm z przewagą 3-5 cm. Ponad nim w odsłonięciu, w wysokości 219 m, widoczne są:

- |                                                                                                                                        |       |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| a) piaski warstwowane z 80-centymetrową wkładką szutru żelazistego (widać 1 m, ale sięgają one po powierzchnię tego poziomu to jest do | m     |
| 223 m)                                                                                                                                 | 1,00  |
| b) glina piaszczysta                                                                                                                   | 1,50  |
| c) otoczaki i kanciaki fliszowe, zawierające też rzadkie okruchy skał północnych                                                       | 2,00. |

W Podgrodziu, przy drodze polnej, biegnącej od strony północnej równoległe do gościńca, na żwirowisku wyłącznie fliszowym leży w wysokości 220 m piasek z szuterkiem i dużymi głazami erratycznymi o średnicy do 0,80 m, przykryty 2-metrowym pokładem piasku warstwowanego z szuterkiem mieszanym w spągu. Na nim leży znowuż piasek warstwowany z szuterkiem oraz dużymi blokami erratycznymi o średnicy do 1,00 m. Ten utwór buduje powierzchnię terasy w wysokości 223 m.

\*

*Rekonstrukcja poziomu I* i odtworzenie zjawisk, na tym poziomie zachodzących, nastrocza duże trudności. Przyczyną jest słabe zachowanie się fragmentów tego poziomu w dolinie Wisłoki. W okolicy Osieka wcale duże pokrywy tego poziomu leżą w wysokości 35 do 40 m. Poniżej, w dolinie Wisłoki małe fragmenty terasy skalisto-osadowej oraz płyty pokrywy akumulacyjnej poziomu I leżą również w wysokości 30 do 35 m (Świer-



chowa, Żółków, Dembowice, Lichtarz). Na ostrodze przed Kołaczycami oraz w Ujeździe poziom I sięga 50 m nad dno doliny; w podobnej wysokości leżą też żwiry mieszane w Brzostku. Do wysokości 40 m sięga zasypanie w okolicy Kamienicy Dolnej, a do 35 m sięgają piaski koło Jaworza Dolnego i Gołęczyny. W okolicy Podgrodzia poziom I zachował się w postaci fragmentów stożka o wysokości 30 do 35 m.

*W zasypaniu tego poziomu biorą udział żwiry i piaski.* Ich miąższość jest trudna do uchwycenia. W okolicy Osieka wynosi ona około 6 m, a poniżej w dolinie Wisłoki cienka warstwa żwirów żelazistych zachowała się jedynie na starych spłaszczeniach erozyjnych. Ale już choćby z występowania żwirów w Żółkowie w wysokości 30 m i naprzeciwko w Dembowcu w wysokości 36 m nad poziomem Wisłoki można wnioskować o parometrowej miąższości tej pokrywy. Przed Kołaczycami żwiry warstwowane mają 15 m miąższości i sięgają od 35 do 50 m nad poziom Wisłoki. Najpewniejsze dowody na zasypanie doliny Wisłoki do wysokości około 40 m — to wypełnienie piaskami obniżenia między Zakamieńcem a zboczem doliny koło Kamienicy oraz odsłonięcia w okolicy Jaworza Dolnego i Gołęczyny, ukazujące piaski warstwowane w wysokości od 10 do 35 m nad poziomem rzeki. Podobną miąższość około 25 m mają żwiry i piaski, budujące terasę wysoką koło Parkosza, Podgrodzia i Łatoszyna.

Dotychczas wiązano w jeden poziom terasowy fragmenty 25-metrowej terasy piaszczystej koło Gołęczyny i fragmenty 30-metrowej terasy lessowej koło Pilzna [80, 141]. Wgląd w budowę tych fragmentów terasowych zmusza do rewizji takiego zapatrywania. Piaski w Gołęczynie sięgają do 35 m nad poziom Wisłoki, natomiast piaski koło Pilzna zaledwie do 13 m; mają przy tym inny wygląd, skład i charakter. Zawierają one materiał erratyczny w części spągowej, podczas gdy w piaskach koło Gołęczyny występuje on dopiero w partii stropowej powyżej 25 m nad poziom Wisłoki. Górną część terasy pilzneńskiej budują do 30 m lessy eoliczne, a te nie mogły być osadzone równocześnie z piaskami rzecznyymi, sięgającymi do 35 m nad poziom rzeki dzisiejszej.

Na podstawie spostrzeżeń dokonanych w dolnym biegu karpackiej Wisłoki oraz w okolicy Osieka można wnosić, że dno skalne poziomu I leżało nie o wiele wyżej niż dno poziomu II.

*Wysokość względna poziomu I* rośnie od 35 m koło Osieka do 50 m w obszarze od Kołaczyc do Brzostka, po czym obniża się do wysokości 35 m u wylotu doliny z Karpat. Po odjęciu podstawy skalnej otrzymamy miąższość zasypania od 25 do 40 m, osiągającą swoje maksimum w okolicy Kołaczyc. I tu w tej okolicy znajduje się w utworach wysokiego zasypania, w terasie średniej, w dolince Bieździedzy i na północnych stokach Liwo-cza [120, 131], *materiał erratyczny, świadczący o tak dalekim zasięgu lądolodu niżowego*. Uderzający jest całkowity brak materiału północnego w dużym żwirowisku, położonym na południe od Kołaczyc; nad Ujazdem znalazłem w żwirowisku zaledwie jeden otoczek granitu północnego, za to w Brzostku możemy już mówić o żwirowisku mieszanym. Głazy pojawiają się między Bieździedzą a Bieździatką [80], w Bukowej [64] i na zachód od Bukowej [88], w przełomie koło Kamienicy oraz według informacji magistra Beresa w stropie piasków, wypełniających obniżenie między Zakamieńcem a zboczem doliny. W Jaworzu Dolnym i w Gołęczynie materiał erratyczny w postaci głazów o średnicy do 60 cm i otoczków krystalicznych północnych (morena przemyta) leży na bardzo grubym pokładzie piasków warstwowanych w wysokości około 25 m nad poziom Wisłoki. Tę morenę przemytą przykrywają znowu piaski o miąższości 6 do 10 m, zawierające materiał mieszany. Tak samo w okolicy Parkosza, Podgrodzia i Łatoszyna materiał północny leży na piaskach i żwirach wyłącznie fliszowych w wysokości 25 m nad Wisłoką. I tu morenę przemytą przykrywają piaski oraz szuter mieszany fliszowo-erratyczny.

*Piaski oraz żwiry wyłącznie fliszowe, leżące pod horyzontem głazów erratycznych, wiążę z okresem nasuwania się lądolodu, a utwory rzeczne, spoczywające na morenie przemytej, oraz wysoko położone żwiry mieszane (Brzostek) — z okresem cofania się lądolodu i rozmywania jego moreny przez spiętrzone wody Wisłoki.*

W Podgrodziu stwierdziłem dwa poziomy głazowe z głazami o średnicy do 1,00 m, przedzielone 2,00-metrowym pokładem piasku warstwowanego. Dowodzi to oscylowania czoła lądolodu przed progiem Pogórza w okresie recesji.

*Lądolód sięgał w dolinie Wisłoki po okolicę Kołaczyc. Że nie sięgał dalej na południe, nawet po Kaczorowy [80], tego do-*



wodzi brak materiału erratycznego w zwirowisku, położonym na ostrodze na południe od Kołaczyc. Drobnny zaś materiał występujący w Kaczorowach w wysokości 40 m nad dno doliny, a w Dąbrówce i Krajowicach w terasie średniej, oraz duży głaz erratyczny znaleziony przeze mnie ostatnio w dnie potoku Majscowskiego na południe od Jasła (240 m), dostały się inną drogą na swoje dzisiejsze stanowiska. Zostały mianowicie przyniesione przez kry rozpadającego się lądolodu, w które materiał ten był wmrożony. Te kry i bloki lodowe, mogły spływać na południe w czasie bardzo silnego topnienia krawędzi lądolodu. Tylko głazik w Kaczorowach utrzymał się na swoim pierwotnym stanowisku, gdyż w wysokości 40 m rozlewały się wody fluwioglacjalne, natomiast wszystkie inne, leżące niżej, znajdują się na złożu wtórnym. Wielką rolę odegrały w tym przede wszystkim procesy soliflukcyjne, przebiegające tu szczególnie intensywnie dzięki dużej podatności materiału skalnego. Zniszczenie poziomu I w dolinie Wisłoki należy też w dużej mierze przypisać tym procesom.

---

## 11. UTWORY DYLUWIALNE W DORZECZU WISŁOKA I JASIOŁKI\*)

**Dotychczasowy stan badań.** Uhlig [141], podobnie jak w dorzeczu Wisłoki, wydziela tu: gliny zboczowe, głązy narzutowe, żwiry mieszane, less i dyluwium terasowe. Nad Wisłokiem wznosi się szeroka terasa aluwialna o wysokości 3 do 5 m. Buduje ją piasek z wkładkami szutru, ił piaszczysty oraz podobna do lessu, choć niewątpliwie pochodzenia wodnego, glina żółta. Nad terasą aluwialną leży terasa wyższa, dyluwialna, o wysokości 10 do 20 m. Budują ją głównie gliny, np. między Zarzynom, Jaćmierzem i Rymanowem a Krosnem. Podobnie koło Siedlisk less leży na warstwie żwirów.

Łoziński [64] znajdował materiał erratyczny koło Dobrzechowa w żwirach terasy aluwialnej.

Fleszar [11] podaje profil terasy 20-metrowej w okolicy Strzyżowa (Godowa). Na podstavie piaskowcowej leży 2,00-metrowa warstwa żwirów mieszanych o średnicy do 10 cm, a na nich glina w spągu piaszczysta, w stropie lessowata. Według Fleszara żwirowiska dyluwialne w dorzeczu Wisłoka nie przekraczają wysokości teras niższych. Są one ułożone w dnie doliny oraz na terasach 20- i 40-metrowej, które akumulacja dyluwialna zastała już gotowe.

Pawłowski w omawianej poprzednio pracy [80] przyjmuje, że Jasiołka na poziomie terasy wyższej przepływała dwiema dolinami, koło Świerzowej Polskiej i koło Moderówki, do doliny Wisłoka. Rozcięcie w interglacjale przerwało związek tych rzek ze sobą.

---

\*) W tym rozdziale wprowadzono pewne zmiany do przyjętego układu i sposobu przedstawiania stosunków czwartorzędowych. Przede wszystkim związane dorzecze Jasiołki z dorzeczem Wisłoka, mimo że uchodzi ona do Wisłoki. Przemawiają za tym bardziej ścisłe związki Jasiołki z Wisłokiem w okresie dyluwialnym. Następnie opisane zostały terasy denne tych rzek na całej ich długości, natomiast wspólne poziomy wyższe przedstawione zostały najpierw w obrębie Kotliny Krośnieńskiej, a potem dopiero w odcinach dolinnych, wciętych w obszar Pogórza. Wprowadzenie tych zmian pozwala na jaśniejsze przedstawienie historii Kotliny Krośnieńskiej w okresie dyluwialnym.



Świdziński [121] wyróżnił w kotlinie Krośnieńskiej dwie grupy teras:

- a) młodsze, ciągnące się wzdłuż poszczególnych rzek,
- b) starsze, łączące się ze sobą w jednolitą powierzchnię.

W dolinie Wisłoki terasa młodsza o wysokości 4 do 5 m zbudowana jest całkowicie z osadów rzecznych. W dolinie Jasiołki ma ona wysokość 3 do 5 m i kilku stopniami opada ku rzece.

Do poziomów starszych zalicza Świdziński grupę poziomów 10-20 m, stanowiących właściwie jeden poziom główny o zmiennej nieco wysokości względnej. Poziom ten tworzy rozległą płaszczyznę między Jasiołką a Wisłokiem i sięga na wschód poza Krosno i Polankę aż po Rymanów. Przykrywa go kilkometrowa warstwa żwirów i glin, przy czym w części południowej żwiry są zmieszane z glinami, natomiast w północnej gliny wyodrębniają się w osobną górną warstwę, jakby wskutek słabnięcia siły transportowej pod koniec akumulacji. Świdziński przyjmuje, że na poziomie 10-20 m Jasiołka była dopływem Wisłoka i uchodziła doń na szerokiej przestrzeni poniżej Krosna. W wysokości 40-50 m i 70-90 m znalazł kilka fragmentów poziomów wyższych. Zgodnie z Pawłowskim wiąże on terasy starsze o wysokości 10 do 20 m z okresem zlodowacenia maksymalnego, a terasy młodsze o wysokości 4 do 5 m — z okresem zlodowacenia środkowopolskiego.

Krajewski [54] opracował utwory dyluwialne na obszarze przyległym (arkusz Sanok) i również wydzielił dwa poziomy:

a) poziom niższy, 3-4 m, ciągnący się wzdłuż Wisłoka i Morawy, stanowiący dno rozległej kotliny Beska,

b) poziom wyższy 10-metrowy, który tworzy rozległe płaszczyzny między Wisłoką i Morawą, a na wschód od Morawy podnosi się do wysokości 20 m w okolicy Polanki i Krosna.

Poziom ten budują żwiry, mające do 2,50 m miąższości, przykryte grubą do 4 m warstwą glin. Krajewski powstrzymał się od oznaczania wieku tych poziomów.

Niedociągnięciem obu prac jest wydzielenie dwu poziomów terasowych zamiast istniejących trzech. Powodem tego przeoczenia było m. in. zbyt małe zwracanie uwagi na moment hipsometryczny, choć poziom II nie tylko pod względem hipsometrycznym różni się od poziomu I. Wpłynęła również na obu

autorów koncepcja Pawłowskiego, dowodząca istnienia tylko dwu teras. Zgodnie też z Pawłowskim określił Świdziński wiek obu poziomów terasowych. Słuszne natomiast jest przeciwstawienie charakteru teras niższych terasom wyższym, a teras Jasiołki terasom Wisłoka. Zasługą Świdzińskiego jest także zwrócenie uwagi na doliny martwe, które słusznie tłumaczy odmiennymi warunkami klimatycznymi.

Konior [52] dzieli utwory czwartorzędowe w okolicy Strzyżowa na plejstocenske i holocenske. Do osadów plejstocenskich zalicza on „osady trzech zasadniczych zlodowaceń w Polsce“. Ze zlodowaceniem Cracovien wiąże:

a) głązy erratyczne o średnicy 0,20 do 1,50 m, występujące w okolicy Czudca, Rożanki, Wielopola i Pstrągowej; pochodzące ze Skandynawii i z Gór Świętokrzyskich (na podstawie rozmieszczenia tych głazów, ale bez zbadania obszaru przyległego, autor ten przedwcześnie podaje zasięg zlodowacenia Cracovien w tej okolicy),

b) żwiry fluwioglacjalne, pochodzące z okresu cofania się lądolodu Cracovien; znajdował je w Rożance w wysokości 320 m i w Zaborowie w wysokości 230 m.

Z okresem zlodowacenia Varsovien I wiąże Konior „wyższą pokrywę akumulacyjną“ czyli po prostu terasę rędzinną o wysokości około 6 m, zbudowaną w spągu z piasku, z soczewkami żwiru i iłu; strop jej tworzą gliny lessowate o miąższości 2,50 m, zawierające skorupki *Succinea oblonga*. Wiek tej pokrywy autor określa na podstawie materiału, z którego jest zbudowana, oraz na podstawie przykrycia jej przez utwory lessowe, należące do zlodowacenia Varsovien II.

Z okresem zlodowacenia Varsovien II wiąże Konior gliny lessowe, okrywające zbocza; posiadają one do 8 m miąższości, a zawierają soczewki miążkiego piasku, w dnie zaś doliny — utwory wodne, które budują niższą, żwirowo-piaszczystą pokrywę akumulacyjną o wysokości 2 do 3 m. Pokrywa ta zajmuje mało miejsca w dnie doliny Wisłoka. Do holocenu zalicza autor najniższą 1-metrową „pokrywę akumulacyjną“ oraz dzisiejsze napływy Wisłoka i jego dopływów.

Sposób dowodzenia, zresztą zapożyczony skądinąd, nie dał tu dobrych rezultatów, ponieważ Konior miesza stale less z utworami pochodnymi od lessu. W ten sposób terasę, zawie-



rającą w stropie brązową lessową glinę, powstałą z lessu spławionego wodami okresowymi z wyższych części zboczy, określa on jako terasę przykrytą właściwym lessem i daje jej wiek temu odpowiedni. Tymczasem w dnie doliny leżą utwory tylko z okresu ostatniego zlodowacenia i z postglacjału.

Także stosunek pokrywy II do III nie został tu udowodniony przekrojami. Wątpliwości nasuwają też żwiry mieszane. Nie wiadomo bowiem, czy leżą one na miejscu pierwotnego osadzenia, czy też na złożu wtórnym, w dnie współczesnego potoku.

### DOLINA JASIOŁKI

**Kamieniec.** Kamieniec towarzyszy Jasiołce prawie na całej długości aż po przełom pod Brzezówką. Koło Wrocanki pola żwirowe wznoszą się do 0,50 m nad poziom wody i składają się z otoczaków o średnicy do 30 cm. W Zręcinie duże kamieniec stanowią otoczaki o średnicy do 20 cm z przewagą 8 cm. Na północ od Zręcina duże pola żwirowe ciągną się od Borku aż po Męcinkę. Poniżej przełomu żwir zaznacza się od czasu do czasu wąskim pasem, ciągnącym się wzdłuż rzeki. Otoczaki mają tu do 20 cm średnicy z przewagą 3 do 10 cm.

Pola żwirowe, ciągnące się powyżej przełomu, posiadają cechy kamienia żywego, w którym przesypywanie otoczaków odbywa się w czasie każdego wyższego wodostanu. Poniżej przełomu ciągnie się kamieniec martwy, powstający na skutek zniszczenia pokrywy gliniastej, leżącej na żwirach terasy dennej. Materiał żwirowy, odsłonięty wodami powodziowymi, jest tylko opłukiwany, ale nie przesypywany.

**Terasa łęgowa.** Podobnie jak kamieniec, terasa łęgowa jest także lepiej wykształcona powyżej przełomu Jasiołki. Posiada ona około 2,00 m wysokości i dopiero poniżej przełomu osiąga blisko 3-metrową wysokość. Większe fragmenty tej terasy ciągną się koło Machnowki, Szczepańcowej, Dobieszyna, Borku i Jedlicza, wreszcie w odcinku przełomowym między Męcinką a Dobrucową. Dużo mniejszą powierzchnię zajmuje ona między Roztokami a Gliniczkiem oraz w pobliżu ujścia Jasiołki do Wisłoki.

W odcinku po przełom terasę tę budują prawie wyłącznie żwiry fliszowe o średnicy do 25 cm. W Dobrucowej, koło mostu, na skale występującej w poziomie rzeki leżą żwiry o średnicy do 15 cm, przykryte 1-metrową warstwą gliny. W Sądkowej te-

rasa łęgowa o wysokości 2 m, zbudowana całkowicie ze żwirów, przylepiona jest do 2-metrowej podstawy skalistej, stanowiącej spąg terasy rędzinnej. Dół, wykopany w terasie łęgowej między Roztokami a Gliniczkiem, ukazuje:

|                               | m     |
|-------------------------------|-------|
| a) glinę piaszczystą          | 0,25  |
| b) piasek warstwowany z gliną | 0,30  |
| c) piasek z wkładami żwirów   | 0,25  |
| d) żwiry warstwowane          | 1,20. |

Po przeciwnej, prawej stronie Jasiołki, w dołach wykopanych w tej terasie, widać pod 0,60-metrową warstwą gliny napływowej piasek warstwowany poziomo i skośnie, z wkładkami szuterku o średnicy do 10 cm. Między Gliniczkiem a Wolicą w pobliżu miejsca, gdzie rzeka podcina zbocze południowe, na półmetrowej podstawie skalnej leży 0,50 m żwirów i 1,20 m gliny napływowej. Koło Sobniowa, w szyi drugiego od zachodu meandra, terasę 2-metrową buduje piasek, w spąg warstwowany z gliną plastyczną, a w stropie — ze żwirami o średnicy do 6 cm, przykryty 0,50-metrową warstwą gliny napływowej. Ta terasa jest przylepiona do terasy wyższej, 5-metrowej, zbudowanej wyłącznie z gliny. Koło cmentarza w Jasle terasę łęgową buduje 1,50 m żwirów żelazistych o średnicy do 10 cm, przykrytych 1,00-metrową pokrywą gliny napływowej. Koło ujścia Jasiołki do Wisłoki podcięcie terasy ukazuje:

|                                                          | m     |
|----------------------------------------------------------|-------|
| a) glebę gliniastą                                       | 0,40  |
| b) namuły gliniaste cienko warstwowane z piaskiem        | 1,00  |
| c) siwą glinę tłustą                                     | 1,00  |
| d) mułki warstwowane, siwe i żółte                       | 1,00  |
| e) żwiry fliszowe o średnicy do 10 cm, przeważnie 3-6 cm | 1,10. |

Na podstawie tych odsłonień należy przyjąć włożenie akumulacyjnej żwirowo-piaszczystej pokrywy łęgowej w rozciętą pokrywę terasy rędzinnej. Potwierdzają to też wiercenia, wykonane w okolicy Hankówki i Roztok.

**Terasa rędzinna (poziom III).** Terasa rędzinna zajmuje większą część dna doliny Jasiołki. Po przełom ciągnie się ona po obu stronach rzeki i posiada około 4 m wysokości. W Zręcinie podnosi się jej wysokość do 5 m i zachowuje się w Dobieszynie



i Borku. Tu w rowach drenowych pod 1,40 m gliny piaszczystej, zawierającej otoczaki, widać żwiry w piasku o miąższości widocznej 60 cm. Poniżej przełomu płynie Jasiołka w południowej części bardzo szerokiej doliny. Całe dno zajmuje wyłącznie terasa rędzinna. W Sądkowej ma ona 5 m wysokości, a w zerwie brzegowej widać spoczywającą na cokole skalnym o wysokości 2 m 1,00-metrową warstwę żwirów, przykrytych 2,00 m gliny piaszczystej, warstwowanej. Na brzegu przeciwnym, północnym, w dołach o głębokości 2,00 m, wykopanych w terasie rędzinnej, leży na żwirach o średnicy do 18 cm półmetrowa warstwa piasku o uwarstwieniu deltowym z upadem na południe, przykryta cienką pokrywą żwirów. W odległości około 0,5 km na zachód od Roztok 5-metrową terasę rędziną buduje:

|                       |           |
|-----------------------|-----------|
| a) glina napływowa    | m<br>1,50 |
| b) piasek warstwowany | 1,00      |
| c) żwiry              | 3,00.     |

Między Roztokami a Gliniczkiem górną część terasy rędzinnej buduje 1,50 m gliny żółtej, spoczywającej na ile szaro-siwym. W Hankówce zerwa w tej terasie ukazuje:

|                                                                     |           |
|---------------------------------------------------------------------|-----------|
| a) glinę piaszczystą, warstwowaną z piaskiem<br>gliniastym          | m<br>2,50 |
| b) glinę brunatno-żółtą, tłustą, warstwowaną<br>z gliną piaszczystą | 1,00      |
| c) łok żwirowy zwięzły, żelazisty, o średnicy<br>otoczków do 10 cm  | 0,60.     |

Zaraz poniżej mostu kolejowego, w miejscu, gdzie dawniej była cegielnia, studnia 6-metrowa przebiła glinę żółtą, siwy ił wapnisty i szuter.

Przy budowie nowego mostu na Jasiołce w Jasle uzyskano cały przekrój terasy rędzinnej o wysokości 5 m. Stanowi go:

|                                                                                                                                   |           |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| a) glina ilasta                                                                                                                   | m<br>2,00 |
| b) glina piaszczysta i piasek gliniasty                                                                                           | 2,00      |
| c) żwiry w piasku o średnicy do 10 cm; nad poziomem Jasiołki widać 1 m, poniżej poziomu wód stwierdzono wierceniem jeszcze 4,50 m | 5,50      |
| d) warstwa iłu                                                                                                                    | 1,00      |
| e) podłoże skalne.                                                                                                                |           |

W głębokości 4,30 m pod poziomem wody znaleziony został ząb konia kopalnego.

\*

Tyle dają obserwacje odkrywek naturalnych. Ale dla okolicy Roztok i Hankówki jesteśmy w szczęśliwym położeniu, mając możliwość wyzyskania materiału z wierceń i wkopów. Już omawiając literaturę, tytując się dorzecza Wisłoki, przedstawiłem wyniki badań Szafera i Jaronia nad utworami, które tu zostały znalezione. Istniało w tej okolicy zimne jezioro śródgórskie, które powstało w okresie ostatniego zlodowacenia. W roku 1937, dla uzyskania pełnego obrazu jego rozwoju, określenia zasięgu i zmienności oraz stosunku do utworów nadległych, wykonano 20 wierceń, sięgających do 7 m w głąb tej terasy. Wyniki szczegółowe podam w innej publikacji, a tu ograniczę się do krótkiego omówienia poznanych utworów. W każdym razie bez użycia świdra nie wiedzielibyśmy o osadach i zjawiskach bardzo ciekawych, a to najlepiej dowodzi konieczności wierceń, szczególnie w czasie badania utworów, wypełniających dna dolin karpackich. Dno skaliste pojawia się w nich jedynie w odcinkach górskich, natomiast w obszarze Pogórza leży nieraz i kilka metrów poniżej poziomu rzeki.

W szerokiej dolinie Jasiołki, między Roztokami a Jasłem, dno skaliste, erozyjne jest nierówne. Najniżej leży ono w części południowej w obrębie wsi Hankówka i Roztoki, bo w głębokości około 7 m od powierzchni terasy rędzinnej. To dno podnosi się zwolna ku północy i wynurza na północ od Hankówki, oraz w Roztokach [230, 232]. W związku z konfiguracją dna młodsze utwory Jasiołki leżą w wymienionym poprzednio obniżeniu, w rynn timer południowej. Tu po fazie akumulacji żwirowej powstało jezioro wskutek zatamowania ujścia doliny Jasiołki grubymi napływami Wisłoki [43]. Ciągnęło się ono od Roztok na wschodzie po okolicę Łapiguza na zachodzie i od Hankówki na północy po południowe zbocza doliny. Głębokość jeziora była niejednakowa, największa w okolicy Roztok, gdzie grubość warstwy kredy jezimernej wynosi 1,50 m, zmniejszając się ku północy i zachodowi do 30 cm. Ta warstwa leży w głębokości 3 do 4 m od powierzchni terasy rędzinnej. Na kredzie, która według badań Szafera została osadzona — podobnie jak pod nią leżące żwiry — w okresie zlodowacenia ostatniego, spoczywa warstwa torfu postglacialnego o nieco większym zasięgu poziomym. Jego ma-



ksymalna miąższość wynosi 1,00 m. Na tym torfie leży jeszcze około 3,00 m utworów ilastych i gliniastych, czasem z wkładkami piasku i szutru.

Na północ od zasięgu tego jeziora i od wysadu fliszowego pod Hankówką, stanowiącego przedłużenie antykliny Potoka, leżą bezpośrednio na podłożu skalnym osady żwirowo-gliniaste o miąższości około 4,00 m. Należą one do poziomu II, starszego, a zostały osadzone przez Jasiołkę i jej dopływy, rozcinające północne stoki. Dopływy przynosiły i przynoszą tu do dzisiaj dużo materiału, osadzając go w postaci dużych i płaskich stożków napływowych, w okolicy Brzyszczek i Warzyc.

Trudno rozstrzygnąć kwestię, czy i o ile duże zasypanie w okolicy Roztok można by wiązać z pogłębianiem tektonicznym kotlinki Jasielskiej. W każdym razie zastanawiająco gruba jest tu pokrywa osadów, przeważnie gliniastych, spoczywających na kredzie jezierniej lub na żwirach z okresu glacialnego. Ta pokrywa, zbudowana z utworów postglacialnych, stanowi odpowiednik wiekowy terasy łęgowej.

#### DOLINA WISŁOKA

**Kamieniec.** Kamieniec świeży i czynny ciągnie się w przełomie Beskim i kończy potężnym stale rosnącym stożkiem napływowym, wsypywanym u wylotu przełomu w kotlinę Beską. Wały, usypane ze żwiru, posiadają tu nieraz 1-metrową wysokość, a otoczaki — nawet ponad 20 cm średnicy. Poniżej Beska zaznaczają się nad rzeką niekiedy małe pola żwirowe, jak pod Odrzykoniem, Przybówką, Cieszyną i Nową Wsią, ale żwiry te pochodzą ze zniszczenia akumulacyjnej terasy dennej. Rzadkie pojawianie się kamieńca, nawet martwego, związane jest z budową gliniastą teras dennych łęgowej i rędzinnej.

**Terasa łęgowa.** Terasa łęgowa zajmuje bardzo mało miejsca w dnie doliny Wisłoka. W kotlinie Krośnieńskiej pojawia się ona koło Beska, gdzie posiada około 2 m wysokości. Budują ją żwiry, przykryte 0,50-metrową warstwą glin napływiskowych. Niżej, aż po Krosno, rzeka wcina się bezpośrednio w terasę rędzinną, to też nie zachowały się tu większe fragmenty terasy łęgowej. Od Krosna posiada ona 3 m wysokości, a w Odrzykoniu budują tę terasę:

- |                                                 |       |
|-------------------------------------------------|-------|
| a) żwiry fliszowe, o średnicy 10 cm, żelaziste, | m     |
| warstwowane z piaskiem                          | 2,00  |
| b) szary ił mułkowaty                           | 1,00. |

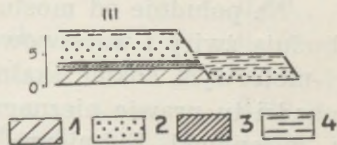
Nieco dalej, naprzeciwko wyższego stożka połoku Odrzykońskiego, terasę łęgową o wysokości około 3 m buduje prawie wyłącznie glina warstwowana. Trochę więcej przestrzeni zajmuje ona między Wojakówką a Frysztakiem. W obrębie tej terasy Wisłok zmienia często swoje koryto. Poniżej Frysztaka towarzyszy rzece wąski pas terasy o wysokości około 2 m, z rozszerzeniami koło Markuszowej i Strzyżowa. W wąskiej dolinie przełomowej między Żarnową i Zaborowem terasa łęgowa odgrywa nieco większą rolę. W Żarnowej ma ona około 3 m wysokości, a buduje ją gruby pokład gliny, spoczywającej na cienkiej warstwie żwirów. Poniżej, z biegiem rzeki rośnie jej wysokość. W Czudcu posiada ponad 4 m wysokości, a duża zerwa ukazuje:

- |                                                                                                                                   |       |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| a) glinę piaszczystą, warstwowaną z mułem                                                                                         | m     |
|                                                                                                                                   | 2,00  |
| b) żwiry fliszowe o średnicy do 20 cm, z przewagą 3-5 cm, nieco żelaziste, zawierające w części stropowej kłody „czarnego drzewa“ | 1,00  |
| c) mułek ciemno-siwy ze szczątkami roślinnymi                                                                                     | 1,50. |

Poniżej aż po okolice Rzeszowa terasa łęgowa posiada 4 do 5 m wysokości.

Wąskie pasy terasy łęgowej ciągną się też wzdłuż *Morawy*, dopływu Wisłoka. Powyżej ujścia Kompachy na 1-metrowej warstwie żwirów fliszowych o średnicy do 8 cm leży glina piaszczysta warstwowana oraz namuły o łącznej miąższości również 1,00 m. Ta terasa jest tu *włożona* w skalisto-osadową terasę *rędzinną*.

Terasa łęgowa, o wysokości od 2 m w środkowym biegu karpackim do 5 m w dolnym, jest całkowicie *akumulacyjna*. Po kotlinę Krośnieńską budują ją żwiry i gliny, niżej nadkład glin staje się coraz grubszy. *Terasa łęgowa jest włożona w terasę rędzinną*. Wskazują na to odsłonięcia w Odrzykoniu, gdzie terasa łęgowa posiada zupełnie inną budowę, aniżeli przylegająca do niej terasa rędzinna. Także w dolinie



Rys. 10. Odsłonięcie w brzegu *Morawy* koło ujścia Kompachy.

1. Podłoże skalne, 2. Żwiry, 3. Iły, 4. Gliny napływowe.



Morawy akumulacyjna terasa łęgowa przylega bezpośrednio do skalisto-osadowej rędzinnej.

**Terasa rędzinna (poziom III).** Terasa rędzinna zajmuje prawie całe dno doliny Wisłoki i jej dopływów: Morawy i Lubatówki. W przełomie Beskim występuje terasa rędzinna jedynie w rozszerzeniach skalistego jaru Wisłoki. Jest to terasa typu skalisto-osadowego (żwiry) o wysokości 4 m. Pod Beskiem przechodzi ona w duży, wachlarzowo rozszerzający się i obniżający stożek napływowy o wysokości około 5 m. Stożek ten przechodzi w dno kotliny Beska, wypełnione utworami poziomu III. Od południa ograniczają tę kotlinę wzgórza Rymanowskie, od zachodu — wyraźna krawędź poziomu II, a na północy i wschodzie — kraina pogórska. Ku wschodowi komunikuje się ona obniżeniem Nowosieleckim z „Dołami Sanockimi“, a w części północnej przechodzi w kotlinę Jasionowską, którą niewysoki garb oddziela od kotlinki Humnisk.

Dno kotliny Beskiej robi wrażenie zupełnie płaskiej równiny. Dopiero przy bliższym poznaniu ukazuje ono nabrzmienia, a nawet odosobnione pagóry oraz płytkie zakłębienia o dnie podmokłym, porośniętym trawą. Stanowią one uderzający kontrast z polami uprawnymi, zajmującymi całą kotlinę. Odwadnia ją Wisłok wraz z dopływami: Pielnicą, potokiem Siedliskim i Zmienickim. Te wody płyną w odcinkach nieuregulowanych bardzo kręto i tworzą liczne meandry, a wcięły się blisko 5 m w dno kotliny. W licznych odsłonięciach, zerwach brzegowych, widać:

|                             |           |
|-----------------------------|-----------|
| a) glinę napływową          | m<br>3,50 |
| b) żwiry o średnicy do 5 cm | 1,50.     |

Na południe od mostu w Bziance 4-metrową terasę rędzinną budują żwiry i warstwowane gliny piaszczyste, spoczywające na 1-metrowym cokole skalnym. Płaskie dno kotliny Beskiej przechodzi tu prawie nieznacznie w łagodne stoczyste Trześniowa i Bażanówki—Jaćmierz, przykryte napływiskami potoczków, spływających z otaczających kotlinę wzniesień. W Trześniowie koło szkoły, u wylotu jednej z małych dolinek, rozległy stożek napływowy, rozpościerający się na skale, budują żwiry warstwowane o miąższości 4,00 m, przykryte 1-metrową warstwą gliny zboczowej. Miąższość napływów poziomu III, zalegających stok Trześniowa, wynosi 3 do 4 m.

Od Bzianki po Krosno terasa rędzinna wypełnia całe dno tego jarowego odcinka. Posiada wysokość około 5 m. Koło mostu wiążącego na Wisłocy u południowego krańca Haczowa budują ją żwiry o miąższości 1,00 m, przykryte 4,00-metrową warstwą gliny piaszczystej. W Haczowie koło mostu posiada ona 4,50 m wysokości, a w odsłonięciu brzegowym widać:

|                                          | m     |
|------------------------------------------|-------|
| a) glebę gliniastą                       | 0,30  |
| b) glinę piaszczystą, sypką, żółto-szarą | 1,00  |
| c) glinę ilastą, ciemną                  | 0,50  |
| d) glinę piaszczystą, jasną              | 0,40  |
| e) glinę ilastą, ciemną                  | 0,60  |
| f) piasek z kawałkami drewna w spągu     | 1,50. |

W Iskrzyni terasę 5-metrową buduje wyłącznie glina warstwowana z piaskiem, przykryta namułami.

Od Krosna terasa rędzinna ma 6 m wysokości. W Odrzykoniu na północ od mostu duże odsłonięcie na prawym brzegu Wisłoka o wysokości blisko 7-metrowej ukazuje następującą budowę stożka napływowego jednego z dopływów:

|                                                                    | m    |
|--------------------------------------------------------------------|------|
| a) glina żółta                                                     | 2,50 |
| b) glina szara mułkowata ze szczątkami roślinnymi                  | 0,35 |
| c) glina ilasta ze szczątkami roślinnymi                           | 0,63 |
| d) mułek żółty, cienko warstwowany z gliną bardzo wapnistą (kreda) | 0,26 |
| e) glina ilasta ciemno szara z wkładkami torfu i gliny wapnistej   | 0,66 |
| f) glina ilasta jasno-szara                                        | 0,34 |
| g) cienka warstwa szutru, otoczaki o średnicy do 5 cm              | 0,10 |
| h) glina warstwowana                                               | 0,80 |
| j) piasek ilasty z wkładką siwego ilu                              | 0,40 |
| k) siwy il z roślinnością                                          | 0,10 |
| l) piasek gruboziarnisty                                           | 0,20 |
| m) żwiry fliszowe o średnicy do 15 cm                              | 0,50 |
| n) podstawa skalna w poziomie rzeki.                               |      |

W kierunku południowym powierzchnia i miąższość tego stożka obniża się do wysokości 4 m; jego skład przedstawia się tu jak następuje:

|                                       | m    |
|---------------------------------------|------|
| a) glina żółta z wkładkami piasku     | 1,50 |
| b) mułek szary z wkładkami roślinnymi | 0,20 |



|                                          |       |
|------------------------------------------|-------|
|                                          | m     |
| c) szuter drobny                         | 0,30  |
| d) mułek szary cienko warstwowany        | 0,40  |
| e) glina ilasta w spągu piasek żelazisty | 0,35  |
| f) mułek ilasty z wkładkami roślinnymi   | 0,30  |
| g) piasek warstwowany                    | 0,30  |
| h) żwiry fliszowe                        | 0,50. |

Te dwa odsłonięcia ukazują nam dobrze ogromną zmienność utworów, tak charakterystyczną dla stożków napływowych. Ponad tym stożkiem, całkowicie akumulacyjnym, wznosi się 15-metrowa terasa średnia typu skalisto-osadowego.

W Toroszówce, naprzeciwko Odrzykonii, wydobyto według udzielonej mi informacji trochę torfu ze studni, wykopanej w tej terasie.

W Bratkówce, koło zakrętu rzeki przed mostem, terasę rędzinną o wysokości 5 m buduje:

|                                                 |       |
|-------------------------------------------------|-------|
| a) glina żółta z 30-centymetrową smugą ciemną,  | m     |
| humusową w głębokości 0,50 cm                   | 3,00  |
| b) piasek siwy z kawałkami drewna               | 0,60  |
| c) żwiry fliszowe warstwowane, bardzo żelaziste | 1,00. |

Na brzegu lewym, koło Pogorzałków, terasa rędzinna przechodzi ku zachodowi w duże obniżenie wododzielne, ciągnące się między Jasiołką a Wisłoką. Jest to obniżenie Moderówki o wysokości 250 m i powierzchni pochylonej w kierunku Jasiołki od wysokości 256 m w dorzeczu Wisłoka do 245 m w dorzeczu Jasiołki. Napływy Jasiołki i napływy potoków wypełniły i wyrównały tu obszar o krajobrazie pagórkowatym. Do dziś ponad powierzchnię akumulacyjną tego obniżenia wznoszą się niewysokie wzgórza i garby 10- do 20-metrowe. W Pogórkach, w studni pod 5 m gliny, dokopano się szutru z piaskiem. W Bajdach, w studni o głębokości 10 m, stwierdzono glinę żółtą, ił ciemny, ił siwy, piasek i szuter żelazisty.

W dolinie Wisłoka terasa rędzinna wykazuje nawet wcale znaczne deniwelacje. Jej powierzchnia podnosi się od brzegów rzeki, gdzie ma 5 m wysokości, ku zboczom doliny, gdzie osiąga wysokość 7 do 8 m. Zbudowana jest ona przeważnie z gliny i to z gliny ilastej, co nie pozwala na wsiąkanie wód opadowych i powoduje podmoknięcie dużych obszarów na tej terasie, np. między Łakami a Frysztakiem. W odcinku przełomowym koło Cie-

szyny terasa rędzinna ma 8 m wysokości i tyleż koło Wiśniowej, Dobrzeczu i Strzyżowa. W Dobrzeczowie stoi na niej cegielnia. Doły glinianek ukazują w wysokości 232 m:

|                                         |                      |
|-----------------------------------------|----------------------|
| a) glebę gliniastą                      | <sup>m</sup><br>0,50 |
| b) ił popielato-żółty                   | 0,80                 |
| c) ił bardzo plastyczny, popielato-siwy | 0,70.                |

Wysokość 7 do 8 m zachowuje ta terasa także w przełomie między Żarnową a Czudcem. W Wyrznie odpowiada jej stożek napływowy Gwoździanki o wysokości 7 m, zbudowany z 1,50-metrowej warstwy żwirów fliszowych o średnicy do 20 cm z przewagą 8-10 cm, przykrytych gliną lessową grubości 5,50 m. W Siedliskach i Zarzyczu terasa rędzinna ma już 10 m wysokości, a zerwy brzegowe ukazują:

|                                         |                      |
|-----------------------------------------|----------------------|
| a) glinę piaszczystą z wkładkami szutru | <sup>m</sup><br>6,50 |
| b) szuter i piasek warstwowany          | 2,50.                |

Dla okolicy Rzeszowa wiele profilów, charakteryzujących budowę tej terasy o wysokości 10 m, podaje Friedberg [12]. Jej spąg stanowią przeważnie iły lub piaski siwe, na nich leżą żwiry, piaski, iły i gliny. Z tych żwiry, piaski i iły zawierają często szczątki roślinne.

