

H. ŚWIDZIŃSKI — J. WDOWIARZ

PRZEWODNIK DO WYCIECZEK

XXIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego
w Karpatach Krośnieńskich w r. 1950

Путеводитель экскурсий

XXIII Съезда Польского Геологического Общества
в Кросненских Карпатах в 1950 г.

Guide des excursions

*de la XXIII Réunion de la Société Géologique de Pologne
dans les Karpates de Krosno en 1950*

T R E Ś Ć

	str.
A. Część ogólna — Karpaty Krośnieńskie (H. Świdziński)	355
1. Ukształtowanie powierzchni	355
2. Czwartorzęd	356
3. Budowa geologiczna	359
B. Wycieczki	361
I. Krosno-Węglówka (H. Świdziński)	361
1. Uwagi ogólne	361
2. Od Iwonicza do Korczyny	362
3. Profil Korczyna-Węglówka	363
II. Karpaty Dukielskie (J. Wdowiarsz)	370
III. Profil Wisłoka pod Rymanowem (H. Świdziński)	373
1. Przełom w Besku	373
2. Kotlina Sieniawy	375
3. Siodło Rymanowskie	376

A. CZĘŚĆ OGÓLNA — KARPATY KROŚNIEŃSKIE

(opracował H. Świdziński)

1. Ukształtowanie powierzchni

Karpaty krośnieńskie, teren XXIII Zjazdu P. T. G., należą do Beskidu Niskiego. Jak wskazuje sama nazwa jest to najniższa część Karpat, w której szczyty wzgórz wznoszą się przeciętnie do 400 m na północy (Karpaty Rzeszowskie) i do 650 m w okolicy przełęczy Dukielskiej, najniższej w całym łuku karpacim (502 m). Jedynie góra Cergowa koło Dukli przekracza

700 m, wybijając się nadto swymi śmiałymi kształtami ponad otoczenie. Dopiero na wschód od Dukli w Bieszczadach, rośnie wysokość gór.

Śródgórskie kotliny, tak charakterystyczne dla tej części Karpat, leżą przeciętnie o 100 — 150 m niżej od wspomnianej „powierzchni szczytowej“. Są one wyraźnie związane z budową geologiczną, rozwijając się mianowicie na terenie wielkich struktur synklinalnych, w budowie których główną rolę grają stosunkowo mało odporne warstwy krośnieńskie (np. w depresji Strzyżowskiej).

Najważniejszą i najciekawszą jest kotlina krośnieńska o poziomie dna na wysokości około 300 m. Jest to wielka forma, szerokości 12 km, której naturalną granicę stanowi od północy pasmo Odrzykońskie, sięgające 500 m i przedłużające się ku południowo-wschodowi w grzbiet Bucznika koło Brzozowa. Od południa obramowują ją pasma wzgórz Bóbrki, Iwonicza, Rymanowa.

Kotlina krośnieńska „wygasa“ ku zachodowi zaraz za Jasiołką, a ku SE ciągnie się wzdłuż Wisłoka w postaci wspaniale wyrażonej kotliny Zarszyńskiej, łączącej się różnymi odnogami z innymi, mniejszymi kotlinami, znanymi jako „Doły Sanockie“. Takie same „doły“ znajdują się również na południe od Krosna w okolicy Miejsca Piastowego i Iwonicza.

Znamienną cechą są zupełnie płaskie dna, zarówno głównej kotliny, jak i złączonych z nią „dołów“ — wynik działalności erozyjno-akumulacyjnej rzek pleistocenkich na odpowiednim podłożu geologicznym; owe doły rozwijają się przeważnie na strefach mało odpornych odmian warstw krośnieńskich.

LITERATURA

1. Fleszar A.: Próba morfogenezy Karpat na północ od Krosna. *Kosmos*, t. 39, Lwów 1914. — 2. Rehman A.: Ziemie dawnej Polski, cz. I Karpaty, Lwów 1894. — 3. Smoleński J.: Z morfogenezy Beskidu Niskiego. *Ks. Pamiątk. XI Zjazdu Przyr. i Lekarzy*, Kraków 1911.

2. Czwartorzęd

Czwartorzęd tutejszy dzieli się na trzy główne rodzaje:

- A. miejscowa zwietrzelina
- B. utwory dolin rzecznych
- C. materiał nawiany

A. Miejscowa zwietrzelina ma charakter zmienny, zależny od podłoża, na którym powstaje. Obecność we fliszu wkładek „łupkowych“, bądź lepiszcza ilastego w piaskowcach powoduje, że na ogół jest ona ilasta, nawet na terenie piaskowców ciężkowickich i czarnorzeckich, gdzie lokalnie tylko można obser-

wować utwory piaszczysto-żwirowe. Zasadniczo na piaskowcach rozwijają się utwory gliniasto-piaszczyste z rumoszem piaskowców a na łąkach, zwłaszcza pstrych — ciężkie gliny, skłonne do osuwisk. Najlepiej i najgłębiej wietrzeją warstwy krośnieńskie, których piaskowce o lepszemu ilasto-wapnistym rozpadają się łatwo, a łąki, ze względu na wapnistość, dają zwietrzelinę nie tak plastyczną, jak inne łąki karpaccie i bardziej przepuszczalną dla wody. Tereny warstw krośnieńskich są wskutek tego, obok dolin rzecznych, wyposażone w najlepszą glebę.

Na terenie Karpat krośnieńskich zachowała się w wielu miejscach zwietrzelina, pochodząca z epoki plejstoceny, charakteryzująca się większymi miąższami i żółtym zabarwieniem. Gliny zdradzają często domieszkę materiału „lesowatego“, zwłaszcza na północ od Krosna. Niezależnie od tego głębsze wietrzenie warstw krośnieńskich w tym czasie wytworzyło specjalne gliny żółtawe, drobno pyłkowe, nieraz na oko trudne do odróżnienia od lesu. Takie zwietrzenie można między innymi obserwować w cegielni w Korczynie.

B. Utwory dolin rzecznych są najbardziej charakterystyczną cechą okolic Krosna, łącznie bowiem z rzeźbą nadają swoiste piętno krajobrazowi tutejszych kotlin. Można tu wydzielić dwa zasadnicze systemy tarasów: dolinowe i poza-dolinowe (ekstra-dolinowe).

Pierwsze, młodsze związane są z dzisiejszymi dolinami rzek, gdy drugie przedstawiają zespół tworzący często działy wód, lub pokrywający płaszczyznami odosobnionymi płaskie wierzchołki. Podział na trzy poziomy, zastosowany przez Klimaszewskiego (1), niezupełnie odpowiada rozwojowi tarasów kotliny krośnieńskiej.

a. W tarasach dolinowych rozróżniamy utwory współczesne wód normalnych lub powodziowych, będące wynikiem dzisiejszej akumulacji i dochodzące do wysokości 3—4 m. Towarzyszą one wąskimi pasmami korytu rzeki. Taras następny 3—5 m jest głównym poziomem jako właściwy taras denny (łęgowy) zarówno dolin rzecznych, jak i kotlin. Jest on tylko częściowo zalewany podczas katastrofalnych powodzi i to w pobliżu koryta. O ile tarasy niższe składają się przeważnie ze żwirów, denny zbudowany jest raczej z glin, ze żwirami u spodu. Jedynie w dolinie Jasiołki większą rolę grają żwiry.

Taras denny jest bądź akumulacyjny, bądź akumulacyjno-erozyjny, zależnie od wcięcia dzisiejszego koryta.

b. Tarasy i poziomy poza-dolinowe (z reguły skalno-akumulacyjne) są zawieszane nad dzisiejszymi dolinami na różnych wysokościach. Dają się wyróżnić następujące grupy:

1. Tarasy 15—30 m, najlepiej rozwinięte, zwykle rozbijają się na 3 poziomy, różniące się od siebie parometrowymi stopniami, bądź przechodzące powoli jedno w drugie. Jest to ważny system, tworzący wielką równię wododziałową między

Wisłokiem a Jasiołką, szerokości najmniej 5 km. Na poziomie tej równi, pochylonej w zasadzie ku NE, Jasiołka uchodziła do Wisłoka. Tarasy te zbudowane są z parometrowej serii żwirów, które ku górze przechodzą w żółte gliny, zachowane najlepiej w okolicach Krosna, gdzie są np. eksploatowane w cegielni w Polance. Ponadto widać je w oberwiskach nad Wisłokiem. Tarasy te są lokalnie obniżone do wysokości względnej poniżej 15 m, a nad Wisłokiem wyodrębnia się z nich osobny poziom 6—8 metrowy, również z glinami u góry.

2. Poziomy wyższe nie tworzą tarasów (stopni) lecz są zwykle poziomami wierzchowinowymi. Zachowały się tu i ówdzie np. w okolicy Zręcina nad Jasiołką i w Iwoniczu, w formie zrównań na szczytach wzgórz, pokrytych zwłaszcza w tej ostatniej okolicy, pięknymi żwirami (g. Zapłatna i Średnia). Wznoszą się one na 40—50 m nad poziom sąsiednich dolin. W niektórych miejscach można stwierdzić jeszcze wyższe poziomy wierzchołkowe ze słabymi, tym niemniej wyraźnymi żwirami (nie „antropogenicznymi“), np. w Żeglach, SW od Krosna.

Sięgając ok. 70 m nad dna dolin przedstawiają one szczątki dawnych poziomów z zubożalymi żwirami.

c. Utwory nawiane. Na terenie krośnieńskim brak jest typowego lesu, przynajmniej w jego klasycznej „subaeralnej“ postaci, natomiast udział materiału nawianego w budowie czwartorzędowej pokrywy nie ulega wątpliwości. Został on tylko przemyty i przemieszany z miejscową zwietrzeliną. Najobficiej występuje w częściach północnych, przechodząc u brzegu Karpat w typowe lesy; ku południowi natomiast zanika, ustępując miejsca lokalnej zwietrzelinie. Na obszarach pośrednich, a szczególnie w okolicach Krosna, wchodzi on w skład zboczowych „glin miejscowych“ oraz glin „napływowych“, pokrywających częściowo tarasy poza dolinowe.

Wiek tarasów nie zawsze da się ściśle oznaczyć. Grupę tarasów „pozadolinowych“, między Wisłokiem i Jasiołką ze względu na pokrywę „lesową“, należy odnieść do plejstocenu. Jest to — ogólnie biorąc — odpowiednik 20 m tarasu Wisłoki, związanego przez Pawłowskiego (4) ze zlodowaczeniem Krakowskim, przez Klimaszewskiego (1, 2) — z Warszawskim I (Środkowopolskim). Na terenie kotliny krośnieńskiej ostatni autor zalicza część tych tarasów do jednego z tych zlodowaceń, część do drugiego. Poziomy wyższe 50 i 70 m będą należały zapewne do starszego plejstocenu, a może i późnego pliocenu. Ustalenie ich wieku wymaga jeszcze szczegółowych badań i wielostronnego przedyskutowania problemu rzeźby Karpat w nawiązaniu do zlodowaceń niżowych.

Bardzo interesującym zagadnieniem jest taras denny.

W różnych miejscach przechodzi on stopniowo w tarasy powodziowe, ale wiek jego będzie zapewne starszy od holocenu. Przede wszystkim do tarasu tego należą dna kotlin „dołów“,

które są wytworem zupełnie odmiennych warunków klimatycznych niż dzisiejsze. Jedne z nich, jak np. kotlinka w Targowiskach, lub Chorkówce przedstawiają dna dawnych jezior inne wiążą się ze specyficznymi warunkami hydrograficznymi, podczas których istniały systemy bifurkujące, pozostałością po czym są dziś martwe doliny przepływowe, np. między Iwoniczem i Rogami, lub też Klimkówką a Widaczem (arkusz Sanok).

W podobnych warunkach geologicznych znajduje się „jeziro późno-glacialne“ w dolinie Jasiołki w Roztokach koło Jasła, odkryte i opisane pod względem paleobotanicznym przez Szafera (8), a geomorfologicznym przez Klimaszewskiego (2). Wymienieni autorzy wiążą powstanie tego jeziora z II Warszawskim zlodowaceniem i do tego okresu, być może, należałoby odnieść akumulację tarasu dennego i dna dołów Krośnieńsko-Sanockich. Samo zagadnienie powstania tych dołów i wiek wyerodowań, nie są jeszcze wyświetlone.