Na północ od Rzeszowa, w Staromieściu, widać w zerwie 9-metrowej terasy rędzinnej:

|                                                        |                      |
|--------------------------------------------------------|----------------------|
| a) glinę lessową wapnistą (less zboczowy)              | <sup>m</sup><br>2,00 |
| b) glinę szarą gruzełkową                              | 4,00                 |
| c) torf z wkładką ilastą                               | 0,80                 |
| d) piasek popielaty warstwowany                        | 1,00                 |
| e) drobny żwir o średnicy 2-5 cm warstwowany, w piasku | 1,30.                |

W dolinie *Morawy* 5-metrowa terasa rędzinna stanowi dno kotlinki Rymanowskiej. Budują ją żwiry z cienką pokrywą gliny napływowej, osadzone przez dwa duże potoki: Tabor i Morawę, noszącą w biegu górnym nazwę Kompachy. Terasa rędzinna zajmuje całe dno doliny Morawy aż po jej ujście do Wisłoka. Oto kilka odsłoneń, charakteryzujących budowę tej terasy:

Wróblak Szlachacki:

|                                        |                      |
|----------------------------------------|----------------------|
| a) glina warstwowana                   | <sup>m</sup><br>2,00 |
| b) żwiry żelaziste o średnicy do 15 cm | 2,00.                |



Poniżej w meandrującym odcinku rzeki:

|                                                |                   |
|------------------------------------------------|-------------------|
| a) glina ilasta popielato-żółta                | 2,50 <sup>m</sup> |
| b) piasek ilasty siwy ze szczątkami roślinnymi | 0,30              |
| c) żwiry w piasku                              | 0,50.             |

Nieco dalej na północ:

|                              |      |
|------------------------------|------|
| a) glina popielato szara     | 1,50 |
| b) żwiry o średnicy do 15 cm | 2,00 |

W odległości około 250 m:

|                                    |       |
|------------------------------------|-------|
| a) glina ilasta popielato-żółta    | 2,00  |
| b) ił torfiasty                    | 0,55  |
| c) żwiry grube o średnicy do 20 cm | 0,60. |

Około 0,5 km powyżej ujścia Kompachy do Morawy:

|                              |       |
|------------------------------|-------|
| a) glina napływowa           | 0,50  |
| b) żwiry o średnicy do 20 cm | 2,00  |
| c) ił siwy z rozmycia łupków | 0,50  |
| d) podstawa skalna           | 1,00. |

Do tej terasy skalisto osadowej przylepiona jest opisana poprzednio terasa łęgowa.

W odcinku od Wróblika Szlacheckiego po ujście Kompachy Morawa płynie stale u stóp wschodniego zbocza doliny, natomiast zachodnią część dna tej niewspółmiernie szerokiej doliny rozcinają dwa potoki Kompachy. Powierzchnia tego dna opada stromą krawędzią 3 do 4 m ku rzece Morawie, natomiast ku zachodowi podnosi się tak bardzo, że oba wymienione potoki płyną na znacznie wyższym poziomie, aniżeli Morawa. Te leniwo płynące i nikłe potoki rozcinają i rozmywają rozległą pokrywę żwirową o miąższości kilku metrów, z metrową warstwą gliny w stropie. Jakiego jest pochodzenie tych żwirów? Otóż w pobliżu ujścia Kompachy do Morawy wyłania się spod świeżych napływów Kompachy duży lewoboczny fragment poziomu wyższego (II-ego), który ciągnie się stąd aż po wylot doliny Morawy do doliny Wiśłoka. Należy przyjąć, że poziom ten ciągnął się pierwotnie znacznie dalej na południe aż poza Wróblik, ale w okresie późniejszym, w czasie tworzenia się poziomu III, nie został zniszczony, bo na to wody obu Kompach nie miały dostatecznej siły, lecz odkształcony. Krawędź została obniżona i zarównana, a materiał częściowo przeławicony i przykryty glinami, jeszcze bardziej zasmarowującymi pierwotne nierówności doliny. Stąd duże na-

chylenie tej części dna ku głębiej wciętej Morawie, stąd też stare żwiry, widoczne w korytach obu leniwych potoków Kompachy.

Od ujścia Kompachy i wynurzenia poziomu II z lewej strony, terasa rędzinna ciągnie się wąskim pasem wzdłuż samej Morawy. W dołach szutrowych, wykopanych w tej terasie koło młyna, widać:

|                                                                                    |                      |
|------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|
| a) glinę napływową                                                                 | <sup>m</sup><br>0,50 |
| b) żwiry w piasku o średnicy do 12 cm z wkładką<br>gliny i wkładką gytii roślinnej | 1,00                 |
| c) piasek gliniasty                                                                | 0,80                 |
| d) żwiry jak wyżej ale bez roślinności                                             | 1,30.                |

Nieco dalej koło zakrętu doliny ku północnemu zachodowi w podcięciu terasy odsłania się:

|                                       |                      |
|---------------------------------------|----------------------|
| a) glina napływowa                    | <sup>m</sup><br>0,70 |
| b) żwiry fliszowe                     | 0,70                 |
| c) podstawa skalna o wysokości 1,50 m | 1,50.                |

Przed mostem, w miejscu, gdzie zakole Morawy podcina terasę średnią, po wewnętrznej stronie zakola zachowała się terasa rędzinna o wysokości 3 m. Budują ją żwiry i gliny, spoczywające na 1-metrowej podstawie skalnej. Natomiast podcięcie terasy średniej ukazuje 3-metrową podstawę skalną z 4-metrową pokrywą grubych żwirów i 2-metrową warstwą glin. To odsłonięcie pokazuje nam, obok wielu innych, stosunek terasy średniej do terasy rędzinnej. W pobliżu ujścia do doliny Wisłoka terasa rędzinna nabiera cech stożka napływowego i podnosi swą wysokość do 4 m.

W dolinie *Lubatórki* terasa rędzinna ma od 4 do 5 m wysokości. Odsłonięcie w Suchodole ukazuje jej budowę:

|                                                           |                      |
|-----------------------------------------------------------|----------------------|
| a) glina warstwowana z wkładkami szuterku                 | <sup>m</sup><br>3,00 |
| b) żwir drobny o przewadze otoczków 5-centy-<br>metrowych | 1,50.                |

\*

W dolinie Wisłoka i jego dopływów, Morawy i Lubatówki, kamieniec i terasa łęgowa zajmują tak mało miejsca, że można śmiało powiedzieć, iż w dnie tych dolin *panuje wyłącznie terasa*



*rędzinna*. Jej wysokość rośnie z biegiem rzeki od 4 m w przełomie Beskim do 10 m w okolicy Rzeszowa. Charakterystyczną jest jej budowa. Jedynie w odcinku po Besko budują ją wyłącznie żwiry fliszowe. W kotlinie Beskiej tworzą one potężny stożek napływowy, przykrywający znaczną część jej nierównego dna. Tu w kotlinie Beskiej zostawia Wisłok prawie cały materiał żwirowy, to też jest ona ważną bazą akumulacyjną. Poniżej kotlinki grubość warstwy żwirowej wynosi 0,50 do 1,00 m, natomiast rośnie udział piasków z ołoczkami (szuter), a szczególnie glin. Zresztą wkładki żwirów, które pojawiają się poniżej Krosna, są przyniesione nie przez Wisłok, lecz przez dopływy pogórskie. Poniżej kotlinki Beska buduje terasę rędzinną:

- a) cienka, zanikająca z biegiem rzeki warstwa łoku żwirowego,
- b) szuter, stanowiący właściwy spąg terasy rędzinnej,
- c) piaski warstwowane,
- d) ły i gliny napływiskowe.

Te gliny piaszczyste i ilaste zawierają nieraz soczewki i wkładki drobnego szutru oraz piasku. W górnych partiach dużą miąższość posiadają gliny żółte i brunatne, pylaste, czasem wapniste, zawierające niekiedy skorupy ślimaków lessowych (*Succinea oblonga*). Te utwory — to deluwia lessowe, spławiane przez wody okresowe ze zboczy okrytych lessem.

Dużą miąższość osadów terasy rędzinnej, bo sięgającą 10 m, należy tłumaczyć małym spadkiem doliny, a więc przewagą procesów akumulacyjnych, oraz dużym udziałem materiału lessowego i glin zboczowych, spławianych przez wody okresowe. Wąskie koryto oraz słabe rozwinięcie terasy łęgowej powoduje wylewanie się wód powodziowych na terasę rędzinną mimo jej znacznej wysokości. Te wody pozostawiają namuły, a to znowu podnosi wysokość terasy. W terasę rędzinną włożona jest, jak już wyżej opisano, terasa łęgowa, obie zaś włożone są w formę wyciętą w poziomie II.

#### KOTLINA KROŚNIEŃSKA

**Poziom II.** W obrębie kotliny Krośnieńskiej poziom II zachował się w postaci kilku dużych i płaskich powierzchni, wznoszących się 5 do 10 m nad poziom terasy rędzinnej. Od Tarnawki po Rudawkę Rymanowską ciągnie się poziom II w postaci do-

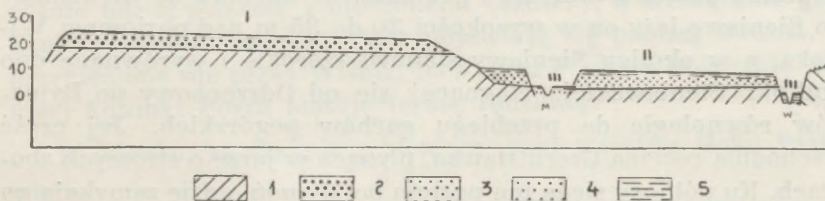
skonalie wykształconej terasy skalistej z cienką pokrywą akumulacyjną, żwirową. Jej płaska powierzchnia leży tu w wysokości około 25 m nad poziom Wisłoka (375 m npm), od którego dzieli ją strome i skaliste zbocze. Kilometr dalej pojawia się ta terasa na brzegu prawym, a od Państwisk ciągnie się po obu stronach kanionowo wciętej doliny Wisłoka. Wąskie skaliste dno z nie-licznymi fragmentami terasy rędzinnej ujmują bardzo strome, często skaliste zbocza, przechodzące ostrym i świeżym załomem w płaską powierzchnię tego poziomu. W odcinku od Głębokiego po Sieniawę leży on w wysokości 30 do 35 m nad poziomem Wisłoka, a w okolicy Sieniawy stanowi szerokie i wyrównane dno kotlinki Sieniawskiej, ciągnącej się od Odrzechowy po Rymanów równolegle do przebiegu garbów pogórskich. Jej część wschodnią rozcina Czernisławka, płynąca w jarze o stromych zboczach. Ku północy sięga ten poziom po Mymoń, gdzie zamykają go niewysokie kopulaste wzgórza. Przecina te wzgórza jar Wisłoka, ale na jego zboczach brak jest śladów poziomu II. Bo też nie tędy płynęły wody Wisłoka na poziomie II. Od Sieniawy spływały one szerokim obniżeniem w kierunku zachodnim, na Rymanów. Dlatego też dno tego obniżenia wysłane jest żwirami i gliną. W części wschodniej, bardziej płaskiej, przechodzi to dno ku zachodowi w obszar podmokły, dosyć silnie już nadgryziony przez płynące po nim dzisiaj niewielkie strugi wodne. W związku z tym nie stromy próg, ale łagodny, obniżony stopień dzieli poziom II od terasy rędzinnej, na której leży część Rymanowa. Dalszy ciąg poziomu II zachował się w martwej dolinie między Łodziną a Wróbklikiem Szlacheckim, położonej w wysokości 315 m (9 m nad poziomem Morawy) w Łodzinie, a w wysokości 308 m u wy-łotu, gdzie przechodzi ona w bardzo rozległy poziom II, nazwany tu *poziomem Haczowskim*.

Poziom Haczowski ciągnie się w postaci pasa, zwężającego się ku północy. Od zachodu ogranicza go dolina Morawy, ku której opada on stromym zboczem, od północy i północno-wschodu — jarowa dolina Wisłoka, a od wschodu — krawędź, ciągnącą się na południe od Bzianki przez Mileczę i Zmysłówkę. Odpowiedniki tego poziomu znajdują się też na zachód od Morawy i na wschód od Wisłoka koło Haczowa i Bzianki. Płaska powierzchnia poziomu Haczowskiego o szerokości 3 km u nasady, a 700 m w miejscu najwęższym, pochylona jest łagodnie ku północy od wysokości 310 m koło stacji Rymanów do wyso-



kości 276 m u krańca północnego. Spadek wynosi tu około  $4\text{‰}$ . Między Iskrzynią a Haczowem wznosi się w poprzek tego poziomu garb, zbudowany z warstw bardziej odpornych (rogowce) o wysokości 313 m. Poziom II wznosi się około 10 m nad Morawę, a 12 do 14 m nad Wisłok. Jego budowę śledzono we wcięciach młodych dolinek, dróg, w podcięciach rzek, studniach i wkopach drenowych.

Zacniemy od opisu w dorzeczu Morawy.



Rys. 11. Przekrój pokryw akumulacyjnych kotliny Krośnieńkiej między Pustynami a Haczowem.

1. Podłoże skalne, 2. Żwiry poziomu I, 3. Żwiry poziomu II, 4. Żwiry poziomu III, 5. Gлина napływowa.

*Bory* przedstawiają dużą i płaską równinę, ciągnącą się na północ od stacji kolejowej Rymanów po poziomiec 300 m. Oś tej równiny biegnie w pobliżu zachodniej krawędzi poziomu Haczowskiego. Ku wschodowi powierzchnia równiny obniża się do wysokości około 290 m. Bory, a więc południowo-zachodnią część poziomu Haczowskiego, budują żwiry, złożone z otoczków i kanciaków o średnicy do 30 cm. Tkwią one w glinie piaszczystej, a widać je w każdym wkopie, na polach, w wykrotach itp. Pas żwirowy (zachodni) o szerokości około 1 km w części południowej, a 0,4 km w części północnej, przechodzi ku wschodowi w obszar gliniasty, w którym otoczaki nie pokazują się na powierzchni. W dorzeczu zatem Wisłoka panują na poziomie Haczowskim gliny, w dorzeczu zaś Morawy grube żwiry. Sypią się one także z krawędzi tego poziomu, opadającej ku dolinie Morawy. Koło kaplicy z kotą 299 m żwiry leżą na niewysokiej 6-metrowej podstawie skalnej; we wcięciu koło krzyża z kotą 295 m na 6-metrowej podstawie skalnej leży 4-metrowa warstwa żwirów fliszowych o średnicy do 20 cm, z przewagą 4-8 cm.

W części północno-zachodniej poziomu Haczowskiego, na zachód od kościoła, w miejscu, gdzie Morawa podcina go bezpośrednio, a także w licznych wcięciach dróg, podstawa skalna

ma zaledwie 2 do 2,5 m wysokości. Na niej leży gruba od 4 do 5 m warstwa łłoku żwirowego o średnicy otoczków do 15 cm oraz 2,00-metrowa warstwa gliny rzecznej i zboczowej. Koło mostu na Morawie pokład żwirów widać w wysokości 8 do 10 m, a nieco dalej w trzech dużych żwiropkach odsłania się:

- |                                                                                                                                                                      |                   |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------|
| a) glina jasno-żółta, zwietrzelinowo-zboczowa                                                                                                                        | 0,60 <sup>m</sup> |
| b) łłok żwirowy, zwięzły, z soczewkami i wkładkami piasku żelazistego oraz gliny żelazistej; otoczki mają tu średnicę do 15 cm z przewagą 3-5 cm; miąższość widoczna | 2,50.             |

Po przeciwnej stronie doliny Morawy ciągnie się lewoboczny fragment poziomu Haczowskiego. Pojawia się on dopiero poniżej ujścia Kompachy i ciągnie po Iskrzynię. Ku dolinie Morawy opada on krawędzią równie stromą jak poziom Haczowski. I tu ze stromych zboczy syją się żwiry, widoczne także na powierzchni tego poziomu. Na profilu, przebiegającym koło młyna w poprzek doliny Morawy, zaznacza się poziom II zarówno na wschodzie jak i na zachodzie w tej samej wysokości około 286 m, tj. 9 m nad poziom Morawy. Przed mostem, w miejscu gdzie Morawa podcina poziom lewoboczny, duże odsłonięcie ukazuje nam jego budowę, analogiczną do budowy poziomu prawobocznego, Haczowskiego:

- |                                    |                   |
|------------------------------------|-------------------|
| a) glina zboczowa                  | 1,00 <sup>m</sup> |
| b) żwiry grube o średnicy do 15 cm | 4,00              |
| c) podstawa skalna                 | 4,00.             |

Ku północy poziom lewoboczny przechodzi w duży stółek napływowy o wysokości około 10 m nad poziom Morawy. Jego skład można poznać z dwu dużych odsłonięć, położonych na prawym zboczu parowu, uchodzącego koło karczmy do doliny Wiśłoka:

- |                                                                                                                  |                   |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------|
| a) glina zboczowa                                                                                                | 0,50 <sup>m</sup> |
| b) łłok żwirowy o nieregularnym warstwowaniu, z soczewkami piasku o średnicy otoczków do 20 cm z przewagą 3-6 cm | 2,50.             |

Wyraźna krawędź i strome zbocze oddziela poziom Haczowski także od dna doliny Wiśłoka. W odcinku Zmysłówka-Bzianka krawędź nieco zaokrąglona zamyka od zachodu płaskie dno kotlinki Beska. Poniżej wąska dolina Wiśłoka wcięta jest około



13 m w poziom Haczowski, to też jego odpowiedniki znajdujemy także na prawym brzegu Wisłoka. Ze zboczy podcinanych przez Wisłok sypią się i tutaj żwiry. W Bziance na 8-metrowej podstawie skalnej leży 2,00-metrowa warstwa żwirów drobnych o średnicy do 6 cm, przykryta gliną warstwowaną i zboczową o miąższości około 4,00 m. Wierzchowinę w Bziance buduje blisko 6-metrowy pokład gliny zwietrzelinowej, zawierającej w spągu otoczaki i kanciaki. Spoczywa ona na podstawie piaskowców krośnieńskich, a odsłania się w licznych parowach, głęboko ku zachodowi rozcinających ten poziom.

Na prawym brzegu 13-metrowy fragment tego poziomu stanowi 9-metrowa podstawa skalna, na której spoczywa 2,00 m żwirów i 2,00 m gliny. Koło wiszącego mostu na Wisłoku podcina on naprzemian oba brzegi i dzięki temu możemy stwierdzić tę samą budowę poziomu Haczowskiego po obu stronach rzeki. W obu odsłonięciach widać:

|                                             |                      |
|---------------------------------------------|----------------------|
| a) glinę żółtą napływową i zboczową         | <sup>m</sup><br>2,00 |
| b) łłok żwirowy o średnicy otoczeków do 6 m | 2,00                 |
| c) podstawę skalną                          | 8,00.                |

W cegielni na południowym krancu Haczowa widać, jak glina zboczowa piaszczysta o miąższości 1,50 leży na glinie warstwowanej, a ta na żwirach. Poniżej na poziomie tym leży część Haczowa z kościołem, a po prawej stronie Wisłoka druga część tej wsi z dworem. Poziom II ma tutaj 12-13 m wysokości, a buduje go łłok żwirowy, ułożony na 8-metrowym cokole skalnym. Na północ od dworu wznosi się ponad terasą rędzinną góra meandrowa pochodzenia epigenetycznego o wysokości i budowie poziomu II. Po stronie przeciwnej, na północ od kościoła, w dole o głębokości 2 m stwierdzono następującą serię utworów:

|                                                                                                     |                      |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|
| a) glina żółta zboczowa                                                                             | <sup>m</sup><br>0,40 |
| b) łłok żwirowy żelazisty o średnicy otoczeków do 5 cm                                              | 0,40                 |
| c) glina wapnista bardzo jasna (kreda jeziorna)                                                     | 0,07                 |
| d) piasek gruboziarnisty, warstwowany skośnie z drobnym szuterkiem                                  | 0,25                 |
| e) łłok żwirowy o średnicy otoczeków do 15 cm z przewagą 1-5 cm, o warstwowaniu normalnym, poziomym | 1,20.                |

W północno-wschodnim cyplu poziomu Haczowskiego stwierdzono w studni o głębokości 6,50 m (według informacji właściciela):

- |                                                   |                   |
|---------------------------------------------------|-------------------|
| a) szuter w piasku (otoczaki o średnicy do 10 cm) | 4,50 <sup>m</sup> |
| b) siwy plastyczny ił                             | 1,00              |
| c) podstawa skalna.                               |                   |

W pobliżu wzniesienia Burdel (313 m) koło figury z kotą 279 m został stwierdzony przy kopaniu studni 2,00-metrowy pokład gliny zboczowej leżącej na żwirach, które nie zostały przebite. Piękne odsłonięcia w ostrodze Iskrzyni opisane już zostały przy omawianiu Morawy (ob. str. 137). Po stronie przeciwnej fragment tego poziomu o nierównej powierzchni i zniszczonej krawędzi zachował się w Iskrzyni w wysokości 11 m nad poziomem Wisłoka.

W kierunku północnym i północno-wschodnim poziom Haczowski przechodzi prawie niedostrzegalnie w zrównania, ciągnące się od Trześniowa po Łysą Górę, od północnego stoku wzniesienia z kotą 307 m po Budzisz oraz na północny zachód od Iskrzyni. Te spłaszczenia robią wrażenie dalszego ciągu poziomu II. Odróżnia je odeń jednak nierówna powierzchnia, większe nachylenie ku dolinie Wisłoka oraz charakter erozyjno-denudacyjny. Podłoże skalne przykrywa tu cienka warstwa zwietrzeliny oraz gliny, osadzonej przez małe strugi wodne. Leżą też one nieco wyżej, aniżeli powierzchnia pokrywy akumulacyjnej poziomu II.

Dalszy ciąg poziomu II zachował się między Iskrzynią a Krośnem w postaci terasy średniej, ciągnącej się przeważnie po południowej stronie doliny Wisłoka. Na stoku prawym fragment tej terasy zachował się w Krościenku Wyżnym w wysokości 278 m, tj. 11 m nad poziomem Wisłoka. Na brzegu lewym stoi na niej kościół w Krościenku Wyżnym, większość domów Krościenka Wyżnego i Niżnego oraz centrum miasta Krosna. Duże odsłonięcie, ukazujące budowę tej terasy, znajduje się na zachód od mostu w Iskrzyni w miejscu, gdzie Wisłok podcina południowe zbocze doliny:

- |                                                |                   |
|------------------------------------------------|-------------------|
| a) glina piaszczysta i pylasta o cechach lessu | 3,00 <sup>m</sup> |
| b) piasek gliniasty szaro-żółty                | 2,00              |
| c) piasek rdzawy, żelazisty                    | 0,15              |



- |                                                                                               |           |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| d) żwiry warstwowane, żelaziste i dosyć silnie<br>zwietrzałe, o średnicy do 15 cm, z przewagą | m<br>2,50 |
| 3-5 cm                                                                                        |           |
| e) podstawa skalna                                                                            | 6,00.     |

W Krościenku Wyżnym, w studni 6-metrowej, stwierdzono pod 4-metrową warstwą gliny żwiry rzeczne. W cegielni, położonej na tej terasie w Krościenku Niżnym oraz w studni o głębokości 8 m stwierdzono utwory następujące:

- |                                                                     |           |
|---------------------------------------------------------------------|-----------|
| a) glinę żółtą zboczową                                             | m<br>4,00 |
| b) glinę żółtą zboczową z otoczkami żelazistymi<br>o średnicy 10 cm | 1,00      |
| c) glinę żółtą ilastą {                                             |           |
| d) glinę szarą ilastą }                                             | 3,00      |
| e) ił ciemny                                                        |           |
| f) szuter żelazisty o średnicy otoczek do 8 cm }                    | 3,00      |
| g) podstawę skalną.                                                 |           |

W Krośnie zachował się ten poziom w formie terasy różnej w widłach Wisłoka i Lubatówki. Na 10-metrowej podstawie skalnej leży tu 1,50-metrowa warstwa żwirów żelazistych o średnicy do 8 cm, przykryta 4-metrowym pokładem gliny napływowej i zboczowej.

Dalszy ciąg tego poziomu stanowi szeroka przestrzeń między Lubatówką i Wisłokiem z jednej strony a Jasiołką z drugiej. Jest to rozległa płaszczyzna, wzniesiona 15 do 20 m nad otaczającą ją doliny wymienionych rzek i opadająca ku tym dolinom stromymi stokami. Od północy ogranicza ją pasmo Potoka, a na południu stoki Równińskiej Góry oraz wzniesienia nad Miejscem Piastowym. Powierzchnia tego poziomu — będziemy go nazywali *poziomem Świerzowskim* — pochylona jest ku północy od wysokości 298 m koło Wrocanki do 264 m koło Potoka. Jego spadek wynosi 3,6‰. Poziom Świerzowski rozgryzają od wschodu i od zachodu krótkie dopływy Wisłoka, Lubatówki i Jasiołki. Dolinki tych dopływów są czasem świeże i stromościenne, np. koło Polanki, ale przeważnie formy młode spotykamy w pobliżu krawędzi. Natomiast powyżej ciągną się dolinki szerokie, nieckowate, często podmokłe i pozbawione stałego odwodnienia. W niektórych miejscach mamy wrażenie, że sieć dolinna przystosowała się do pierwotnej konfiguracji tego terenu, w którym owe niec-

kowate obniżenia były resztkami starych koryt i śladami biegów wód.

*Poziom Świerzowski ma budowę analogiczną do poziomu Haczowskiego.* Na szerokiej i niewysokiej podstawie skalnej o charakterze destrukcyjnym leży tu pokrywa żwirowa o zmiennej miąższości. Na lewym zboczu Lubatówki, przy drodze z Krosna do Guzikówki, widać we wcięciach do wysokości 271 m, tj. do 10 m wysokości względnej, cokół skalny, a na nim 2 m żwirów i 2,50 m gliny. W cegielni w Guzikówce, położonej w wysokości 282 m, stwierdzono:

|                                                                   |           |
|-------------------------------------------------------------------|-----------|
| a) glebę gliniastą                                                | m<br>0,30 |
| b) glinę żółtą                                                    | 2,00      |
| c) żwiry grube o średnicy do 10 cm, warstwowane<br>(nie przebite) | 2,00.     |

Na północ od cegielni w Tłokach, północnym przysiółku Głowienki, stwierdzono w studni (283 m npm):

|                                                    |           |
|----------------------------------------------------|-----------|
| a) glinę                                           | m<br>1,00 |
| b) szuter (piasek z drobnym żwirem) (nie przebite) | 4,00.     |

Obok, u sąsiada, przy kopaniu studni osiągnięto skałę w głębokości około 10 m. Występują tam utwory następujące (według informacji miejscowej): glina, piasek, szuter, skała.

Po prawej stronie doliny Lubatówki ciągnie się wyraźny, choć nieco porożciniany drobnymi strugami, poziom o wysokości 280 do 283 m. Biegnie po nim gościniec z Głowienki do Krosna. Na podstawie skalnej, ściętej w wysokości 277 m, leży tu 2-metrowy pokład żwirów o średnicy do 5 cm, przykrytych 2-metrowym pokładem gliny warstwowanej, zawierającej otoczaki. Fragmenty tego poziomu o charakterze skalisto-osadowym zachowały się także w Głowience w wysokości 286 m npm.

W dorzeczu Jasiołki rozciąga się on we Wrocance w wysokości 310 m, tj. około 20 m nad poziomem Jasiołki, a buduje go 2 do 3-metrowa pokrywa żwirowa, spoczywająca na wysokiej podstawie skalnej. Po przeciwnej stronie Jasiołki odpowiednik tego poziomu ciągnie się od Łąki Niżnej po Zręcin. Jego część południowa, naprzeciw Wrocanki, leży w wysokości 310 m. Na podstawie skalnej spoczywa tu 3-metrowa pokrywa żwirowa o otoczakach, mających do 15 cm średnicy. Ku północy wzrasta miąższość otoczaków do 6 m, za to wysokość względna tej po-



krywy obniża się i w Zręcinie poziom jej ma już tylko 17 m wysokości (287 m npm). W Szczepancowej podstawa skalna sięga do wysokości 288 m, a żwiry na niej leżące do 292 m (15 m nad poziom Jasiołki). Tę samą miąższość można też stwierdzić w studniach. Na żwirach leży tu nieraz cienka warstwa glin. Na polach między Tłokami a Szczepańcówą znajdujemy bardzo liczne otoczaki o średnicy do 20 cm. Są one twarde, zabarwione na fioletowo i niebiesko. Analogiczną budowę posiada ten poziom w Świerzowej Polskiej, gdzie bardzo rozległa równina zaznacza się w wysokości 280 do 285 m (14 m nad poziom Jasiołki). Buduje go 3-metrowa pokrywa żwirowo-gliniasta, spoczywająca na cokole skalnym o nierównej powierzchni. W Dobieszynie fragment poziomu świerzowskiego leży w wysokości 277 m, tj. 12 m nad poziomem Jasiołki. We wcięciach dróg widać w wysokości 274 do 277 m tłok żwirowy, spoczywający na podstawie skalnej. W Toroszówee, w pobliżu toru kolejowego (273 m npm) występuje pod 0,80-metrową warstwą gliny żółtej glina siwa, plastyczna z licznymi otoczakami o średnicy do 20 cm. Na południe od wsi Potok leżą na zrównaniu wododzielnym o wysokości 271 m liczne otoczaki fliszowe. We wschodniej części wsi Borek poziom ten ma 269 m wysokości. I tu na podstawie skalnej, ściętej w wysokości 266 m, leży pokład grubych żwirów żelazistych o średnicy do 20 cm, z przewagą 4-6 cm, przykryty cienką warstwą gliny.

Tę samą budowę posiada poziom Świerzowski między Krośnem a Torosząwką, w części odwadnianej przez dopływy Wiśłoka. Szczególnie w głęboko wciętych dolinkach Torosząwki i Polanki oraz w parowach koło Krośna widać w licznych odsłonięciach na zboczach pokład tłoku żwirowego o miąższości 3-4 m, przykryty cienką warstwą gliny. W Polance na północnych stokach Sędziówki (291 m) odsłania się w cegielni:

|                                                                              |                   |
|------------------------------------------------------------------------------|-------------------|
| a) glina żółta, plamista, zboczowa                                           | 0,60 <sup>m</sup> |
| b) glina żółta, zboczowa, zawierająca pojedyncze<br>20-centymetrowe otoczaki | 2,00              |
| c) ił dobrze warstwowany                                                     | 1,00.             |

Na tym kończę opis odsłoneń poziomu II w kotlinie Krośnieńskiej. Dalszy ciąg tego poziomu zaznacza się w postaci teras tak w dolinie Jasiołki, która uchodzi do znanej nam już Wiśłoki, jak i w dolinie Wiśłoka.

**Dolina Jasiołki poniżej kotliny Krośnieńskiej.** Na północ od wsi Borek, gdzie zachował się opisany poprzednio fragment poziomu Świerzowskiego o wysokości 269 m, ciągnie się terasa, wyprowadzająca ten poziom z kotliny Krośnieńskiej w dorzecze Wisłoki. W Jedliczu na znacznej przestrzeni zaznacza się ona w wysokości 12 m nad poziomem Jasiołki, a budują ją głównie żwiry, przykryte 0,50-metrową warstwą gliny zboczowej. Przy ujściu Męcinki słożek napływowy, należący do tego poziomu, posiada 15 m wysokości (253 m n.p.m.). Poniżej przełomu koło Brzezówki zachował się w wysokości około 13 m fragment terasy skalistej z cienką pokrywą żwirową w Zimnej Wodzie (237 m). W Roztokach dużą terasę o wysokości 236 m, tj. 12 m nad poziomem Jasiołki, buduje 2,00-metrowa warstwa żwirów o średnicy do 20 cm z przewagą 3-6 cm, spoczywająca na 8-metrowej podstawie skalnej i przykryta 2-metrowym pokładem gliny. W Gliniczku 10-metrowa terasa średnia posiada również charakter skalisto-osadowy. W studniach o głębokości około 5 m występuje piasek i szuter z cienką pokrywą glin.

Do tego poziomu należą też żwiry, budujące wyższą północną część rozszerzenia dolinnego Jasiołki. Pierwotny załom został tu rozmyty przez strugi, spływające ze stoków północnych.

Duży 12-metrowy słożek, na którym rozsiadło się Jasło, wiąże terasy poziomu II w dolinie Jasiołki z terasami tegoż poziomu w dolinie Wisłoki.

**Dolina Wisłoka poniżej kotliny Krośnieńskiej.** W dolinie Wisłoka poniżej Krosna fragmenty poziomu II, zachowane w postaci terasy 15-metrowej, ciągną się od Odrzykonia po Bratkówkę. Jej budowę ukazuje duża zerwa, położona u wylotu potoku, uchodzącego do Wisłoka poniżej Odrzykonia:

|                                                                 | m     |
|-----------------------------------------------------------------|-------|
| a) glina zboczowa z rzadkimi otoczkami                          | 3,00  |
| b) glina żółta warstwowana                                      | 1,00  |
| c) żwiry żelaziste o średnicy do 30 cm, z przewagą 5-10 cm      | 3,00  |
| d) podstawa skalna, ścięta w wysokości 7 m nad poziomem Wisłoka | 7,00. |

Budowę północnej części tej terasy o wysokości 12 m (255 m n.p.m.) ujawnia duże odsłonięcie w Bratkówce:

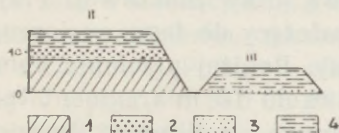


a) glina żółta warstwowana

m  
3,00

b) żwirny żelaziste warstwowane, do 15 cm średnicy 2,50

Duży fragment terasy średniej ciągnie się między Łączkami a Łękami. Po przeciwnej stronie doliny Wisłoka słabo zaznacza-



Rys. 12. Profil teras dyluwialnych między Odrzykoniem a Bratkówką.

1. Podłoże skalne, 2. Żwiry poziomu II, 3. Żwiry poziomu III, 4. Gлина napływowa.

jące się resztki tego poziomu znajdują się w podobnej wysokości (250 do 260 m) w Przybówce. Stan zachowania teras w tym odcinku jest zły. Wpływa na to ich budowa gliniasta, sprzyjająca silniejszemu rozmyciu, oraz wzrastająca rola lessu, zasmarowującego wyrazistość form. Takie słabo zachowane resztki poziomu II widzimy w Kobylem.

Poniżej odcinka przełomowego koło Cieszyny zwiększa się powierzchnia i znaczenie terasy średniej. W Cieszynie, w terasie 20-metrowej leży na utworach rzecznych gruba pokrywa lessowa. Duży, ale niższy fragment zachował się między Cieszyną a Wiśniową. W Wiśniowej na stożku tego poziomu wznosi się dwór, a dalej ku wschodowi ciągnie się terasa po Kalembinę. Na zboczach przeciwnych duże fragmenty terasy średniej zachowały się w KozłóWKu w wysokości 250 m i w Markuszowej. Utwory napływowe przykrywa tu gruba 10-metrowa warstwa lessu. Na tej terasie skupiła się większość domów Tułkowic i Dobrzechowa. W Strzyżowie posiada ona 15 m wysokości, a budują ją widoczne w skąpych odsłonięciach gliny zboczowe, przykrywające glinę warstwowaną z piaskiem. Tę samą wysokość i budowę posiada terasa średnia w Gbiskach oraz stożek poziomu II, zawieszony u wylotu doliny Brzeżanki (z folwarkiem). Naprzeciwko, na zachodnim zboczach tej dolinki zachowały się na litej skale w wysokości około 15 m żwiry fliszowe o średnicy do 15 cm, tkwiące w piasku żelazistym i zmieszane z okruchami erratycznymi. Na tej warstwie o miąższości 1,50 m leży 6 m gliny lessowej z soczewkami piasku lotnego.

W Żarnowej terasa średnia ma 18 m wysokości. Na żwirach fliszowych, słabo otoczonych, o średnicy do 20 cm, sięgających do wysokości 12 m, leży pokład typowego lessu o miąższości 6 m.

W Zaborowie terasa średnia, przykryta lessem, wznosi się do wysokości 240 m, a przed Czudcem jej nieduży fragment posiada 235 m wysokości. Poniżej Czudca wznosi się na niej zamek, a po przeciwnej stronie doliny dwa fragmenty lessem okryte posiadają około 15 m wysokości względnej.

W kotlinie Tyczyna terasa średnia zachowała się na jej obwodzie. Są to duże spłaszczenia, zbudowane głównie z lessu o wysokości około 240 m n.p.m. W Tyczynie pod lessem typowym znajduje się less z soczewkami piasku grubo- i średnioziarnistego. Na zboczu zachodnim terasa lessowa zaznacza się w wysokości 240 m nad Zarzyczem, a następnie ciągnie się od Lutoryża ku północy, osiągając największe rozprzestrzenienie w Boguchwale, gdzie posiada 25 m wysokości (227 m n.p.m.). W cegielni, położonej w wysokości 230 m, widać w gliniankach oraz stwierdzono wierceniem:

|                                                                |           |
|----------------------------------------------------------------|-----------|
| a) less zgliniony, zboczowy                                    | m<br>2,50 |
| b) less typowy                                                 | 1,50      |
| c) less, stwierdzony wierceniem                                | 20,00     |
| d) piasek i szuter bardzo żelazisty, stwierdzony<br>wierceniem | 2,00.     |

Podobne stosunki zostały stwierdzone przy budowie studni na stacji w Boguchwale. Na północ od Boguchwały zwarty płaszcz lessu okrywa zarówno terasę średnią jak i całe lewe zbocze doliny Wisłoka. W Staromieściu, na północ od Rzeszowa, w terasie średniej o wysokości 22 m (215 m n.p.m.) stwierdzono w czasie kopania studni około 12 m lessu, spoczywającego na 2,00-metrowej warstwie żwirów wodonośnych. Tę głębokość 13 do 14 m mają w tej miejscowości wszystkie studnie.

\*

*Poziom II w kotlinie Krośnieńskiej zachował się w postaci dwóch dużych pokryw akumulacyjnych, spoczywających na podstarwie skalistej. Pokrywą Haczowską budują osady Wisłoka, a pokrywą Świerzowską — osady Jasiołki, Lubatówki i Wisłoka.*

*Wisłok, który płynie dzisiaj na Besko i opływa poziom Haczowski wzdłuż północnego skraju, płynął na poziomie II zupełnie inaczej. Od Sieniawy skręcał ku zachodowi w szeroką, dziś*



martwą dolinę, a następnie od Rymanowa zakręcał ku północy i tu koło Wróblika Szlacheckiego wpływał w szeroką wyrównaną kotlinę Krośnieńską. W tym miejscu bystre wody górskiego Wisłoka traciły na spadku i dzięki temu usypały połączny stożek napływowy, zaznaczający się grubym materiałem żwirowym. Grube 30-centymetrowe żwiry widzimy na równinie Borów i dalej ku północy aż po przeciwne zbocze kotliny Krośnieńskiej. Przed Burdelową górą (313 m), wznoszącą się w poprzek biegu wód Wisłoka, następowało ich rozdzielanie się i opływanie wzgórza od zachodu i od wschodu. Śladem odnogi wschodniej są grube żwiry w Haczowie na północ od kościoła. Bo tylko w dzisiejszym dorzeczu Morawy panują na poziomie Haczowskim grube żwiry Wisłoka. W części wschodniej poziomu Haczowskiego, należącej do zlewni Wisłoka, pod grubym pokładem gliny pojawiają się piaski i żwiry drobne o średnicy do 6 cm. Są to żwiry i mniejsze, i inne od tych, które budują terasę rędzienną. Zostały tu przyniesione i osadzone nie przez Wisłok, ale przez kilka potoków jak pra-Pielnicę, Siedliski, Milczę i inne. One to wyrównały, a następnie zasypały swymi osadami, o małym kalibrze skaliste dno wschodniej części kotliny Krośnieńskiej. W niszczeniu dna starszego i wyrównywaniu młodszego (poziom II) dotrzymały one kroku Wisłokowi, natomiast jeśli idzie o działalność akumulacyjną, to nie mogły równać się z tą rzeką, spływającą z gór. Dzięki temu stożek Wisłoka na poziomie Haczowskim rozprzestrzeniał się swobodnie na wszystkie strony; jedynie na zachodzie ograniczała go krawędź poziomu wyższego.

*Mięszczość pokrywy akumulacyjnej* w odcinku doliny Wisłoka od Tarnawki po Iskrzynię wykazuje dużą zmienność. Po Rymanów stanowi ją bardzo cienka warstwa żwirów, co jest zrozumiałe wobec dużego spadku ówczesnej rzeki (wynosił on  $6,0\text{‰}$ ). Od Wróblika, gdzie znajduje się początek stożka napływowego, miąższość jego utworów wynosi 4 do 5 m. Tę miąższość utrzymuje on aż po Iskrzynię, a stanowią ją przeważnie żwiry. Wschodnią część poziomu Haczowskiego buduje 2-metrowa warstwa żwirów, przykryta 2-metrową pokrywą gliny. Zaznacza się zatem różnica także i w miąższości żwirów.