Osobnym swoistym problemem jest odmłodzona dolina Wisłoka od Beska w górę, z pięknymi tarasami, zaczynającymi się 30—35 m poziomami, których wysokość maleje stopniowo w górę rzeki. Wysokość względna nie ma nic wspólnego z wiekiem, są to bowiem utwory młodsze odpowiadające zapewne tarasowi dennemu. Należą one do subsekwentnej kotliny Sieniawy, wytworzonej w synklinie warstw krośnieńskich i ciągnącej się od Odrzechowej na Rymanów. Jak to wykazałem przed laty (7), Wisłok pierwotnie skręcał w Sieniawie na zachód, a dopiero wskutek otworzenia sobie drogi na wprost, do niższej o 50 m blisko kotliny Zarszyńskiej, wciął się głęboko, tworząc odmłodzoną dolinę o typie jaru. Krajobrazowo przedstawia on pewnego rodzaju fenomen w tej części Karpat.

LITERATURA

1. Klimaszewski M.: Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Prace Wrocł. Tow. Nauk.* S. 5, Nr 7, Wrocław 1948.
2. Klimaszewski: Jezioro plejstocenne koło Jasła „*Starunia*“, Nr 27, Kraków 1948.
3. Łoziński W.: Glacialne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów. *Spraw. Kom. Fizj. A.U.* t. 43, Kraków 1908.
4. Pawłowski S.: O tarasach w dolinie Wisłoki. „*Pokłosie Geograficzne*“, Lwów 1925.
5. Świdziński H.: Czwartorzęd w kotlinie Krośnieńskiej. *Pos. Nauk. P. I. G.* Nr 36, Warszawa 1933.
6. Świdziński H.: Przyczynki do poznania zasięgu dyluwium północnego w Karpatach Środkowych. *Pos. Nauk. P. I. G.* Nr 41, 1935.
7. Świdziński H.: Badania geologiczne w okolicach Rymanowa. *Sprawozdania P. I. G.* t. V. 1929.
8. Szafer W.: Późny glacial w Roztokach pod Jasłem. „*Starunia*“ Nr 26, Kraków 1948.

3. Budowa geologiczna

Na terenie Karpat krośnieńskich mamy do czynienia ze wszystkimi głównymi jednostkami tektonicznymi tej części Karpat. Od północy znajduje się tzw. strefa fałdów skibowych

(brzeżny region inoceramowy), już nie objęta załączoną mapą. Do niej przylega region śląski (1), którego brzeżna część przedstawia wielkie nasunięcie czarnorzeckie z odosobnionym płatem tektonicznym Bonarówki. Pod tym nasunięciem zachował się fragment jednostki pośredniej — węglowieckiej, również nasuniętej na region inoceramowy. Region śląski różni się od inoceramowego wykształceniem górnej kredy i eocenu podmenilitowego, zaś węglowiecki — swoistą facją górnej kredy (5).

Ku południowi elementy tektoniczne regionu śląskiego obniżają się, przechodząc w rozległe, podłużne zakłębienie, znane jako Centralna Depresja Karpacka (6). Jest to synklinorium zbudowane głównie z najmłodszych utworów fliszu — warstw krośnieńskich.

Te ostatnie są sfałdowane i na obszarze tutejszych Karpat jądra wtórnych siodła ujawniają na powierzchni eocen podmenilitowy, a nawet i górną kredę w facji śląskiej. Główne siodła to: Potockie, Bóbrzeckie i Iwoniczo-Rymanowskie. Przedstawiają one wąskie, długie, jak na karpackie stosunki dość prawidłowe, stromo ustawione antykliny, częściowo o charakterze diapirowatym (lokalne niezgodności jąder ze skrzydłami), podzielone szerokimi synklinami z wtórnymi, złuskowanymi siodłkami. Jedynie siodło Rymanowskie wykazuje na wschód od Iwonicza Zdroju potęgujące się złuszkowanie, przewalając się już w Rudawce Rymanowskiej na swe przedpole.

W okolicy Krosna centralna depresja jest nie tylko obniżeniem tektonicznym, ale i morfologicznym (kotliną krośnieńską), ponieważ obrzeżające ją elementy tektoniczne (nasunięcie czarnorzeckie i fałdy Dukielskie) mają skały odporniejsze. Dalej ku SE, gdzie geologicznie depresja pogłębia się i rozszerza (formacje starsze od warstw krośnieńskich chowają się), zatracą ona charakter obniżenia morfologicznego i grzbiety warstw krośnieńskich nie różnią się wysokością od obramowań.

Koło Dukli pojawia się nowy element w postaci wiązki fałdów, częściowo złuskowanych, obalonych, lub wręcz nasuniętych na przedpole („płaszczyzna“ Michowska Opolskiego). W fałdach tych ukazują się w większej ilości utwory starsze od warstw krośnieńskich, aż do kredy włącznie. Ta ostatnia wykształcona jest nie w facji śląskiej lecz inoceramowej.

Fałdy Dukielsko-Użockie (w skrócie — dukielskie), jak nazywamy tę strefę, można uważać w pewnym stopniu za drugie skrzydło Centralnej Depresji. W fałdach tych występują skały dość odporne na wietrzenie jak np. piaskowce cergowskie i „podrogowcowe“, co uwydatnia się od razu w morfologii (g. Cergowa, Piotruś i inne).

Na południe od fałdów Dukielskich przebiega wielka jednostka wewnętrzna Karpat Zachodnich — Płaszczyzna margska. Ma ona jak wiadomo zupełnie inną stratygrafię (4,5) i nie łączy się tektonicznie z pozostałymi elementami, leżąc nie-

zgodnie na fałdach dukielskich, a dalej ku zachodowi — bezpośrednio na centralnej depresji. Płaszczyzna magurska nie wchodzi do programu Zjazdu.

LITERATURA OGÓLNA

1. Nowak J.: Nafta Karpat polskich w świetle geologii regionalnej. *Prace Geogr.* Romera zes. VI, Lwów 1922. — 2. Nowak J.: Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927. — 3. Nowak J.: Die Geologie der polnischen Oelfelder. Stuttgart 1929. — 4. Świdziński H.: Uwagi o budowie Karpat fliszowych. *Spraw. P. I. G.* t. VIII/1, Warszawa, 1934. — 5. Świdziński H.: Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *P. I. G. Biuletyn* 37, Warszawa 1947. — 6. Tołwiński K.: Centralna Depresja Karpacka. *Geolog. i Statystyka Naftowa* 1932. — 7. Zuber R.: Flisz i nafta, Lwów 1918.

B. WYCIECZKI

I. dzień: — (IWONICZ) — KROSNO — WĘGLÓWKA
(prowadzi H. Świdziński)

1. Uwagi ogólne

Teren wycieczki należy do klasycznych w geologii Karpat fliszowych i nie ma bodaj drugiego miejsca w Karpatach, które posiadałoby tak obfitą literaturę, sobie wyłącznie poświęconą. Profil Krosno-Węglówka był tematem wielu lokalnych konferencji geologicznych (17, str. 57) i został także specjalnie opracowany przed laty 30 jako program nie doszłej do skutku wycieczki Asocjacji Karpackiej (9). Przyczyną tego jest nie tylko dogodnie położenie komunikacyjne, ale także różnorodność zagadnień geologicznych, przy stosunkowo bardzo dobrych, jak na tę część Karpat, odkrywkach.

Punktem centralnym zainteresowań był zawsze problem Węglówki, ów przez długie lata trudny do rozplątania „węzeł geologiczny“. Problem ten został dopiero wówczas wyjaśniony, gdy przekonano się, że ciemne łupki czarnorzeckie i czarne łupki węglowieckie są wieku odmiennego i że oprócz czerwonych łupków eoceńskich istnieją jeszcze nie do odróżnienia od nich na oko, czerwone iłowupki środkowo-kredowe, oraz podobne czerwone iłowupki margliste górno-kredowe. Szczegółowe zdjęcia, rozpoczęte przez J. Obtułowicza, kontynuowane przez piszącego te słowa, a ukończone przez H. Teisseyr'a, ustaliły obraz geologiczny, który już prawdopodobnie nie ulegnie większej zmianie.

Okolice Węglówki są także jednym z nielicznych w Karpatach punktów, gdzie znajdowano faunę, a mianowicie dolnokredową w Domaradzu (5), górno-kredową w Czarnorzekach (8, 12), paleoceńską w Płosinie koło Domaradza (2, 14), eoceńską w strefie Korczyzna-Kombornia (14, 15).

LITERATURA

1. Czernikowski J.: Otwornice serii fliszowej facjesu śląskiego, na pograniczu kredy górnej i dolnej. „*Nafta*“ Nr 7—8, 1949. — 2. Fleszar A.: O niektórych skamieniałościach karpackich. *Kosmos*, t. 37, 1912. — 3. Fleszar A.: O budowie Karpat na północ od Krosna. *Spraw. Kom. Fizj.* t. 48, 1914. — 4. Goblot H.: O budowie geologicznej Karpat na północ od Krosna. *Spraw. P. I. G.* t. IV, 1928. — 5. Grzybowski J.: Dolna kreda w okolicy Domaradza. *Kosmos* t. 26, 1901. — 6. Kreutz S.: Ochrona przyrody nieożywionej. *Skarby Przyrody*, Warszawa 1932. — 7. Łoziński W.: Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung C. R. XI *Congrès Géol. Intern.*, Stockholm 1910. — 8. Nowak J.: Aus den Untersuchungen über die polnischen Westkarpathen. *Bull. Int. Acad. Sc. Cracovie* 1917. — 9. Nowak J.: Stosunki geologiczne obszaru między Krosnem a Węglówką. *Rocznik P. T. G.* t. II, 1925. — 10. Nowak J.: Zarys tektoniki Polski, 1927. — 11. Obtulowicz J.: Stosunki geologiczne etc. w rejonie Węglówki. *Rocznik P. T. G.* t. XII, 1936. — 12. Radomska-Świdzińska L.: Na Prządkach i Odrzykoniu, *Ziemia* Nr 7, Warszawa 1932. — 13. Rogala W.: Nowe skamieniałości w Karpatach, *Kosmos* t. 39, 1914. — 14. Rogala W.: Tymczasowa wiadomość o znalezieniu nowej fauny paleogeńskiej w Karpatach zachodnich, *Kosmos* t. 42, 1917. — 15. Rogala W.: Nouvelles données pour la stratigraphie du flysch Karpatique, *Memoires I Réun. As. Karp.* 1927. — 16. Świdziński H.: „Prządki“, *Zabytki Przyr. Nieoż.*, zesz. 2., 1933. — 17. Świdziński H.: Słownik stratygraficzny etc. *P. I. G. Biul.* 37, 1947. — 18. Teisseyre H.: Budowa geologiczna okolic Węglówki. „*Nafta*“, rocz. III, 1947. — 19. Zuber R.: Flisz i nafta, Lwów 1918.

2. Od Iwonicza do Korczyny

Przed skretem na główną szosę Sanok-Krosno opuszczamy wąską dolinkę potoku Iwonickiego i wjeżdżamy do kotliny Iwonicza wsi. Jest to jeden z owych „dołów“, po których dzisiejsze potoki snują się cienką nitką, pełną skrętów meandrowych.

Brzegiem wschodnim tej kotliny jedziemy w kierunku północnym. Po stronie wschodniej wznosi się pasmo wzgórz o płaskich szczytach — g. Zapłatna, (338 m), Średnia (350 m), pokryte starymi żwirowiskami, wzniesionymi ok. 50 m nad poziom kotliny iwonickiej.

Za krzyżówką w Miejscu Piastowym przecinamy obniżenie, otwierające się na wschód na kotlinkę Łęzan, po czym w Suchodole (szkoła rolnicza) osiągamy wielki taras plejstoceniowski, na którym leży Krosno. Za mostem na leniwie płynącym Wisłoku szosa wspina się do góry, przecinając wzgórze św. Wojciecha. W odświeżonej drodze obserwujemy pięknie odsłonięte, liściasto rozpadające się, brunatne, jasno wietrzejące łupki menilitowe w skrzydle południowym siodła potockiego.

Na skreście, w szczytowej partii drogi widać rogowce, a pod nimi zielone iłłupki eocenu podmenilitowego. Są one sfałdowane z wtórnymi synklinkami łupków menilitowych. Nieco dalej, w przydrożnym rowie ukazują się i łupki czerwone. Jest to mniej więcej jądrowa część siodła.