Na całej długości doliny Wisłoka pokrywa żwirowa leży na podstawie skalnej. Jej wysokość wykazuje duże różnice. W odcinku po Sieniawę wynosi ona 30 m, a w obszarze martwej dzi-

siaj doliny obniża się poziom II tak bardzo, że koło Rymanowa i Wróblika podstawa skalna posiada zaledwie 8 m wysokości. Przyczyna tego jest dwojaka: tektoniczna i hydrologiczna. Tektoniczna, ponieważ cały ten obszar uległ nierównomiernemu wypiętrzeniu w okresie po utworzeniu poziomu II. Podobnie jak w dorzeczu Wisłoki, wypiętrzenie to przebiegało intensywniej na południu niż w części północnej. Stąd głębokość rozcięcia na południe od kotliny Krośnieńskiej wynosi 30 m, w obrębie zaś samej kotliny 8 do 10 m. Tak głęboko rozciął podstawę skalną Wisłok, natomiast Morawa wcięła się zaledwie 6 do 4 m z przyczyn hydrologicznych. Wody Morawy są i były dużo słabsze niż wody z gór płynącego Wisłoka i wskutek tego nie zdołały one wciąć się tak głęboko w ten poziom jak Wisłok.

W dorzeczu Morawy przeważa w pokrywie poziomym II *tłok żwirowy*, zmieszany z piaskiem lub z gliną piaszczystą, o warstwowaniu niezbyt regularnym, z soczewkami piasku i gliny, a zatem *typowy osad stożka napływowego*. Na nim leży glina niewarstwowana, zwietrzelinowa i zboczowa o małej miąższości.

We wschodniej części poziomu Haczowskiego w tłoku żwirowym duży udział bierze materiał słabo otoczony i nieotoczony. Spoczywa na nim glina rzeczna, warstwowana, przechodząca w glinę zboczową o miąższości 1,50 m.

Utwory wód stojących, mianowicie glina bardzo wapnista i piasek o warstwowaniu deltowym, stwierdzone na północ od kościoła w Haczowie, powstały wskutek podparcia i spiętrzenia wód, płynących od wschodu, przez stożek pra-Wisłoka, usypywany w okolicy Iskrzyni.

Ponieważ dzisiejsze dno kotlinki Beska wypełniają utwory poziomu III, więc *zmiana biegu Wisłoka nastąpiła po utworzeniu poziomu II, a przed powstaniem poziomu III (Masowien II)*. Zmiana biegu nastąpiła wskutek przeciągnięcia Wisłoka przez jakiś mały potoczek, erodujący wstecz w okolicy Beska. Przełom, który powstał dzięki temu, jest jednym z piękniejszych w Karpatach Zachodnich. Posiada formy świeże, młodociane, o wąskim dnie i skalistych, stromych zboczach.

*Poniżej Iskrzyni poziom II reprezentuje terasa 15-metrowa o charakterze skalisto-osadowym*. Na podstawie skalnej o wysokości 6 do 8 m leży tu warstwa żwirów o miąższości do 3,00 m i piasku lub gliny piaszczystej warstwowanej o podobnej gru-



bości, a na tym glina niewarstwowana o cechach lessu (około 3 m). *Koło Krosna przechodzi ta terasa w poziom Świerzowski.* I tu na cokole skalnym leży pokrywa żwirowo-gliniasta o miąższości od 2,00 m w części południowej do 6,00 m w części północnej. Utwory te zostały osadzone przez bystre wody Jasiołki w postaci grubego i rozległego stożka napływowego. W części wschodniej w budowie pokrywy brały udział także wody Lubatówki, a nawet Wisłoka. Ogromną przewagę posiadają jednak osady Jasiołki. Są to żwiry grube o średnicy do 20 cm, tkwiące w piasku lub glinie. Przykrywa je glina, przeważnie zboczowa, o miąższości do 2,00 m.

Poziom Świerzowski leży doskonale w przedłużeniu doliny Jasiołki. Ponieważ podłoże było tu wyrównane, więc stanowiło ono dobrą bazę dla stożka napływowego górskiej Jasiołki. Od dolnego odcinka doliny Jasiołki poziom Świerzowski oddzielony jest przełomem przez pasmo Połoka. Jest to przełom stary; ciągną się wzdłuż niego fragmenty terasy średniej o wysokości około 12 m. Przechodzi ona i *wiąże się z terasą średnią Wisłoki* o tej samej wysokości i budowie.

Podstawa skalna poziomu Świerzowskiego ma w południowej części 16 m wysokości, a ku północy obniża się do 11 m (Szczepańcowa). W części południowo-wschodniej jej wysokość względna jest mniejsza, gdyż opada ona tu ku dolinie niedużego i powolnego potoku Lubatówki. Podstawa skalna o niejednakowej wysokości świadczy o nierównomiernym wypiętrzeniu dna kotliny, które nastąpiło po utworzeniu poziomu Świerzowskiego, a przed usypaniem terasy rędzinnej.

Dalsze fragmenty poziomu II zachowały się w dolinie Wisłoka poniżej Krosna w postaci fragmentów terasy średniej o wysokości około 15 m. Poniżej Cieszyny wysokość jej rośnie do 20 m wskutek grubego przykrycia lesssem, a w Boguchwale nawet do 30 m, z czego na pokrywę lessową przypada około 20 m. Terasę 22-metrową w okolicy Rzeszowa buduje 12 m lessu, spoczywającego na utworach rzecznych. Fragmenty terasy średniej są tu rzadkie, zniszczone i zasmarowane gliną zboczową lub lesssem tak, że trudno jest nieraz określić charakter tej terasy. W odcinku po Czudec posiada ona budowę skalisto-osadową, przy czym wysokość cokołu skalnego obniża się od 7 m koło Odrzykonii do 0 m w okolicy Tyczyna i Rzeszowa. Od Strzyżowa na północ pojawiają się w osadach żwirowych

terasy średniej otoczaki krystaliczne, północne. Podobnie jak w dolinie Wisłoki, znajdują się tu one na złożu wtórnym. Główną rolę odegrały przy tym procesy denudacyjne.

**Poziom I (Terasa wysoka).** Poziom I zachował się w obszarze ograniczonym dolinami rzek Morawy na wschodzie, Wisłoka na północy, Lubatówki na zachodzie i potoku Olszyny na południu w postaci rozległej równiny o kształcie trójkąta prostokątnego, zwróconego podstawą ku północy. Dużo mniejsze fragmenty wznoszą się ponad poziom II wododzielny między Lubatówką i Wisłokiem z jednej strony a Jasiołką z drugiej.

Wyżej wspomnianą dużą równinę nazwano *poziomem Pustyn*; rozciąga się on od Klimkówki na południu po Krościenko Wyżne i Niżne na północy (odległość 7 km) oraz Krosno na północnym zachodzie (odległość od Klimkówki 9,5 km). Koło Klimkówki poziom ten leży w wysokości 330 m, ku północy obniża się do wysokości 300 m, a ku północnemu-zachodowi do 280 m. Jego nachylenie ku północy wynosi  $5\text{‰}$ , a ku północnemu zachodowi  $4,7\text{‰}$ . Poziom Pustyn opada wyraźnym stromym progiem o wysokości około 20 m ku otaczającym go dolinom.

Opis tego poziomu zaczynam od okolic Rymanowa—Klimkówki. Tu na zachód od Morawy poziom I leży w wysokości 340 do 330 m. Od dna doliny Morawy dzieli go stromy próg o wysokości 20 m. Jego powierzchnia, pochylona ku północy, zasłana jest otoczakami o średnicy do 10 cm oraz licznymi kanciakami. Młoda dolinka erozyjna oddziela południowy fragment tego poziomu od dalszej części, obniżającej się w obrębie Wróblika Królewskiego od 327 m do 315 m. Na jego powierzchni oraz w licznych wkopach i wcięciach widać obfite otoczaki o średnicy do 15 cm, zwięzłe (zsylikowane o barwie fioletowej i pomarańczowej), oraz dużo otoczaków drobnych o średnicy do 3 cm. Udział kanciaków zmniejsza się wyraźnie ku północy. Na północ od koty 324 m w długim rowie o głębokości 0,60 m widać glinę jasno-żółtą z bardzo licznymi otoczakami o średnicy do 15 cm, z przewagą 4-8 cm, o różnym stopniu otoczenia i zwietrzenia. Koło pierwszych domów Widacza w wysokości 321 m stwierdzono przy kopaniu studni 3,00-metrowy pokład łłoku żwirowego, zmieszanego z piaskiem.

Miedzy Widaczem a Wróblikiem Królewskim wznoszą się nad poziom I niewysokie pagóry o wysokości bezwzględnej



354 m, 335 m i zbliżonej. Otóż na zboczach tych pagórów żwiry grube żelaziste sięgają bardzo wyraźnie do wysokości 320 m. Powyżej tej poziomicy widać już tylko żwiertzelinę miejscową. Pagóry te wysterczają z rozległej, wciskającej się między nie, pokrywy akumulacyjnej.

W Widaczu stwierdzono przy kopaniu studni w wysokości 320 m żwiry grube, przykryte warstwą gliny. Ten pokład, o miąższości 3 m, leży tu na podstawie skalnej. Przy drodze z Widacza do Targowiska, w miejscu, gdzie droga przecina las, widać w długich wkopach o głębokości 4,50 m, a w wysokości 312 m n.p.m., żwiry grube o średnicy do 30 cm, żelaziste, o ułożeniu i rozmieszczeniu chaotycznym.

U krawędzi wschodniej, w miejscu, gdzie przecina ją tor kolejowy, podstawa skalna jest ścięta w wysokości 308 m, a na niej leży 4- do 5-metrowy pokład żwirów grubych do 20 cm i żelazistych, zmieszanych z gliną piaszczystą.

Ku północy poziom ten przechodzi w nachyloną w tym kierunku równinę Borów o wysokości od 310 do 306 m. W licznych wkopach, dołach, studniach i rowach drenowych o głębokości 0,60 m widać warstwę gliny, przepojoną obficie grubymi do 20 cm otoczkami. W pobliżu wschodniej krawędzi tego poziomu, koło p. 304, stwierdzono przy kopaniu studni:

|                           |                      |
|---------------------------|----------------------|
| a) ił z otoczkami         | <sup>m</sup><br>0,80 |
| b) żwiry grube, żelaziste | 2,70                 |

i podstawę skalną o wysokości 24 m nad poziom Morawy.

W przedłużeniu Borów ku północy rozciąga się równina Zagumnia, położona w wysokości 306-301 m. We wkopach o głębokości 0,60 m znajdowano:

|                                          |                      |
|------------------------------------------|----------------------|
| a) glinę piaszczystą, chudą, zbielcowaną | <sup>m</sup><br>0,25 |
| b) żwiry o średnicy do 6 cm              | 0,35,                |

a w studni, wykopanej w wysokości 306 m, stwierdzono:

|                            |                      |
|----------------------------|----------------------|
| a) glebę gliniastą         | <sup>m</sup><br>0,20 |
| b) glinę jasną z otoczkami | 1,00                 |
| c) ił żółty i rdzawy       | 2,00                 |
| d) szuter                  | 1,50                 |

i podstawę skalną (łupek ilasty).

Równina Zagumnia opada wyraźnym progiem ku poziomowi II w dolinie Morawy. Ten stok okrywa glina zboczowa z otoczkami i gruzem zwiertzelinowym, ale w kilku miejscach wyziera spod tej pokrywy cokół skalny poziomu I. Różnica wysokości między poziomem I a poziomem II wynosi tu 10 m. Poziom Zagumnia w części północnej kończy się także w wysokości 300 m, a wyraźne zbocze oddziela go od stożka poziomu II w Iskrzyni. Na zachód od Borów i Zagumnia dobry wgląd w budowę tego poziomu daje stromościenna dolinka potoku, wypływającego pod Targowiskami, a uchodzącego do Wisłoka w Krościenku Wyżnym. Rozcina on w poprzek cały ten poziom. Na północ od toru kolejowego, od miejsca, gdzie dolina jest bardziej wcięta, widać na jej zboczach liczne odsłonięcia pokrywy żwirowej o miąższości 4 do 6 m, spoczywającej na ściętym cokole skalnym. W pobliżu Pustyn miąższość pokrywy żwirowej dochodzi do 6,00 m. Tłok żwirowy stanowią tu otoczki o średnicy do 20 cm z przewagą 3-6 cm. Studnie w tej miejscowości mają także 5-6 m głębokości. W Pustynach, po lewej stronie doliny, w wysokości około 300 m, stwierdzono w dole o głębokości 5 m:

- |                                                                                                                                                                                |                      |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|
| a) glinę warstwowaną                                                                                                                                                           | <sup>m</sup><br>0,50 |
| b) glinę tłustą, szaro-żółtą, z bardzo licznymi otoczkami zwiertzałymi i żelazistymi o średnicy od 25 cm w spągu i do 15 cm w stropie tkwiącymi w tej twardej glinie bezładnie | 4,50                 |
| c) żwiry warstwowane z piaskiem                                                                                                                                                | 3,50.                |

W pobliżu przecięcia drogi do Krosna z torem kolejowym, w wysokości 296 m, widać w głębokim dole oraz w studni:

- |                                                                                                                                   |                      |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|
| a) glinę zwiertzelinową                                                                                                           | <sup>m</sup><br>0,70 |
| b) żwiry żelaziste słabo otoczone o średnicy do 15 cm, ułożone, chaotycznie, z wkładkami żółtej gliny piaszczystej (nie przebito) | 7,00.                |

W Targowiskach koło figury, na stromym stoku peryferycznej doliny Olszyn, odsłaniają się w wysokości 303 do 308 m żwiry fliszowe, bardzo żelaziste i zwiertzałe o średnicy do 15 cm, z przewagą 2-6 cm, dobrze i słabo otoczone, w partii środkowej najgrubsze.



W Łężanach, koło karczmy, w studni o głębokości 4 m stwierdzono:

|                                   |                      |
|-----------------------------------|----------------------|
| a) glinę żółtą,                   | <sup>m</sup><br>0,80 |
| b) żwiry żelaziste (nie przebito) | 3,00,                |

a zaraz obok, przy drodze wciętej w krawędź tego poziomu, podstawa skalna sięga do wysokości 295 m, tj. około 4 m poniżej powierzchni poziomu I.

Przy drodze, biegnącej od p. 298 ku Suchodołowi w miejscu, gdzie wcięta jest ona w krawędź poziomu I, mającego tu 289 m wysokości, a opadającego stromym stokiem ku martwej dolinie Olszyn, ukazuje się w wysokości 284 m podstawa skalna, a na niej 5,00-metrowy pokład zwietrzałych żwirów żelazistych, słabo otoczonych, o średnicy do 20 cm. W czasie kopania studni koło dawnej karczmy, położonej nieco dalej na zachód, znaleziono:

|                                |                      |
|--------------------------------|----------------------|
| a) glinę piaszczystą           | <sup>m</sup><br>1,00 |
| b) glinę z licznymi otoczkami  | 2,50                 |
| c) żwiry w glinie piaszczystej | 1,50                 |

na podstawie skalnej.

Zachodnią część tego poziomu, opadającą stromym stokiem ku dolinie Lubatówki, buduje do wysokości 277 m cokół skalny, na nim spoczywa 2,00-metrowa warstwa żwirów w glinie oraz 3,00 m gliny z otoczkami.

Na północ od skrzyżowania dróg koło p. 298 widać stale we wkopach przydrożnych, dołach pod fundamenty itp. żwiry fliszowe żelaziste o średnicy do 15 cm, przykryte 1,00-metrową warstwą gliny. Koło małego mostu z kotą 288 m (dzisiejszy park m. Krosna) na podstawie skalnej, ściętej w wysokości 283 m, leży 4,00 m żwirów fliszowych o średnicy do 15 cm z przewagą 2-6 cm. Cechuje je uławicenie chaotyczne, brak selekcji, zmieszanie materiału grubego z drobnym. Na żwirach leży 0,80 m gliny piaszczystej z rzadkimi otoczkami. Ku północy poziom I przechodzi w stok, opadający ku terasie średniej w Krościenku (276-278). Ten stok okrywa gruba warstwa utworów gliniastych, zboczowych, ale niekiedy ponad poziomem II ukazuje się też podstawa skalna poziomu I, np. przy drodze z Pustyn do Krościenka Wyżnego w wysokości 285 m.

Doskonale, prawie klasycznie, zachowały się resztki poziomu I na międzyrzeczu Wisłoka i Jasiołki. Większy fragment zachował się między Wrocanką a Głowienką w postaci przebiegającego południkowo i spłaszczonego wału o wysokości od 320 m w części południowej do 308 m w części północnej, tj. około 30 m nad dna dolin Lubatówki i Jasiołki. Jeśli idzie o budowę tego wzniesienia, to szereg odsłonień ukazuje nam na cokole skalnym, wznoszącym się ponad akumulacyjną pokrywę poziomu II, pokład żwirów przykrytych warstwą gliny. Przy drodze z Suchodołu do p. 306 widać skałę do wysokości 298 m, a wyżej — żwiry i glinę do wysokości 306 m. Przy gościńcu z Suchodołu do Wrocanki podstawa skalna sięga wysokości 297 m, a na niej spoczywa pokład żwirów bardzo żelazistych o średnicy do 18 cm, przykrytych w wysokości 305 m cienką warstwą gliny. W pobliżu odgałęzienia drogi ku Szczepańcowej widać w wysokości 297 do 300 m warstwę żwirów żelazistych o średnicy do 25 cm z kanciakami w spągu. Na nich leży 3 do 4-metrowa warstwa glin, zawierających w spągu nieliczne otoczaki, a w strobie wkładki i soczewki żwirów fliszowych o średnicy do 15 cm. Także na płaskiej powierzchni tego poziomu znajdują się liczne otoczaki. W 8-metrowej studni, położonej koło p. 312 m, występuje (według informacji):

|                     |           |
|---------------------|-----------|
| a) gleba gliniasta  | m<br>0,50 |
| b) żwiry grube      | 1,50      |
| c) ił żółty (?)     | 6,00      |
| d) podstawa skalna. |           |

Dalszy fragment poziomu I stanowi izolowany pagór Sędziówki (291 m), wznoszący się 15 do 20 m nad poziomem II. Także tu na wysokim cokole skalnym leżą żwiry grube i glina z dużymi otoczakami. Otoczaki, pochodzące z tego poziomu, znajdujemy wśród glin i iłów w cegielni u stóp Sędziówki. Dostały się one tutaj wskutek procesów soliflukcyjnych.

Piękny fragment tego poziomu zachował się koło Dobieszyna. Stanowią go wzniesienia Kamionki o wysokości 291 m o całkowicie płaskiej powierzchni. We wcięciach przy drodze, która biegnie z Dobieszyna do Polanki, widać podstawę skalną do wysokości 287 m, na której leży gruby 5-metrowy pokład żwirów o średnicy do 25 cm, przykryty 0,50-metrową warstwą gliny.



Mamy tu do czynienia z czapami żwirowymi spoczywającymi na ocalonych cokołach skalnych.

**Dolina Jasiołki poniżej kotliny Krośnieńskiej.** Na północ od stacji w Jedliczu pojawia się we wkopach i studni:

|                                            |                   |
|--------------------------------------------|-------------------|
| a) glina, w spągu warstwowana z szuterkiem | 1,00 <sup>m</sup> |
| b) żwiry warstwowane o średnicy do 8 cm    | 2,00.             |

Budują one poziom o wysokości 273 m; jego odpowiednik erozyjny wznosi się nad Męcinką (271 m). W samym przełomie przez pasmo Potoka widać w odsłonięciach przy drodze z Brzezówki do Dobrucowej na podstawie skalnej, ściętej w wysokości 253 m (18 m nad poziomem Jasiołki), 3,00-metrowy pokład żwirów grubych, żelazistych o średnicy do 20 cm, z przewagą 3-5 cm, warstwowanych z piaskiem i szuterkiem. Dalszy ciąg tego utworu znajdujemy na zachodnim zboczu odcinka przełomowego, gdzie na podstawie skalnej, ściętej w wysokości 251 m, leży 4-metrowa warstwa żwirów. Temu poziomowi odpowiada spłaszczenie w Warzycach o wysokości 255 m, zasłane otoczkami.

**W dolinie Wisłoka, poniżej kotliny Krośnieńskiej,** poziom I nie zachował się prawie nigdzie w postaci terasy, lecz tylko jako nieduże płyty i pokrywy utworów akumulacyjnych, zawierających poniżej Wiśniowej materiał erratyczny.

W Bratkówce odpowiadają mu zaglinione spłaszczenia z rzadkimi otoczkami w wysokości 265 do 270 m. Do utworów tego poziomu zaliczam osady, występujące w cegielni w wysokości 270 m (25 m nad poziomem Wisłoka) na południowym stoku wzniesienia, na którym leży Frysztak:

|                                                                     |                   |
|---------------------------------------------------------------------|-------------------|
| a) glina żółta, lessowata                                           | 2,00 <sup>m</sup> |
| b) glina szara z kongrecjami żelazistymi                            | 1,00              |
| c) żwiry bardzo żelaziste o średnicy do 15 cm,<br>z przewagą 3-5 cm | 0,20              |
| d) glina piaszczysta, warstwowana z ilastą                          | 0,50              |
| e) żwiry żelaziste, fliszowe, bardzo zwietrzałe<br>o średnicy 5 cm  | 0,20              |
| f) ił siwy, plastyczny                                              | 1,00.             |

Są to stare utwory potoku Glinickiego, dopływu Wisłoka. Przed Kobylem znaleziono żwiry na spłaszczeniu o wysokości

268 m (26 m nad poziomem Wisłoka). W Kalembinie przy drodze do p. 285 m znajdują się w wysokości 279 do 281 m (45 do 47 m nad poziomem Wisłoka) odsłonięcia żwirów fliszowych, zwietrzałych i żelazistych, o średnicy do 8 cm, tkwiących w glinie plastycznej. Na tym leży pokrywa lessu.

W Godowej u wylotu doliny Brzeżanki do doliny Wisłoka, przy drodze wciętej, biegnącej w kierunku wsi Brzeżanka, ponad opisanymi poprzednio utworami poziomu II, sięgającymi do wysokości 247 m, widać najpierw do wysokości 253 m odsłonięcia litej skały, a dopiero na niej leżą żwiry fliszowe, bardzo zwietrzałe, o średnicy do 10 cm, dobrze otoczone, a w nich duże gązdy erratyczne o średnicy do 50 cm (granitognejsy, rapakiwi), zmieszane z gliną piaszczystą. Miąższość tego utworu wynosi tu 1,50 m. Leży on w wysokości 45 m nad dnem doliny.

Przed Czudcem koło folwarku Nowa Wieś, przy drodze, biegnącej od dawnej cegielni ku kocie 327, odsłonięcia ukazują w wysokości 244 do 250 m piasek jasny, warstwowany, zawierający wkładki o grubości 0,30 m żwirów fliszowych i erratycznych oraz soczewki gliny. Średnica otoczków fliszowych wynosi tu 2 do 5 cm, a erratycznych do 8 cm. Na tym leży 1,00 m gliny warstwowanej. Wyżej, w wysokości 254 m (36 m nad poziomem Wisłoka), widać znowu żwiry drobne, zwietrzałe i żelaziste oraz gązdy erratyczne o średnicy 35 cm (granit czerwony). W wysokości 258 m (40 m nad poziomem rzeki) widać odsłonięcie piasku żelazistego i szuterku fliszowego. W wysokości 263 m pokrywa lessowa tworzy spłaszczenie, a ponad nim w wysokości 275 m pojawiają się znowu żwiry mieszane, fliszowo-erratyczne o średnicy erratyków do 25 cm. We wcięciach drogi, następnej ku wschodowi, widać w wysokości 251 m żwiry drobne, warstwowane, a w wysokości 268 m nieduże kawałki skał erratycznych.

Do tego poziomu zaliczam też utwory odsłaniające się w Słocinie, Wisielówce i na Pobitnem. Koło drogi polnej ze Słociny do Świętego Ducha pojawiają się w wysokości około 228 m piaski gliniaste, przykryte warstwą żwirów erratycznych o średnicy do 30 cm, zmieszanych z drobnymi i żelazistymi otoczkami fliszowymi. W odległości około 0,5 km na południe od tego miejsca widać przy tej samej drodze w wysokości 228 do 230 m bardzo dużo gązów erratycznych o średnicy do 0,60 m.



Przy drodze, biegnącej od gościńca Rzeszów—Łańcut w stronę Pobitna, stwierdzono w studniach położonych w wysokości 238 m następujące utwory:

|                                                     | od    | m    | do    |
|-----------------------------------------------------|-------|------|-------|
| a) glebę gliniastą .                                | 0,50  |      | 1,00  |
| b) piasek żółty                                     | około | 3,00 |       |
| c) żwiry wyłącznie fliszowe, żelaziste,<br>w piasku | 3,00  |      | 6,00. |

Żwiry wyłącznie fliszowe o średnicy 3 do 8 cm znajdują się także w wysokości 232 m w miejscu, gdzie Friedberg [12] znaczy żwiry mieszane. Przy drodze, która biegnie od dna doliny Wisłoka przez Pobitno, znajduje się w wysokości 230 m 3-metrowe odsłonięcie żwirów wyłącznie fliszowych o średnicy 3 do 5 cm, w piasku. Żwiry wyłącznie karpackie odsłaniają się też w zerwie, podcinanej przez Wisłok, w wysokości 230 m, gdzie 2-metrowa warstwa żwirów o średnicy do 6 cm leży na ściętych łupkach miocenkich. Obok, nad torem kolejowym, te same żwiry odsłaniają się w wysokości 217 m; przykrywa je less.

Na przeciwnym, lewym, zboczu doliny Wisłoka utwory poziomu I zachowały się w cegielni położonej w wysokości 260 m (60 m nad poziomem rzeki) przy drodze z Rzeszowa-Staroniwy do Kielanówki. W ścianach glinianki odsłania się:

|                                                                                            |           |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| a) glina popielato-żółta, less w spągu ilasty i smugowany                                  | m<br>7,00 |
| b) morena czerwona (glina piaszczysta czerwona z licznymi erratykami o średnicy do 1,00 m) | 1,00      |
| c) glina żółta ilasta z soczewkami piasku                                                  | 0,40      |
| d) piasek żółty warstwowany                                                                | 0,60      |
| e) żwiry mieszane w piasku o przewodze materiału erratycznego nad otoczkami karpackimi     | 1,50.     |

\*

*Poziom I w kotlinie Krośnieńskiej* zachował się między pradoliną Wisłoka a pradoliną Jasiołki, parę zaś małych fragmentów wznosi się ponad poziomem Świerzowskim. To położenie w widłach dwu dużych rzek górskich świadczy, że stanowi on resztkę poziomu o dużo większym zasięgu, poziomu, który tworzył wyższe, predyluwialne dno kotliny Krośnieńskiej. Poziom I buduje

*gruba pokrywa akumulacyjna, spoczywająca na wysokim cokole skalnym.* Od poziomu II oddziela go wyraźny 10-metrowy próg skalny, okryty przeważnie utworami zboczowymi — gliną zbocową, zawierającą otoczaki z pokrywy wysokiej.

Pokrywę akumulacyjną poziomu I, zwanego *poziomem Pustyni*, tworzą *utwory Wisłoka*. Na przejściu z krainy górskiej w obszar kotliny o wyrównanym dnie osadził on, podobnie jak na poziomie II, potężny stożek napływowy. Stożek ten zaczyna się w okolicy Klimkówki i ciągnie w kierunku północno-zachodnim. Osadzany na szerokiej przestrzeni, wypełniał on także obniżenia między wzgórzami koło Wróblika Królewskiego i wyrównywał pierwotne nierówności dna kotliny.

Mięszczość tych utworów, przeważnie żwirowych, jest rozmaita. Największa jest w osi stożka, przebiegającej przez Władacz—Pustyni—Krościenko Niżne. Mięszczość żwirów wynosi tu ponad 6,00 m, natomiast ku skrzydłom, w kierunku wschodnim i zachodnim, zmniejsza się ona do 4,00 m. Zapewne też w związku z tą konfiguracją dna kotliny wciął Wisłok później swoje koryto w prawą poboczną stożka.

W pokrywie poziomu I największy udział mają *żwir*y. Są to żwiry stare, zwietrzałe i żelaziste. Ich maksymalna średnica sięga w części południowej 30 cm, a ku północy zmniejsza się do 20 cm. W tworzeniu i osadzaniu pokrywy żwirowej można wyróżnić co najmniej *dwie fazy akumulacyjne*. Pierwsza zaznaczyła się usypaniem stożka żwirowego, którego osady reprezentuje tło żwirowe, zmieszany z piaskiem lub gliną piaszczystą, raz warstwowany wyraźnie, to znów ułożony bezładnie, raz o wyraźnej selekcji i segregacji materiału żwirowego, a gdzieindziej o wymieszaniu chaotycznym. W żwirach tych występują też wkładki i soczewki piasku, a niekiedy i ilu. Na tym leży utwór odmienny, mianowicie glina zwięzła, w stanie suchym twarda, dająca się łupać, w stanie zaś wilgotnym dosyć plastyczna, przetykana otoczkami piaszczowymi, zwietrzającymi i żelazistymi o średnicy 10 do 20 cm. Tkwią one bezładnie w tej masie gliniastej. Ten utwór osadzał się w postaci brai półpłynnej, rozprzestrzeniającej się na stożku żwirowym Wisłoka oraz jego drobnych dopływów Kompachy i Morawy. Przypomina on pokrywy brai gliniastej (z otoczkami), tworzące się dzisiaj w ob-

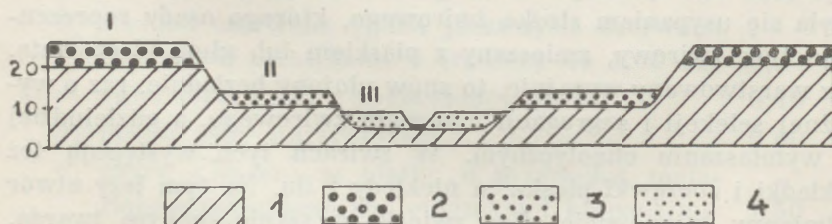


szarach polarnych przy małym udziale wody płynącej, a niekiedy nawet bez jej udziału. Taka masa, przepojona wodą, pełnie po każdej powierzchni nierównej w kierunku spadku. Z trzecią fazą akumulacyjną można by wiązać gliny zboczowe, cienką na ogół warstwą okrywającą opisane wyżej utwory.

*Podstawa skalna* tego poziomu, mająca koło Wróblika prawie 30 m wysokości, a w Krościenku Wyżnem 20 m, stanowi równocześnie resztkę *predyluwialnego dna* kotliny Krośnieńskiej. Jego fragmenty zachowały się też w północnej, peryferycznej części kotliny Krośnieńskiej w postaci dużych spłaszczeń i płaskodennych obniżzeń denudacyjnych z pokrywą glin zboczowych lub napływami drobnych strug i potoków.

Na międzyrzeczu Jasiołki i Wisłoka zachowały się dużo mniejsze fragmenty poziomu I o wysokości około 30 m nad otaczające dna większych dolin. Ponad poziom II wznosi się tu izolowane *rozgórze Sędziówki* (291 m), *pasmo Kamionki* (291 m) i *poziom Głowienki* (312 m) z 5,00-metrowymi czapami *żwirów*. Spoczywają one na cokołach skalnych, wznoszących się ponad poziom Świerzowski, i przypominają w pomniejszeniu pokrywy alpejskie z ich nadległością piętrową. Żwiry grube, żelaziste, o średnicy do 25 cm, są tu osadem wód Jasiołki, która osadziła rozległy stożek napływowy także na poziomie I.

Po odjęciu miąższości pokrywy akumulacyjnej otrzymamy na wysokość podstawy skalnej 25 m. Ta wartość jest równocze-



Rys. 13. Schemat rozwoju dolin wschodnich (Wisłoki, Wisłoka i Sanu) w okresie dyluwialnym.

1. Podłoże — cokoły skalne, 2. Pokrywa akumulacyjna poziomu I, 3. Pokrywa akumulacyjna poziomu II, 4. Pokrywa akumulacyjna poziomu III.

śnie miarą *podniesienia dna* kotliny Krośnieńskiej po utworzeniu poziomu I. Ruch ten przebiegał w dwu etapach: pierwszy nastąpił po utworzeniu poziomu I, a przed powstaniem poziomu II,

drugi po utworzeniu poziomu II, a przed powstaniem poziomu III czyli terasy rędzinnej\*.

Poniżej kotliny Krośnieńskiej poziom I nie zachował się nigdzie w postaci terasy wysokiej. Jego śladem są pokrywy akumulacji rzecznej, przylepione do zboczy dolinnych ponad terasą średnią. Te utwory, przeważnie żwirowe, sięgają w okolicy Frysztaka do wysokości 25 m nad poziom rzeki, w Kalembinie do 48 m i w Strzyżowie do 45 m. Wysoko położone żwiry fliszowe posiadają tu *domieszkę materiału erratycznego* z głazami o średnicy do 0,50 m. Żwiry mieszane przed Czudcem leżą w wysokości od 30 do 55 m (częściowo na drugim złożu), a w Racławówce żwiry wyłącznie fliszowe, pochodzące w dużej części z przerobienia i przeławicenia materiału żwirowego starszego, budującego garb Kielanówki\*\*, sięgają do wysokości około 30 m nad poziom Zgłobieńskiego potoku, a 255 m n.p.m. Przykrywa je materiał morenowy, sypiący się ze zboczy z wysokości 260 m. W okolicy Rzeszowa, w Pobitnej i Słocinie, żwiry wyłącznie fliszowe znajdują się w wysokości 215 do 234 m (20 do 40 m).

\* O ile w dolinach Skawy, Raby i Dunajca dzisiejsze dna dolin pokrywają się na ogół z poziomem den preglacjalnych — czego dowodzą pełne profile zasypania — to w obszarze na wschód od Dunajca obserwujemy zjawisko inne. Tu pokrywy akumulacyjne okresów starszych spoczywają *zawsze* na cokołach skalnych, a te posiadają stałą wysokość i charakter rozległych prawie płaskich zrównań. W wąskich dolinach zachodnich występowanie cokołów można było tłumaczyć nierównościami dna preglacjalnego, natomiast w dolinach wschodnich, wobec osiągnięcia przez rzeki preglacjalne dojrzałości przejawiającej się w owych rozległych poziomach, możliwość ta odpada. Rozcięcie szerokich poziomów w obrębie „Dołów Jasielsko-Sanockich“, i to nie tylko pokrywy akumulacyjnej, ale także podstawy skalnej, można wiązać albo ze zmianami klimatu, albo z ruchami tektonicznymi. W pierwszym wypadku zjawisko to musiałoby się zaznaczyć we wszystkich dolinach zachodnio-karpackich, a tak nie jest. Pozostaje zatem dla wy tłumaczenia skalnych cokołów poziomu I i II przyjęcie wypiętrzeń obszaru, położonego na wschód od Dunajca, wypiętrzeń o amplitudzie rosnącej w kierunku wschodnim lub południowo-wschodnim.

\*\* Ze żwiry fliszowe, budujące wierzchovinę Kielanówki, są starsze, predyluwialne, wnosząc z tego, że tworzą one formy o niejednakowej wysokości i urozmaiconej rzeźbie. Morena leżąca na nich powtarza nam tę rzeźbę, to też resztki morenowe spotykamy na żwirach w różnej wysokości (np. 271, 278, 283 m). Dowodzi to istnienia długiej przerwy między osadzeniem żwirów, a ułożeniem moreny. Problem tych starych żwirowisk omówię w pracy, przedstawiającej morfologię Karpat.



Na nierównej powierzchni znajduje się tu nieliczny materiał erratyczny, nigdzie nie zachowany w postaci typowej moreny. Morena, przykrywająca utwory rzeczne Wisłoka, zachowała się po przeciwnej stronie doliny Wisłoka. Tu pod moreną czerwoną leży glina, piaski warstwowane i żwiry mieszane, erratyczno-fliszowe. Świadczą one o obecności i działalności akumulacyjnej wód w wysokości do 60 m nad poziomem Wisłoka (261 m npm). Do tej wysokości została zasypana dolina Wisłoka w okolicy Rzeszowa. Występowanie w tym profilu żwirów mieszanych pod moreną czerwoną, od której oddziela je warstwa piasków i glin, dowodzi, że i tu w czasie cofania się lądolodu jego krawędź oscylowała. Ta oscylacja ograniczyła się do brzeżnej części Pogórza karpackiego. W głąb Pogórza sięgnęło tylko główne stadium zlodowacenia.

*Utwory rzeczne, zawierające żwiry wyłącznie fliszowe, a spoczywające pod moreną denną, dobrze zachowaną lub przemytą, wiążę z okresem zbliżania się lądolodu niżowego ku krawędzi Karpat. Utwory z recesji znaczą nam żwiry mieszane, występujące od okolic Strzyżowa. Z cofaniem się tego nasunięcia głównego wiążę też żwiry mieszane ze wspomnianej cegielni koło Rzeszowa.*

Niższy zasięg pionowy (do 40 m) utworów poziomu I na zboczu przeciwnym w Pobitnej i Słocinie tłumaczą ścięciem górnej części zasypania w okresie rozcinania i wyprątania utworów akumulacyjnych wysokiego zasypania.

*Lądolód sięgał w dolinie Wisłoka po okolice Markuszowej.* Znalazłem tam duże głazy granitowe o wymiarach  $0,50 \times 0,50$  m. Mały odłamek granitu czerwonego o średnicy 6 cm znalazłem też w kamieńcu w przełomie koło Cieszyny. Wobec braku materiału erratycznego w wysoko położonych żwirach Kalemby, przyjmuję, że został on przeniesiony w te okolice przez wody lodowcowe, w okresach letnich dużo obfitsze i silniejsze od wód rzecznych, których maksimum przypadało na wiosnę, na czas roztopów śniegowych.

Miąższość wysokiego zasypania w dolinie Wisłoka rośnie z biegiem rzeki, ku północy. W kotlinie Krośnieńskiej posiada ono mały zasięg pionowy, bo tylko 6,00 m, ale za to bardzo duży zasięg poziomy, bo całe predyluwialne dno kotliny zostało przykryte utworami tego okresu. Natomiast poniżej kotliny, w odcinie dolinnym, zasypanie mające zasięg poziomy ograniczony

formą doliny, rośnie do 30, a nawet do 40 m. Warłość tę otrzymujemy po uwzględnieniu i odjęciu wysokości podstawy skalnej, tj. około 20 m. Zaznacza się ona w całej dolinie Wisłoka aż po Rzeszów (odsłonięcia w Pobitnej). Stosunkowo dużą miąższość zasypania, w porównaniu np. do doliny Wisłoka, należy tłumaczyć udziałem wód i osadów Jasiołki w zasypywaniu doliny Wisłoka. Zastanawiająco mały jest spadek poziomu I. W okolicy Krosna jego powierzchnia leży w wysokości 291 m, a w okolicy Rzeszowa w wysokości 260 m. Spadek wynosi zaledwie 0,5‰. Na to, że przy tak małym spadku odbywało się jeszcze transportowanie osadu rzecznego, złożyły się inne warunki hydrologiczne.



## 12. UTWORY DYLUWIALNE W DOLINE SANU

**Dotychczasowy stan badań.** Szajnocha [124] zalicza do dyluwium: less, którego częste występowanie notuje między Dynowem a Przemyślem, żwiry dyluwialne, które widział w Łętowni i Kuńkowcach, otoczaki jurajskie w Krasieczynie, Kuńkowcach, Kruhelu i Przemyślu oraz głazy narzutowe.

Łoziński [67] wyróżnia w dolinie Sanu w okolicy Przemyśla:

a) żwiry mieszane o miąższości w Kruhelu Małym od 20 do 30 m, a w Kuńkowcach 8 m,

b) iły dyluwialne, występujące na zboczach doliny w wysokości od 250 do 300 m,

c) głazy narzutowe o średnicy do 1,70 m,

d) terasę denną, zbudowaną ze żwirów mieszanych o miąższości 1 m, na których leżą iły dyluwialne (1 do 2 m) i glina napływowa, dzisiejsza.

Romer [98] przyjmuje na podstawie obserwacji dokonanych między Przemyślem a Dobromilem, że dna dolin starodyluwialnych były pogłębione w tej części Karpat co najmniej do poziomu dzisiejszego. W okresie najścia lądolodu aż po okolice Dobromila, zaznaczonego występowaniem tu głazów narzutowych, nastąpiło wskutek spiętrzenia wód zasypanie dolin żwirami do wysokości 20-45 m (Pikulice) oraz odpływ wód lodowcowych wraz z wodami Sanu martwą dziś doliną Błóżewki ku wschodowi w dorzecze Dniestru. W czasie recesji lądolodu utwory akumulacyjne zostały rozcięte przez wody rzeczne do pierwotnej głębokości dna dolinnego. Rzadkie otoczaki, leżące powyżej 350 m, uważa on za predyluwialne.

Do obserwacji Romera z okolicy Pikulic mogę dodać, że w zasypaniu biorą udział piaski o warstwowaniu dellowym, nie

zawierające materiału erratycznego, i dopiero na nich leży w wysokości od 245 m w górę morena przemyła (*poziom glazory Romera*) oraz utwory mieszane karpacko-lodowcowe.