Zjeżdżając w dół do kotliny Korczyńskiej, powstałej w synklinie warstw krośnieńskich, obserwujemy jeszcze rumosz bia-

ławo zwietrzałych „margli menilitowych“, należących do północnego skrzydła siodła potockiego.

3. Profil Korczyna-Węglówka

Za Korczyną teren podnosi się, wspinamy się na zbocze wielkiego nasunięcia czarnorzecznego — północną krawędź depresji. W małej cegielni na skřęcie drogi są eksploatowane żółte, lesowate gliny. Warstwowanie, tu i ówdzie widoczne, oraz smugi bardziej zglinionego materiału, zdradza udział wody w powstawaniu glin. Jest to charakterystyczny utwór pochodzący z epoki plejstocęńskiej. W dawniejszych opisach i mapach geologicznych nosi on nazwę „glin zboczowych“, lub „górskich“, a często zaliczany bywa do lesów. Niewątpliwie w powstawaniu tych glin bierze pewien udział materiał nawiany (p. Cz. Og), ale zasadniczo jest to produkt wietrzenia plejstocęńskiego, w odmiennych niż dziś warunkach klimatycznych i w cegielni można obserwować stopniowe przejście glin w mikowy piaskowiec krońnieński.

Od tego miejsca zaczyna się klasyczny profil Korczyna-Czarnorzeki-Węglówka.

Paleogen

Aż po szczyt 461 m tu i ówdzie odsłaniają się w rowach przydrożnych warstwy krońnieńskie w postaci szarawo-żółtawych, silnie mikowych piaskowców, bądź płytowo-skorupowych, bądź gruboławicowych, masywnych, przekładanych łupkami. Upady mają strome na S. Szczyt wzgórza jest zbudowany z serii menilitowej. Jej rozwój nie jest typowy, ale właśnie charakterystyczny dla tych okolic. Uderza mały udział brunatnych, liściastych łupków, natomiast spostrzegamy wkłady średnio i gruboławicowych piaskowców dość czysto kwarcowych, jasno-żółtawych, lub zupełnie białych po zwietrzeniu. To piaskowiec kliwski, tak typowy dla brzeżnych łańcuchów Karpat wschodnich, ale znany i w środkowych. W nim założone były małe, dziś opuszczone łomy. Dobre odsłonięcie daje łomik o 0,5 km na zachód, po drugiej stronie małej dolinki. Widać tam charakterystyczne pręgi limonityczne i wkładki łupków piaszczystych ze zwęgloną siewką roślinną.

Seria menilitowa zawiera tu b. mało rogowców, natomiast u jej podstawy rozwija się ok. 0,5 m warstwa zlepieńca ze szczątkami organizmów, przede wszystkim otwornicami (m. in. i numulity), nadto mszywiołami, okruchami skorup małżów itp. Odpowiada on zlepieńcowi z Siedlisk (17) i dostarczył fauny górsko-eocęńskiej (14), która była powodem długich sporów odnośnie wieku łupków menilitowych, zaliczanych dawniej na podstawie fauny ryb do oligocenu. Wychodnie i luźne głązy tego zlepieńca znajdujemy na północnym stoku wzgórza.

Dzięki piaskowcom kliwskim warstwy menilitowe zachowują się odporniej niż otaczające formacje i tworzą szereg wzgórz, opadających na południe ku kotlinie korczyńskiej, podkreślonych nadto od północy ciągiem przełęczy, wypreparowanych w miękkich łożupkach eocenu podmenilitowego.

Przy dobrej pogodzie otwiera się z naszego wzgórza przepiękny widok. Stoimy na północnej krawędzi centralnej depresji. Przed nami ku południowi rozpościera się rozległa, płaska kotlina krośnieńska z szeregiem niskich, zalesionych pasm. Daleko na horyzoncie wzrok zatrzymuje się dopiero na grzbietach fałdów dukielskich, na czele których, jak na straży, widnieje góra Cergowa. To druga krawędź depresji.

Nieco w prawo (ku zachodowi) — na jeszcze dalszym planie wznosi się szereg nieco wyższych wzgórz, podkreślonych ciemną pokrywą lasów, to brzeg płaszczowiny magurskiej ze szczytami Kamień i Kolanin, sięgającymi ponad 700 m n. p. m., oraz wielki masyw Magury Wątkowej (850 m) — najwyższy kompleks górski w całej tej części Karpat środkowych.

Jeżeli powietrze jest bardzo czyste, to możemy śledzić jak fałdy dukielskie przechodzą ku wschodowi w coraz wyższe grzbiety, należące już do pasma Bieszczadów. Od strony północnej horyzont zamyka tuż za nami bezleśny, skalny grzbiet ze skałkami o fantastycznych kształtach, słynne pasmo „Prządek“, kończące się niedaleko na zachodzie na wielkim uskoku. Na ostatnim wzgórzu sterczą malownicze ruiny zamku Odrzykońskiego, opisane przez Goszczyńskiego w „Królu zamczyska“.

Schodzimy teraz ze wzgórza na północ do przełęczy. W przydrożnych rowach odsłaniają się zielone łożupki, w których wyższej części bliżej łupków menilitowych, przebiega pas brunatno-czerwonych ilów łupkowych. Cała ta seria stanowi tzw. pierwsze pstre łupki eoceńskie.

Droga przecina następnie przekopem małe wzgórze, gdzie doskonale widać masywne, b. grubo-ławicowe piaskowce, z wkładkami zlepieńca kwarcowego, rozsypującego się na żwir. Jest to pierwszy (od góry) piaskowiec ciężkowicki, którego miąższość wynosi w tej części ok. 40 m.

Zaraz za nim wkraczamy znowu w przełęcz, wypreparowaną w drugich „pstrych łupkach“. Na ogół nie są one widoczne przy drodze i trzeba zejść do jednego z sąsiednich potoczków, aby zobaczyć tę kilkudziesięciu metrową serię łupków stalowo-szarych i zielonkawych z charakterystycznymi, cienkoławicowymi piaskowcami mikowymi, złożonymi z warstewek jasnych i ciemnych (piaskowce smugowe). Zapadają one pod kątem 40—45° na południe, podobnie jak i pierwszy piaskowiec ciężkowicki. Wkładka łupków czerwonych widoczna jest tylko koło zamku Odrzykońskiego, ku wschodowi zdaje się wyklinowywać.