Polański [92] przyjmuje inny wiek dla terasy rędzinnej o wysokości 6 do 8 m, którą Łomnicki nazywa staro-aluwialną. W Walawie budują tę terasę:

- a) warstwa humusowa i glina żółta z pionowymi spękaniami grubości 1,50 m,
- b) glina ciemno-szara wapnista z pionowymi szczelinami w dolnej części, ze zwęglonymi liśćmi i pniami (glina bagienna),
- c) piaski siwawo-zielonawe ze szczątkami roślinnymi oraz licznymi kośćmi zwierząt: *Elephas primigenius*, *Rhinoceros*, *Megaceros euryceros* i innych.

Utwory a) i b) uważa Polański za silnie zdegradowany less, utwór zaś poniżej leżący — za dyluwialny, ze schyłku ostatniego interglacjału.

Pawłowski [78] opisał szereg odsłonieć w sąsiednim dorzeczu Mleczi i na tej podstawie ustalił, że dyluwium w tym obszarze składa się z piasków i żwirów osadzonych w czasie zbliżania się lądolodu ku Karpatom. Na nich leżą gliny z materiałem erratycznym, osiagające do 10 m grubości; uważa je za morenę denną. Wyżej leżą gliny siwe niejasnego pochodzenia, w każdym razie z okresu tajania lodowca, przykryte grubą pokrywą lessu. Miąższość całej serii utworów wynosi 20 m.

Kulczyński [57] w okolicy Walawy wyróżnia dwie terasy: starszą, zawierającą kopalną florę tundry, i młodszą, zawierającą szczątki kopalne flory leśnej, włożoną w terasę starszą. Podane w tej pracy profile cytuję przy opisie odsłonieć. Żwiry fliszowe z materiałem erratycznym, budujące spąg terasy starszej, uważa Kulczyński za żwiry mieszane z okresu cofania się lodowca Cracovien i z okresem tym wiąże także ility driasowe. Leżące na tym warstwy jałowe uważa on za odpowiednik interglacjału, warstwy zaś żelaziste i zawierające kredę jeziorną z florą lasu subarktycznego wiąże z okresem zlodowacenia Varsovien I. Leżącej na tym glinie żółtej oraz terasie młodszej, włożonej, przypisuje Kulczyński wiek postglacjalny.



Te bardzo ciekawe profile wymagają jednak innej interpretacji wiekowej. Ich wiek trzeba mianowicie przesunąć o jeden glacjał naprzód. Flora driasowa związana jest z klimatem okresu zlodowacenia Varsovien I, flora zaś leśna, subarktyczna — z klimatem ostatniego okresu zlodowacenia. Po zrobieniu tej poprawki dane paleobotaniczne Kulczyńskiego wchodzą doskonale w schemat klimatyczno-roślinny Szafera, oparty na opracowaniu flory w Łękach, Roztokach i Krościenku. W okresie lodowacenia Varsovien I panowała w niezlodowaconym obszarze Polski tundra driasowa, natomiast w czasie Varsovien II wąski pas podkarpacki porastał subarktyczny las modrzewiowo-limbowy.

Słuszność takiego określania wiekowego potwierdzają niżej przedstawione badania geologiczno-dyluwialne. Nie pozwalają one zdecydowanie uważać tzw. żwirów mieszanych, występujących w dnie doliny Sanu, za utwór z recesji lądolodu Cracovien.

Hempel [26] w okolicy Sanoka wyróżnił terasy niższe o wysokości 3 do 4 m i terasy wyższe o wysokości 25 do 30 m (w Trepczy, Międzybrodziu, Dębnie, na północ od Liszni) oraz o wysokości 40 do 50 m (w Załużu).

Konior [50] wydziela w dolnym karpackim odcinku doliny Sanu:

a) dyluwium rzeczne, obejmujące żwirowiska, glinki i resztki tarasów (Kuńkowce, Ostrów, Prałkowce),

b) utwory morenowe (na północ od Łętowni, Lipownica, Pikulice),

c) glinę z otoczkami, która w Kruhelu Wielkim i Małym posiada miąższość około 60 m, przy czym w dolnej części tego utworu przeważają nieotoczone okruchy skał karpackich, w górnej zaś otoczki wapienne, fliszowe i inne.

d) less o miąższości 20 do 30 m.

Terasy denne zalicza on do starszego aluwium.

Rosłowski [100] podaje szereg interesujących obserwacji z Prałkowic nad Sanem, gdzie przeprowadzał badania hydrogeologiczne. Dno doliny zajmuje terasa o wysokości około 3 m nad poziom rzeki. Studnia, wybita na tej terasie, przebiła 13 m osadów rzecznych o następującym składzie:

|                                                                                                                                                                     |       |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
|                                                                                                                                                                     | m     |
| a) humus                                                                                                                                                            | 0,40  |
| b) warstwa drobnego żółtego piasku z domieszką gliny                                                                                                                | 3,40  |
| c) warstwa drobnego piasku, przemieszanego z szutrem karpackim o średnicy 1-2 cm                                                                                    | 1,50  |
| d) warstwa szarego ostrego piasku, przemieszanego z szutrem, u góry grubszy (1-6 cm), u dołu drobniejszym (1-2 cm), zawierająca głązy granitowe o średnicy do 40 cm | 7,30  |
| e) ily seledynowe z przymieszką piasku i szczątkami roślinnymi; przebito                                                                                            | 5,00. |

Twierdzi też, że obecność łu seledynowo-popielatego śledzono przy zakładaniu rurociągów na prawym zboczu doliny do wysokości 20 m nad poziom terasy dennej, dno zaś dyluwialnego koryta Sanu leży 8 m poniżej współczesnego. Na podstawie tych danych Rosłowski przyjmuje zatamowanie rzeki przez lodolód i dzięki temu utworzenie zastoiska, w którym osadziły się ily seledynowe, następnie zasypanie zastoiska grubymi osadami glacyfluwialnymi w czasie największego zbliżenia się lodowca, wreszcie utworzenie łąw i piasków górnych w okresie cofania się lodowca. Inną interpretację tego profilu podam przy omawianiu terasy rędzinnej w dolinie Sanu.

W dowiarz [149] zalicza do holocenu terasy:

- a) zalewową o wysokości 1 do 2 m,
- b) wyższą, denną o wysokości 4 do 6 m.

Jako plejstocénskie wymienia on fragmenty terasowe o wysokości 10 do 16 m oraz 20 do 26 m. Są to terasy skaliste z pokrywą żwirów, glin i lessu.

W roku 1936 na podstawie profilu utworów dyluwialnych w Kruhelu Małym przyjmowałem zasypanie dolnego odcinka karpackiej doliny Sanu do wysokości około 60 m [39].

**Kamieniec.** Kamieniec odgrywa w badanym odcinku doliny Sanu małą rolę. Większe pola żwirowe ciągną się koło Doliny, Sanoka, Trepczy przed przełomem Międzybrodzkim, koło Dobrej Szlachackiej, Jabłownicy Ruskiej, Sielnicy przed przełomem Polchowskim, w Bachowie i pod Prałkowcami. Poza tym korytu sanowemu towarzyszą stale wąskie smugi kamieńca i łąch piaszczystych. Kaliber otoczków sięga w okolicy Sanoka do 30 cm



i zmniejsza się bardzo wyraźnie do 5 cm koło Prałkowic, gdzie większe znaczenie mają pola piaszczyste.

Kamieniec w pogórskim odcinku doliny Sanu nie odznacza się wielką żywotnością. Materiał jest przesypywany tylko w czasie bardzo wysokich wodostanów, a większość pól żwirowych powstała przez zderzenie pokrywy gliniastej z teras dennych. Szczególnie wyraźnie ujawnia się to na zakrętach Sanu. Rozwój pól żwirowych przed przełomami można tłumaczyć ich rolą, powodującą spiętrzanie się wód powodziowych, a przez to wzmożenie procesów akumulacyjnych.

**Terasa łęgowa.** Terasa łęgowa w dolinie Sanu nie zajmuje dużo miejsca. U wylotu Osławy zaliczamy do tego poziomu najniższy stożek o wysokości 3 do 4 m. Tę samą wysokość posiadają jej niewielkie powierzchnie na południe od Olchowic, za to koło Sanoka terasa ta zajmuje prawie całe podmokłe dno doliny, na którym widoczne są jego dawne koryta, dziś zanikające starorzecza. Zaznacza się ona dobrze koło Mrzygłodu, zwłaszcza na północ od tej miejscowości, gdzie jeszcze niedawno temu San podcinał bezpośrednio terasę średnią w Hłumczy. Terasa łęgowa ma tu około 3 m wysokości. Poniżej ciągnie się ona prawie nieprzerwanie po obu stronach koryta Sanu. Posiada tu małą szerokość, większą zyskuje dopiero koło Jabłonicy Ruskiej. I tu na jej powierzchni widać świeże ślady zmian koryta sanowego. Od Jabłonicy towarzyszy znowu wąską smugą tej rzece, z rozszerzeniami koło Siedlisk i Dąbrówki. Koło Dynowa zyskuje na znaczeniu. Jej niespokojna powierzchnia wznosi się tu prawie 5' m nad poziom Sanu i jest odgraniczona wyraźnym progiem, podciętym nieraz przez San, często zmieniający swoje koryto. W przełomie Polchowskim terasa łęgowa znika prawie całkowicie. Pojawia się dopiero koło Wielkiej Wsi, gdzie ma 3 m wysokości, a nieco większe pola tworzy koło Iskani, Bachowa, Krzywczy, Chyżyny, Krasiczyna. Od Korytnik ciągnie się ona wąskim pasem po Kuńkowce, podobnie między Tarnawką a Ostrowem i koło Przemyśla. Poniżej snuje się wąskimi pasami po obu stronach koryta Sanu i zachowuje wysokość 3 do 4 m nad zwierciadłem rzeki.

Terasa łęgowa na całej długości od Leska po Przemyśl, a nawet Jarosław, ma 3 do 4 m wysokości. Budują ją żwiry świeże,

przykryte warstwą namulów gliniasto-piaszczystych, rosnącą z biegiem rzeki. Na poziomie tej terasy odbywają się najczęściej zmiany koryta rzeki. Pokrywają ją zazwyczaj łąki i pastwiska oraz zarośla wiklinowe, utrwalające brzegi. To, że terasa łęgowa rozwinęła się najlepiej przy ujściach większych dopływów oraz po wewnętrznej stronie zakoli rzecznych, może świadczyć, że jest ona wycięta w terasie wyższej, rędzinnej, przez okresowe wody powodziowe. Z drugiej jednak strony, odsłonięcia w odcinku poniżej Przemyśla upoważniały już Łomnickiego [64] do uznania terasy łęgowej za włożoną w rozciętą terasę rędziną.

**Terasa rędzinna.** Jak w każdej z dotychczas opisanych dolin, tak i w dolinie Sanu terasa rędzinna zajmuje najwięcej miejsca. Od Leska po Sanok wypełnia ona całe dno doliny. Krawędź terasy wznosi się 5 do 6 m nad poziom Sanu, a jej powierzchnia podnosi się niezbyt znacznie ku stokom dolinnym i osiąga tam nieraz do 10 m wysokości nad poziom rzeki. To też jeśli jest podcięta w pobliżu zboczy dolinnych, posiada krawędź wyższą aniżeli w części środkowej, w tak zwanym talwegu.

W Bykowcach krawędź terasy rędzinnej leży w wysokości 6 m nad starorzeczem. Budują ją tutaj żwirry, zawierające także materiał zwietrzelinowy o miąższości 4 m, przykryte cienką 2,00-metrową warstwą gliny napływowej. W Zasławiu ta terasa o wysokości 8 m zbudowana jest ze starych żwirów żelazistych, złożonych na niskiej podstawie skalnej. W Sanoku budują ją żwirry o średnicy do 20 cm, z przewagą 3-6 cm, tkwiące w glinie. Między Sanokiem a Trepczą ma ona 6 do 7 m wysokości (289 m npm), pod Międzybrodziem terasę 6-metrową buduje 2,00-metrowa warstwa żwirów z 4-metrową pokrywą glin napływowych. Naprzeciw Liszni rozległą terasę o wysokości 6 m (280 m npm) tworzą żwirry o miąższości 2,50 m przykryte 3,00-metrową warstwą gliny. U wylotu Liszni ciągnie się stożek napływowy o wysokości 7 m nad poziom Sanu. Poniżej przełomu Międzybrodzkiego osiąga terasa rędzinna 1,5 km szerokości, a koło Mrzygłodu otacza ona ze wszystkich stron górę meandrową pochodzenia epi-genetycznego o wysokości 67 m nad poziom Sanu. Odsłonięcie brzegu, podcinanego na północ od tej góry, ukazuje:

|                                    |                      |
|------------------------------------|----------------------|
| a) glinę żółtą z wkładkami żwirów  | <sup>m</sup><br>3,50 |
| b) siwy piasek gliniasty           | 1,00                 |
| c) stare żwirry żelaziste w piasku | 1,50.                |



Poniżej Mrzygłodu terasa rędzinna jest zniszczona i zastąpiona przez terasę łęgową. Przyczynił się do tego bystry potok Tyrawski, który spycha wody Sanu pod stok przeciwny. Od Dobrej wpływa San w szeroką dolinę nieckowatą, gdzie terasa rędzinna wypełnia całe dno o szerokości 1,7 km. Ma tu ona 6 do 8 m wysokości, a jej powierzchnia podnosi się ku stokom doliny. Terasa ta znika w przełomie koło Temeszowa, a pojawia się koło Jabłonicy, gdzie jest niszczona przez wody powodziowe. Niżej, aż po Dynów, zajmuje znowu całe dno doliny. Jej wysokość waha się od 5 do 7 m, a budują ją głównie gliny napływowe z cienką 1,00-metrową warstwą żwirów w spągu.

W okolicy Dynowa dolina Sanu ma 2,5 km szerokości, a terasa rędzinna, zastępowana nieraz przez terasę łęgową, zajmuje większą część tego rozszerzenia dolinnego. Wysokość terasy wynosi tu 6 do 8 m w pobliżu krawędzi, ku stokom zaś podnosi się do 12 m nad poziom Sanu. Jej wysokość podnoszą w niektórych miejscach płaskie stożki napływowe potoków, uchodzących do doliny Sanu, głównie Harty i Szklarskiego Potoku. W przełomie Polchowskim, w Słonnem, terasę rędzienną buduje 2,00-metrowa warstwa żwirów żelazistych, przykrytych 4,00-metrową warstwą gliny napływowej. U wylotu odcinka przełomowego usypał San koło Ruskiej Wsi stożek napływowy, który podnosi wysokość terasy rędzinnej do 10 m. Na zachód od Ruskiej Wsi i Dubiecka terasa rędzinna otacza górę zakolową o wysokości 290 m, tj. 70 m nad poziom Sanu. To dawne obniżenie dolinne posiada równe, podmokłe dno, utworzone z napływisk gliniastych. Koło folwarku Winnica natrafiono w głębokości 0,50 m na warstwę gytii roślinnej wieku postglacjalnego (według informacji dr B. Jaronia). Od Dubiecka szeroką dolinę Sanu zajmuje znowu w całości terasa rędzinna, akumulacyjna, o wysokości 6 do 8 m. Zachowała się ona także w zwężeniach dolinnych koło Rzeczpola, gdzie cienką warstwę żwirów o średnicy do 10 cm przykrywa gruby pokład glin napływowych. Podobną budowę posiada koło Mielniowa, w Krasicach i Nahurczanach. Od Krasiczyna dno doliny, a zarazem terasa rędzinna, zyskuje na szerokości (1,5 km), natomiast jej wysokość około 6 do 8 m i budowa — cienka warstwa żwirów z grubą pokrywą glin napływowych — pozostaje bez zmian.

Poniżej Przemyśla forma terasy rędzinnej kryje w sobie utwory różnowiekowe. Są to albo utwory żwirowo-ilaste, zawierające kopalną florę zimną, albo też utwory piaszczysto-gliniaste z kopalną florą leśną. Utwory piaszczysto-gliniaste stanowią dalszy ciąg utworów, które budują terasę rędzinną powyżej Przemyśla, a tu zajmują obszar położony na wschód od Sanu. Natomiast budowę żwirowo-ilastą posiada paś terasy 8-metrowej, ciągnący się wzdłuż krawędzi lessowej. Utwory z florą zimną i z florą leśną przykryte są jedną wspólną pokrywą gliniastą.

Poniżej podaję za Kulczyńskim [57] odsłonięcia utworów poziomu III, zawierające florę leśną, w Wyszatyce i w Walawie oraz stwierdzone przeze mnie w Chałupkach Bandackich.

#### Wyszatyce:

|                                                                                          | m     |
|------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| a) glina żółta                                                                           | 3,00  |
| b) piaski warstwowane żółte, w dolnej części si-<br>nawe i bardziej ilaste z florą leśną | 3,90  |
| c) żwiry z rzadkim materiałem krystalicznym                                              | 0,40. |

#### Chałupki Bandackie:

|                                                                                |       |
|--------------------------------------------------------------------------------|-------|
| a) glina napływiskowa, żelazista, spękana                                      | 0,50  |
| b) glina mułkowata, warstwowana w części gór-<br>nej bardzo cienko z piaskiem  | 2,50  |
| c) żwiry fliszowe żelaziste o średnicy do 5 cm,<br>w nich pnie drzew kopalnych | 1,20  |
| d) ił zielonawy ze szczątkami roślinnymi                                       | 0,50. |

#### Walawa, prawy brzeg Sanu:

|                                                                                                      |        |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------|
| a) glina żółta                                                                                       | 4 do 5 |
| b) piaski warstwowane żółte, w spągu siwe,<br>z wkładkami ilastymi i licznymi szcząt-<br>kami roślin | 1,20.  |

\*

Terasa rędzinna w badanej części doliny Sanu ma stosunkowo dużą wysokość: od okolic Sanoka, gdzie jej krawędź wznosi się się 5 m nad poziom rzeki, rośnie jej wysokość względna do 8 m w okolicy Przemyśla. Terasa rędzinna jest całkowicie akumulacyjna, zbudowana ze żwirów, piasków i glin. Żwiry w okolicy Sanoka tworzą warstwę grubości około 4,00 m i zawierają otoczaki



o średnicy do 20 cm. Z biegiem rzeki warstwa żwirów staje się cieńsza, a grubość otoczków mniejsza — tak, że w okolicy Przemyśla warstwa ta posiada co najwyżej 1,00 m miąższości i maksymalną średnicę otoczków 5 cm. Zwiększa się za to grubość pokrywy piaszczysto-gliniastej od 2 m w okolicy Sanoka do 7 m poniżej Przemyśla. W odcinku poniżej Przemyśla piaski terasy rędzinnej zawierają szczątki roślinne flory leśnej [57].

W rozszerzeniach dolinnych San przesuwają i zmieniają swoje koryto, a przez to niszczy i obniża terasę rędzinną. Dzięki temu terasa łęgowa reprezentuje w niektórych miejscach obniżoną terasę rędzinną, a stosunkowo rzadko budują ją utwory młodsze, złożone w formie wyciętej w poziomie III [64]. *Utwory poziomu III zostały znowu położone w wyciętą w poziomie II formę starszą, skalisto-osadową.* Na północ od Przemyśla, w obszarze Niziny Podkarpackiej, terasę rędzinną budują zarówno utwory starsze poziomu II jak i młodsze poziomu III, ścięte wspólną powierzchnią i nakryte wspólną pokrywą młodych glin napływowych. Te utwory różni od siebie:

1° inny charakter i inne następstwo warstw, nieraz widoczne w tym samym odsłonięciu,

2° większa średnica otoczków karpackich (do 15 cm) w utworach poziomu II, podczas gdy otoczki poziomu III mają zaledwie 5 cm średnicy,

3° większy udział otoczków erratycznych w poziomie II,

4° zawartość szczątków flory zimnej, tundrowej z *Betula nana*, *Drias octopetala* i innymi w poziomie II, natomiast w poziomie III znajdują się resztki flory leśnej.

Zjawiskiem powszechnym w pogórskich odcinkach dolinnych jest *głębokie położenie skalistego dna doliny*. O jego głębokości mówią wiercenia, zresztą bardzo nieliczne. Dla dolnego odcinka karpackiej doliny Sanu wyniki wiercenia, wykonanego w Prałkowcach pod Przemyślem, podaje wyżej cytowany Rosłowski [100]. Dno skalne leży tu około 10 m poniżej poziomu rzeki. W związku z tym to, co widzimy nad rzeką i nazywamy terasą rędzinną lub łęgową, jest tylko stropem pokrywy akumulacyjnej o dużo większej grubości i o pełnym profilu, od żwirów poprzez piaski do glin w stropie.

Z tym samym zjawiskiem spotykamy się w pobliżu wylotu pogórskiej doliny Wisłoka. Wiercenia, podane przez Friedberga [13] dla okolic Rzeszowa, osiągnęły podłoże miocenne dopiero w głębokości około 10 m od powierzchni terasy rędzinnej, czyli 3 do 4 m poniżej poziomu rzeki. W Roztokach i Hankówce koło Jasła dno skaliste leży również w głębokości 3 do 4 m poniżej poziomu Jasiołki. Wiercenie koło Wadowic uzyskało dno skalne w głębokości 2 do 3 m poniżej Skawy. Co do innych dolin, dla których nie rozporządzamy wierceniami, wiemy z obserwacji teras dennych, że są one zbudowane przeważnie z utworów gliniastych, stanowiących strop pokrywy poziomu III; spągowe osady żwirowe leżeć muszą niżej, a więc pod poziomem rzeki. Nigdzie też nie pojawiają się w odcinkach pogórskich ławice skalne w korycie rzeki, ukazują się one dopiero na przejściu oraz w samej krainie górskiej. Z tego wynika, że miąższość 3-metrowej pokrywy poziomu III w obszarze górskim wzrasta z biegiem rzeki i uzyskuje u wylotu w Nizinę Podkarpacką około 10 m grubości.

Rzeki w obszarze Pogórza mają dziś spadek mały, a profil wyrównany. Jeśli mimo to nie osiągnęły one dna skalistego, które wyłobiliły w okresie ostatniego interglacjału, to świadczy to o jakimś zaburzeniu w ich działalności. Na to, że dno skaliste leży niżej niż koryto współczesne, mogło wpłynąć albo zasypanie północnej części Polski utworami lodowcowymi w okresie Varsovien II, przy czym Wisła, pokonując trudności, dąży ku morzu nie najkrótszą drogą [150], albo obniżenie obszaru Pogórza wraz z Niziną Podkarpacką już po utworzeniu w okresie Masovien II skalistych form dolinnych. Za tą koncepcją przemawiałoby głębsze jeszcze położenie erozyjnych den dolinnych na obszarze Niziny Podkarpackiej. W dolinie Wisłoka wiercenia, wykonane na północ od Rzeszowa (Nowa Wieś, Zaczerzenie) [13], przebiły utwory czwartorzędowe dopiero w głębokości 20 do 35 m, tj. 13 do 28 m poniżej poziomu rzeki. W dolinie Dunajca, w Żabnie, miąższość pokrywy III wynosi 17 m. To wszystko przemawia za stosunkowo młodym pogłębieniem tektonicznym Niziny Podkarpackiej oraz dużo słabszym obniżeniem co najmniej brzeżnej części Pogórza. Najprawdopodobniej mamy tu do czynienia z kombinacją obu przyczyn: hydrologicznej i tektonicznej.



**Terasa średnia (poziom II).** W badanym odcinku doliny Sanu poziom II zachował się w postaci terasy skalisto-osadowej oraz pokryw przylepionych do zboczy dolinnych.

Między Monastercem a Zasławiem utwory tego poziomu przylepione są do zboczy doliny Sanu w wysokości około 330 m (30 m nad poziom Sanu). Stare żwirowiska widać w tej wysokości przy drodze z Załuża ku leśniczówce z kotą 361 m oraz przy drodze z Zasławia do cegielni z kotą 356 m.

Po lewej stronie Osławy od Zagórza po Zasław ciągnie się terasa-stożek o wysokości około 30 m (330 m npm). Nierówną powierzchnię erozyjną przykrywa tu parometrowa warstwa gliny z otoczakami. Ślad ku zachodowi aż po Sanok ciągnie się terasa skalisto-osadowa, doskonale wykształcona, podzielona na kilka odcinków niewielkimi dopływami Sanu. Jej fragment „las hutny” o wysokości 50 m nad poziom Sanu (341 m npm) tworzy w części południowej, koło folwarku Dębina, podstawa skalna o wysokości 40 m, przykryta 7-metrowym pokładem żwirów i 3-metrową warstwą gliny zboczowej. Opada ona ku dolinie Sanu stromą krawędzią o wysokości około 30 m. Do 25 m tworzy ją skała, a na niej leżą warstwowane żwiry żelaziste parometrowej miąższości. Z tego wynika, że podstawa skalna ma powierzchnię nierówną, nachyloną ku osi doliny. Podobną budowę posiada następny fragment tej terasy o wysokości 335 m npm oraz fragment o powierzchni obniżonej, położonej w wysokości około 325 m. Terasa, która stromym stokiem wznosi się nad Posadą Olchowską, posiada około 35 m wysokości (323 m npm). Do wysokości 317 m sięga cokół skalny, a na nim leży 6-metrowy pokład żwirów warstwowanych o średnicy otoczaków do 20 cm, zmniejszającej się w górę profilu. Dalszy fragment terasy średniej został zajęty przez miasto Sanok. Jego wysokość obniża się w kierunku doliny od 320 m u stóp góry Mickiewicza (362 m npm) do 314 m w pobliżu krawędzi (30-36 m nad poziom Sanu). I tu na podstawie skalnej spoczywa gruba pokrywa żwirowa.

Na zboczu przeciwnym duża terasa 40-metrowa (341 m npm) ciągnie się między Załużem a Bykowcami. Jest to terasa erozyjna z rzadko rozrzuconymi otoczakami. W Bykowcach, poniżej jej powierzchni, bo w wysokości około 335 m, odsłaniają się koło skrzyżowania drogi w kierunku południowym stare żwiry żelaziste o 2-metrowej miąższości. Jej dalszy ciąg ma nad wschodnią częścią wsi Olchowce wysokość 333 m, tj. około 40 m nad poziom

rzeki. Stąd ciągnie się ona szerokim pasem aż poza Olchowce, gdzie wznosi się do 30 m (318-320 m npm). Jej forma jest w niektórych odcinkach dobrze zachowana, a w innych zniszczona przez późniejszą erozję drobnych dopływów. Na wysokiej, dwudziestoparometrowej podstawie skalnej leży tu warstwa gliny grubości 2 do 4 m z otoczkami bardzo twardymi, kwarcytowymi o średnicy do 25 cm, z przewagą 8-10 cm. Szczególnie dobrze zachował się duży fragment tej terasy naprzeciwko Sanoka. Ograniczają go strome zbocza i rozcina potok Olchowski, który na powierzchni tego poziomu składał także i swoje osady. Na północ od tego poziomu zachowały się u stóp zboczy dolinnych pięknie wykształcone nieduże fragmenty terasy skalisto-osadowej o wysokości około 310 m (34 m nad poziom Sanu). Pokrywa żwirowa o średnicy otoczek do 20 cm, tkwiących w glinie, ma tu 3 m miąższości. Nieco większy fragment tej terasy zajmuje przysiółek Biała Góra. Jego nierówna powierzchnia, ograniczona stromym skalistym zboczem, leży w wysokości od 310 do 320 m. Naprzeciwko, po drugiej stronie Sanu, ciągnie się na dużej przestrzeni piękna terasa różna w wysokości 316 m (36 m nad poziomem Sanu). Ma ona ponad 1 km długości i szerokości, a jej powierzchnia obniża się ku północy do wysokości 311 m. Na podcinanej przez San podstawie skalnej o wysokości około 30 m leży 3,00-metrowa warstwa żwirów piaszczystych, zwiertających i żelazistych, o średnicy do 15 cm, z przewagą 4-7 cm. Wśród otoczek wyróżniają się dużą twardością otoczki kwarcytowe. Na żwirach leży około 3,00-metrowa pokrywa gliniasta. Utwory zachodniej części tej terasy, zajętej przez wieś Trepczę, zostały osadzone przez Sanoczek.

Dalsze fragmenty tego poziomu zaznaczają się w Międzybrodziu. Na jednym z nich stoi cerkiew w wysokości 304 m (27 m nad poziomem Sanu), na drugim, większym, wieś Międzybrodzie w wysokości od 305 m w pobliżu stoku do 298 m koło krawędzi (30 m nad poziom Sanu). Na blisko 20-metrowej podstawie skalnej leży tu 5,00 m żwirów, przykrytych 5,00-metrową warstwą gliny. W podobnej wysokości 305 m npm, a 30 m nad poziomem Sanu, zaznaczają się wyraźne spłaszczenia terasowe na stokach poziomu starszego w Iłwałym (334 i 346 m). Do wysokości 292 m (18 m nad poziomem Sanu) sięga podstawa skalna, a na niej spoczywa 10 m tłoku żwirowego o średnicy otoczek do 25 cm, z przewagą 6-12 cm. Wielkość otoczek zmniejsza



się ku górze profilu; za to zwiększa się w tym kierunku udział materiału nieotoczonego i słabo otoczonego. Utwór ten jest dobrze warstwowany i posiada wkładki piasku i gliny. Leży na nim gruba warstwa gliny zboczowej.

Na zboczu prawym, w wysokości 30 m nad ujściem potoku, rozcinającego Słone Góry (na wschód od Liszni), zachował się fragment starego stożka napływowego. Żwirry rzeczne są tu zlepione martwicą wapienną. Na zboczu lewym przed Mrzygłodem, na stożku napływowym o wysokości 25 m stoi cegielnia. W przełomie Międzybrodzkim widać małe dolinki, wiszące nad doliną Sanu w wysokości również około 30 m. W tej wysokości spotykamy też często duże spłaszczenia denudacyjne, związane z wyższą bazą erozyjną w okresie tworzenia poziomu II.

Duży fragment tego poziomu zachował się w Hłomczy. Jego nierówna powierzchnia o wysokości od 293 m do 303 m jest wynikiem późniejszego niszczenia. Terasę tę stanowi podstawa skalna, sięgająca do wysokości 19 m nad poziom Sanu (284 m npm), a na niej leży 6,00-metrowa warstwa łoku żwirowego, żelazistego, złożonego z otoczków starych i zwietrzałych o średnicy do 15 cm. Na tych żwirach, wyraźnie warstwowanych, leży 3,00 m gliny napływowej, a na niej w części północnej spoczywa 5,00-metrowa pokrywa lessu. Sięgając do 303 m (38 m nad poziom Sanu) buduje ona najwyższą część tej terasy. Tę samą budowę posiada fragment terasowy o wysokości 307 m, położony nieco dalej ku północy. Na cokole skalnym, sięgającym do wysokości 283 m, leży warstwa żwirów, gliny i lessu.

Przy drodze polnej, która biegnie od dworu w Łodzinie ku dolinie Sanu, stwierdzono występowanie żwirów warstwowanych w wysokości od 283 do 291 m (18 do 26 m). Są one złożone na wysokiej podstawie skalnej. Koło przysiółka Zdanki widać przy drodze głęboko wciętej oraz w pobliskim parowie na podstawie skalnej, ściętej w wysokości 280 m (18 m nad poziomem Sanu), 2,00 m żwirów grubych, żelazistych i zwietrzałych o średnicy do 20 cm, na których leży 2,00 m gliny, na tym 1-metrowa warstwa piasku i znowu 5,00-metrowy pokład starych i zwietrzałych żwirów żelazistych o średnicy do 15 cm w spągu, a 5 cm w części stropowej. Na tym spoczywa glina i less. Ścianki 8-metrowe w wysokości 305 i 330 m ukazują less smugowany, a także zawierający wkładki i soczewki sypkiego i miękkiego piasku lotnego.

Fragment poziomu II znajduje się po przeciwnej stronie Sanu na południowych zboczach Dobrej Góry (403 m npm) w postaci terasy o wysokości 27 m (291 m npm). We wcięciach dróg widać:

|                                            |                      |
|--------------------------------------------|----------------------|
| a) glinę piaszczystą, warstwowaną          | <sup>m</sup><br>3,00 |
| b) glinę z otoczkami o średnicy 5 do 13 cm | 8,00                 |
| c) żwiry żelaziste; widoczny               | 1,00.                |

Dalszy ciąg terasy średniej, ale bez pokrywy lessowej, zaznacza się w Ułuczu w postaci spłaszczenia ze żwirami w wysokości 283 m. W Witryłowie, u wylotu dolinki Witryłowskiego potoku, stare żwiry fliszowe budują wysoki stożek napływowy, sięgający 285 m, tj. 27 m nad poziom Sanu. Także w Temeszowie terasę o wysokości 280 m buduje kilkometrowa warstwa żwirów. Fragmenty tego poziomu zaznaczają się też na brzegu prawym, naprzeciwko ostrogi Temeszowskiej. Jabłonica Ruska leży na starym stożku napływowym poziomu II o wysokości 275 do 280 m. Ku północy ciągnie się w przedłużeniu stożka stroma krawędź o wysokości 20 do 25 m. Liczne odsłonięcia ukazują w części dolnej, spągowej, materiał kanciaty, zwietrzelinowy, wyraźnie warstwowany z gliną; na tym leży 2,00-metrowy pokład gliny warstwowanej, przykrytej znowu materiałem nieotoczonym, kanciatym, pochodzenia soliflukcyjnego. W kilku miejscach leży na tych utworach less. Naprzeciwko, między Łazami a Krzemienną, zaznacza się parę fragmentów tej terasy o charakterze skalisto-osadowym i wysokości 25 m. Piękny fragment poziomu II zachował się w Niewistce, u wylotu dolinki małego potoku. Ma on 31 m wysokości (279 m npm), a budują go żwiry stare, widoczne w wysokości 262 m, przykryte gliną i lessem.

Dalszy ciąg tego poziomu występuje zaraz naprzeciwko we Wołodzi. Tworzy go wyraźna terasa o wysokości 25 m (270 do 274 m npm). Nieco dalej ku północy w ściankach starej cegielni widać glinę z otoczkami i wkładkami szutru w wysokości 265 do 273 m; wyżej leży less smugowany.

W Warze, u wylotu dolinki potoku Magiera, na zboczu północnym, przy drodze do p. 308 widać w odsłonięciach w wysokości 263 do 270 m tłok żwirowy, złożony z drobnego żwiru żelazistego. Wysokość tego stożka napływowego sięga tu 27 m.



W Nozdrzcu terasa średnia zachowała się na dużej przestrzeni i w typowej formie. Po niej biegnie droga, a w poprzek rozcina ją szereg niewielkich strug wodnych. W części południowej ma ona wysokość 265 m, a w części północnej koło dworu — 263 m, tj. około 23 m nad poziom Sanu. Na cokole skalnym, ściętym w wysokości 258 do 255 m, leży 3,00-metrowa warstwa żwirów żelazistych, a na nich glina warstwowana i less (5 m).

Naprzeciwno, koło kapliczki w Siedliskach, widać przy drodze wciętej w wysokości 258 do 261 m npm (15 do 18 m nad rzeką) żwiry żelaziste o średnicy do 10 cm, z przewagą 3-5 cm, warstwowane, twięce w piasku; na nich leży 1 m piasku i 3 m gliny. W Dąbrowce Starzeńskiej nieco zniszczona terasa średnia ma wysokość 20 m (około 260 m npm). Następny fragment zachował się w Karolówce. Tu terasę o wysokości 23 m (263 m npm) budują przeważnie gliny, spoczywające na warstwie żwirów.

Wyjątkowo duże fragmenty poziomu II zaznaczają się poniżej, po obu stronach Sanu. Na zboczu prawym w Bartkówce leży on w wysokości 255 m, a buduje go tutaj glina o miąższości 4,00 m i warstwa żwirów 3-metrowa, spoczywająca na 10-metrowym cokole skalnym. Na zboczu lewym terasa średnia zachowała się szczególnie dobrze i typowo w Dynowie, gdzie posiada 30 m wysokości (265 do 263 m npm). We wcięciach dróg oraz w cegielni w Dynowie ujawnia się budowa tej terasy. Na podstawie skalnej, ściętej w wysokości około 12 m nad poziomem Sanu, leży 3,00-metrowa warstwa żwirów z wkładkami ilastymi, przykryta gliną warstwowaną o miąższości 5,00 m, przechodzącą w 7-metrową pokrywę lessową (do 265 m npm). Ta terasa ciągnie się aż po Lipnik. Tam, nad potokiem Hartą, odsłaniają się w zboczu terasy o wysokości 25 m (260 m npm) żwiry żelaziste o średnicy do 10 cm w wysokości 252 do 254 m, na których leży glina warstwowana i less. Do tego poziomu włączam obniżony już nieco stożek napływowy potoku Szklary o wysokości 252 do 260 m npm. Ku wschodowi przechodzi on w terasę o wysokości 27 m (257 m npm), na której stoi kościół w Bachórzcu. Dalej fragment terasy średniej zachował się w wysokości 25 m na wschód od ujścia potoku Dąbrowy koło Bachórzca. Na zboczu przeciwnym ciągną się resztki terasy średniej od wzgórza Win-

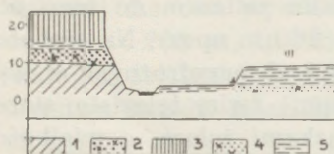
nicy (333 m npm) po wieś Pawłokomę. Wyrażna krawędź wznosi się tu około 10 do 15 m nad terasę denną. W odsłonięciach widać ułożone na cokole skalnym żwiry, glinę warstwowaną i less. W przełomie Polchowskim zaliczam do tego poziomu wzniesienie o wysokości 35 m (260 m npm). Na obu stokach tego garbu widoczne są we wcięciach przydrożnych w wysokości 15 do 20 m (240 do 245 m npm) żwiry żelaziste, stare, warstwowane, niekiedy zlepione związkami żelaza, o wielkości do 15 cm, z przewagą 3-6 cm, na których leży less smugowany i less typowy, widoczny w ściankach o wysokości około 6 m. Dalej na stożku napływowym tego poziomu leży Dubiecko (240 m npm). Zbudowany jest on ze żwirów żelazistych o średnicy do 5 cm, tkwiących w glinie piaszczystej. Odsłonięcia żwirów ciągną się wzdłuż drogi od powierzchni terasy redzinnej (230 m) aż po powierzchnię terasy średniej, utrzymującą się w wysokości około 240 m (20 m nad poziomem Sanu).

Między Nienadową a ujściem doliny Świnki ciągnie się terasa o wysokości 15 m. Poniżej Przewozu terasę 20-metrową (235 m npm) buduje 5,00-metrowa warstwa gliny z otoczkami, spoczywająca na wysokiej podstawie skalnej. Budowę północnej części ujawniają liczne odsłonięcia przydrożne: na 15-metrowej podstawie skalnej leży tu cienka warstwa żwirów żelazistych, przykryta grubym 10-metrowym pokładem gliny warstwowanej. Na wschodnim skłonie tej terasy żwiry żelaziste o średnicy do 8 cm leżą w wysokości 229 do 231 m (15 do 17 m nad poziom Sanu), a na nich glina warstwowana i less. Analogiczną budowę ujawnia ta terasa w części południowej. Na podstawie skalnej leży tu 3,00-metrowa warstwa żwirów żelazistych w wysokości 13 do 16 m nad poziomem Sanu, przykryta 2,00 m gliny.

Na terasie średniej o wysokości 240 m leżą Babice. Na stoku terasy widać w wysokości 227 m (14 m nad poziomem Sanu) żwiry i glinę warstwowaną, przykrytą grubym płaszczem lessu. Ścianki lessu w tej okolicy mają około 10 m wysokości i występują jedynie na zboczu lewym. W Ruszelczycach terasa średnia ma 23 m wysokości (233 m npm). We wciętej drodze znajdowałem tu w wysokości 220 do 230 m gązdy erratyczne wielkości 50 × 60 cm oraz żwiry krystaliczne, północne, drobniejsze, przykryte lessem. W Rzeczpolu fragment terasy średniej zaznacza się w wysokości 18 m (227 m npm). Podobną wysokość względną



ma terasa średnia w Mielniowie (226 m) i Krasicach (223 m). Od Nahurczanów po Krasiczyn ciągnie się duży fragment tej



Rys. 14. Brzegi Sanu koło Dybawki.

1. Podłoże skalne, 2. Żwiry poziomu II z materiałem narzutowym, 3. Less, 4. Żwiry poziomu III z materiałem narzutowym, 5. Gлина napływowa.

terasy o wysokości około 16 m (220 m npm w części południowej, a 215 m w części północnej). Na podstawie skalnej, ściętej w wysokości 8 m nad poziom Sanu, leży 4,00-metrowa warstwa żwirów żelazistych, a na nich less, okrywający zbocze doliny do wysokości 240 m. Koło Korytników terasa średnia ma 23 m wysokości (226 m npm). Tę samą wysokość posiadają fragmenty tej terasy

między Houblą a Wapowcami (226 m). W Tarnawcach jej duża i dobrze zachowana forma posiada 30 m wysokości (229 m npm). Nieco niżej, w Dybawce, duże urwisko odsłania nam budowę tej terasy (rys. 14):

|                                                                                                                                  |                          |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|
| a) less                                                                                                                          | około 15,00 <sup>m</sup> |
| b) glina żółta warstwowana                                                                                                       | 3,00                     |
| c) żwiry żelaziste, fliszowe, o średnicy do 8 cm, z przewagą 1-3 cm, oraz drobne rzadkie ołoczaki erratyczne o średnicy do 10 cm | 4,00                     |
| d) podstawa skalna o wysokości 6 m nad poziom Sanu                                                                               | 6,00.                    |

W Ostrowie terasa średnia sięga do wysokości 226 m npm, a w Prałkowicach ma 18 m wysokości nad poziom Sanu. Tu na żwirach fliszowych o miąższości 2,50 m leży parometrowa warstwa gliny rzecznej z wkładkami szuterku.