Od skreśtu szosy na zachód (rozwidlenie) rozpoczyna się drugi główny poziom piaskowca ciężkowickiego, miąższości ok. 70 m. Złożony z takich samych masywnych gruboławicowych piasków, jak górny, jest on tylko mniej zlepieńcowaty. Dzięki dużej miąższości tworzy piękny grzbiet skalisty, uwieńczony sterczącymi skałkami.

Niektóre skałki przypominają z profilu przygarbione siedzące postacie ludzkie i dawne legendy widziały w nich zaklęte w kamień prządki z pobliskiej Korczyny, słynnej od wieków z przemysłu tkackiego (12). Prządki są ciekawym zjawiskiem morfologicznym, pozwalającym na interesujące studia w zakresie odporności skał i wietrzenia (16). Ich powstanie uwarunkowane jest następującymi czynnikami:

1. Obecność b. grubych ławic, zapadających na południe (stąd formy „przygarbione“ skałek);

2. masywny (nieuwarstwiony) charakter piaskowców, posiadających skłonność do pionowego spękania (pionowe szczeliny, które dzielą skałki na mniejsze bloki, a przede wszystkim obcinają je na północy);

3. podesłanie miękkimi utworami pstrych łupków, dzięki czemu zbocze północne cofało się erozyjnie i skałki są relikto-
wym grzebieniem skalnym.

Śledząc dzisiejsze procesy wietrzenia i erozji widzimy w zasadzie postępujący rozpad skałek, wobec czego wytworzenie się form skalnych należy według wszelkiego prawdopodobieństwa odnieść do epoki plejstocenijskiej, podczas której „Prządki“ przynajmniej raz jeden (w okresie zlodowacenia krakowskiego) znalazły się w strefie periglacialnej o warunkach specjalnie sprzyjających powstawaniu skalisk (7).

Dzisiejsze urzeźbienie skałek, pełne jam, bruzd i powierzchni gąbczastych, nie ma nic wspólnego z procesami eolicznymi, mimo zewnętrznego podobieństwa i wypowiedanych tego rodzaju opinii (6).

Za te formy odpowiedzialny jest charakter petrograficzny piaskowca ciężkowickiego o nieprawidłowym rozmieszczeniu materiału, zwłaszcza skąpego spoiwa, przy czym cechuje go obecność partii słabo spojonych, które znalazłszy się na powierzchni powodują tworzenie się okrągłych jam (wietrzenie jamisto-kuliste). Najbardziej „pustynnie“ wyglądające powierzchnie „gąbczaste“ są wynikiem wietrzenia chemiczno-mechanicznego wód ściekających i najlepiej zachowane są na powierzchniach ścian zawieszonych, względnie w wąskich szczelinach, gdzie spłukujące działanie deszczu nie niszczy tych, bądź co bądź, dość delikatnych utworów. Pewną rolę mogą tu odgrywać również porosty, ułatwiające kruszenie skały i powstawanie okrągławych jamek, między którymi sterczą oddzielające je żeberka.

Ze niszczenie powierzchni piaskowca postępuje szybko i tego rodzaju kruche formy nie mogłyby przetrwać od czasów periglacialnych („pustyń“ czy „półpustyń“), dowodzi szybkie zacieranie się nieraz głęboko wyrzeźbionych napisów turystów, licznie odwiedzających ten uroczy zakątek Karpat krośnieńskich.

„Przędki“ są rzadkim w Karpatach fliszowych fenomenem geologicznym i znajdują się pod ochroną na terenie rezerwatu.

U stóp „Przędek“ istnieją jeszcze dwie wkładki piaskowca ciężkowickiego (III i IV), ale już cienkie, kilku i kilkunastometrowe, przedzielone również cienkimi wkładkami łupków czerwonych. Są one widoczne przy szosie, przy skrócie drogi na północ do Czarnorzek, tworząc dalej na wschód wyraźnie zaakcentowane progi.

P a l e o c e n — k r e d a g ó r n a

Od strony północnej ciągnie się rozległe, podłużne obniżenie, którego wschodnią część wykorzystał potok Czarny, nim skręcił wprost na północ, przerywając się doliną przełomową do kotliny Węglówki. To obniżenie, w którym rozsiadła się wioska Czarnorzeki, wypreparowane jest w miękkich łupkach czarnorzeckich (górnio-istebniańskich), zaliczanych do paleocenu lub najwyżej kredy (war. 10). Widzimy je przy szosie, gdzie odgałęzia się droga w dół do potoku i w samym potoku, powyżej i przy jego skrócie, jako ciemno-szare („atramentowe“) łupki ilastomargliste, które podczas wietrzenia pokrywają się rdzawymi plamami i nalotami. Zawierają one wkładki cienko-ławicowe piaskowców skorupowych z ładnymi hieroglifami oraz cienkie soczewki rdzawo wietrzejących sferosyderytów. Podobne łupki w niezbyt odległej stąd miejscowości Płosina k. Domaradza (17 km NE od Krosna) dostarczyły fauny paleoceńskiej (2).

Łupki czarnorzeckie są w tej klasycznej dla nich miejscowości wyjątkowo pięknie rozwinięte, a miąższość ich, nawet uwzględniając lokalne wtórne sfałdowania i dość łagodny, przeciętnie 30⁰-niowy upad, wynosi ok. 200 m. W innych częściach śląskiego regionu facjalnego rzadko kiedy mają one więcej niż 50 m.

Postępując teraz potokiem w dół możemy obserwować jak ku spągowi serii pojawiają się pojedyncze grube ławice piaskowca; które w pewnym momencie, na granicy lasu, po wschodniej stronie potoka zapanowują nagle. Wchodzimy w następne z kolei ogniwo — piaskowce czarnorzeckie (górnio-istebniańskie).

Widzimy je w opuszczonym kamieniołomie nad potokiem (tzw. górny kamieniołom), jako piaskowce grubo-ławicowe, średnio i grubo-ziarniste, na pierwszy rzut oka nie do odróżnienia od ciężkowickich. Bliższe przyjrzenie się wykazuje różnicę. Piaskowce są lepiej uławiczone, ławice cieńsze, sama skała zwiąż-

lejsza, na świeżo bardziej szara, ciemniejsza, a zwietrzała ma więcej rdzawych smug i nalotów. Ta żelazistość, tak charakterystyczna dla serii czarnorzeckiej, pochodzi w piaskowcach od rozsianego pirytu.