Poniżej Przemyśla terasa średnia zajmuje bardzo duży obszar na lewym zboczach doliny. Utwory rzeczne poziomu II przykrywa tu gruby płaszcz lessowy, tworzący rodzaj platformy, która ciągnie się od Przemyśla-Zasania aż po Jarosław. Jej falista powierzchnia leży w wysokości 210 do 220 m, tj. 20 do 30 m nad poziomem Sanu. Brak odsłonieć nie pozwala na określenie charakteru osadów rzecznych, spoczywających bezpośrednio pod pokrywą lessową. W związku z tym potrzebne jest głębsze wiercenie, które przebiłoby less oraz utwory pod nim leżące. Uważam, że te utwory odsłaniają się na powierzchni, w terasie

rędzinnej podcinanej przez San. Przy omawianiu budowy terasy rędzinnej w obszarze na północ od Przemyśla zostały rozdzielone utwory młodsze poziomu III i starsze, zawierające zimną, tundrową florę poziomu II. Dziś są one ujęte jedną wspólną formą, a to dzięki zniszczeniu przez wody (później — a nawet dziś jeszcze — rozlewające się w czasie powodzi) brzeżnej części pokrywy lessowej, pod którą utwory te pierwotnie spoczywały. Po zdarciu pokrywy lessowej na utworach obu poziomów były i są osadzone gliny i namuły aluwialne, współczesne. Z tych względów osady rzeczne w Walawie i Baryczy, położone blisko krawędzi lessowej i zawierające kopalną florę zimną, zaliczam do utworów poziomu II, podlessowego. Cechy, które odróżniają je od utworów poziomu III, zostały wymienione poprzednio. Poniżej podaję dla Walawy dwa profile zdjęte przeze mnie i jeden zdjęty przez Kulczyńskiego [57] oraz profil z Baryczy, podany przez Kulczyńskiego [57]:

Walawa, w pobliżu ujścia potoku Małkowickiego:

- |                                                                                                      |           |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| a) glina jasno-żółta, twarda, spękana, lessowata przechodząca ku górze w wapnistą glinę rędzinową    | m<br>4,00 |
| b) piasek gliniasty, cienko warstwowany                                                              | 1,50      |
| c) piasek żółty                                                                                      | 0,25      |
| d) piasek siwy drobnoziarnisty, cienko warstwowany, w nim pnie drzew, zęby mamuta itp.               | 1,00      |
| e) żwiry karpackie i rzadkie erratyczne, żelaziste, o średnicy do 15 cm, z przewagą 3-5 cm, w piasku | 0,50      |
| f) ił popielato-siwy, w spągu z otoczkami; widać                                                     | 0,50.     |

Zaraz obok odsłania się w dużej zerwie:

- |                                                                |           |
|----------------------------------------------------------------|-----------|
| a) glina rędzinowa, szara                                      | m<br>1,20 |
| b) glina rędzinowa, na przemian jasna, brunatna i czarna       | 0,60      |
| c) glina twarda, spękana, lessowata, w górnej części żelazista | 1,50      |
| d) soczewka szutru                                             | 0,40      |
| e) glina piaszczysta, zawierająca w spągu liczne otoczki       | 1,50      |
| f) ił siwy, nieco mułkowaty                                    | 2,00.     |



Nieco dalej widać, jak w utwory b) - d) wcięło się stare koryto Sanu, które jeszcze przed osadzeniem się warstwy a) zostało wypełnione piaskami, cienko — a niekiedy i skośnie — warstwowanymi. Piaski te wiążę z poziomem III.

Walawa, w pobliżu opisanych odsłoneń [57]:

- |                                                                                                                                                     |                   |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------|
| a) glina żółta                                                                                                                                      | 1,20 <sup>m</sup> |
| b) warstwy gliniaste żółte z wkładkami kredy jeziorniej i limonitu, a w głębszych partiach — śladami zimnej flory leśnej i północną fauną mięczaków |                   |
| c) ił niebieskawy bez roślinności                                                                                                                   | 1,50              |
| d) ił niebieski z wkładkami piasku siwego, zawierający obfite szczątki tundry driasowej                                                             | 1,50              |
| e) żwiry i piaski z otoczkami północnymi                                                                                                            | 0,60              |
| f) ciężki niebieski ił, niewarstwowany                                                                                                              | 2,00.             |

Barycz, na południe od wsi, na prawym brzegu Sanu [57]:

- |                                                                         |                   |
|-------------------------------------------------------------------------|-------------------|
| a) glina żółta                                                          | 1,50 <sup>m</sup> |
| b) glina warstwowana, bez fosyliów                                      | 3,50              |
| c) niebieski ił i piaski z florą driasową i zimnymi gatunkami mięczaków |                   |
| d) żwiry starokrystaliczne z granitowymi i karpackimi otoczkami         | 0,60.             |

W Jarosławiu terasa średnia wznosi się wysoko, około 20 m nad poziom terasy rędzinnej. W jej spągu, pod lessem w górnej części typowym, w dolnej smugowanym, znajdują się żwiry karpackie i rzadkie erratyczne.

\*

Poziom II zachował się w postaci terasy skalisto-osadowej oraz wysoko zawieszonych stożków napływowych bocznych dopływów.

*Wysokość względna* terasy średniej wykazuje wyjątkowo duże deniwelacje. W okolicy Załuża posiada ona aż 40 m wysokości, w Trepczy 36 m, Hłómczy 33 m, Wołodzi 25 m, Nozdrzu 23 m, Dynowie bez pokrywy lessowej 23 m, Rzeczpolu 18 m i w Tarawcach bez lessu 13 m. Nachylenie tej terasy jest dużo więk-

sze, aniżeli spadek dzisiejszej rzeki oraz dna doliny. Spadek terasy średniej między Posołowem a Sanokiem wynosi  $2,2\text{‰}$ , a spadek dna doliny  $1,4\text{‰}$ .

*Mięszczość pokrywy akumulacyjnej żwirowo-gliniastej* wynosi 6 do 10 m. Stanowią ją przeważnie żwiry grube o średnicy do 25 cm w okolicy Sanoka, a 8 cm koło Przemyśla, żelaziste, nieco zwietrzałe, a wśród nich także twarde otoczaki kwarcytowe. Ich miąższość wynosi 3 do 6 m, w bardzo rzadkich wypadkach, przy ujściu dopływu bocznego, sięga ona 9 m. Na żwirach, budujących spąg pokrywy akumulacyjnej, spoczywa warstwa gliny o miąższości 3 do 5 m. W budowie tej pokrywy duży udział brały dopływy, wysypujące duże stożki napływowe w dolinę Sanu. W związku z tym podnosi się wysokość terasy średniej u wyłotów dolin bocznych. Od Hłómczy przykrywa terasę średnią less. Leży on wyłącznie na terasie lewobrzeżnej, szczególnie w odcinkach doliny Sanu, przebiegających południkowo. Brak go natomiast na prawobrzeżnych fragmentach terasy średniej. Stąd różnica wysokości między terasami z pokrywą i bez pokrywy lessowej. Grubość pokrywy lessowej rośnie z biegiem rzeki od 5 m koło Hłómczy do 15 m w Tarnawcach i okolicach Walawy. Poniżej Przemyśla, w kotlinie Sandomierskiej zaliczam do utworów poziomu II żwiry, piaski i ły, zawierające zimną florę driasową w okolicy Walawy i Baryczy. Pokrywa lessowa, która pierwotnie leżała na tych utworach, uległa później rozmyciu.

Żwirowo-gliniasta pokrywa akumulacyjna spoczywa w dolinie Sanu *na podstawie skalnej*. Jej wysokość względna, podobnie jak terasy średniej, zmniejsza się z biegiem rzeki. W okolicy Załuża cokolwiek skalny posiada 35 m wysokości, w Trepczy 30 m, w Mrzygłodzie 20 m, w Nozdrzu 15 m, w Dubiecku 10 m, w Krasieczynie 8 m i w Tarnawcach 6 m. Dopiero w obszarze Niziny utwory tego poziomu nie spoczywają na cokole skalnym. Istnienie podstawy skalnej, wyższej w części południowej, w okolicy Sanoka, a coraz niższej ku północy, dowodzi, że dorzecze Sanu, podobnie jak sąsiednie dorzecza Wisłoki i Wistoka, uległo *podniesieniu tektonicznemu*. To wypiętrzenie nastąpiło po utworzeniu poziomu II, a przed powstaniem poziomu III. Przebieg jego był nierównomierny. Większe nasilenie posiadało ono w części południowej, mniejsze w północnej, a nie zaznaczyło się wcale w obrębie Niziny Podkarpackiej.



**Terasa wysoka (poziom I).** Utwory poziomu I okrywają stoki i budują wierzchowinę wzniesienia, ciągnącego się od Monasterca nad Sanem do Zagórza nad Osławą. Przy drodze polnej z Załuża do leśniczówki, znajdującej się w wysokości 361 m, widać we wcięciach:

|                                                                                                  | od  | m | do   |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|---|------|
| a) glinę żółtą, warstwowaną i zboczową                                                           | 345 |   | 352  |
| b) żwiry warstwowane, zwietrzałe i żelaziste,<br>o średnicy otoczków do 20 cm, z przewagą 3-6 cm | 344 |   | 345  |
| c) glinę warstwowaną, z wkładkami żwirów<br>o średnicy do 20 cm                                  | 334 |   | 341  |
| d) podstawę skalną w wysokości 334 m,<br>tj. 34 m nad poziom Sanu                                |     |   | 334. |

Przy drodze polnej z Zasławia do p. 356 m stwierdzono następujące utwory:

|                                                                   | od  | m | do   |
|-------------------------------------------------------------------|-----|---|------|
| a) glinę żółtą                                                    | 348 |   | 356  |
| b) łok żwirowy o średnicy otoczków do<br>20 cm, z przewagą 3-6 cm | 342 |   | 348  |
| c) glinę z otoczkami                                              | 336 |   | 339  |
| d) glinę warstwowaną                                              | 334 |   | 336  |
| e) łok żwirowy, otoczki stare, żelaziste,<br>o średnicy do 15 cm  | 330 |   | 334  |
| f) podstawę skalną o wysokości 33 m nad<br>poziom Sanu            |     |   | 330. |

Przy drodze z Zagórza do cegielni, położonej na wierzcholinie w wysokości 356 m, widać w dużych odsłonięciach oraz gliniankach:

|                                                                            | od  | m | do   |
|----------------------------------------------------------------------------|-----|---|------|
| a) glinę plastyczną, żółto-siwą                                            | 350 |   | 356  |
| b) glinę warstwowaną                                                       | 347 |   | 350  |
| c) łok żwirowy, warstwowany, o otoczkach<br>starych i żelazistych w piasku | 335 |   | 347  |
| d) podstawę skalną o wysokości około 35 m                                  |     |   | 335. |

Po przeciwnej stronie Sanu ciągnie się między Załużem a Bykowcami wysoka terasa erozyjna, sięgająca 341 do 348 m, tj. 40 do 47 m nad poziom Sanu. Stanowi ona stare, predyluwialne dno doliny Sanu, odpreparowane i opłukane przez wody poziom-

mu II. W związku z tym reprezentuje ona zarówno podstawę, na której osadzały się utwory poziomu I, jak również poziom denu-dacyjny, odpreparowany w okresie późniejszym.

Nad dworem w Olchowcach wznosi się fragment terasy wysokiej, zasłanej w wysokości 337 do 342 m (52 do 57 m nad poziom Sanu) otoczkami i kanciakami fliszowymi. Do osadów tego poziomu należą też warstwowane żwiry fliszowe, przylepione do zboczy nad Międzybrodziem w wysokości 322 do 325 m (47 do 50 m nad poziom Sanu). Wśród nich przeważają otoczaki twarde, kwarcytowe, o średnicy do 25 cm. Poniżej tego miejsca leżą podobne żwiry w wysokości 312 m, tj. 36 m nad poziomem Sanu. Resztką poziomu pierwszego jest duża terasa w Iłowatym o wysokości 35 do 60 m (335 m npm). Na jej nierównej powierzchni leżą grube otoczaki i glina zboczowa.

W Łodzinie przy drodze od dworu ku wschodowi do doliny Sanu znajdowano duże odsłonięcia żwirów grubych o średnicy do 20 cm, zmniejszającej się ku górze, w wysokości 314 m i 322 do 326 m (60 do 64 m nad poziomem Sanu). W parowie, rozcinającym od strony północnej wierzchowinę Łodziny, zachowały się koło kapliczki w wysokości 314 do 318 m (54 do 58 m nad poziomem Sanu), stare żwiry żelaziste o średnicy do 10 cm, warstwowane, przykryte gliną. Zostały tu one przyniesione i osadzone przez San. W podobnej wysokości 310 do 316 m (52 do 58 m nad poziomem rzeki) leżą żwiry żelaziste i zwietrzałe przy drodze z Łodziny do Witryłowa u wylotu doliny potoku Łodzina.

W Niewistce resztki utworów rzecznych poziomu I stwierdzono we wkopach przy drodze ku kocie 386 m w wysokości 310 do 316 m, tj. 62 do 68 m nad poziomem Sanu. Są to żwiry stare, przepojone związkami żelaza, przeważnie kwarcytowe, o średnicy do 15 cm, z przewagą 2-5 cm, warstwowane, w piasku. Naprzeciwko, we Wołodzi przy drodze do p. 352 m znajdują się odsłonięcia starych żwirów żelazistych, przeważnie kwarcytowych o średnicy do 15 cm, w piasku, w wysokości 273 do 276 m (27 do 30 m nad Sanem) i w wysokości 305 do 312 m (59 do 66 m nad poziomem rzeki).

W południowej części Dynowa, przy drodze ku kocie 325 m widać w dużych odsłonięciach w wysokości 278 do 295 m (40 do 57 m nad poziomem Sanu) żwiry drobne o średnicy do 8 cm, żelaziste, przykryte gliną z otoczkami. Ponad nimi w wysokości



304 do 308 m (66 do 70 m nad poziomem Sanu) pojawia się łłok żwirowy o otoczkach drobnych i żelazistych.

W Pawłokomie przy drodze biegnącej na wzniesienie z kotą 333 m pojawia się w wysokości 318 m (86 m nad Sanem) odsłonięcie żwirów średnicy do 10 cm, przeważnie kwarcytowych. W wysokości 326 m odsłonięcie 2,50-metrowe ukazuje żwiry drobne, przykryte gliną warstwowaną, żelazistą. Przy drodze głęboko wciętej, która biegnie od krzyża z kotą 333 m ku zachodowi, widać warstwę żwirów w wysokości 307 m, na której leżą gliny warstwowane do 313 m, i znowu 1-metrową warstwę łłoku żwirowego, przepojonego, a nawet zlepionego związkami żelaza; wreszcie w wysokości 320 do 326 m ciągną się tu duże odsłonięcia łłoku żwirowego, żelazistego, o średnicy otoczków do 10 cm.

Nad Słonnem, przy drodze od kapliczki w górę, pojawiają się w parowie w wysokości 258 do 261 m (32 do 35 m nad poziomem Sanu) żwiry słabo otoczone, żelaziste, drobne, o średnicy do 8 cm, a wśród nich kwarcytowe, dobrze otoczone. Przy drodze od źródła z naftą na grzbiet Bukowiny widać w odsłonięciach w wysokości 274 do 278 m (48 do 52 m nad rzeką) łłok żwirów starych, zwiertzałych i żelazistych, głównie kwarcytowych, o średnicy do 15 cm.

W Rzeczpolu, na stoku ostrogi z kotą 270 m, znajduje się przy ścieżce, w wysokości od 260 do 270 (52 do 62 m nad poziomem Sanu), żwirowisko fliszowe, złożone przeważnie z otoczków kwarcytowych o średnicy do 12 cm, wśród których pojawiają się tu rzadkie otoczki i okruchy erratyczne o średnicy do 30 cm.

W Kuńkowcach, przy drodze do Ujkowic, koło mostku w wysokości 250 m (50 m nad Sanem), stwierdzono następującą serię osadów rzecznych:

- |                                                                                                                                                                                                               |       |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
|                                                                                                                                                                                                               | m     |
| a) glinę piaszczystą, warstwowaną                                                                                                                                                                             | 2,00  |
| b) żwiry fliszowe o średnicy do 15 cm ( z przewagą drobnych i mało otoczonych), które przykrywają duży poziom o wysokości 245-250 m i wśród których pojawiają się także głązy erratyczne o średnicy do 1,00 m | 5,00. |

W Kruhelu, w odsłonięciach ciągnących się wzdłuż drogi do Słomianki, widać następujące utwory (ścianki mają do 9 m wysokości):

- a) tłok, złożony z otoczków o średnicy do 5 cm, kanciaków fliszowych o średnicy do 50 cm, buł wapiennych i odłamków skał krystalicznych północnych, poprzegradzany wkładkami tłustej gliny wapnistej, o udziale okruchów piaszczystych rosnącym w górę profilu 240-253<sup>m</sup> (44-57)
- b) tłok, złożony ze żwirów fliszowych o średnicy do 5 cm i otoczków erratycznych o średnicy do 15 cm, a także głazów krystalicznych, północnych, o średnicy do 1,00 m (morena przemyta) 236-240 (40-44)
- c) glina warstwowana z wkładkami żwirów wyłącznie fliszowych 231-236 (35-40).

Na Nizinie Podkarpackiej, na prawym zboczach szerokiej doliny Sanu, przy drodze z Krówników do Siedlisk znajdują się w Siedliskach odsłonięcia żwirów wyłącznie fliszowych w wysokości 220 m i 237 do 252 m (45 do 60 m nad poziomem Sanu). W wysokości 254 do 257 m występują odsłonięcia piasku warstwowanego, z wkładkami żwirów fliszowych o średnicy do 5 cm oraz otoczkami erratycznymi o średnicy do 10 cm. Na nich spoczywa less, okrywający wierzchowinę (260 m). Przy drodze z Siedlisk ku północy leży w wysokości 256 m (64 m nad poziomem Sanu) pokład moreny dennej o miąższości około 2,00 m. W ciężkiej i bardzo żelazistej glinie piaszczystej tkwią tu bezładnie głazy erratyczne o średnicy do 50 cm, otoczki krystaliczne, odłamy wapienia, marglu oraz liczne otoczki fliszowe o średnicy do 10 cm. Poniżej, w wysokości 339 m, znajduje się znowu odsłonięcie żwirów wyłącznie fliszowych o średnicy do 13 cm.



*Utwory akumulacyjne poziomu I* zachowały się w dolinie Sanu w paru zaledwie fragmentach terasy wysokiej, przeważnie zaś jako płyty żwirowe, przylepione do zboczy dolinnych, oraz jako pokrywy, spoczywające na spłaszczeniach zboczowych. Do utworów tego poziomu zaliczam pokrywy żwirowo-gliniaste, które mają conajmniej kilka metrów miąższości i leżą poza zasięgiem terasy średniej. Jeśli idzie o granicę górną, to należało rozgraniczyć osady plio- od plejstocenijskich. Pliocenijskie poziomy żwirowe leżą przeważnie wyżej, bo 120 do 150 m nad dnem doliny, i nie tworzą grubych pokryw; żwiry mają tu inny charakter i tylko cienką warstwą okrywają spłaszczenia wierzchwinowe [45].

Osady żwirowo-gliniaste poziomu I pojawiają się w różnych wysokościach: od około 30 m do 90 m nad dno doliny. Najlepiej zachowały się te utwory w okolicy Załuża-Zasławia i Zagórza, gdzie budują rozległą terasę wysoką o charakterze skalisto-osadowym. Pokrywa, złożona ze żwirów i glin, sięga tu nieprzerwanie od podstawy skalnej, ściętej w wysokości 33 m, do wysokości 56 m nad poziom Sanu. Z biegiem rzeki rośnie ich zasięg pionowy. W Łodzinie utwory tego poziomu leżą w wysokości od 52 do 64 m, w Niewistce od 62 do 68 m, naprzeciwko we Wołodzi od 30 do 66 m, w Dynowie od 40 do 70 m, w Pawłokomie od 75 do 95 m, w Słonnem od 48 do 52 m, w Rzeczpolu od 52 do 62 m, w Kuńkowcach od 45 do 52 m i w Kruhelu od 35 do 60 m, w obrębie zaś Niziny Podkarpackiej w Siedliskach od 28 do 60 m. Z powyższego zestawienia widać, że *zasięg pionowy zasypania sięga przeważnie do wysokości około 60 m nad poziom Sanu*; jedynie w okolicy Dynowa i Pawłokomy podnosi się on do 70, a nawet 94 m. To lokalne zwiększenie wysokości zasypania należy tłumaczyć spiętrzającą i utrudniającą odpływ rolą przełomu Polchowskiego.

Podstawa pokrywy akumulacyjnej leży w okolicy Sanoka w wysokości około 33 m; od tej wysokości pojawiają się też żwiry poziomu I w Monastercu, Wołodzi, Kruhelu i Siedliskach; z tego należałoby wnosić, że dno predyluwialne doliny Sanu leżało przeważnie w wysokości 30 m nad dnem dzisiejszym.

*Predyluwialne dno doliny Sanu* w okolicy Sanoka zawdzięcza wysokie położenie *wypiętrzeniu, które nastąpiło po utworzeniu poziomu II*. Dno predyluwialne znajduje się przeważnie w wysokości około 30 m nad poziomem Sanu, a granica zasypania w wy-

sokości około 60 m; zatem *miąższość pokrywy akumulacyjnej poziomu I musiała wynosić co najmniej 30 do 40 m*. W zasypaniu brały udział głównie *żwir*y. Są to żwiry fliszowe, grube, o średnicy do 25 cm w okolicy Sanoka, a 5 do 10 cm koło Przemyśla. Wśród starych, zwiertzałych i bardzo żelazistych pojawiają się też liczne otoczaki twarde, kwarcytowe. W partii stropowej pojawia się tu często materiał słabo- lub nieotoczony, pochodzenia soliflukcyjnego. Poza tym występują w tej pokrywie wkładki gliny warstwowanej, także żelazistej, często zawierającej otoczaki. W Rzeczpole wśród żwirów karpackich znajdowano 30-centymetrowe okruchy skał krystalicznych. Zostały tu one przyniesione spod Ruszelczyc przez wysoko spiętrzone wody Sanu. Dowodem są głązy narzutowe, znalezione w Ruszelczycach [41].

*W dolinę Sanu sięgnął łądolód aż po Wapomce*. Jego obecność i zasięg znaczą głązy erratyczne o średnicy do 1,70 m. Już występowanie materiału północnego w stropowej części zasypania w Rzeczpole dowodzi równoczesności zlodowacenia maksymalnego z wysokim zasypaniem. Związek przyczynowy tych zjawisk można stwierdzić w Kruhelu, gdzie na utworach gliniastych i żwirowych o materiale wyłącznie karpackim spoczywa dopiero w wysokości 40 m nad Sanem pokład moreny przemylej, przykryty utworami warstwowymi, powstałymi w czasie recesji łądolodu.



### CZĘŚĆ III. WNIO SKI

#### 13. WIEK POKRYW AKUMULACYJNYCH W DOLINACH RZEK ZACHODNIO-KARPACKICH

W dolinach wszystkich rzek zachodnio-karpackich wyróżniam na podstawie materiału rozdziałów poprzednich *trzy różnowiekowe pokrywy akumulacyjne* o rozmaitej wysokości, miąższości, stanie zachowania i przebiegu.

*Pokrywę najwyższą*, poziom I, wiąże bezpośrednio ze *złodowaceniem Cracovien*. We wszystkich bowiem dolinach osady wysokiego zasypania zazębiają się z utworami lodowcowymi, moreną złodowacenia maksymalnego. W dolinie Dunajca przechodzą one w stożek fluwioglacjalny maksymalnego złodowacenia tatrzańskiego.

*Pokrywę średnią*, poziom II, wiąże na podstawie wyników badań w dolinie Dunajca, gdzie przechodzi ona w stożki fluwioglacjalne przedostatniego złodowacenia tatrzańskiego, z *okresem złodowacenia Varsovien I*. Ta koncepcja znajduje poparcie w przykryciu pokrywy średniej lessem. Był on nawiewany w okresie złodowacenia ostatniego, ale osadzał się nie na pokrywie dolnej, tworzącej się równocześnie, lecz na bezpośrednio wyższej terasie średniej i od niej w górę.

*Pokrywę dolną*, poziom III, wiąże również na podstawie wyników badań w dolinie Dunajca, gdzie łączy się ona z morenami ostatniego złodowacenia tatrzańskiego, z *okresem złodowacenia Varsovien II*. Wiek tej pokrywy, a raczej jej części spągowej, został oznaczony także na podstawie badań paleobotanicznych [129].

W rozciętej pokrywie dolną włożona jest *pokrywa najmłodsza*, terasa łęgowa, tworząca się *od postglacjalnego optimum klimatycznego*, równocześnie z utworami stropowymi pokrywy dolnej.

Grubość pokryw, ich charakter, budowa i przebieg zależą od typu, wielkości i charakteru dorzecza oraz od wielkości i kształtu formy dolinnej. Doliny karpackie w okresie dyluwialnym można zaliczyć do *kilku typów*.

W czasie zlodowacenia Cracovien zaznaczyły się w Karpatach Zachodnich dwa typy:

A) Doliny, zlodowacone u źródeł i u wylotu z obszaru Karpat (Dunajec, częściowo Skawa ze względu na Babią Górę i Soła ze względu na Pilsko),

B) Doliny, zlodowacone tylko u wylotu z Karpat (Raba, Wiśłoka, Wiśłok, San).

W czasie zlodowaceń następnych reprezentowały one dwa inne typy:

C) Doliny, zlodowacone tylko w obszarze źródłowym (Dunajec),

D) Doliny nie zlodowacone ani w obszarze źródłowym, ani ujściowym (reszta dolin).

W zależności od typu doliny przebieg działalności rzecznej był bardziej lub mniej intensywny. To zagadnienie zostało omówione na innym miejscu [43]. W zasypywaniu dolin, tworzeniu pokryw akumulacyjnych, dużą rolę odgrywały stożki napływowe, to też wysokość zasypiania zależy w dużym stopniu od wielkości dorzecza, ilości dopływów i konfiguracji terenu. Potoki górskie były bardziej przeładowane materiałem gruzowo-żwirowym niż leniwe strugi pogórskie. Wreszcie, wąskie doliny ulegały wyższemu zasypywaniu, aniżeli nieckie szerokie, zwłaszcza kotlinowe jak „Dolny Jasielsko-Krośnieński“.



#### 14. KLIMAT KARPAT W OKRESIE DYLUWIALNYM I JEGO WPŁYW NA PROCESY MORFOGENETYCZNE

W rozważaniach nad klimatem okresu dyluwialnego w Karpatach Zachodnich musi się osobno omawiać stosunki, jakie panowały w okresach *glacjalnych*, a osobno klimat okresów *interglacjalnych*. Klimat okresów międzylodowcowych był zbliżony do klimatu współczesnego [14, 62, 126, 127]. Inna sprawa z klimatem okresów glacjalnych. Nie będę wchodził w przyczyny zlodowaceń — przyjmuje się, że wywoływało je ogólne pogarszanie się klimatu [48]. Oziębianie się klimatu miało różny stopień i przebieg, a to odbijało się na zasięgu poszczególnych zlodowaceń. Zlodowacenie maksymalne Cracovien sięgnęło po Beskidy Zachodnie oraz Wołyń, zlodowacenie środkowopolskie Varsovien I — po Sudety, Częstochowę, Góry Świętokrzyskie i Wołyń, zlodowacenie bałtyckie Varsovien II — po Głogów, okolice położone na południe od Poznania, Płock i Wilno.

W związku z różnymi zasięgami zmieniała się szerokość obszaru, leżącego między każdym z lodowców niżowych a lodowcami górskimi, zwłaszcza tatrzańskimi. Pas, w okresie pierwszym wąski na 60 km, ma w czasie zlodowacenia Varsovien I 200 km, a w czasie zlodowacenia ostatniego aż 350 km szerokości.

Różna odległość lądolodu zaznaczała się wyraźnie w stosunkach klimatycznych Karpat Zachodnich.

W okresie *zlodowacenia maksymalnego* całe Karpaty Zachodnie znajdowały się w pasie *klimatu periglacjalnego*. Także w okresie Varsovien I północna część obszaru karpackiego leżała w zasięgu tego klimatu. Dopiero podczas Varsovien II uwolnione zostały Karpaty od bezpośredniego wpływu lądolodu niżowego.

Różne są drogi, które wiodą do poznania klimatu okresów glacjalnych. Można go odtwarzać na podstawie danych florystycznych, faunistycznych, na podstawie niektórych zjawisk geologicznych, wreszcie z większym lub mniejszym powodzeniem można uprawiać meteorologię porównawczą.

Obraz stosunków klimatycznych w Karpatach na podstawie danych florystycznych daje dla okresu ostatniego zlodowacenia w Polsce Szafer [130]. W Krościenku nad Dunajcem została znaleziona w utworze soliflukcyjnym o miąższości 10 m kopalna flora driasowa oraz zarośla wierzbowe. Dziś roślinność taka żyje w Tatrach dopiero powyżej górnej granicy lasu, na przejściu z piętra kosodrzewiny w piętro alpejskie, tj. w wysokości 1500 do 2000 m, średnio 1800 m. Ponieważ w Krościenku utwory z florą driasową zachowały się w wysokości 430 m, trzeba było przyjąć, że w czasie tworzenia się „płyni” panował w tej wysokości klimat taki, jaki mamy obecnie na wysokości około 1800 m, a więc klimat wysokogórski. W Krościenku Szafer nie znalazł żadnych elementów leśnych, natomiast stwierdził je w Roztokach koło Jasła, w wysokości 220 m, w równowiekowych osadach wodnych. To upoważniło go do wyznaczenia górnej granicy lasu w tym okresie w wysokości między 250 a 350 m. Przyjmując 800 m za odległość pionową między granicą lasu a granicą wiecznego śniegu, wyznacza on przebieg granicy wiecznego śniegu w Pieninach na 1050 do 1150 m, a w bardziej masywnych Tatrach na 1150 do 1250 m.

Na podstawie charakteru roślinności kopalnej w Krościenku i Roztokach Szafer wnosi, że *klimat Karpat Zachodnich był w okresie Varsovien II zimny, dosyć suchy i bezleśny*, z wahaniami w kierunku oziębiania w okresach stadiałów i ocieplania w czasie interstadiałów. W dalszych rozważaniach, dotyczących średniej temperatury rocznej tego okresu, Szafer idzie za Penckiem [89, 90] i Werthem. Dla Pienin wyznacza on średnią temperaturę roczną na  $-1^{\circ}\text{C}$ , dla północnych podnóży Tatr około  $-2^{\circ}\text{C}$ , a dla Krakowa  $0^{\circ}\text{C}$ . Przyjmuje też za Penckiem zmniejszenie się ilości opadów o  $\frac{1}{4}$  i na tej podstawie określa sumę opadów rocznych na północnym przedpolu Tatr na 800 mm, dla Pienin na 600 mm i dla Krakowa na 400 mm.

Klimat Europy w czasie ostatniego zlodowacenia odtworzył Penck [89, 90], biorąc za podstawę rozważań przebieg granicy wiecznego śniegu w okresie ostatniego zlodowacenia. Z różnicy z dzisiejszym przebiegiem tej granicy wnosi on o ogólnym oziębieniu się klimatu Europy o  $8^{\circ}\text{C}$ , przy czym obniżeniu uległy temperatury tak lata jak i zimy. Dla obszaru, położonego między zlodowaceniem niżowym i alpejskim przyjął jako



średnią temperaturę roczną  $+3^{\circ}\text{C}$  z tym, że średnia temperatura stycznia wynosiła  $-10^{\circ}\text{C}$ , a lipca  $+18^{\circ}\text{C}$ . Duża, rosnąca ku wschodowi amplituda temperatur sięgała  $30^{\circ}\text{C}$ .

Według Pencka granica wiecznego śniegu jest wypadkową temperatury i opadu. Podnoszenie się tej granicy ku wschodowi jest dla niego dowodem zmniejszania się ilości opadu w tym kierunku. W Europie Zachodniej i Południowej zaznaczał się wpływ morza i wiatry wilgotne; ku wschodowi klimat stawał się coraz bardziej kontynentalny.

Opady przynosiły wiatry zachodnie, podobnie jak i dzisiaj. Wiały one według Pencka przeważnie w okresie letnim, a ich wpływ zmniejszał się w miarę oddalenia od morza. W zimie pannały zimne i suche wiatry wschodnie. Spływały one z wyżu, rozprzestrzeniającego się nie nad całym lądolodem, lecz tylko nad jego wschodnią częścią, wskutek czego miały kierunek północno-wschodni. Przynosiły one także opad, ale w postaci pyłu lessowego, wywiewanego z rozległych porzeczy. Wiatry zatem zachodnie przynosiły według Pencka deszcz i wilgoć, a wiatry północno-wschodnie — less. Zaznajomienie się z rozkładem ciśnień i wiatrów na Grenlandii spowodowało rewizję poglądów co do antycyklonu nad lądolodem i spływania z niego wiatrów na wszystkie strony. Penck przyjmuje, że w części zachodniej lądolodu, nad Skandynawią, znajdował się przynajmniej w lecie niż barometryczny, który w czasie zimy przesunął się na południe. Dawne przyjmowanie wyżu nad całą czaszą lodową było trudne do pogodzenia z opadami, które zasilać musiały lądolód skandynawski.

Nie wszyscy zgadzają się na takie przedstawienie stosunków klimatycznych epoki lodowej. Meinardus [73] przyjmuje dla okresów glacialnych opady nie uboższe, ale obfitsze od dzisiejszych i wiąże je z dużo intensywniejszym krążeniem powietrza. Przyczyną był wysoki gradient między zimną pokrywą lodową na północy a ciepłą, ogrzewaną przez Golfstrom częścią Oceanu Atlantyckiego. Silniejsze i szybciej niż dziś wiejące wiatry zachodnie powodowały intensywniejsze parowanie wód morskich. Tę parę wodną zabierały z sobą, by pozostawić ją na ochłodzonym przez lądolód lądzie. Ponieważ były to wiatry silne, więc sięgały dalej ku wschodowi od wiatrów dziś wiejących i zasilały obficie w opady także Europę Środkową.

Wymienione prace określają stosunki klimatyczne tego okresu w sposób przekonywujący i dlatego poświęciłem im więcej uwagi. Obejmują one jednak obszar całej Europy, podczas gdy moim celem było odtwarzanie klimatu tylko Karpat Zachodnich w poszczególnych okresach lodowcowych.

Dla okresu Varsovien II można przyjąć pogląd Szafera [130] po wprowadzeniu pewnych uzupełnień. O ile bowiem umieszczenie górnej granicy lasu w Tatrach w wysokości 350 do 450 m nie budzi zastrzeżeń, to nasuwa zastrzeżenia przyjęcie przez Szafera 800-metrowej odległości pionowej do granicy wiecznego śniegu, gdy Partsch dla Tatr [86], a inni dla Alp [48, 145] przyjmowali różnicę 1 000 metrów. Dodanie tej różnicy do granicy lasu w Tatrach w okresie Varsovien II daje — jeśli idzie o granicę wiecznego śniegu — wynik zgodny z obliczeniami Halickiego [23], tj. 1450 m.

Na podstawie szczątków roślinnych w Krościenku i Roztokach mógł Szafer wyznaczyć górną granicę lasu i obliczyć granicę wiecznego śniegu. Znajomość tych dwu elementów, ograniczających pewne zjawiska, pozwala już na odtworzenie krajobrazu Karpat w okresie Varsovien II.

*Karpaty Zachodnie pozbarpione były lasu.* Ich obszar położony powyżej 250 m porastała roślinność uboga o charakterze wysokogórskim z niskimi zaroślami wierzbowymi oraz dużymi płatami driasu. Na stokach o ekspozycji północnej przez większą część roku utrzymywał się śnieg. Stale zajmował on wzniesienia położone powyżej 1450 m, a więc Tatry, Babią Górę i Pilsko. W Tatrach śnieg przeobrażał się w firn i lód lodowcowy, a na Babiej Górze i Pilsku zlodowaciały śnieg wypełniał i odświeżał stare niecki karowe. Na stokach nie północnych śnieg ulegał szybkiemu tajaniu zaraz z początkiem lata.

Części *Pogórza karpackiego* położone poniżej 250 m, a powyżej szerokich den dolinnych porastał las modrzewiowo-limbowy, a więc *las subarktyczny*. Weiskał się on po łagodnych zboczach tych dolin w głąb Karpat, a najlepsze warunki rozwoju posiadał na rozległych terasach oraz w kotlinach, mających wyższe nie zalewane dna, jak np. „Doły Jasielsko-Krośnieńskie“, które były w warunkach szczególnie korzystnych z powodu łatwiejszego przenikania ciepłych mas powietrza z południa.



Na przedpolu Karpat las subarktyczny rosnął na Nizinie Podkarpackiej, a omijał szerokie porzeczka rzek górskich. Kopalne resztki lasu modrzewiowego znalazł w okolicy Rzeszowa Raci-borski [94], w okolicy Waławy nad Sanem Kulczyński [57], w Jarosławiu, a także w głębi Karpat w Roztokach koło Jasła Szafer [128, 129]. We wszystkich wypadkach szczątki tej flory zachowały się w terasie rędzinnej, dennej.

Nasuwają się tu wątpliwości, czy las modrzewiowo-limbowy przykrywał także i Wyżynę Małopolską. Szafer [130] przyjmuje rozszerzający się ku wschodowi klin leśny, który dzielił periglacialną tundrę niżową od obszaru karpackiego o roślinności alpejskiej. Ten klin lasu obejmował Wyżynę i niższą część Pogórza. Tymczasem dużą część Wyżyny i Pogórza okrywa gruba warstwa lessu i to lessu osadzanego równocześnie, bo w okresie Varsovien II. W lessie typowym nie stwierdzono dotychczas szczątków flory leśnej, to też jego położenie na Wyżynie i Pogórzu wyłącza istnienie lasu na tych jednostkach geograficznych. Należałoby też może pod tym kątem spojrzeć na rozmieszczenie lessów, a być może uda się uchwycić zależność ich rozmieszczenia od hipsometrii i szaty roślinnej. W tym wypadku lasy zajmowałyby obszary położone niżej, a więc pas Niziny Podkarpackiej oraz obniżenia, a nawet doliny, w obrębie Wyżyny Małopolskiej.

Jaka temperatura panowała w tym okresie w Karpatach Zachodnich? Szafer [130] podobnie jak Penck [90] obniża dzisiejszą średnią roczną o  $8^{\circ}\text{C}$  i otrzymuje dla okolic Krakowa  $0^{\circ}\text{C}$ , dla wyżej o 200 m położonego Krościenka  $-1^{\circ}\text{C}$ , a dla wyższych o 600 m podnóży Tatr  $-2^{\circ}\text{C}$ . Ostatnia wartość jest w każdym razie za małą, nawet gdybyśmy brali dla obniżania się temperatury z wysokością współczynnik dzisiejszy  $0,42^{\circ}\text{C}$  [96], a nie — jak Penck —  $0,6^{\circ}\text{C}$ . Na Podtatrzu winniśmy mieć temperaturę  $-3^{\circ}\text{C}$ .

Ale można też pominąć sposób wnioskowania i obliczania według Pencka i starać się obliczyć temperaturę tylko na podstawie danych florystyczno-klimatycznych.

Roślinność kopalną Krościenka umieścił Szafer na granicy kosodrzewiny i piętra alpejskiego, tj. w wysokości około 1800 m n.p.m. To piętro zaznacza się dzisiaj w Tatrach oraz na Babiej Górze [143]. Tu pomiary temperatury powietrza, dokonywane przed rokiem 1914 koło schroniska podszczytowego, a więc w wysokości 1616 m [75], dały temperaturę średnią ro-

czną  $+0,5^{\circ}\text{C}$ . Aby otrzymać temperaturę w wysokości 1800 m, należy obniżyć tę wartość o około  $1^{\circ}\text{C}$ , a następnie w związku z eustatycznym obniżeniem się poziomu morza — o dalsze  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Otrzymamy wówczas dla Krościenka *w okresie Varsovien II temperaturę* —  $1^{\circ}\text{C}$ , a więc zgodną z uzyskaną przez Szafera na innej drodze. Taka temperatura panowała w Krościenku *w okresach* cieplejszych, *interstadialnych*, bo z tych tylko okresów zachowała się roślinność, na podstawie której można było odtworzyć stosunki termiczne. W czasie stadiałów Krościenko i Karpaty posiadały niewątpliwie temperaturę zimniejszą. Poza tym na obniżenie temperatury w Krościenku wpływało bliskie sąsiedztwo zlodowaconych Tatr.

U podnóża Karpat oraz w dolinach i rozległych kotlinach, położonych poniżej 300 m średnia temperatura roczna wynosiła  $0^{\circ}\text{C}$  do  $-0,5^{\circ}\text{C}$ . W pobliżu granicy wiecznego śniegu Tatry oraz wyższe części Beskidów posiadały  $-5^{\circ}\text{C}$ . Temperaturę niższą od  $-2^{\circ}\text{C}$  posiadały obszary wzniesione ponad 500 m.

Penck [90] dla obszarów położonych na wschód od Alp, a więc leżących w zasięgu klimatu kontynentalnego, przyjmuje amplitudę roczną około  $30^{\circ}\text{C}$ . Wiemy jednak, że góry charakteryzują małe wahania średnich temperatur [96] i że posiadają one amplitudę zbliżoną do obszarów nadmorskich, z tą tylko różnicą, że temperatury w górach są znacznie niższe. Przyjęcie mniejszej *amplitudy rocznej, około  $20-25^{\circ}\text{C}$*  nie wyklucza bardzo dużych wahań w przebiegu temperatury dziennej oraz dużych różnic termicznych między zboczem północnym a południowym.

Natomiast trudno jest ustalić rozkład temperatur letnich i zimowych. Według Pencka średnia temperatura stycznia wynosiła  $-10^{\circ}\text{C}$ , a lipca — około  $+18^{\circ}\text{C}$ . Wartości te nie mają jednak większego uzasadnienia i należałoby je poprzestawiać w myśl postulatów Becka, Woldstedta i innych, którzy uważają, że zlodowacenie może być spowodowane jedynie przez obniżenie się temperatur letnich.

Według Becka [3], który w oparciu o „krzywą Milankowicza“ starał się określić warunki klimatyczne potrzebne, aby nastąpiło zlodowacenie, wystarcza wzrost liczby miesięcy zimnych, a więc miesięcy o średniej temperaturze poniżej  $0^{\circ}\text{C}$ . Przez zwiększenie się liczby miesięcy zimnych następuje obniżenie się granicy śniegu, a to wywołuje zlodowacenie. Obliczył



on, że powiększenie się liczby miesięcy zimnych o jeden miesiąc powoduje obniżenie granicy wiecznego śniegu o około 350 m. Z drugiej strony przyjmuje on względną łagodność pory zimowej, co sprzyja zwiększeniu opadów, wreszcie przypuszcza zachodzenie mrozów na bogate w opady miesiące wiosenne. Wszystko to wywołuje wzrost opadów śnieżnych, a w dalszej konsekwencji obniżanie się granicy śniegu. W takim ujęciu przebieg temperatur rocznych nie będzie wykazywał dużej amplitudy; trzeba jednak pamiętać, że Beck rozważaniami swymi obejmuje Alpy Szwajcarskie, znajdujące się w zasięgu klimatu oceanicznego. Dlatego też jeśli idzie o Karpaty, trzeba przyjąć większą amplitudę roczną z tym, że *średnia temperatura najcieplejszego miesiąca nie przekraczała  $+10^{\circ}\text{C}$* , a miesiąca najzimniejszego wahała się między  $-10^{\circ}\text{C}$  a  $-15^{\circ}\text{C}$ . Takie stosunki termiczne panują dzisiaj w pobliżu polarnej granicy lasu w Eu-racji.

Ważna jest, szczególnie dla procesów wietrzenia, ilość dni z przymrozkiem. W obszarze szczytowym Babiej Góry, zbliżonym pod względem klimatycznym do Krościenka w okresie Varso-vien II, ilość dni z przymrozkiem wynosi według Miłaty [76 a] 203 w roku, mroźnych dni mamy 136, a dni ciepłych zaledwie 26. Można by się tu zastanawiać, dlaczego Babia Góra, posiadająca tak niską średnią temperaturę roczną oraz tak dużą ilość dni mroźnych lub dni z przymrozkiem, nie posiada nawet stałych pól śnieżnych. Nie wchodzi tu w grę brak śniegu, bo średnia grubość pokrywy śnieżnej w lutym wynosi 130 cm, a w marcu 150 cm [76] i prawie przez 200 dni Babia Góra spowita jest całunem śnieżnym. To, że śnieg nie konserwuje się, że Babia Góra leży dużo poniżej granicy wiecznego śniegu, powoduje wysoka temperatura miesięcy letnich. W ciągu tych niewielu dni śnieg ulega całkowitemu stopnieniu. Znajdujemy tu potwierdzenie koncepcji Becka o konieczności obniżenia się temperatury lata, aby mogło nastąpić zlodowacenie lub choćby obniżenie granicy wiecznego śniegu.

Drugim obok temperatury ważnym czynnikiem, który wpływa na przebieg i wysokość granicy wiecznego śniegu, a także na przebieg i nasilenie rozmaitych procesów morfologicznych, są opady. Według Pencka [90] w czasie ostatniej epoki lodowej było opadów mniej, aniżeli dzisiaj, a według Meinardusa [73] było ich więcej lub co najmniej tyle co obecnie. Rei-

ch e l [95] obliczył z różnicy w objętości lodowców, że *opad w okresie dyluwialnym* wynosił o 10 do 20% mniej, aniżeli dzisiaj. Dzisiaj w dolinach karpackich wysokość opadu wynosi 800 do 900 mm [96], a w obszarach wierzchowinowych sięga powyżej 1500 mm. Zmniejszenie ilości opadów o 20% da nam *550 do 700 mm w dolinach, a 950 do 1200 mm w obszarze górskim*. Mimo przyjęcia mniejszej ilości opadu, jego rola morfologiczna, wyrażająca się ilością wody płynącej, nie będzie mniejsza, ponieważ klimat o średniej temperaturze w pobliżu 0°C cechuje bardzo słabe parowanie [89]. O tym, że opadu było tu mniej niż w Alpach, świadczy wyższe położenie granicy wiecznego śniegu w Tatrach (1450 m) aniżeli w Alpach (1000 do 1100 m) [61]. Opady były tu przynoszone — tak jak i dzisiaj — przez wilgotne wiatry zachodnie [90]. Wiatry te wiały w lecie i sprowadzały deszcz, a w górach śnieg. Uderzająca jest mała ilość opadu w Krościenku [731 mm], zasłoniętym od zachodu przez Pieniny i pasmo Lubania. Zapewne i w okresie dyluwialnym miąższość pokrywy śnieżnej była tu mniejsza, to zaś mogło ułatwić powstanie i ruch płyni soliflukcyjnej [76].

*W zimie wiały suche wiatry północno-wschodnie. Niosły one pył lessowy* [90] i osadzały go na północnych niewysoko wzniesionych częściach Karpat Zachodnich, głównie na obszarze Pogórza. Less w Karpatach Zachodnich ukazuje dużą zmienność litologiczną i facjalną w miąższości i w rozmieszczeniu. Okrywa on Pogórze karpackie oraz przylegający doń na północy obszar Przedgórze między Wieliczką a Gdowem i od Rzeszowa po Przemyśl. Rozległe platformy lessowe mają tu do 20 m grubości, a to wskutek wzmożonego osadzania się lessu przed zaporą, jaką stanowił próg pogórski. Na zboczach i wierzchowinach Pogórza sięga less, nieraz zwartą pokrywą, do wysokości 360 m, a w każdym razie nie wyżej niż do 400 m. Uchwycenie zasięgu i rozprzestrzenienia lessu jest trudne, gdyż przechodzi on w żółtą glinę zwietrzelinową, posiadającą nieraz charakter „lessowaty”.

Less w dolinach o przebiegu południkowym leży tylko na zboczach zachodnich, natomiast w dolinach o kierunku równoleżnikowym przykrywa tak zbocza północne jak i południowe. *Prawie nigdzie nie leży less na zboczu wschodnim*. Jest to zjawisko powszechne i uderzające. W badanych przeze mnie dolinach o przebiegu południkowym terasy o wysokości 10 do 30 m, położone na zachód od rzeki, a więc pod zboczem zachodnim,



posiadają pokrywę lessową; te natomiast, które znajdują się pod zboczem wschodnim, są niższe, gdyż nie leży na nich less. Asymetrię w rozmieszczeniu lessu trzeba tłumaczyć, podobnie jak w innych obszarach, przyniesieniem go i osadzaniem na stokach dowiejtrzných przez wiatry północno-wschodnie \*.

W większej odległości od krawędzi Karpat nie ma już typowych lessów. Jedynie dolinami rzecznyymi sięgają one głębiej, niekiedy nawet w górski obszar Beskidów. W dolinie Soły less sięga po Czaniec, w dolinie Skawy po Wadowice, w dolinie Raby po Osieczany, w dolinie Dunajca po Łącko, Wisłoki po Dąbrówkę, Wisłoka po Cieszyne i Sanu po Hłómcę. Poza tym w południowej części Pogórza, np. w „Dołach Jasielsko-Krośnieńskich“, w kotlinie Sądeckiej i innych występują gliny o pewnych — ale nie wszystkich — cechach lessu. W głębi Beskidów widziałem nieduże płyty lessu jedynie w dolinie Dunajca po Łącko. Poza tym góry te stanowiły ostateczną zaporę dla wiatrów lessowych.

*Profil lessu karpackiego* przedstawia się jak następuje. Spąg stanowi od dawna zauważona [103, 51] warstwa lessu ilastego o barwie siwej, z naciekami żelazistymi, a także kukielkami i fauną ślimaków. Jej miąższość wynosi średnio 2 m. Less ilasty przechodzi w dolinach karpackich oraz na progu Pogórza w less smugowany lub w less warstwowany. Less smugowany różni się od typowego występowaniem smug oraz pseudo-warstwek jaśniejszych i ciemniejszych, żółtych i brunatnych. Natomiast less warstwowany zawiera wkładki i wyklinowujące się soczewki piasku drobno- i gruboziarnistego, przewianego, bo pozbawionego cząstek ilastych. Grubość tych soczewek wynosi kilka do kilku-

---

\* Do innych wyników doszedł Tokarski [138 i 139], opierając się na dokładnej analizie mikroskopowo-mechanicznej i chemicznej lessów podolskich. Stwierdził on w wielu profilach lessowych trzy do czterech kulminacji wielkości ziarna i wiązał je z tyłomaż zlodowaceniami niżowymi. Ponieważ wielkość ziarna w obrębie tych trzech czy czterech poziomów rośnie w kierunku północno-zachodnim, Tokarski przyjął, że pył lessowy został przyniesiony przez wiatry północno-zachodnie z obszaru położonego w odległości około 270 km. O ile założenia teoretyczne Tokarskiego są słuszne, to wnioski sprzeczne są z oczywistymi faktami. W jaki bowiem sposób less poziomów niższych mógł zostać przyniesiony z północnego zachodu, gdy tam rozciągata się pustynia lodowa, a w okresie zlodowacenia maksymalnego krawędź lądolodu znajdowała się w odległości zaledwie kilku kilometrów od profilów lessowych okolic Lwowa?

nastu cm, a częstość występowania jest rozmaita. W okolicy np. Pilzna wkładki piasku lotnego przegradzają tak często less typowy, że całość robi wrażenie utworu wodnego. Czasem wkładki te posiadają upad ku dolinie (okolice Strzyżowa). W stropie lessu smugowanego leży zawsze less typowy, w lessach warstwowanych występuje on na przemian z piaskiem, czasem tworząc też grubsze warstwy. W obszarze wierzchowinowym na lessie ilastym leży przeważnie bezpośrednio less subaeryczny, typowy.

Różne są zapatrywania na powstanie lessu ilastego [103]. W każdym razie nie można zapominać, że leży on lub leżał w pobliżu poziomu wód gruntowych i mógł ulec odwapnieniu, a nawet zglinieniu przez podsiąkanie tych wód w spągową część lessu. Jeśli idzie o less smugowany, to przyjmuje się jego tworzenie i osadzanie nie w środowisku wodnym, lecz w wilgotnym, jakim mogły być np. łąki podmokłe. Powstanie i pochodzenie lessu warstwowanego wymaga dokładniejszego omówienia.

Pył lessowy przynoszony był z daleka, z obszaru periglacialnego, a więc z Podlasia oraz ziem dalej ku wschodowi położonych. Był on osadzany na bezleśnej Wyżynie Małopolskiej oraz na bezleśnych przestrzeniach Pogórza karpackiego. Nie ma go natomiast w kotlinie Sandomierskiej. Materiał przynoszony z daleka reprezentuje pył lessowy o charakterystycznej średnicy od 0,01 do 0,05 mm. Natomiast liczne wkładki i soczewki kwarcowego piasku lotnego, jakie występują w lessach karpackich pochodzą z zapiaszczonej Niziny Podkarpackiej oraz z dużych napływisk rzek karpackich, które w porze zimowej były wąskie i skute lodami. Ważną też rolę obszarów deflacyjnych odgrywały zapewne kotliny karpackie.

Wkładki piaszczyste w lessach widywałem do wysokości 100 m nad dno doliny, a to wymaga dużej siły wiatru. Nie zawierają soczewek piasku lessy Podola [138] i Wyżyny Małopolskiej [103]. W związku z występowaniem tych wkładek można mówić o „karpackiej facji lessowej“.

Wkładki natomiast ostrokrawędzistego drobnego gruzu, spotykane w lessach karpackich, są pochodzenia denudacyjnego. Do stały się tu one wskutek równoczesnego spłukiwania ze zboczy materiału zwietrzelinowego. W lessach na przedpolu Karpat znajdowano ślady człowieka oryniackiego [32], co pozwala m. in. na oznaczenie wieku tego utworu.



Niewątpliwie gorsze stosunki klimatyczne panowały w *Karpatach w okresie zlodowacenia Varsovien I*, sięgającego po środkową Polskę. Karpaty znajdowały się wówczas bezpośrednio w zasięgu klimatu periglacialnego. Brak jest danych, określających granicę wiecznego śniegu w Tatrach, ale na pewno przebiegała ona niżej niż w okresie zlodowacenia ostatniego. Jeśli dla zlodowacenia maksymalnego w Tatrach, odpowiadającego zlodowaceniowi Cracovien na niżu, przyjmuje Halicki [23] granicę wiecznego śniegu w wysokości około 1200 m, a dla ostatniego przyjmował około 1500 m, to dla zlodowacenia w okresie Varsovien I można by wypośredkować wysokość 1300 do 1350 m. Granica lasu przebiegałaby wówczas w wysokości hipotetycznej około 250 do 350 m w Tatrach, a 150 do 250 m na obszarze Beskidów i Pogórza. Tymczasem nie zgadza się to z faktami paleobotanicznymi. Ani w Łękach Dolnych [131], w utworach soliflukcyjnych, osadzonych w okresie zlodowacenia Varsovien I w wysokości 220 m, ani w Walawie w osadach tego samego okresu, występujących w wysokości 190 m, nie znajdujemy śladów lasu. To też granica lasu musiała przebiegać znacznie niżej, niżej też należy poprowadzić granicę wiecznego śniegu w Tatrach i w Beskidach, bo w wysokości około 1200 m. Na podstawie flory kopalnej w wymienionych miejscowościach przyjmuje Szafer [130], że w tym okresie lodowym cały obszar między lądolodem niżowym a lodowcami karpackimi zajmowała bezdrzewna tundra. W obszarze Pogórza i gór była ona zapewne dużo uboższa, aniżeli na przedpolu. Duże pola śniegu utrzymywały się dłużej, szczególnie na chłodnych zboczach północnych. Wszystkie zaś wyniosłości Karpat Zachodnich sięgające ponad 1200 m przykrywał śnieg, utrzymujący się także przez okres letni. Niższa granica śniegu, a dzięki temu większa ilość śniegu w basenach firnowych, spowodowała większy zasięg zlodowacenia tatrzańskiego [99, 23]. *Uległy też zlodowaceniowi podszczytowe części Babiej Góry i Pilska.*

W okresie Varsovien I *średnia temperatura* roczna w okolicy Krakowa wynosiła  $-2^{\circ}\text{C}$ , w Krościenku  $-3^{\circ}\text{C}$ , u podnóża Tatr  $-5^{\circ}\text{C}$ . Jest to średnia temperatura roczna dzisiejszych zimnych tundr Syberii Północnej [53, 110]. To, że nie ma na Syberii lodowców, tłumaczy się małą ilością opadów i stosunkowo ciepłymi porami letnimi. To też powstanie lodowców tatrzańskich i beskidzkich trzeba wiązać z *większą ilością opadów* oraz chłod-

niejszychmi latami. Opady mogły być przynoszone tylko przez wiatry zachodnie, gdyż drogę północno-zachodnią zamykało „złodowacenie Saali“, które w tym okresie sięgało aż po Sudety [19].

Ciekawym a nierozstrzygniętym zagadnieniem jest *sprawa lessu*. W Karpatach nie zostały dotychczas znalezione dwa lessy, przegrodzone warstwą humusową lub warstwą lessu zglinionego („Leimenzone“). Znajdujemy je natomiast na Wyżynie Małopolskiej, na Podolu i Wołyniu [107]. Jest to tym więcej zastanawiające, że Karpaty leżą dalej, od obszaru deflacji, aniżeli Wyżyny, teoretycznie zatem posiadały lepsze warunki dla osadzania się lessu. Wobec braku dwu lessów w Karpatach można przypuszczać, że albo less nie został tu osadzony w czasie Varsovien I, albo — i to wydaje się bardziej prawdopodobne — że lessy były osadzane na Pogórzu w okresie Varsovien I, lecz wskutek dużej siły deflacyjnej wiatrów w obrębie Karpat — a tę poznaliśmy w rozważaniach poprzednich — warstwa humusowa z interglacjału Masovien II uległa całkowitemu zniszczeniu i less okresu Varsovien II osadzał się bezpośrednio na lessie glacialnym z okresu Varsovien I

G a m s [14] wiąże flory kopalne w Waławie, Staruni, Ludwiniowie i Krystynopolu z okresem *Cracovien* i przyjmuje na podstawie ich charakteru, że *klimat tego okresu* był bardzo zimny i kontynentalny. Był to zdaniem G a m s a *najzimniejszy z okresów glacialnych*. Ponieważ obecnie wiemy, że poza Krystynopolem reszta tych stanowisk należy do okresu złodowacenia Varsovien I, uwagi powyższe należy odnieść również do tego okresu.

Przystępując do odtwarzania klimatu w okresie złodowacenia *Cracovien*, trzeba sobie uprzytomnić, że łądolód niżowy przylegał między Olzą a Skawą bezpośrednio do krainy górskiej, beskidowej, a dalej ku wschodowi, w obszarze Pogórza karpackiego, przykrywał jego części niższe do wysokości około 400 m npm.

Rozważania nad klimatem tego okresu musimy znowu rozpocząć od próby określenia wysokości *granicy wiecznego śniegu*. W Tatrach przyjmuje ją H a l i c k i [23] na podstawie flory glacialnej w Ganowcach w wysokości 1200 m. Jest to wartość za niska dla tego okresu. W tej wysokości przebiegała granica wiecznego śniegu w Karkonoszach w czasie ostatniego złodowa-



cenia, a w naszym obszarze wysokość tę przyjęliśmy dla okresu poprzedniego, o mniejszym zasięgu zlodowacenia. W związku z tym granicę wiecznego śniegu w okresie zlodowacenia Cracovien trzeba wyznaczyć w wysokości niższej, mianowicie około 1000 m. Zresztą nie jestem pewny, czy na dostatecznej podstawie Ganowce są związane z tym zlodowaceniem [87].

Na niskie położenie granicy wiecznego śniegu w Tatrach wpływało w tym okresie już nie tylko ogólne obniżenie się temperatury na ziemi, ale także bezpośredni wpływ lądolodu, którego potężna masa, 3 do 4 razy większa aniżeli zlodowacenia ostatniego, leżała w odległości zaledwie 60 km. Dlatego też jeśli przyjmiemy dla Tatr granicę wiecznego śniegu w wysokości około 1000 m, to w obszarze Beskidów musiała ona przebiegać jeszcze niżej. Trudno jest oznaczyć wysokość i przebieg granicy wiecznego śniegu na powierzchni lądolodu. Wiemy, że granica ta gra w życiu lodowca wielką rolę, bo oddziela obszar akumulacji, gdzie nie zachodzi topnienie, a tylko parowanie, od obszaru ablacji, podlegającego latem topnieniu, gdzie strumienie i rzeki spływają po nierównej powierzchni, a krawędź lądolodu ulega rozpadowi. W każdym razie w obszarze lądolodu można przyjąć niższe położenie granicy wiecznego śniegu niż w Beskidach, na co wpływały niskie temperatury, związane z procesem tajania lądolodu oraz z albedo.

W periglacialnym obszarze zachodnio-karpackim panowały niewątpliwie *temperatury znacznie niższe, aniżeli w czasie zlodowaceń poprzednich*. Gdy przyjmiemy dla obszaru położonego w pobliżu granicy wiecznego śniegu temperaturę średnią roczną około  $-7^{\circ}\text{C}$ , to w Karpatach będzie ona w tym okresie panowała w wysokości około 1000 m, w okolicy Krościenka wynosiłaby  $-4^{\circ}\text{C}$ , a w kotlinie Krośnieńskiej  $-3^{\circ}\text{C}$ .

Równie trudno jest snuć rozważania na temat opadów. Ale jeśli granica wiecznego śniegu w Alpach przebiegała w tym czasie w wysokości 900 m [61], to różnica 100 m nie świadczyłaby o panowaniu w Karpatach zbyt suchego klimatu kontynentalnego, ale raczej dowodziłaby sięgania aż po Karpaty wilgotnych wiatrów zachodnich [99]. Na zwiększenie się wilgotności wpływać mogło parowanie wód roztopowych, a opady mogły być przynieszone także przez cyklony deszczowe, przesuujące się wzdłuż krawędzi lądolodu.

Penck dużą rolę osuszającą przypisuje wiatrom spadającym z powierzchni lądolodu. To zjawisko było tu osłabione, ponieważ czoło lądolodu spoczywało na wysokim cokole Pogórza. Tak samo wobec wypełnienia dolin tatrzańskich masami lodowymi trudno przypuszczać powstawanie silnych wiatrów spadających. Mielibyśmy zatem deszczonośne, a raczej śnieg przynoszące wiatry zachodnie, niosące opad w porze letniej, ale zachodzące także na miesiące zimne, oraz wiatry już nie północno-wschodnie, ale północne, które spływały bezpośrednio z wyżu lodowcowego. Dla wiatru zimowego, niosącego zazwyczaj less, Karpaty stanowiły w tym okresie obszar nie akumulacji, lecz *egzaracji eolicznej*. Obszaru akumulacji trzeba szukać dalej na południe; znajdziemy go zapewne na Nizinie Węgierskiej, gdzie badania Scherfa [108], a ostatnio Bulli [6] przyjmują, że znaczna część materiału lessowego została wywiana z bezleśnych gruzem okrytych Karpat.

Jak wyglądał w tym okresie *krajobraz Karpat Zachodnich*? O roślinności karpackiej trudno jest powiedzieć coś konkretnego i pewnego, ponieważ w samych Karpatach nie mamy pewnych stanowisk z tego okresu. Oznaczenia wiekowe profilu w Ganowcach [87] budzą zastrzeżenia, choćby w związku z masowym występowaniem świerka w okresie Varsovien II w wysokości 630 m, podczas gdy niewiele dalej na północ, w Krościenku, w wysokości 430 m, nie stwierdzono w utworach tegoż okresu żadnego śladu flory leśnej. Ludwinów wymaga jeszcze szczegółowego zbadania, zwłaszcza geologicznego. W każdym razie utwory tu występujące, choć zawierają głazy zlodowacenia Cracovien, zostały przemieszczone soliflukcyjnie w okresie Varsovien I. Wskutek tego, jako jedyne stanowisko flory glacialnej tego okresu pozostaje daleki od Karpat Krystynopol. Znalazł tam Szafer [125] mchy i typową florę tundry o charakterze wybitnie arktycznym. Taka *tundra* tylko bardziej uboga, musiała też okrywać Karpaty Zachodnie. Były to góry prawie nagie, gruzem pokryte i z ubogą roślinnością, zaśnieżone, o czapach i płatach wiecznego śniegu powyżej 1000 m. Brak odpowiednich warunków morfologicznych nie dopuścił jednak, poza Tatrami, Babią Górą, Pilskiem, a może i Baranią Górą, do utworzenia się lodowców. Te, które istniały, miały może większy zasięg aniżeli w czasie zlodowacenia Varsovien I, a w Tatrach posiadały postać lodowców



piedmontowych [99]. Natomiast trudno jest rozstrzygnąć, czy lodowce beskidzkie miały w tym okresie postać lodowców fjeldowych, albo też czap lodowych [1], jak to przypuszczał Sawicki [106], gdyż mało odporny flisz nie przechował nam wyraźniejszych śladów. Były one zresztą przeobrażane przez zlodowacenie następne oraz niszczone przez intensywne wietrzenie i przez ruchy masowe.

\*

Celem powyższych rozważań był nie tylko opis stosunków klimatycznych w czasie poszczególnych glacjałów. Nas obchodzi więcej *rola morfologiczna tego klimatu*, jego wpływ na przebieg zjawisk i procesów morfologicznych w obszarze Karpat. Jakie czynniki modelują dzisiejszy krajobraz Karpat? W obszarze Pogórza karpackiego najważniejszym procesem są dziś powolne ruchy masowe oraz spłukiwanie; natomiast podrzędne znaczenie ma woda płynąca, gdyż jej rola ogranicza się do wyprzątania materiału zboczowego. W Beskidach na pierwszy plan wysuwa się działalność erozyjna, a mniej akumulacyjna potoków i rzek. Stosunkowo mniejsze znaczenie mają ruchy masowe, przejawiające się głównie w osuwiskach. W Tatrach na plan pierwszy wysuwa się wietrzenie, które powoduje zasypywanie dolin piargami, a następnie erozja wgłębna, zaznaczająca się na ryglach i załomach w dnie dolinnym\*.

Ponieważ *klimat okresów międzylodowcowych był zbliżony do klimatu współczesnego*, poglacialnego, więc można wnosić, że podobny charakter i przebieg miały czynniki, modelujące Karpaty w okresach międzylodowcowych.

W okresach glacialnych cztery czynniki morfologiczne grały decydującą rolę w krajobrazie Karpat: wietrzenie mechaniczne, ruchy masowe o charakterze soliflukcyjnym, obnażanie szczytów skalnych, wreszcie transport i akumulacja materiału zwietrzelnego w dolinach rzek karpackich. Te czynniki stwarzały klimat zimny.

**I. Intensywne wietrzenie.** Utworzyło ono w Karpatach [69]:

- a) grube pokrywy zwietrzelinowe,
- b) rumowiska skalne,
- c) formy skalne.

\* Dokładna analiza sił dzisiaj działających oraz form z nimi związanych znajdzie się w mej pracy, poświęconej morfologii Karpat Zachodnich.

*Grube pokrywy zwietrzelinowe*, szczególnie żółtej lub siwej gliny piaszczystej, są utworem bardzo powszechnym i charakterystycznym we fliszowej części Karpat. Geologowie wiedeńscy uważali „glinę górską“ za utwór stary. Jej duża, parometrowa miąższość oraz zaleganie na niej żwirów mieszanych i lessu upoważniało ich do przypisywania jej wieku przed-czwartorzędowego lub czwartorzędowego. „Dyluwium miejscowym“ zajął się bardziej szczegółowo Ł o z i ń s k i i również wiązał go z okresem dyluwialnym [71]. Jeśli idzie o genezę pokrywy zwietrzelinowej, to trzeba przyjąć, że pokrywa ta powstała wskutek wietrzenia mechanicznego w okresach glacialnych, kiedy to częste, a jednocześnie duże, wahania temperatury w pobliżu 0° sięgały głębiej niż obecnie, oraz dzięki wietrzeniu chemicznemu w okresach interglacialnych, kiedy gruby produkt wietrzenia mechanicznego ulegał rozdrabnianiu i rozkładowi. Temu procesowi sprzyjała grubość pokrywy, wyższe temperatury, większa ilość wody, opadów i wilgoci oraz bujniejsza pokrywa roślinna.

Zastanówmy się teraz nad czasem powstawania, nad wiekiem jego utworu.

W okresie zlodowacenia maksymalnego wietrzenie mechaniczne tworzyło pokrywę zwietrzelinową dopiero na południe od krawędzi lądolodu. W tym czasie ta część Pogórza, którą przykrywał lądolód, nie podlegała wietrzeniu. W okresie zlodowacenia Varsovien I wietrzała powierzchnia całych Karpat. W czasie zlodowacenia ostatniego intensywność wietrzenia była szczególnie duża, ponieważ klimat cechowały większe i częstsze skoki temperatury, zaznaczające się częstymi przymrozkami.

W myśl tych rozważań najgrubsze pokrywy zwietrzelinowe powinniśmy znajdować poza zasięgiem zlodowacenia Cracovien, gdyż ten obszar podlegał wietrzeniu w ciągu aż trzech okresów. Tymczasem obserwacje terenowe dowodzą czegoś innego. Pogórze posiada grubsze pokrywy zwietrzelinowe aniżeli obszar górski, a grubość ta zależy od materiału, z którego zbudowane jest podłoże, oraz od rzeźby terenu, a szczególnie od nachylenia stoków. W związku z tym na Pogórzu o powierzchni falistej pokrywy zwietrzelinowe okrywają tak wierzchowinę, jak i łagodnie nachylone stoki, natomiast w Beskidach większą miąższość posiadają te pokrywy jedynie na spłaszczonych stopach górskich oraz na dużych zrównaniach. Zatem grube pokrywy zwietrzelinowe zalegają powierzchnie mało nachylone, natomiast brak ich



lub są one cienkie na bardziej stromych zboczach dolinnych i górskich. Büdel na podstawie studiów w górach środkowych Niemiec przyjmuje [4], że grube i stare pokrywy zwietrzelinowe z okresu dyluwialnego zachowały się na zboczach o nachyleniu mniejszym niż  $17^\circ$ . Odpowiada to także stosunkom karpackim, tak iż można przyjąć, że grube pokrywy zwietrzelinowe leżą na wierzchowinach lub stokach o nachyleniu poniżej  $17^\circ$ .

Wiek pokrywy określany był jako dyluwialny na podstawie zalegania na niej lessu. Olóz less, okrywający Pogórze karpackie, został osadzony w okresie Varsovien II, a przez to pokrywa, pod nim leżąca, miała bardzo utrudnione, a nawet uniemożliwione, dalsze warunki rozwoju [90]. To też musiała ona powstać wcześniej, przed okresem osadzenia się lessu. Nie mogła powstać w okresie zlodowacenia Cracovien, bo to zlodowacenie przykryło większą część Pogórza. *Więc dla utworzenia pokrywy zwietrzelinowej pozostaje głównie okres Varsovien I.* Co prawda, trudno przypuszczać jakieś zdecydowane granice w procesie wietrzenia, choć Penck warstwę lessu uważa za doskonały izolator [90]. Takież wiek przypisałbym też glinom zwietrzelinowym, opisanym przez Świdzińskiego [120], na których spoczywa cienka warstwa żwirów mieszanych i gruby pokład gliny lessowatej.

Młodsze są pokrywy zwietrzelinowe w górach, gdzie nie ma już lessu. Pochodzą one prawie wyłącznie z *okresu zlodowacenia ostatniego*. Pokrywy te, gdy materiał budujący zbocze jest rozmaity, mają skład niejednolity; widać często, że ich materiał pochodzi nie tylko ze zwietrzenia skały macierzystej, ale dostał się też i z wyższych partii stoków. Szczególnie łupki pstre są dobrym „utworem przewodnim“ dla określania allochtoniczności materiału w profilu zwietrzelinowym. O ruchach w obrębie pokrywy świadczą też „zaburzenia“ w postaci warstw gruzu, leżącego wśród gliny piaszczystej, miejscowej, a także zalegania glin zboczowych na rzecznych utworach terasowych. W odsłonięciach przydrożnych można śledzić, jak glina zboczowa, budująca strop terasy rzecznej, przechodzi w pokrywę zwietrzelinową, okrywając zbocze doliny.

O tym, że to nie jest glina zwietrzelinowa, która powstała *in situ*, świadczy dobre zachowanie się żwirów fliszowych, nieraz bezpośrednio podścielających glinę zboczową. Na podstawie tych

obserwacji można przyjąć *istnienie ruchów masowych*, obejmujących górną część pokrywy zwietrzelinowej.

Pozostaje do wyjaśnienia charakter i przebieg tych ruchów. Ruchy masowe, objawiające się powolnym spełzaniem materiału zwietrzelinowego, mogą przebiegać dwojako: albo jako zjawisko soliflukcji, związane z istnieniem przemarzniętego podłoża, tzw. „Tjäle“, i z jego kolejnym zamarzaniem i odmarzaniem, albo jako proces spełzania bardzo powolnego, jakie zostało stwierdzone w dzisiejszych czasach przez G ö t z i n g e r a [16] i S c h m i d t a [109]. Obejmuje ono, po nasiąknięciu wodą, najwyższą część pokrywy zwietrzelinowej. Zaczniemy od omówienia soliflukcji.

**II. Soliflukcja.** Zjawisko to jest związane z niskimi temperaturami, bo wymaga co najmniej średniej temperatury rocznej  $-2^{\circ}\text{C}$  [110, 119]. Taka temperatura i związane z nią przemarznięcie podłoża zachodziły w Karpatach w okresie zlodowacenia ostatniego dopiero powyżej poziomu 300 m.

Zagadnienie, czy w obszarze, leżącym między zlodowaceniem niżowym a alpejskim, grunt był przemarznięty, posiada ciekawe dzieje. Po poznaniu „zmarzliny“ na Spitsbergenie oraz roli morfologicznej tego zjawiska G r i p p [21] i inni twierdzą, że musiało ono występować w Europie w czasie każdego glacjału w tzw. obszarze periglacialnym. Dowodem istnienia zmarzliny miały być wiązane z nią genetycznie zjawiska kipii („Brodeln“), które znajdowano w stanie kopalnym na terenie Holandii i Niemiec, a którym wszyscy zgodnie przypisywali wiek glacialny [34, 145]. Zachwiało tę koncepcję znalezienie dziś tworzącej się kipii na Islandii, a nawet na wyspie Gotlandii oraz w Karkonoszach, a więc w klimacie umiarkowanym, gdzie nie ma zmarzliny. Do rewizji wspomnianego poglądu zmusiły też obserwacje poczynione nad zmarzliną Syberii, gdzie zajmuje ona około 6,000 000 km<sup>2</sup> [110, 119]. Występuje tam ona w obszarach mających:

- a) średnią temperaturę roczną  $-2^{\circ}\text{C}$ ,
- b) cienką i późno pojawiającą się pokrywę śnieżną.

Takich zaś stosunków nie przyjmują P e n c k [90], S c h o t t [111] i M o r t e n s e n [77] dla obszaru periglacialnego Europy środkowej w czasie ostatniego zlodowacenia. Według P e n c k a [90] średnia temperatura roczna w tym okresie wynosiła w Niemczech środkowych około  $+3^{\circ}\text{C}$ . Nie było też odpowiednich wa-



runków na przedpolu Karpat, ale były już na Pogórzu i w okolicy Krościenka. Wprawdzie według obliczeń Szafera powinna panować tu średnia temperatura około  $+1^{\circ}\text{C}$ , ale jest to temperatura interstadiałów. Poza tym bliskie sąsiedztwo lodowców tatrzańskich oraz istnienie niedużej kotlinki, w której zimne powietrze utrzymuje się szczególnie długo [96], pozwalają na obniżenie temperatury do  $-2^{\circ}\text{C}$  oraz na przyjęcie przemarznętego podłoża.

Tyle na podstawie rozważań teoretycznych, a te zostały potwierdzone przez fakty.

W Krościenku nad Dunajcem został znaleziony utwór pochodzenia soliflukcyjnego o miąższości około 10 m [130]. Że jest to utwór soliflukcyjny *sensu stricto*, a więc związany z istnieniem przemarznętego podłoża, świadczy jego budowa. Występują w nim na przemian warstwy o materiale grubym, ostrokrawędzistym, i warstwy ilaste z drobnymi okruchami, zabarwione czerwono od łupków, które budują zbocze w odległości 400 m nad tym utworem. Różnica między tymi warstwami zaznacza się także w rozmieszczeniu roślinności kopalnej. Warstwy o materiale grubym zawierają obfite szczątki flory driasowej, natomiast warstwy ilaste są jej pozbawione. Różnice i naprzemianległość tych utworów mogłem tłumaczyć jedynie raz płytszym, to znów głębszym odmarzaniem podłoża. W okresach szczególnie zimnych następowało wskutek płytkiego odmarzania ściekanie utworu ilastego bardziej powierzchniowe, ale za to o większym zasięgu, natomiast przy odmarzaniu głębszym, w okresach nieco cieplejszych, brał udział w ruchu materiał głębszych części pokrywy zwietrzelinowej, gruby, gruzowo-gliniasty. Taki przebieg mogły mieć ruchy masowe jedynie na podłożu przemarznęтым.

Stwierdzenie zmarzliny w Krościenku pozwala nam na uogólnienie, że to zjawisko wraz z towarzyszącymi mu procesami soliflukcyjnymi musiało zachodzić w tym okresie, tzn. w czasie zlodowacenia Varsovien II, w całych Karpatach Zachodnich powyżej 300 m wysokości. Ślady tych procesów są coraz częściej obserwowane i potwierdzają powszechność tego zjawiska. Wymienię tu tylko potężną pokrywę gruzową, pochodzenia soliflukcyjnego, leżącą na terasie średniej w okolicy Jaworza nad Wisłoką, wkładki gruzowo-gliniaste w lessach koło Pilzna, po-

krywę gruzową spoczywającą w Sromowcach na torfie, wreszcie wspomniane poprzednio pokrywy gliny zboczowej na terasach dyluwialnych.

Procesy soliflukcyjne przebiegają o wiele intensywniej, aniżeli ruchy masowe w naszych szerokościach geograficznych. Przyczyną tego jest przemarznęte podłoże, stanowiące warstwę nieprzepuszczalną dla wód, którymi — szczególnie z nastaniem lata — nasiąknięta jest odmarznęta część pokrywy zwietrzelinowej. Istnienie nawet małego spadku wprowadza tę grząską masę w ruch, ułatwiony małym tarcie o śliskie, zlodowaciałe podłoże.

Jeśli w okresie ostatniego zlodowacenia procesy soliflukcyjne przebiegały powyżej 300 m npm, to *w okresie zlodowacenia Varsovien I, a nade wszystko zlodowacenia maksymalnego Cracovien, całe Karpaty były jednym wielkim obszarem soliflukcji*. Dowód znajdujemy m. in. w utworze soliflukcyjnym z florą kopalną, ale wieku Varsovien I, znalezionym w Łękach Dolnych w wysokości 220 m npm [131]. Mimo jednak większego zasięgu tego zjawiska w związku z gorszymi i bardziej surowymi warunkami klimatycznymi, odmarzanie sięgało płycej, a sam proces, wobec krótkiego lata, musiał trwać krócej, aniżeli w okresie ostatnim. Prawdopodobnie największe nasilenie przypadało na okres zlodowacenia Varsovien I.

To co się dziś dzieje na Spitsbergenie czy w innych obszarach polarnych, a także w obszarach alpejskich [101, 102, 35], a więc *plynięcie zboczy* — a raczej zwietrzliny okrywającej zbocza — i to w postaci nie smug, ale płaszczów ściekających zwolna ze wszystkich wzniesień górskich, musiało się odbywać także w Karpatach. Szczególnie podatną była ich część fliszowa, zawierająca plastyczne łupki ilaste. Pełznieniu ulegała warstwa odmarznęta w ciągu lata, głębokość zaś odmarznięcia była różna zależnie od temperatury lata, przewodnictwa skały, ekspozycji itp. (na Spitsbergenie grunt odmarza w lecie do głębokości 0,80 m). Te procesy o ogromnym zasięgu i nasileniu spowodowały daleko posunięte zarówno starze form terasowych.

**III. Obnażanie szczytów i zboczy.** Ściekanie pokrywy zwietrzelinowej powodowało obnażanie litej skały w górnej części zboczy, a szczególnie w obszarach szczytowych i wierzchwinowych. Takie partie skalne dostawały się od razu w zasięg wietrzenia



mechanicznego. Jeśli wietrzenie nadążało spełzaniu, całe wzniesienie wraz z kulminacją szczytową zachowywało formy łagodne. Ale gdy obnażanie postępowało szybciej — a to zachodziło na zboczach stromych — wówczas szczyt pozostawał skalistym i okrywało go jedynie rumowisko, z którego sterczały odosobnione formy skalne.

W Karpatach Zachodnich zachowały się do dzisiaj zarówno rumowiska, zwane też „gołoborzami“, jak i osobliwe formy skalne.

Rumowisko skalne okrywa szczyt Babiej Góry, leży na stoku Stożka, na południowym stoku Wielkiego Lubonia, a szereg częściowo zarośniętych i mniej typowych rumowisk zajmuje szczyty w grupie Gorców: Mogielnicy, Śnieżnicy i innych.

Formy skalne są reprezentowane przez baszty, ambony i grzyby, wysterczające ze zboczy lub grzbietów górskich i pogórskich.