Utleniając się na powierzchni daje on nie tylko owo rdzawe zabarwienie, ale również wykwitły i naloty, widoczne w kamieniołomie na ścianach zawieszonych, gdzie nie dochodzi spłukiwanie deszczu, natomiast parowanie wysiłekającej wody pozostawia cytrynowo-żółte, białawe i rdzawe naskorupienia różnych siarczanów żelaza.

Piaskowiec czarnorzecki różni się jeszcze od ciężkowickiego m. in. zawartością skaleni, rzadkich w tym ostatnim, przynajmniej na terenie „Prządek“. Skalenie widać i gołym okiem, są one na ogół świeże, mało skaolinizowane.

Poczynając od kamieniołomu, wędrujemy w dół wąską doliną potoku Czarnego, który przecina prostopadle wszystkie ogniwa tutejszej kredy, aż do dolnej włącznie. Rzut oka na mapę przekonuje nas, że dolina jest częściowo predysponowana tektonicznie, znajduje się bowiem w strefie wielkiego uskoku poprzecznego. -

Piaskowce czarnorzeckie kończą się ku dołowi dość nagle i w spągu ich pojawia się seria łupkowa, która od razu zaznacza się złagodzeniem zboczy i obecnością z prawej strony dolinki subsekwentnej. Są to tzw. margle fukoidowe w rzeczywistości łupki ilasto-margliste, barwy szarej z podrzędnymi, cienko ławicowymi piaskowcami hieroglifowymi. W łupkach a po części i w piaskowcach występują dość liczne, ciemne, gałązkowate utwory tzw. „fukoidy“, od których pochodzi nazwa. „Margle fukoidowe“ mają miąższość ok. 150 m i są przedzielone 35 m wkładem gruboławicowych piaskowców czarnorzeckich, w stropie których znajduje się ok. 15 m partia ciemno-szarego (czarnego) piaskowca zlepieńcowatego, ilastego, typu „babickiego“.

Właściwe margle fukoidowe znajdują się poniżej tych piaskowców. Tworzą one 60 m kompleks, głównie łupkowy z 0,5 m ławicą twardego zlepieńca w środku; w tej ławicy piszący te słowa znalazł ułamek belemnita.

W marglach fukoidowych natrafiono przed laty na skafity, świadczące o senońskim wieku, a w przedzielającym je piaskowcu był znaleziony *Pachydiscus* (9, 13). Margle fukoidowe kończą się u dołu ławicą „zlepieńca babickiego“, po czym następuje przeszło 300 m seria gruboławicowych piaskowców Suchej Góry (dolno-istebniańskich).

Bardzo podobne do czarnorzeckich, jak to widać w kamieniołomie na prawym zboczu (tzw. II kamieniołom) oraz w potoku, są one może nieco odporniejsze na wietrzenie i dają gruz

ostrokrawędzisty. Skalenie liczne, więcej rozłożone, powodują obecność jasnych plamek na przełomie.

Piaskowce Suchej Góry zawierają w górnej części kilka wkładów zlepieńców „babickich“, a w dolnej ok. 30 m serię szarych łożupków ilasto-marglowych, które zaznaczają się na północnych zboczach góry Królewskiej i Suchej zładzeniem stoku, lub przełęczkami.

Ok. 400 m poniżej kamieniołomu potok Czarny wchodzi w strefę uskokową. Po wschodniej stronie mamy w dalszym ciągu stromy stok z piaskowców Suchej Góry, gdy od zachodu zbocze staje się łagodne, nieprawidłowe z rumoszem i żwirami piaskowców, poprzesuwanym na podkładzie czerwonych łupków „godulskich“. W potoku widać, że piaskowce są ogromnie spękane, a w jednym miejscu znajduje się klin pstrych łupków, wciśnięty pomiędzy piaskowce.

Poniżej tych łupków zachował się pakiet spękanych, gruboławicowych piaskowców suchogórskich z upadem około 60° na S, podestanych czerwonymi łupkami środkowo-kredowymi („godulskimi“). Te ostatnie stanowią około 80 m kompleks łupków ilastych, bezwapiennych, ciemnoczerwonych ze smugami i plamami zielonymi. W stropie przy przejściu do piaskowców Suchej Góry znajduje się trochę łupków zielonych, a w spągu, przy ujściu małego prawego potoczka na granicy z „marglami krzemionkowymi“, przebiega parę cienkich, ale ważnych wkładek łupków twardszych, tak samo czerwonych, bądź żółtawych. Zawierają one dość liczne radiolarie i stanowią ważny poziom stratygraficzny, mający szerokie rozprzestrzenienie w Karpatach (17). W obrębie pstrych łupków upady stają się coraz stromsze i w części spągowej warstwy stoją już pionowo.

K r e d a d o l n a

Dolna kreda należąca do nasunięcia czarnorzeckiego przedstawia parusetmetrową serię, w zasadzie trójdzielną, złożoną z dwóch kompleksów czarnych łupków, przedzielonych partią jasnych, średnioławicowych piaskowców. W profilu Czarnego potoka cała ta seria jest zredukowana tektonicznie do kilkudziesięciometrowej partii bardzo zaburzonych łupków czarnych z cienkimi piaskowcami skorupowymi. Bezpośrednio do czerwonych łupków przylega kilkumetrowa seria pionowo ustawionych „margli krzemionkowych“. Są to cienkoławicowe (2-5 cm.), płytowe margle ciemno-szare, częściowo skrzemionkowane z ciemnymi gałązkami fukoidów. Mimo kontrastu petrograficznego istnieje ciągłość sedymentacyjna do czerwonych łupków, którą stwierdziłem w paru odsłonięciach na północnym stoku góry Królewskiej.

Margle krzemionkowe zawierają cienkie wkładki czarnych łupków i prędko przechodzą w łupki czarne z piaskowcami, od-

słonięte przy moście szosowym. Jest to typowa „czarna kreda“, w której łupki mają kruczo niebieskawy odcień, a ciemne piaskowce cienkoławicowe o budowie skorupowej są bardzo spękane z żyłkami kalcytu. Niedaleko na zachód od potoku seria ta grubieje, przy czym wyodrębnia się bardziej piaskowcowa partia, zawierająca między innymi nadzwyczaj charakterystyczne warstwy brunatnego kalcytu, o budowie stożkowo-tutkowej.