Oba zjawiska mogły powstawać w takich tylko obszarach gór i pogórza, które były zbudowane z odpowiedniego, dostatecznie odpornego materiału skalnego, rozpadającego się w duże bloki i gruby gruz, lub posiadającego zdolność i właściwości tworzenia fantastycznych form skalnych wskutek wietrzenia. Łoziński [69] wiązał je z klimatem periglacialnym. Uważał on wszystkie „morza skalne“ w Polsce (Świętokrzyskie, Babio-górskie i Gorgańskie) za „relikty“ przetrwałe od czasu lodowcowego i związanego z nim klimatu periglacialnego. Badania późniejsze [4, 112], nie odmawiając dużego znaczenia wietrzeniu mechanicznemu w klimacie periglacialnym, stwierdzały, że takie zjawiska mogą się też tworzyć w naszych warunkach klimatycznych.

U nas spotykamy *dwie typy rumowisk skalnych*:

a) zwarte pokrywy, złożone z bloków i gruzu ostrokrawędzistego, piaskowcowego, świeże, żywotne, dziś w dalszym ciągu się tworzące,

b) martwe lub zamierające, w postaci głazów i bloków skalnych, rozrzuconych wśród pokrywy zwietrzelinowej.

Typ pierwszy reprezentuje morze skalne Babiej Góry, typ drugi — liczne złomiska na kopulastych szczytach, falistych grzbietach oraz mało nachylonych stokach górskich. Znajdujemy je w obrębie wszystkich masywów beskidzkich. Oba typy powstały w klimacie jeśli nie periglacialnym, to w każdym razie wysokogórskim ostatniego okresu lodowcowego.

Ale potem rozeszły się drogi ich dalszego rozwoju.

Rumowiska typu babiogórskiego tworzą się w dalszym ciągu, chociaż dużo wolniej. Ich zachowaniu i dalszemu tworzeniu sprzyja duża liczba dni z przymrozkami [76 a], a z drugiej strony konfiguracja terenu i czynniki współcześnie działające. Rumowiska tego typu zalegają zbocza strome, na których wody okresowo płynące (deszczowe i rozłopowe) posiadają duży spadek, a dzięki temu i dużą siłę. Wody te, opłukując materiał gruzowy, utrzymują go w stanie świeżości i nie pozwalają na utworzenie się pokrywy zwietrzelinowej. Pewne znaczenie w tym procesie ma też wiatr, którego rolę ułatwia brak pokrywy leśnej, a nawet roślinnej.

Inaczej przebiegają te procesy, gdy zbocze jest mniej strome. „Morze skalne“ Babiej Góry, które w obszarze szczytowym posiada cechy rumowiska świeżego, poniżej na zboczu mniej stromym i zarośniętym przez las, przechodzi w rumowisko martwe. Głazy rumowiska pochodzą z partii podszczytowej i świadczą o dużo większym zasięgu rumowiska babiogórskiego w okresie Varsovien II. Tu wietrzenie postępuje intensywniej niż opłukiwanie, słabe wskutek mniejszego spadku. Zmiana spadku powoduje też osadzanie się tutaj materiału, wypłukanego z wyżej leżącego gołoborza, a to wpływa na wzrost miąższości pokrywy zwietrzelinowej. Takie zamarłe rumowiska o charakterze szczątkowym spotykamy na prawie wszystkich szczytach Beskidów Zachodnich.

Także osobliwe formy skalne zawdzięczają swoje powstanie przewadze obnażania nad wietrzeniem, a ponieważ intensywność obnażania pozostaje w ścisłym związku ze spadkiem, więc formy te, zazwyczaj o fantastycznych kształtach, wieńczą strome zbocza oraz ostre grzbiety. Na takich zboczach odsłaniają się wypreparowane ławice bardziej odpornego piaskowca w formie baszt skalnych, zrośniętych z podłożem podstawą i bokiem, z grzbietów zaś i szczytów wysterczają nieregularne ambony i osobliwe „grzyby skalne“, zrośnięte z podłożem tylko cienką podstawą. Formy te występują tak w Beskidach jak i na Pogórzu [37, 122]. Na Pogórzu związane są prawie wyłącznie z występowaniem piaskowca ciężkowickiego. Baszty i ambony są zjawiskiem częściej spotykanym, za to grzyby są formą rzadką. Bardziej znane znajdują się na Kiczerach koło Stożka, na Madohorze, Malinowskiej Skale, na zboczu Jaworzyny Krynickiej („Diabelski Kamień“), na Magórze Wątkowskiej („Kornuty“), na Pogórzu koło Mie-



zenia, koło Zegartowic w Ciężkowicach („Skamieniałe Miasto“), koło Krosna („Prządki“), koło Bukowca i w lesie Wieprzyk koło Siekierczyny. Ku ż n i a r przypuszczał ich pochodzenie pustynne i wiek plioceński [59]. To przypuszczenie jest niemożliwe do przyjęcia, gdyż te kruche formy wznoszą się także w obszarze, który był przykryty przez lądolód niżowy. Tworzyć się one mogą i rozwijać także w warunkach obecnych (Świdziński [37]). W Ciężkowicach na ścianie jednej z ambon znalazłem resztki skorupy żelazistej. Dzisiaj jest ona niszczona, musiały zatem panować inne warunki klimatyczne w czasie jej tworzenia się. Jej powstanie odniosłem do postglacjalnego optimum klimatycznego, a w związku z tym *powstanie pierwotnych form skalnych wiąże z okresem zlodowacenia ostatniego*.

Formy skalne ulegają podobnie jak „morza“ albo dalszemu rozwojowi, przekształceniu, zamienianiu (np. ambon w grzyby), albo też niszczeją i rozpadają się — co jest znowu zależne od miejscowych warunków morfologicznych. Jeszcze raz pragnę tu podkreślić, że równie wielką rolę jak warunki morfologiczne i klimatyczne odgrywała w ich tworzeniu budowa geologiczna, a szczególnie *jakość skały*. Osobliwości skalne Beskidów i Pogórza związane są z bardziej odpornymi piaskowcami: ciężkowickim, godulskim i magurskim.

W ten sposób większość form, utworów i zjawisk, powstałych wskutek wietrzenia oraz ruchów masowych o charakterze głównie soliflukcyjnym wiąże z okresem zlodowacenia ostatniego, choć miało ono najmniejsze rozmiary. Okres ten posiadał dostatecznie niskie temperatury, częste wahania w pobliżu 0°, przemarznęte podłoże powyżej 300 m i bardzo ubogą roślinność wysokogórską, a więc dostateczne warunki dla powstania opisanych zjawisk. Z drugiej strony nie należy zapominać, że od zlodowacenia Varsovien I dzieli nas jeden, a od zlodowacenia Cracovien — aż dwa ciepłe i długie okresy międzylodowcowe o klimacie i procesach, zdążających przede wszystkim do niszczenia takich właśnie form i utworów, podobnie jak to dzieje się dzisiaj.

**IV. Transport i akumulacja materiału w dolinach rzecznych.** Materiał zwietrzelinowy ściekał wskutek procesów soliflukcyjnych w obniżenia, a więc w doliny i dolinki rzek i potoków. Doliny te o założeniu plioceńskim [38] posiadały formy młodsze, dno węższe, ale zbocza mniej nachylone aniżeli dzisiaj. Materiał

w nich złożony transportowały i przeobrażały wody płynące. I tu wkraczamy znowu w zagadnienie *ilości opadów i wody* oraz przebiegu jej działalności [43].

Stosunki klimatyczne, a wśród nich opady, zostały omówione w pierwszej części tego rozdziału. Stąd wiemy, jak rozbieżne są zdania i poglądy na ten temat. Posługiwanie się dla porównania stosunkami opadowymi panującymi w syberyjskich obszarach polarnych jest niewłaściwe, gdyż tamtejsze obszary mają klimat zdecydowanie kontynentalny [53]. Ale nawet gdybyśmy przyjęli opady niższe o owe 20% [95], to w obszarze górskim będzie ich dosyć dla odegrania roli morfologicznej. Trzeba pamiętać, że ewentualny ubytek opadu z powodu przesunięcia się ku zachodowi zasięgu klimatu kontynentalnego wyrównywało bardzo słabe parowanie i nieznaczne wsiąkanie z powodu istnienia „zmarzliny”. To też prawie cały opad dostawał się w koryta rzek i potoków. Te opady wobec krótkiego lata, a długich zim oraz górzystości terenu miały głównie postać śniegu. Śnieg, gromadzony przez jesień, zimę i wiosnę, ulegał tajaniu dopiero z nastaniem ciepłych dni lata. Krótki okres roztopów dawał bardzo dużą ilość wody, zbierającej się w obniżeniach dolinnych, wypełnianych osadami pochodzenia soliflukcyjnego. Wody zabierały ten materiał, unosiły, rozdrabniały go i otaczały w czasie transportu, aż wreszcie — zależnie od siły wód i wielkości materiału — osadzały go na dnie doliny. Te wody były przeładowane materiałem gruzowo-gliniastym. Nie były to rzeki w naszym pojęciu, lecz masy wody i gruzu płynące, a raczej toczące się na całej szerokości dna doliny. Wody w dolinkach mniejszych zasypywały dna materiałem mniej i lepiej otoczonym oraz wsypywały go w postaci dużych stożków napływowych w doliny główne. Do każdej dolinki dostawał się gruz soliflukcyjny, a wody w każdej z tych dolinek płynące starały się wyprzątnąć ten materiał i przenieść do następnej, większej, gdzie rzeka — o ile nie posiadała dostatecznej siły, by go usunąć — włączała go w swoją pokrywę akumulacyjną. Z opisu budowy i składu pokryw akumulacyjnych dobrze wiemy, jak dużą rolę odegrały w ich tworzeniu stożki napływowe dopływów.

Działalność rzek zachodnio-karpackich możemy scharakteryzować jak następuje:

*W okresie zlodowacenia Cracovien*, w związku z utrudnionym odpływem wód, nastąpiło intensywne zasypywanie młodych



form dolinnych sortowanym, rozkruszanym i otaczanym materiałem soliflukcyjnym. W wysokim zasypaniu główną rolę odgrywają żwiry, a więc materiał gruby. Ku górze profilu przechodzi on często w gruz i okruchy słabiej otoczone, co dowodzi mniejszej siły wód płynących; wreszcie osadzanie się materiału gliniastego świadczy o zanikaniu procesów soliflukcyjnych oraz o osłabieniu wód na skutek wyrównania, zmniejszenia się spadku.

*W czasie recesji* lądolodu nastąpiło rozcięcie, a *w okresie międzylodowcowym Masovien I* — wyprzątanie materiału akumulacyjnego; jego resztki zachowały się w postaci wysokich teras zboczowych.

*W okresie zlodowacenia Varsovien I* w opisywanych dolinach rzecznych powtarzały się te same zjawiska i procesy. Ale rzeki nie były już u brzegu Karpat podpierane i dzięki temu posiadały większy spadek. Rzeki przeładowane gruzem i gliniastą zawiesiną transportowały ten materiał na całej szerokości stale poszerzanego dna. To poszerzanie pierwotnie wąskiego dna wiąże ze żłobieniem, podcinaniem ścian i zboczy przez gruz, niesiony wodami roztopowymi na całej jego szerokości. Dzięki temu doliny karpackie uzyskały profil poprzeczny skrzynkowy, płaskodenny o dnie szerokim, kłóącym się ze stromymi zboczami.

Wody rzeczne *w interglacjale Masovien II* znowu wciąły się w pokrywę akumulacyjną i częściowo ją wyprątnęły, ale tylko częściowo, ponieważ posiadały inny charakter. Wcinały się liniowo, a nie powierzchniowo, jak rzeki okresów glacialnych.

Na *glacjal ostatni* przypada znowu powierzchniowy, całą szerokością dna postępujący transport materiału zwietrzelinowego. Stąd tak duża szerokość terasy rędzinnej.

*W okresie poglacialnym* nastąpiło rozcięcie pokrywy rędzinnej, przerwane od optimum klimatycznego tworzeniem się pokrywy najmłodszej, łęgowej, włożonej w terasę rędzinną. To ożywienie procesów akumulacyjnych wiąże się z bardziej wilgotnym optimum klimatycznym oraz okresem poptymalnym [129].

\*

Nieco odmiennie przebiegały te procesy w Tatrach. Epoka lodowa zastała Tatry także w stadium młodego rozcięcia, które nie osiągnęło jeszcze swych obszarów źródłowych, a poniżej zaznaczało się niewyrównanym spadkiem dolin tatrzańskich. Rola

lodowców ograniczała się tu do odkształcania form dolinnych i podkreślenia istniejących kontrastów morfologicznych oraz do wyprzątania materiału zwietrzelinowego (R o m e r [99]). W związku z tym większość karów lodowcowych oraz doliny wiszące uważam za *odkształcone formy preglacjalnych zakończeń dolinnych*, których nie zdążyła już osiągnąć i rozciąć plioceńska erozja wsteczna. Wietrzenie i procesy soliflukcyjne postępowały wskutek lepszych warunków intensywniej, aniżeli w Beskidach, czego dowodem jest uderzająco duża ilość materiału tatrzańskiego w osadach rzecznych, np. Dunajca. Wietrzenie i obnażanie soliflukcyjne doprowadziło do utworzenia grani tatrzańskich. Wietrzenie w Tatrach nie ograniczało się do glacjałów. Wskutek stromości i skalistości świeżo zlodowaconych zboczy dolinnych oraz sprzyjających warunków klimatycznych, wywołanych ich wysokością, wietrzenie osiągało równie duże rozmiary w okresach międzylodowcowych. Widzimy to dzisiaj. Tatry, wyczyszczone przez lodowce ostatniego okresu, już dzisiaj otulone są w dolnych partiach grubym płaszczem piargów i zwietrzeliny, okresy zaś interglacjalne trwały dłużej niż współczesny okres postglacjalny. To też *każde zlodowacenie tatrzańskie rozpoczynało swoją działalność od wymiatania materiału zwietrzelinowego*, nagromadzonego w interglacjale. O tym, że Tatry dostarczały w początkowej fazie zlodowacenia więcej materiału żwirowego aniżeli u schyłku, świadczą profile zasypiania w dolinie Dunajca, gdzie w stropie przeważa już materiał miejscowy, fliszowy, dostarczony przez dopływy, lub też kanciasty, pochodzenia soliflukcyjnego.



## 15. NASTĘPSTWO CHRONOLOGICZNE I STRATYGRAFIA UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH W KARPATACH ZACHODNICH

Najstarszymi utworami dyluwialnymi w Karpatach Zachodnich są:

1) osady rzeczne w postaci zwietrzałych i żelazistych żwirów, piasków, glin i iłów, spoczywające w obszarze Pogórza pod moreną, a w odcinkach górskich reprezentujące spągową część zasypania; zostały one związane z okresem nasuwania się lądolodu niżowego ku Karpatom.

Kolejno młodszymi są:

2) utwory morenowe, przeważnie w postaci głazów narzutowych na Pogórzu, oraz utwory morenowe w zlodowaczonych masywach górskich (Tatry);

3) osady rzeczne, budujące strop zasypania w górskich odcinkach dolinnych i odpowiadające czasowo utworom morenowym;

4) utwory rzeczne i rzeczno-lodowcowe, zawierające żwiry mieszane, a złożone na morenie lądolodu niżowego, oraz słożki recesyjne w zlodowaceniach górskich.

Wymienione utwory biorą udział w budowie pokrywy poziomu I.

Z okresu zlodowacenia Varsovien I pochodzą:

5) osady rzeczne: żwiry, piaski i gliny, zawierające w obszarze Pogórza materiał erratyczny na drugim złożu oraz szczątki flory driasowej.

Utwory te budują poziom II.

6) gliny zwietrzelinowe na Pogórzu, leżące pod pokrywą lessową, gliny zboczowe na terasach wysokich oraz utwory pochodzenia soliflukcyjnego (rzadko zachowane).

Z okresem zlodowacenia Varsovien II wiążą utwory rzeczne:

7) świeże żwiry, piaski i gliny, zawierające bardzo rzadki materiał erratyczny na trzecim złożu, a u stóp Karpat szczątki flory modrzewiowej.

Utwory te budują spąg pokrywy poziomu III.

8) lessy, nawiewane na obszarze Pogórza;

9) gliny zwietrzelinowe i utwory zboczowe, soliflukcyjne, zachowane na stokach o nachyleniu poniżej 17°;

10) rumowiska skalne na szczytach i grzbietach beskidzkich.

W okresie postglacjalnym zostały osadzone:

11) utwory rzeczne: piaski i gliny, deluwia lessowe oraz napływy powodziowe.

Utwory te budują strop pokryw gliniastych poziomu III. Proces ten trwa do dzisiaj.

Tego samego wieku są też:

12) osady terasy łęgowej,

13) torfowiska na Podhalu,

14) piargi tatrzańskie.



## 16. EWOLUCJA MORFOLOGICZNA KARPAT ZACHODNICH W OKRESIE DYLUWIALNYM

Rzeźba Karpat Zachodnich w okresie poprzedzającym epokę lodową posiadała cechy młodości. Wzniesienia nie o wiele wyższe niż obecnie posiadały formy bardziej śmiałe, przy czym wyraźniejszy był kontrast między rozległymi płaskimi zrównaniami mio- i plioceńskimi a rozdzielającymi je stokami. Doliny zaś o gęstości prawie współczesnej miały profil podłużny, szczególnie w biegu górnym, niewyrównany, pełen stopni i załomów, a w Tatrach zachowały się nawet fragmenty dolinne z okresu pontyjskiego i dawniejszych. Dna były wąskie, a przekroje — typowymi przekrojami doliny V.

Zmiana klimatu w okresie zlodowacenia Cracovien spowodowała zniszczenie oraz ucieczkę roślinności i świata zwierzęcego; zaznaczyła się ona przewagą opadu śnieżnego, który przy niskich temperaturach utrzymywał się w wyższych partiach gór przez cały rok. To spowodowało równoczesne z nasuwaniem się ku Karpatom lądolodu niżowego tworzenie lodowców górskich w Tatrach, na Babiej Górze, Pilsku, Baraniej Górze, a czapy lodowe okrywały zapewne i inne szczyty Beskidów Zachodnich. Zmieniły się też czynniki i procesy, modelujące krajobraz Karpat. Wśród nich pierwsze miejsce zajęły ruchy masowe oraz okresowa, gwałtowna działalność wód roztopowych. To też zbocza odmarzające płytko w czasie krótkiego lata płynęły w postaci płaszczu soliflukcyjnego, co powodowało ogromne nagromadzenie materiału zwietrzelinowego w wąskich dnach dolinnych. W okresie roztopów nosiły go rzeki okresowe typu polarnego, płynące całą szerokością dna. Materiał ten był otaczany i osadzany zarówno w dolinach karpackich w postaci żwirów, jak również na ich niezlodowaconym jeszcze przedpolu — Nizinie Podkarpackiej. Tu panowała akumulacja wyłącznie piaszczysta [39].

Lądolód niżowy, zbliżając się ku Karpatom, szybciej płynął na linii przełomu Wisły, a wolniej w części zachodniej, gdzie spiętrzały go góry i wzgórza Wyżyny Małopolskiej. W kotlinie Sandomierskiej przykrył on piaszki, osadzone przez rzeki karpac-

kie w czasie jego nasuwania się, a to na skutek podnoszenia się bazy akumulacyjnej oraz warunków klimatycznych i hydrologicznych. Przekroczył potem próg Pogórza i wtargnął na jego powierzchnię, sięgając zależnie od jej wysokości bliżej lub dalej, w każdym razie aż po wzniesienia, przekraczające znacznie 400 m wysokości. Jego miąższość w obszarze Niziny Podkarpaciej musiała być duża; aby bowiem wedrzeć się na próg o wysokości względnej 100 do 150 m, lądolód musiał posiadać przynajmniej dwa razy tyle grubości, a więc 200 do 300 m. Pokonując to wzniesienie, ulegał on zubożeniu w materiał morenowy.

W obszarze Pogórza lądolód przykrył w dolinach osady rzeczne, nagromadzone w czasie jego nasuwania się. Ich miąższość była rozmaita, zależnie od wielkości i charakteru dorzecza oraz formy dolinnej. Przeważnie wynosiła około 30 m, w dolinie zaś Dunajca, zlodowaczonej równocześnie w obszarze źródłowym, aż 50 do 70 m.

Na wierzchowinach spoczął lądolód bezpośrednio na podłożu fliszowym. Warstwa zwietrzeliny, na której leży tam dziś materiał erratyczny, mogła powstać i niewątpliwie powstała w okresie późniejszym. Natomiast żwirowiska fliszowe w obszarze wierzchowinowym są wieku plioceńskiego. Ich zachowanie się pod pokrywą lodową dowodzi, że nie posiadała tu ona własności egzaracyjnych. Poza tym trzeba pamiętać o całkowitym przemarznięciu podłoża wraz z osadami pochodzenia rzeczno- czy zwietrzelinowego.

W porównaniu z okresem nasuwania czas postoju lądolodu u brzegu Beskidów nie był długi. Świadczy o tym stosunkowo nieduża ilość materiału rzeczno- go, usypanego przed czołem lodowca w okresie jego stagnacji. Bezpośrednio przed tym czołem tworzyły się w obniżeniach duże okresowe jeziora zaporowe. Ich śladem są ily w okolicy Wadowic, Myślenic, warwowe w dorzeczu Dunajca, gliny koło Przemyśla. Lądolód barykadował niezlodowaczone części dolin karpackich. Zwłaszcza wczesnym latem spiętrzał on wody roztopowe, niosące materiał pochodzenia zboczowego. Czy w tym okresie powstawały typowe, pozbawione odpływu jeziora zastoisowe? Rzadkie pojawianie się iłów warwowych i utworów o warstwowaniu deltowym ogranicza to zjawisko do krótkiego okresu, bezpośrednio poprzedzającego nasunięcie się lądolodu. Iły zaś wyżej wspomniane osadzały się wprawdzie w basenach wodnych, ale charakter ich dowodzi, że



nie były to baseny bezodpływowe. Dlatego trzeba przyjąć, że wody miały odpływ utrudniony, ale w każdym razie odpływały. Następowало to, jak poprzednio już przyjmowałem [43], w szczeliny lądolodu, silnie spękanego w obszarze karpackim. O takim spękaniu nie można wątpić przy znajomości zróżnicowanej już rzeźby Pogórza. Do podobnego zapatrywania doszedł w tym samym czasie także Grahmann [20], przyrównujący stosunki hydrologiczne w lodzie do takich samych stosunków w utworach krasowych.

Tę koncepcję potwierdzają do pewnego stopnia wyniki badań nad lądolodem grenlandzkim. Obserwacje wyprawy Wegerera [144] potwierdzają pogląd Drygalskiego [10], że spągowe partie lądolodu posiadają temperaturę topnienia i dzięki temu zawierają dużo wody. Spod lądolodu grenlandzkiego potężne rzeki wypływają nawet w zimie. Nadal pozostawiam nierozstrzygniętym pytanie, czy w czasie tego krążenia wody karpackie ulegały także zamarzaniu, zwiększając przez to objętość lądolodu.

Wzmocnienie procesów akumulacyjnych, spowodowane warunkami klimatycznymi i rolą lądolodu, utrudniającą odpływ wód, doprowadziło do wysokiego zasypania dolin i dolinek karpackich żwirami, piaskami i glinami rzecznyymi.

To zasypanie w dolinach typu B zyskiwało z biegiem rzeki na miąższości; przy tym doliny większe zasypywane były wyżej, aniżeli doliny małe. W zasypywaniu dolin większych duży udział brały dopływy, wysypujące gruby materiał żwirowy w postaci potężnych stożków napływowych. Większą rolę odgrywały one naturalnie w obszarze górskim, aniżeli na Pogórzu, posiadającym formy połogie.

Inaczej wyglądał przebieg akumulacji w dolinach typu A, tj. zlodowaconych u źródeł i u ujścia. Tu wchodzi w grę przede wszystkim dolina Dunajca. Miąższość zasypania od Szafłar aż po Marcinkowice jest tu prawie jednakowa, wynosi około 90 m, a zwiększa się do 120 m dopiero w pobliżu czoła lądolodu [42]. Podobne zjawisko spotykamy też w dolinie Skawy i Skawicy, odwadniającej zlodowaconą Babią Górę.

Omawiając działalność rzek karpackich, nie można zapominać, że toczyły one swe wody tylko w lecie i że nawet w lecie działały okresowo. Jedynie Dunajec płynął przez całe lato dzięki

tajaniu lodowców tatrzańskich i to znalazło też oddźwięk w szczególnie dużej wysokości zasypania jego doliny.

Maksimum działalności rzek karpackich przypadało w związku z roztopami na okres wczesnego lata. Nieco dłużej trwał ten okres w dolinach, rozcinających Beskid Wysoki o większej, sięgającej wyżej i trwającej dłużej pokrywie śnieżnej, a także w związku z istnieniem tu niewielkich lodowców i czap lodowych. W tym samym czasie, a więc latem, ulegała tajaniu także powierzchnia lądolodu, leżąca w pobliżu Karpat poniżej granicy wiecznego śniegu. Topnienie lodu osiągało swoje maksimum w okresie późnego lata. Wprawdzie wody glacialne znajdowały ujście i odpływ także w lodowcu, w kierunku spadku podłoża [148], ale część ich spływała na przedpole, niosąc drobny materiał glacialny oraz kry lodowe z włopionym w nie materiałem grubszy. To też znalezienie tego materiału koło Witowie nad Dunajcem, Majscowej nad Wisłoką, w Cieszynie nad Wisłokiem i Rzeczpolu nad Sanem świadczy, że obszary te były okresowo zalewane wodą spływającą z lodowców.

W czasie cofania się lądolodu było tej wody dużo więcej. Szukała ona odpływu w dorzeczu sąsiednie już nie tylko pod powierzchnią lądolodu, ale także wzdłuż jego czoła. Takie odpływy zachodziły między Wisłą a Olzą [56], Dunajcem a Białą Dunajcową, nie mówiąc o przelewach, zachodzących w głębi Karpat wskutek niskiego położenia wododziałów, które osiągały wody wysoko spiętrzone. Lądolód w okresie recesji ulegał niewątpliwie rozpadowi. Szczególnie w obszarze Pogórza, w obniżeniach dolinnych mogły się długo utrzymywać „martwe lodowiska”. W czasie cofania się lądolodu następowało najpierw rozcinanie utworów, osadzonych w dolinach przed stagnującym czołem w czasie jego postoju. Materiał rzeczny, karpacki, był wynoszony i usypywany w postaci szeregu stożków podpartych na obszarze świeżo przez lądolód opuszczonym, a więc na odsłaniającej się morenie dennej. Wody karpackie mieszały się wówczas z wodami lodowcowymi, a materiał karpacki — z materiałem erratycznym. W ten sposób powstawały właściwe żwiry mieszane. Leżą one zawsze na morenie dennej, zazwyczaj przemytej. Czoło lądolodu zatrzymało się dłużej przed progiem Pogórza, bowiem lądolód zyskiwał tu na miąższości. W okolicy Dębicy i Rzeszowa stwierdzono nawet istnienie oscylacji cofają-



cego się lądolodu (dwukrotne nasunięcie). W związku z dłuższym postojem u brzegu Karpat następowało przelewanie się wód karpackich i lodowcowych głównie w kierunku wschodnim, w dorzecze Dniestru [97, 98]. Południowa część kotliny Sandomierskiej odgrywała wówczas rolę pra-doliny, odprowadzającej wody Pra-Wisły. Jej ślady — to żwiry karpackie i erratyczne na północnym brzegu Karpat, szczególnie w obniżeniu między Dunajcem a Wisłoką oraz między Sanem a Dniestrem [97]. W miarę oddalania się lodowca od Karpat następowało rozcinanie także moreny oraz leżących pod nią osadów z okresu nasuwania się lądolodu.

W czasie wyprzątania z dolin karpackich osadów wysokiego zasypania, odbywającego się również w interglacjale, rzeki — w związku ze zmienionymi warunkami klimatycznymi — nie płynęły powierzchniowo, na całej szerokości dna, lecz liniowo. Zmieniający się stale nurt odcinał niekiedy zasypaną część zbocza lub ostrogę dolinną. W ten sposób w czasie ekshumowania dolin powstawały epigenetyczne góry meandrowe w dolinach Dunajca, Wisłoki i Sanu.

Po zniknięciu czaszy lodowej odetchnęła część Karpat między Dunajcem a Sanem. Nastąpiło podniesienie tego obszaru o kilkanaście metrów. Ruchy tektoniczne objęły w tym czasie także Tatry [99] i Podhale, gdzie zaznaczyły się ruchy tak wypiętrzające jak i wginające [23]. Z tymi ruchami, rosnącymi ku wschodowi, należy też wiązać ostatnią fazę wypiętrzenia stwierdzonego przez H. Teisseyre'a [135] na Wschodnim Podkarpaciu oraz dużo wcześniej przez Romera na Podolu [97]. Wypiętrzenie Podola przerwało związek Sanu z Dniestrem. Równocześnie z wypiętrzaniem postępowało rozcinanie preglacjalnego dna dolinnego. Przypada ono także na okres interglacjalny. W tym czasie wody płynące erodowały liniowo, dążyły do pogłębienia i wyrównania dolin oraz rozcinały zbocza, okryte grubo zwietrzeliną.

Z nastaniem okresu zlodowacenia Varsovien I, sięgającego po pas Wyżyn, powtórzyły się zjawiska, znane z okresu zlodowacenia maksymalnego. Zaznaczyła się jednak i różnica, spowodowana większą odległością krawędzi lądolodu od Karpat. W tym czasie doliny karpackie nie były już barykadowane przez lodowce. Wody okresowo płynące transportowały na całej sze-

rokości dna materiał gruzowy i gliniasty, dostarczany przez szczególnie intensywne procesy soliflukcyjne, a przez to podcinały zbocza i poszerzały dno.

Zasypanie w tym okresie miało już charakter wyłącznie klimatyczny, było rezultatem przeładowania wód rzecznych materiałem zboczym. Miąższość pokrywy poziomu II wynosiła 5 do 10 m. W dolinie Dunajca, równocześnie zlodowaczonej w obszarze źródłowym w Tatrach, zasypanie osiągnęło rozmiary większe, bo 40 m w biegu górnym, a 15 m w dolnym. Tu pokrywa akumulacyjna posiada charakter stożka fluwioglacjalnego lodowców tatrzańskich.

W czasie recesji tego zlodowacenia nastąpiło rozcięcie tej pokrywy, spowodowane zmianą klimatu, oraz wyprzątanie osadów w okresie interglacjalnym Masovien II. W tym czasie uległy niektóre części Karpat ponownemu wypiętrzeniu. Posiadało ono większe nasilenie w części południowej aniżeli północnej, a objęło Tatry [99] i Podhale, a raczej Pogórze Gubałowskie [99, 23], oraz znowu obszar położony na wschód od Dunajca, a więc dorzecza Wisłoki, Wisłoka i Sanu. Amplituda tego wypiętrzenia rosła ku południowi i ku wschodowi. W badanym obszarze maksimum przypada na okolice Sanoka (około 35 m). Równoczesne rozcinanie skalistego dna sięgnęło w górnym i środkowym biegu do poziomu dzisiejszego, natomiast w dolnym biegu karpackim dno erozyjne leży przeważnie kilka metrów poniżej koryta dzisiejszej rzeki, np. w dolinie Wisłoki i Wisłoka 4 do 5 m, a w dolinie Sanu koło Przemyśla aż 7 m.

Okres zlodowacenia ostatniego Varsovien II zaznaczył się w Karpatach znowu zmianą warunków denudacyjnych i sedymentacyjnych. Intensywne wietrzenie wyższych części Karpat, pozbawionych roślinności, łącznie z procesami soliflukcyjnymi, doprowadziło do powstania rumowisk skalnych na niezlodowaczonych już szczytach heskidzkich. Gruba warstwa zwierzeliny, jaka powstała w tym okresie, okrywa do dzisiaj mniej strome zbocza w Karpatach. Równocześnie Pogórze karpackie zostało przykryte lessem, nawiewanym od północnego wschodu z obszaru periglacjalnego. Wiatry lessowe przepojone były pyłem do niewielkiej wysokości względnej (około 200 m) i to tłumaczy nam fakt niepokrycia lessem obszarów wyżej położonych (powyżej 400 m). W dolinach wody okresowe ograniczały się do



transportowania gromadzonego tu materiału zboczowego. W związku z tym less nie mógł się osadzać na dnie okresowo zalwanym, ale dopiero na bezpośrednio wyższej terasie, leżącej już poza zasięgiem wód roztopowych. Rzeki okresowe, przeładowane szutrem, płynęły znowu na całej szerokości poszerzonego dna; stąd płaska i szeroka terasa rędzinna. Drobne napływy piaszczyste i pylaste, wysuszone z nastaniem wczesnych mrozów, były unoszone przez gwałtowne wiatry północno-wschodnie i razem z lessem osadzane na pobliskich zboczach.

Lessy były wywiewane i nawiewane dopiero z nastaniem mrozów zimowych, kiedy rozległe porzeczka w obszarze periglacialnym, podkarpackim i karpackim, a także gleby komórkowe [17] były już wysuszone i łatwo ulegały egzaracji eolicznej, a przed nastaniem pory opadów śniegowych, które — wnosząc ze stosunków, panujących w obszarach polarnych i klimacie bardziej kontynentalnym — pojawiały się dopiero w drugiej połowie zimy. Ten sam przebieg posiadają zresztą i współczesne opady śnieżne w Karpatach z maksimum w miesiącu lutym [76].

Pokrywę akumulacyjną poziomu III, utworzoną w okresie ostatniego zlodowacenia, reprezentuje zwirowo-piaszczysty spąg dzisiejszej terasy rędzinnej. Te utwory posiadają parometrową miąższość, większą w dolnych odcinkach pogórskich. W dolinie Dunajca i ta pokrywa posiada charakter stożka fluwioglacjalnego. Jej wysokość zmniejsza się z biegiem rzeki od 20 m w kotlinie Nowotarskiej do 8 m w biegu dolnym.

W okresie poglacialnym wody rozcinające tę pokrywę osiągnęły skaliste podłoże jedynie w biegu górnym i środkowym, natomiast w biegu dolnym, pogórskim, została ona stosunkowo płytko nadcięta, a materiał gliniasty (w dużej części deluwia lessowe) i namulisty, który stanowi strop dzisiejszej terasy rędzinnej, pochodzi już z okresu poglacialnego, podobnie jak włożona w terasę rędziną terasa najniższa, łęgowa. Przyczynę, dla której poglacialna erozja nie rozcięła tu pokrywy III aż po podstawę skalną, widzę głównie w podniesieniu bazy erozyjnej przez złożenie dużej ilości materiału morenowego na Niżu w ostatnim okresie lodowym.

Przebieg procesów erozyjnych i akumulacyjnych w okresie postglacialnym odzwierciedla Szafer na podstawie profilu w Roztokach [129]. Na podstawie tego odślonienia, jak i na podstawie

innych, trzeba przyjąć, że ostatnia faza akumulacji trwa od czasu optimum klimatycznego. Ta faza zaznacza się dzisiaj podnoszeniem wysokości teras przez osadzanie na nich napływów powodziowych [44].

Wzajemny stosunek pokryw akumulacyjnych, związanych z trzema okresami lodowcowymi, wygląda inaczej w dolinach rozcinających Beskid Wysoki, aniżeli w dolinach mających źródła w Beskidzie Niskim. W dolinach Soły, Skawy, Raby i w przeważnej części doliny Dunajca każda pokrywa młodsza jest włożona w pokrywę starszą, przy czym ich podstawa akumulacyjna jest prawie ta sama. Natomiast w dolinach Wiśłoki, Wiśłoka, Sanu i w niektórych odcinkach doliny Dunajca pokrywy młodsze oddzielone są od starszych erozyjnymi progami skalnymi, zawdzięczającymi swe istnienie ruchom górotwórczym.

Krajobraz Karpat jest w swym założeniu mioceni, jego główne rysy pochodzą z pliocenu, stosunkowo niewielkie odkształcenia nastąpiły w plejstocenie, a te są atakowane przez dzisiejsze czynniki rzeźbotwórcze.

Wrzesień, 1945.



## PIŚMIENNICTWO

- [1] Ahlmann H., *Glaciology*, Scientific Results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the Summer of 1931, Geografiska Annaler, 15, Stockholm 1933.
- [2] Alth A., *Stosunki topograficzno-geologiczne kolei Tarnowsko-Leluchowskiej*, Sprawozdania Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności, 11, Kraków 1877.
- [3] Beck P., *Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen*, Eclogae Geologicae Helvetiae, 31, Basel 1938.
- [4] Büdel J., *Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas*, Ergänzungsheft 229 zu Petermanns Mitteilungen, Gotha 1937.
- [5] Bugajski J., *Terasy Białej Dunajcowej od Cieżkowic po Tarnów*. Praca magisterska, rękopis w Instytucie Geograficznym U. J., Kraków 1934.
- [6] Bulla B., *Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken*, Földtany Közlöny, 62, Budapest 1938.
- [7] Breitmeier W., *Morfologia doliny Ropy*, Wiadomości Geograficzne, 16, Kraków 1938.
- [8] Czarnocki J., *Dyluwium Gór Świętokrzyskich, zastoisko środkowopolskie*. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 7, Kraków 1931.
- [9] Dobrowolski A., *Historia naturalna lodu*, Warszawa 1923.
- [10] Drygalski E., *Die Bewegung von Gletschern und Inlandeis*, Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, 89, Wien 1936.
- [11] Fleszar A., *Próba morfogenezy Karpat, położonych na północ od Krosna*. Kosmos, 39, Lwów 1914.
- [12] Friedberg W., *Atlas Geologiczny Galicji*, tekst do zeszytu 16-go, Kraków 1903.
- [13] Friedberg W., *Zagłębie miocenne Rzeszowa*, Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Akademii Umiejętności, A, 46, Kraków 1906.
- [14] Gams H., *Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie des Pliozäns und Pleistozäns von Mittel- und Osteuropa und Westsibirien*, Eclogae Geologicae Helvetiae, 28, Basel 1935.
- [15] Głowińska M., *Glazy erratyczne w okolicach Bochni*, Orli Lot, 12, Kraków 1931.
- [16] Göttinger G., *Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen*, Pencks Geographische Abhandlungen, 9, Leipzig 1907.
- [17] Grahmann R., *Der Löss in Europa*, Mitteilungen der Gesellschaft für Erdkunde in Leipzig, 1930-31, Leipzig 1932.
- [18] Grahmann R., *Diluvium und Pliozän in Nordwestsachsen*, Sächsische Gesellschaft der Wissenschaften (Math.-Phys. Kl.), 39, Leipzig 1925.

- [19] Grahmann R., *Über die Grenzen der älteren Vereisungen Norddeutschlands*, Abhandlungen der 2. Konferenz der Vereinigung zum Studium des Quartärs, 2, Leningrad 1932.
- [20] Grahmann R., *Form und Entwässerung des nordeuropäischen Inland-eises*, Mitteilungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Leipzig, 54, Leipzig 1937.
- [21] Gripp K., *Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927*, Abhandlungen aus dem Gebiete der Naturwissenschaften, 22, Hamburg 1929.
- [22] Grzybowski J., *Atlas Geologiczny Galicji*, tekst do zeszytu 14-ego, Kraków 1903.
- [23] Halicki B., *Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr*, Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 5, Warszawa 1930.
- [24] Halicki B., *Parę uwag o rozwoju dolin tatrzańskich*, Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa 1932.
- [25] Hanslik E., *Eiszeit in den Schlesiischen Beskiden*, Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, 50, Wien 1907.
- [26] Hempel J., *Budowa geologiczna okolic Sanoka*, Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa 1933.
- [27] Hess H., *Die Gletscher*, Braunschweig 1904.
- [28] Hilber V., *Die Randteile der Karpathen bei Debica, Ropczyce und Łańcut*, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1885.
- [29] Höghom B., *Über die geologische Bedeutung des Frostes*, Bull. Geolog. Instit. Uppsala, 9, Uppsala 1914.
- [30] Hohenegger L., *Geognostische Karte der Nord-Karpathen in Schlesien und angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien*, Gotha 1861.
- [31] Horwitz L., *Sprawozdania z badań geologicznych, związanych z rewizją arkusza Nowy Targ i Szczawnica*, Posiedzenia naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 39, Warszawa 1934.
- [32] Jura A., *Das Aurignacien in Polen*, Quartär, 1, Berlin 1938.
- [33] Kerner-Marilaun F., *Das Gletscherphänomen als Optimum betrachtet, jetzt und einst*, Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien 1938.
- [34] Kessler P., *Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet*, Stuttgart 1925.
- [35] Kinzl H., *Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen*, Petermanns Mitteilungen, 74, Gotha 1928.
- [36] Klimaszewski M., *W sprawie rozwoju dorzecza Raby i Skawy*, Wiadomości Geograficzne, 10, Kraków 1932.
- [37] Klimaszewski M., *Grzyby skalne na Pogórzu karpackim między Rabą a Dunajcem*, Ochrona Przyrody, 12, Warszawa 1933.
- [38] Klimaszewski M., *Z morfogenezy polskich Karpat Zachodnich*, Wiadomości Geograficzne, 12, Kraków 1934.
- [39] Klimaszewski M., *Zur Stratigraphie der Diluvialablagerungen in den Westkarpathen und ihrem Vorland*, Starunia, 13, Kraków 1936.



- [40] Klimaszewski M., *Zasiąg maksymalnego zlodowacenia w Karpatach Zachodnich*, Wiadomości Geograficzne, 14, Kraków 1936.
- [41] Klimaszewski M., *Die Südgrenze der maximalen Vereisung in den Westkarpathen*, Zeitschrift für Gletscherkunde, 25, Berlin 1937.
- [42] Klimaszewski M., *Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście*, Prace Instytutu Geograficznego U. J., 18, Warszawa 1937.
- [43] Klimaszewski M., *O wpływie zlodowaceń północnych na działalność rzek w Karpatach Zachodnich*, Wiadomości Geograficzne, 15, Kraków 1937.
- [44] Klimaszewski M., *Morfologiczne skutki powodzi w Małopolsce Zachodniej w lipcu 1934 r.*, Czasopismo Geograficzne, 13, Lwów 1935.
- [45] Klimaszewski M., *Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem*, Przegląd Geograficzny, 16, Warszawa 1936.
- [46] Klimaszewski M., *Die Westkarpathen in der Diluvialepoche*, Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien 1938.
- [47] Klimaszewski M., *Przebieg zlodowacenia maksymalnego u północnego brzegu Karpat*, Comptes Rendus du IV. Congrès des Géographes et des Ethnographes Slaves, Sofia 1936.
- [48] Klute F., *Eiszeit und Klima*, Frankfurter Geographische Hefte, 11, Frankfurt 1937.
- [49] Konior K., *O profilu plejstocenijskim w Dziedzicach*, Starunia, 11, Kraków 1936.
- [50] Konior K., *Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1931 na arkuszu Przemyśl*, Posiedzenia naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 33, Warszawa 1932.
- [51] Konior K., *Z badań nad czwartorzędem przedgórza karpackiego między Tarnowem a Dębicą*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 12, Kraków 1936.
- [52] Konior K., *O geologicznej budowie okolicy Strzyżowa*, Bulletin international de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres, A, Kraków 1939.
- [52a] Kosiba A., *Grenlandia*, Książnica-Atlas, Lwów 1936.
- [53] Köppen W., *Die Klimate der Erde*, Berlin-Leipzig 1923.
- [54] Krajewski St., *Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1932 na arkuszu Sanok*, Posiedzenia naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 36, Warszawa 1933.
- [55] Książkiewicz M., *Budowa brzeźnych mas magórkich między Sułkowicami a Suchą*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 9, Kraków 1935.
- [56] Książkiewicz M., *Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego*, Wydawnictwo Śląskie Polskiej Akademii Umiejętności, 2, Kraków 1935.
- [57] Kulczyński S., *Die altdiluvialen Dryasiloren der Gegend von Przemyśl*, Acta Societatis Botanicorum Poloniae, 9, Warszawa 1932.
- [58] Kuźniar Cz., *Löss w Beskidzie Galicji zachodniej*, Kosmos, 37, Lwów 1912.
- [59] Kuźniar Cz., *W sprawie dyluwium i morfologii doliny Ruby*, Wiadomości Geograficzne, 7, Kraków 1929.

- [60] Kuźniar W., *Przyczynki do znajomości geologicznej Wielkiego Księstwa Krakowskiego*, Sprawozdania Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności, 44, Kraków 1910.
- [60a] Lencewicz S., *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa 1927.
- [61] Lichtenecker N., *Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen*, Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien 1938.
- [62] Lilpop J., *Roślinność Polski w epokach minionych*, Monografie i podręczniki, 7, Lwów 1929.
- [63] Loewe F., *Das Klima des Grönlandischen Inlandeises*, Köppen-Geiger Handbuch der Klimatologie, Berlin 1933.
- [64] Łomnicki M., *Atlas Geologiczny Galicji*, tekst do zeszytu 12-ego, Kraków 1900.
- [65] Łomnicki M., *Atlas Geologiczny Galicji*, tekst do zeszytu 15-ego, Kraków 1903.
- [66] Łoziński W., *Glacialne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów*, Sprawozdania Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności, 43, Kraków 1909.
- [67] Łoziński W., *Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens*, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 60, Wien 1910.
- [68] Łoziński W., *Der diluviale Nunatak des Polnischen Mittelgebirges*, Monatsberichte der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 41, Berlin 1909.
- [69] Łoziński W., *Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung*, Comptes Rendus du IX Congrès Géologique International, 5, Stockholm 1910.
- [70] Łoziński W., *Wpływy tektoniczne w rozwoju rzek karpackich*, Kosmos, 46, Lwów 1922.
- [71] Łoziński W., *Miejscowe dyluwium Karpat*, Sprawozdania Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności, 60, Kraków 1922.
- [72] Małkowski S., *O stosunku żył andezytowych do budowy geologicznej okolic Pienin*, Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 2, Warszawa 1923/24.
- [73] Meinardus W., *Allgemeine Zirkulation und Niederschlagsverteilung in der Eiszeit*, Frankfurter Geographische Hefte, 11, Frankfurt 1937.
- [73a] Meinardus W., *Die hypsographischen Kurven Grönlands und der Antarktis und die Normalform der Inlandeisoberfläche*, Petermanns Mitteilungen, 72, Gotha 1926.
- [74] Miklaszewski S., *Ślady lodowca na Górze Święto-Krzyskiej*, Sprawozdania Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, 4, Warszawa 1911.
- [75] Milata W., *Atlas Klimatologiczny Karpat*, Rękopis w Instytucie Geograficznym U. J.
- [76] Milata W., *Pokrywa śnieżna w Karpatach*, Prace Studium Turyzmu U. J., 3, Kraków 1937.
- [76a] Milata W., *Dni z mrozem i przymrozkami w Karpatach*, Wiadomości Geograficzne, 16, Kraków 1938.



- [77] Mortensen H., *War der Boden in den eisfreien Gebieten um das diluviale Inlandeis gefroren?*, Petermanns Mitteilungen, 77, Gotha 1931.
- [78] Pawłowski S., *O utworach dyluwialnych w dorzeczu Mleczki*, Sprawozdania Komisji Fizjograficznej Polskiej Akademii Umiejętności, 53/54, Kraków 1920.
- [79] Pawłowski S., *Z morfologii pienięskiego pasa skałek*, Kosmos, 40, Lwów 1915.
- [80] Pawłowski S., *O terasach w dolinie Wisłoki*, Pokłosie Geograficzne, Lwów 1925.
- [81] Pawłowski S., *Les terrasses pleistocènes en Pologne*, Deuxième rapport de la Commission des Terrasses Pliocènes et Pleistocènes, Florence 1930.
- [82] Pawłowski S., *Terasy w dolinie górnej Raby*, Czasopismo Geograficzne, 9, Lwów 1933.
- [83] Pawłowski S., *Z badań nad zlodowaceniem Polskich Karpat*, Czasopismo Geograficzne, 10, Lwów 1932.
- [84] Pawłowski S., *Les Karpathes à l'époque glaciaire*, Comptes Rendus du Congrès International de Géographie à Varsovie, 2, Warszawa 1936.
- [85] Pawłowski S., *Bemerkungen über die Vergletscherung der Karpathen*, Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien 1938.
- [86] Partsch J., *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*, Leipzig 1923.
- [87] Pax F., *Eine fossile Flora aus der Hohen Tatra*, Jahresberichte Schlesischer Gesellschaft für vaterländische Cultur, Breslau 1905.
- [88] Pazdro Z., *Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszu Brzostek-Strzyżów*, Posiedzenia naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 39, 1934.
- [89] Penck A., *Europa zur letzten Eiszeit*, Festschrift Norbert Krebs, Stuttgart 1936.
- [90] Penck A., *Das Klima der Eiszeit*, Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien 1938.
- [91] Philipp H., *Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletschertekstur*, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paleontologie, 43, Berlin 1920.
- [92] Polanskyj G., *Homo sapiens fossilis aus Walawa*, Ukrainische Ševčenko-Gesellschaft der Wissenschaften in Lemberg, 5, 1927.
- [93] Poser H., *Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland*, Zeitschrift für Gletscherkunde, 24, Berlin 1936.
- [94] Raciborski M., *Kilka słów o modrzewiu w Polsce*, Kosmos, 15, Lwów 1890.
- [95] Reichel E., *Versuch einer Berechnung der eiszeitlichen Niederschlags-höhe in den Alpen*, Zeitschrift für Gletscherkunde, 22, Berlin 1935.
- [96] Romer E., *Klimat ziem polskich*, Encyklopedia Polskiej Akademii Umiejętności, Geografia fizyczna Ziem Polskich, Kraków 1912.
- [97] Romer E., *Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru*, Kosmos, 31, 1906.
- [98] Romer E., *Kilka spostrzeżeń i wniosków nad utworami lodowcowymi między Przemyślem a Dobromilem*, Kosmos, 32, Lwów 1907.

- [99] Romer E., *Tatrzańska epoka lodowa*, Prace Geograficzne, 11, Lwów 1929.
- [100] Rosłoński R., *Zbiornik wody gruntowej w Pralkowcach nad Sanem (pod Przemyślem)*, Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa 1924.
- [101] Salcmom W., *Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen*, Geologische Rundschau, 7/8, Berlin 1916/17.
- [102] Salomon W., *Arktische Bodenformen in den Alpen*, Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften (Math.-Phys. Kl.), 1929.
- [103] Samsonowicz J., *O loessie wschodniej części Gór Świętokrzyskich*, Wiadomości Archeologiczne, 9.
- [104] Sapper K., *Erdfließen und Strukturboden in polaren und subpolaren Gebieten*, Geologische Rundschau, 4, Berlin 1913.
- [105] Sawicki Ludomir, *Z fizjografii Zachodnich Karpat*, Archiwum Naukowe, Lwów 1909.
- [106] Sawicki Ludomir, *Krajobrazy lodowcowe Zachodniego Beskidu*, Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Polskiej Akademii Umiejętności, 53, Seria A, Kraków 1913.
- [107] Sawicki Ludwik, *O stratygrafii lessu w Polsce*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 8, Kraków 1932.
- [108] Scherf E., *Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage*, Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien 1938.
- [109] Schmid O., *Klima, Boden und Baumgestalt im berechneten Mittelgebirge*, Neudamm 1925.
- [110] Schostakowitsch W., *Der ewig gefrorene Boden Sibiriens*, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1927.
- [111] Schott C., *Das Problem des Dauerfrostbodens in den Randgebieten des norddeutschen Inlandeises*, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1932.
- [112] Schott C., *Die Blockmeere in den Deutschen Mittelgebirgen*, Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, 29, Stuttgart 1931.
- [113] Smoleński J., *Z morfogenezy Beskidu Niskiego*, Księga pamiątkowa IX. Zjazdu lekarzy i przyrodników polskich, Kraków 1911.
- [114] Smoleński J., *O wysokich terasach dyluwialnych na zboczach kotliny Sadeckiej*, Rozprawy Akademii Umiejętności, 47, Seria A, Kraków 1918.
- [115] Smoleński J., *O „zubożałych” żwirach tatrzańskich w północnej części karpackiego dorzecza Dunajca*, Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 1, Warszawa 1920.
- [116] Smoleński J., *L'influence de la glaciation nordique sur la morphologie des Beskides Occidentales Polonaises*, Comptes Rendus du Congrès International de Géographie à Varsovie, 2, Warszawa 1936.
- [117] Sokołowski S., *Geologia doliny Dunajca między Tropiem a Kurowem*, Kosmos, 60, Lwów 1935.
- [118] Stolfówna W., *Terasy górnej Raby*, Wiadomości Geograficzne, 10, Kraków 1932.



- [119] Sumgin M., *Über die ewige Gefrornis des Bodens*, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1929.
- [120] Świdziński H., *Przyczynki do poznania zasięgu dyluwium północnego w Karpatach środkowych*, Posiedzenia naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 41, Warszawa 1935.
- [121] Świdziński H., *Czwartorzęd w kotlinie Krośnieńskiej*, Posiedzenia naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 36, Warszawa 1933.
- [122] Świdziński H., „Prządki” *skałki piaskowca ciężkowickiego pod Krośnem*, Zabytki Przyrody Nieożywionej, 2, Warszawa 1933.
- [123] Świdzki B., *Geomorfologia Czarnohory*, Warszawa 1937.
- [124] Szajnocha W., *Atlas Geologiczny Galicji*, tekst do zeszytu 5-ego, 6-ego i 13-ego, Kraków 1895, 1896, 1901.
- [125] Szafer W., *Eine Dryas-Flora bei Krystynopol in Galizien*, Bulletin International de l'Académie des Sciences de Cracovie, Cracovie 1912.
- [126] Szafer W., *Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 5, Kraków 1928.
- [127] Szafer W. i Lilpop J., *Przyczynek do znajomości flory i klimatu dyluwium polskiego*, Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 1, Warszawa 1922.
- [128] Szafer W., *Flora plejstoceńska w Jarosławiu*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 9, Kraków 1933.
- [129] Szafer W. i Jaroń B., *Plejstoceńskie jezioro pod Juslem*, Starunia, 8, Kraków 1935.
- [130] Szafer W., Klimaszewski M., Szafran B. i Urbański J., *Flora driasowa w Krościenku nad Dunajcem*, Państwowy Instytut Geologiczny, Biuletyn 24, Warszawa 1939.
- [131] Szafer W. i Klimaszewski M., *Plejstocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa*, Starunia, 19, Kraków 1945.
- [132] Szaflarski J., *Z morfologii doliny Skawy i górnej Raby*, Wiadomości Służby Geograficznej, 2, Warszawa 1931.
- [133] Szaflarski J., *Z historii doliny Soly*, Prace Instytutu Geograficznego U. J., 13, Kraków 1932.
- [134] Szaflarski J., *Ze studiów nad morfologią i dyluwium południowych stoków Tatr*, Prace Instytutu Geograficznego U. J., 19, Kraków 1937.
- [135] Teisseyre H., *Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia*, Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa 1933.
- [136] Tietze E., *Beiträge zur Geologie von Galizien*, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 33, Wien 1883.
- [137] Tietze E., *Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau*, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 37, Wien 1887.
- [138] Tokarski J., *Physiographie des podolischen Lösses und das Problem seiner Stratigraphie*, Mémoires de l'Académie Polonaise des Sciences et des Lettres, A, 4, Cracovie 1936.
- [139] Tokarski J., *Physiographie des podolischen Lösses und das Problem seiner Stratigraphie*, Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien 1938.

- [140] Tołwiński K., *Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach Polskich*, Prace Geograficzne, 6, Lwów 1921.
- [141] Uhlig V., *Beiträge zur Geologie der Westgalizischen Karpathen*, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 33, Wien 1883.
- [142] Uhlig V., *Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen*, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 38, Wien 1888.
- [143] Walas J., *Roślinność Babiej Góry*, Monografie naukowe Państwowej Rady Ochrony Przyrody, 2, Warszawa 1933.
- [144] Wegener K., *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Grönland-Expedition A. Wegener 1929 und 1930/31*, 1-4, Berlin 1933-35.
- [145] Woldstedt P., *Das Eiszeitalter*, Stuttgart 1929.
- [146] Woldstedt P., *Einige Probleme des osteuropäischen Quartärs*, Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 54, Berlin 1933.
- [147] Woldstedt P., *Der Wasserhaushalt des Inlandeises*, Geologische Rundschau, 14, Berlin 1924.
- [148] Woldstedt P., *Bemerkungen zu meiner geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes*, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1935.
- [149] Wdowiarz J., *Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dynowa*, Państwowy Instytut Geologiczny, Biuletyn 10, Warszawa 1939.



# ERRATA

| Stronice: | Wiersze:   | Jest:  | Powinno być: |
|-----------|------------|--------|--------------|
| 20        | 18 od dołu | 64     | 66           |
|           | 15 od dołu |        |              |
|           | 4 od dołu  | 64, 65 | 66, 67       |
| 22        | 20 od góry | 66     | 68           |
| 68        | 4 od góry  | 89     | 79           |
| 96        | 10 od dołu | 64     | 66           |
| 117       | 8 od góry  | 131    | 141          |
|           | 14 od góry | 64     | 66           |
| 119       | 13 od góry | 64     | 66           |

---

## T R E Ś Ć

### CZĘŚĆ I. TŁO

|                                                                                          | Str. |
|------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| 1. Wstęp . . . . .                                                                       | 5    |
| 2. Metoda badań . . . . .                                                                | 8    |
| 3. Teren pracy . . . . .                                                                 | 10   |
| 4. Dane z piśmiennictwa . . . . .                                                        | 11   |
| 5. Przegląd utworów dyluwialnych w Karpatach Zachodnich . . . . .                        | 17   |
| 6. Zasiąg i przebieg zlodowacenia maksymalnego na północnych stokach<br>Karpai . . . . . | 19   |

### CZĘŚĆ II. MATERIAŁ

|                                                               |     |
|---------------------------------------------------------------|-----|
| 7. Utwory dyluwialne w dolinie Skawy . . . . .                | 25  |
| 8. Utwory dyluwialne w dolinie Raby . . . . .                 | 48  |
| 9. Utwory dyluwialne w dolinie Dunajca . . . . .              | 67  |
| 10. Utwory dyluwialne w dolinie Wistoki . . . . .             | 96  |
| 11. Utwory dyluwialne w dorzeczu Wisłoka i Jasiołki . . . . . | 119 |
| 12. Utwory dyluwialne w dolinie Sanu . . . . .                | 162 |

### CZĘŚĆ III. WNIOSKI

|                                                                                                           |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 13. Wiek pokryw akumulacyjnych w dolinach rzek zachodnio-karpackich                                       | 188 |
| 14. Klimat Karpat w okresie dyluwialnym i jego wpływ na procesy mor-<br>fogenetyczne . . . . .            | 190 |
| 15. Następstwo chronologiczne i stratygrafia utworów czwartorzędowych<br>w Karpatach Zachodnich . . . . . | 216 |
| 16. Ewolucja morfologiczna Karpat Zachodnich w okresie dyluwialnym . . . . .                              | 218 |
| Piśmiennictwo . . . . .                                                                                   | 226 |
| Errata . . . . .                                                                                          | 234 |

### CZĘŚĆ IV. MAPY I PROFILE

w teczce dołączonej do okładki, numerowane od 1 do 8.



Praca przedstawiona przez Juliana Czyżewskiego  
na wspólnym posiedzeniu Wydziału Nauk Matematyczno-  
Przyrodniczych i Wydziału Nauk Lekarskich  
Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego  
w dniu 22 stycznia 1948 roku.

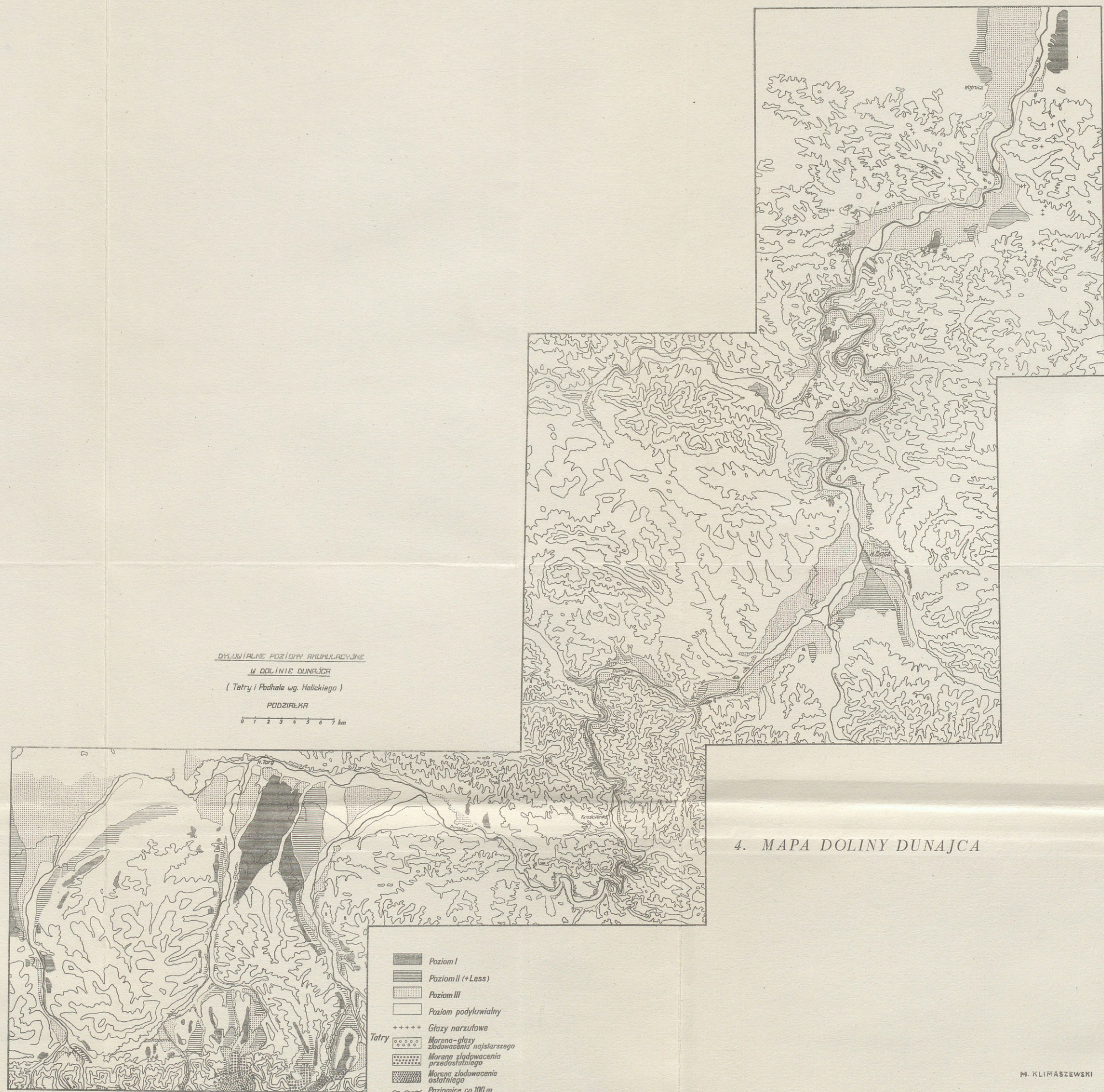




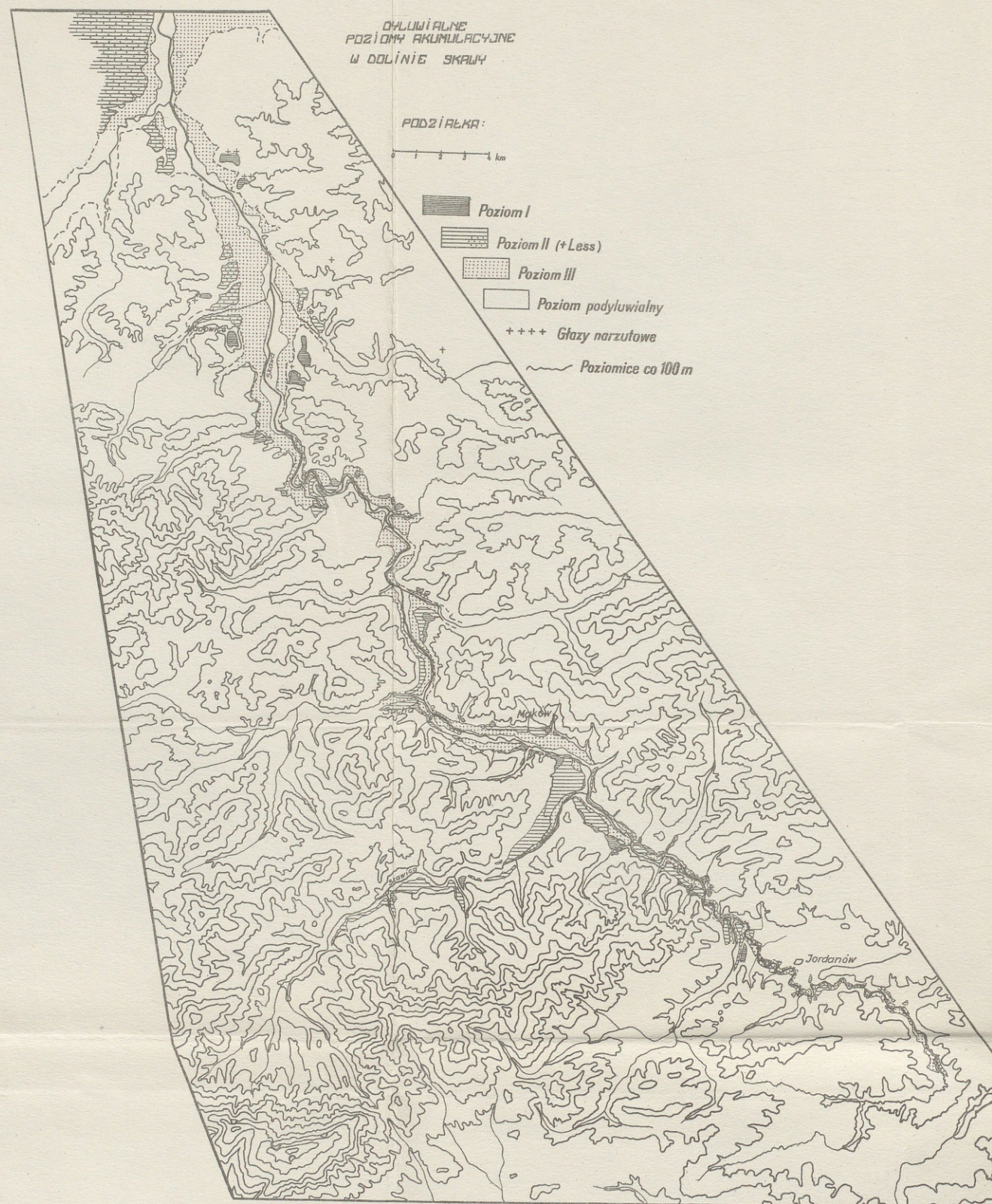


M. KLIMASZEWSKI

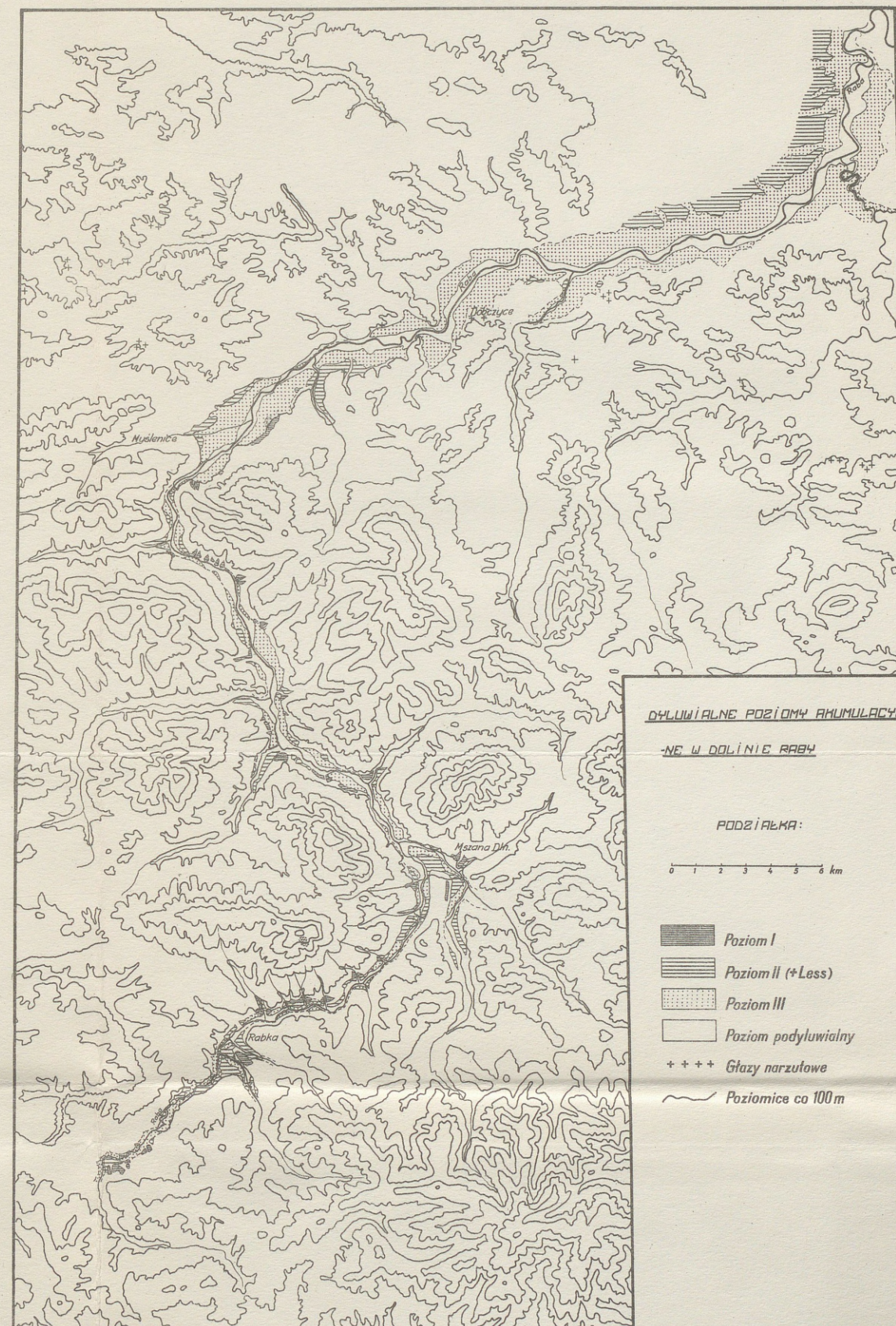








2. MAPA DOLINY SKAWY



3. MAPA DOLINY RABY

M. KLIMASZEWSKI



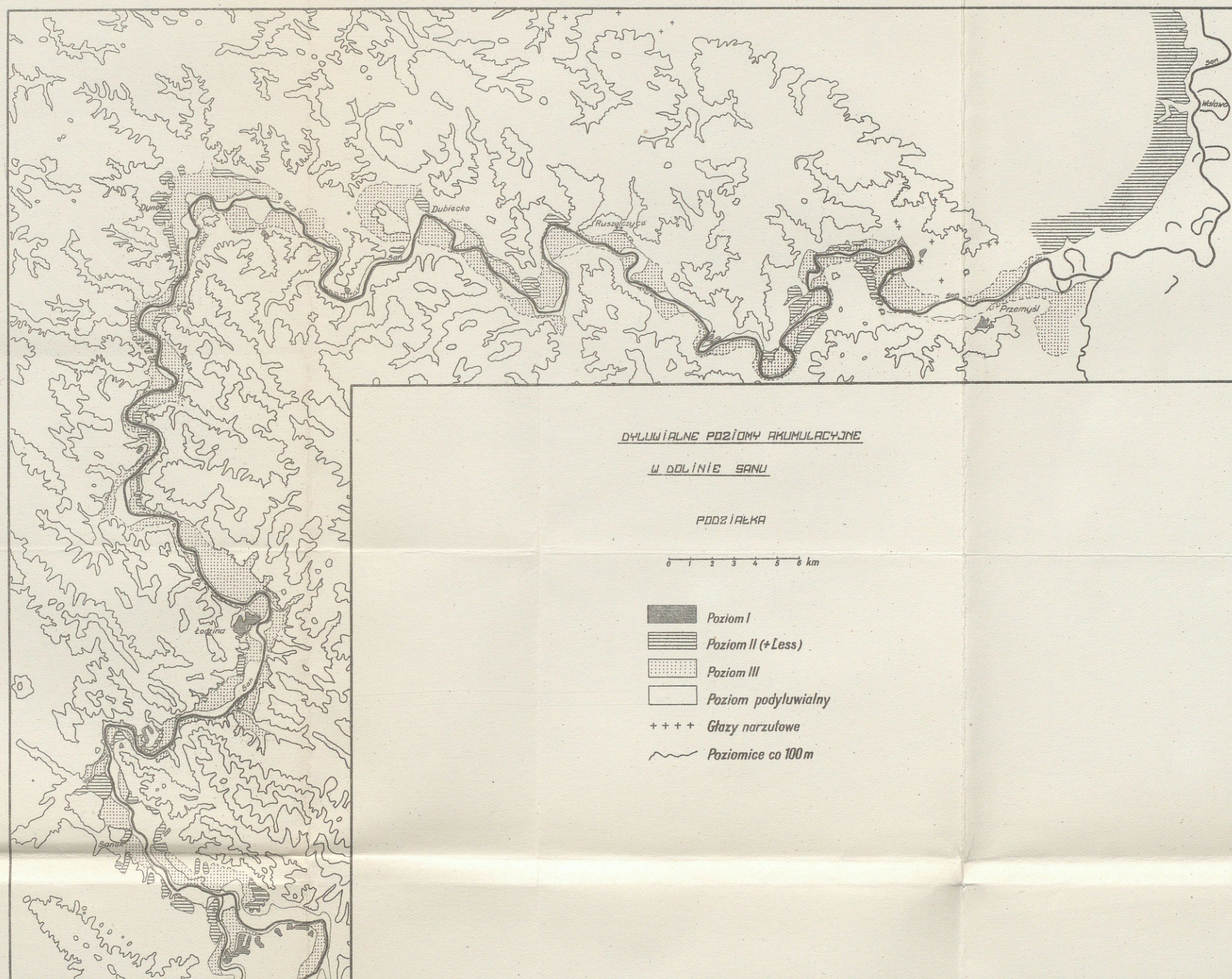


M. KLIMASZEWSKI

# I. MAPA POLSKICH KARPAT ZACHODNICH

Objaśnienie znaków: 1. Poziomice 200, 300, 400, 500, 700, 1000, 1500, 2000 i 2500 m, 2. Rzeki, 3. Zasiąg maksymalnego zlodowacenia niżowego, 4. Przypuszczalny zasiąg maksymalnego zlodowacenia tatrzańskiego, 5. Przypuszczalny zasiąg przedostatniego zlodowacenia tatrzańskiego, 6. Zasiąg ostatniego zlodowacenia tatrzańskiego, 7. Obszary polodowcowe Babiej Góry i Pilska, 8. Kierunki odpływu wód w okresie zlodowacenia maksymalnego, 9. Ważniejsze formy skalne w Beskidach i na Pogórzu, 10. Stanowiska kopalnej roślinności dyluwialnej.

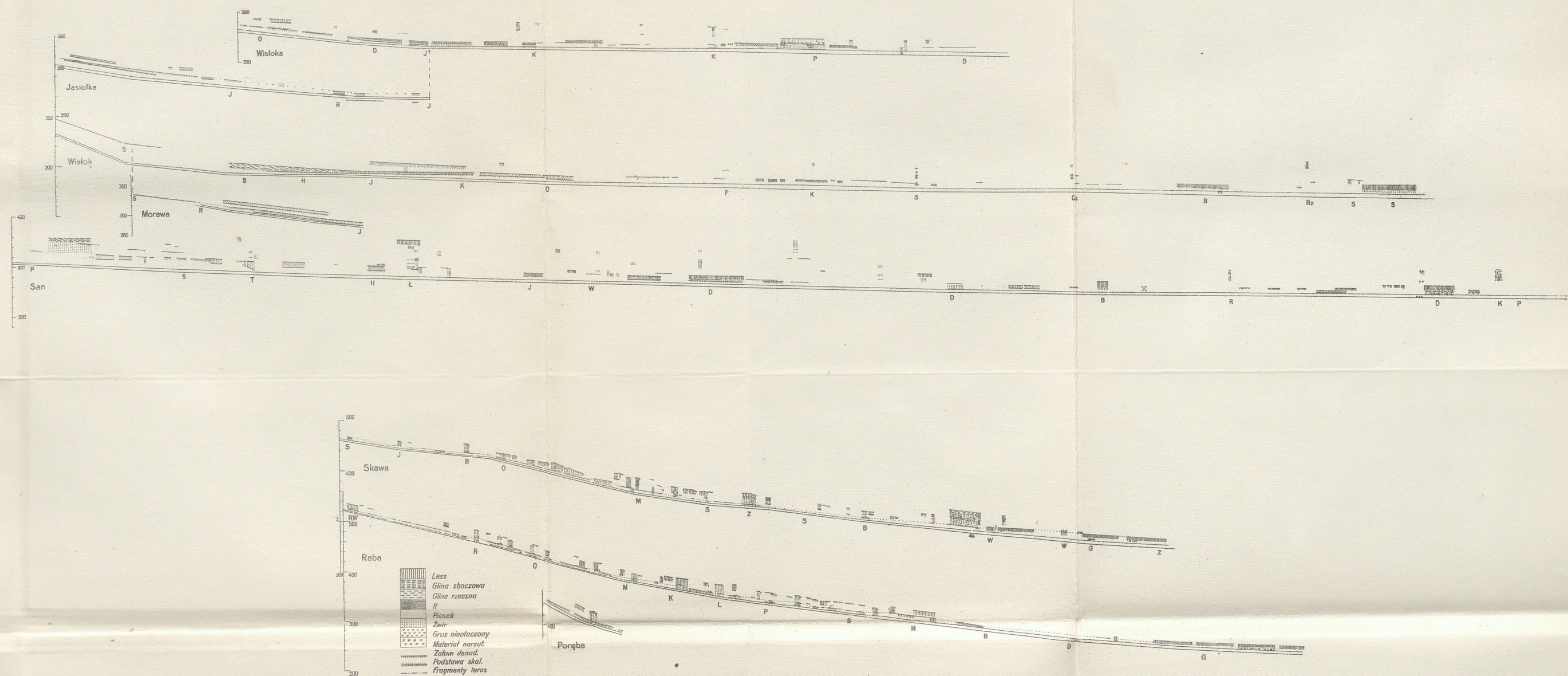




M KLIMASZEWSKI

6. MAPA DOLINY SANU





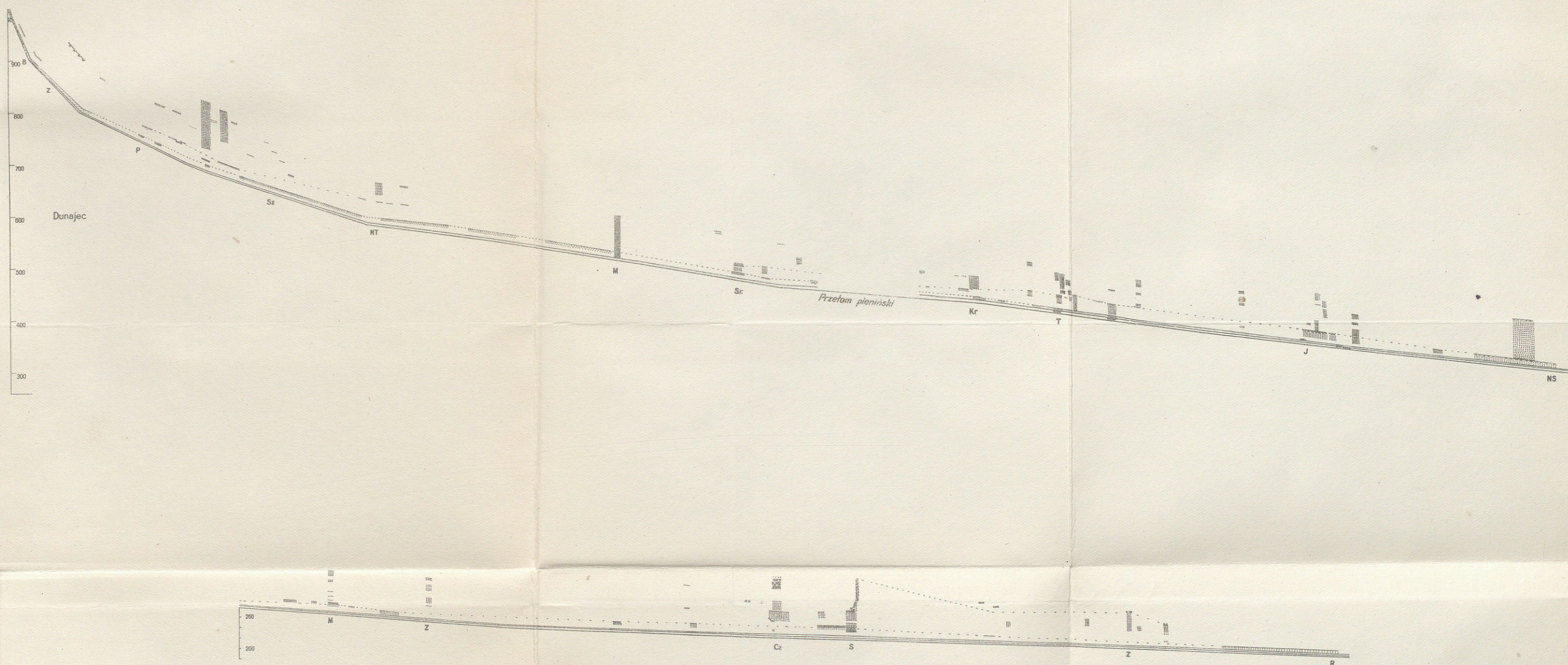
M. KLIMASZEWSKI

# 7. PROFILE PODŁUŻNE POZIOMÓW AKUMULACYJNYCH PIĘCIU RZEK KARPACKICH Z DOPLYWAMI

Skala pozioma 1:300.000

Skala pionowa 1:80.000





8. PROFIL PODŁUŻNY POZIOMÓW AKUMULACYJNYCH W DOLINIE DUNAJCA (DLA TATR I PODHAŁA WEDŁUG B. HALICKIEGO)

Skala pozioma 1 : 500 000

Skala pionowa 1 : 80.000

M. KLIMASZEWSKI





2749/  
2