Czarna kreda ku wschodowi kompletuje swe ogniwa i w okolicy Krasnej-Domaradza przedstawia kilkusetmetrową serię, wykazującą wspomnianą trójdzielność, mianowicie dwa kompleksy łupków, przedzielone serią piaskowcową. W tej serii piaskowcowej była znaleziona fauna aptu (5). Ponieważ i pod względem petrograficznym wykazuje ona podobieństwo do apckich warstw lgockich, została uznana za takowe (17).

Dalszy ciąg warstw lgockich znajduje się po drugiej stronie kotliny Węglówki, w postaci izolowanego płatu tektonicznego Bonarówki. Jego północna krawędź, opadająca stromo ku Węglówce, nosi nazwę grzbietu Kiczary. W stromych zboczach i urwiskach widać serię piaskowców, u góry średnio, niżej cienkoławicowych, twardych, wapnisto-krzemionkowych, z partiami skamieniałymi, przedzielonych twardymi łupkami czarnymi.

U podstawy urwiska znajdują się bardziej miękkie czarne łupki, które zaliczamy do baremu (war. 16), jako odpowiednik warstw wierzowskich. W jednym z potoków, spływających z Kiczary, występuje ławica zlepieńca z ułamkami belemnitów.

Kotlina Węglówki została wypreparowana w półknie tektonicznym. Z pod nasunięcia czarnorzeckiego ukazuje się tu odmienna jednostka, charakteryzująca się przede wszystkim swą istą facją górnej kredy w postaci „margli węglowieckich“. Są to margle ilaste, słabo łupkowe i ily margliste zawierające liczne otwornice. Iły te u góry zielonawe, doskonale widoczne w Czarnym potoku, poniżej czarnej kredy, przechodzą ku dołowi w czerwone, pięknie odsłonięte na prawym brzegu.

Margle węglowieckie zajmują dużą przestrzeń, otaczając płat Bonarówki. W Węglówce są one silnie sfałdowane. Wśród nich wynurzają się dwa siodła, zbudowane z piaskowców węglowieckich gruboławicowych, jasnych, kwarcowych, miejscami zupełnie białych, rozsypujących się na piasek, z partiami skrzemieniałymi.

Piaskowce węglowieckie przechodzą ku dołowi w kompleks cienie ławicowych piaskowców z czarnymi łupkami o typie lgockim, wobec czego będą prawdopodobnie przedstawiały górną część tej serii. Pstre margle w tej sytuacji należy zaliczyć do górnej kredy, za czym przemawiają znajdowane skorupy inoceramów i mikrofauna. Czernikowski (1) uważa margle węglowieckie za odpowiednik pstrych łupków godulskich i części górnej kredy.

II. dzień: KARPATY DUKIELSKIE — IWONICZ — DUKLA JAŚLISKA

(prowadzi Jan W d o w i a r z)

Z Iwonicza wsi do Rogów szosa biegnie starą doliną przepływową, łączącą dolinę Lubatówki z potokiem Iwonickim. Lekkie pochylenie doliny na wschód pozwala przyjąć, że ongiś Lubatówka skręcała w Rogach w tym kierunku, zanim nie utworzyła sobie drogi na północ. Dziś dolina jest martwa i tylko kanały odwadniające odprowadzają wodę z małych potoków, spływających z góry Groszkówka.

W Rogach wjeżdżamy na szosę dukielską.

Na granicy Rogów — Równego szosa na skrócie przecina siodło Bobrki — Rogów, którego jądro na powierzchni tworzą tutaj łupki menilitowe z rogowcami i pstre łupki eoceńskie (zaledwie w śladach). Znajdujemy się na płd.-wschodnim skłonie zanurzającego się siodła, stopniowo ukazują się w jądrze (już za doliną Jasiołki) warstwy eoceńskie, tj. łupki pstre i piaskowiec ciężkowicki a dalej kreda. Stąd roztacza się piękny widok na dalszy ciąg siodła za doliną, w którym uderza na pewnej przestrzeni inwersja rzeźby, tj. gdzie na jądro siodła przypada wklęsłość otoczona wyniesieniami, zbudowanymi z rogowców i łupków menilitowych, ostatnie tworzą skrzydła siodła.

Na wyniesieniu z południowej strony znajdują się resztki wałów wczesno-historycznego grodziska. Całość przedstawia nam szkolny przykład siodła „powietrznego“.

Tuż obok skrzyżowania szosy na południe widzimy również inwersję rzeźby, którą wytworzył mały potok. Widoczne tutaj na słabo zarośniętych stokach łupki menilitowe, w odróżnieniu od strefy Korczyny, nie zawierają prawie piaskowców, lecz tylko blaszkowate, brunatne łupki, białawo wietrzejące. Na wielu z nich widać ciemne plamki łusek ryb.

W dalszym odcinku na południe w Zboiskach, tuż przed skrzyżowaniem na most przez Jasiołkę, szosa przecina drugie siodło Iwonicza-Zdroju, utworzone z łupków menilitowych. Siodło to w przekroju Jasiołki równo zanurzone w porównaniu z Iwoniczem, w kierunku zachodnim w dalszym ciągu szybko zapada.

Zbliżając się do Dukli umieszczonej w kotlinie z warstw krosnieńskich obserwujemy malowniczy krajobraz, któremu góra Cergowa (wys. 716 m) po stronie wschodniej swymi kształtami dodaje uroku. Góra Cergowa, ostro zarysowując się od strony północnej, uwydatnia jeden z pierwszych fałdów strefy dukielskiej, położonych tuż przed płaszczowiną magurską. Badania geologiczne wokół Cergowy (i dalej na wschód) prowadził najpierw J. W d o w i a r z (1928—1929 r.), następnie szczegółowe badanie Cergowy (i dalej na zachód) przeprowadził H. T e i s s e y r e (1929—30 r.), wprowadzając do literatury geologicznej nazwę piaskowca cergowskiego.

Cergowa tworzy złuskowanie, w którym najstarsze eocen-skie warstwy hieroglifowe, przypadające na stromy stok północny, spoczywają na warstwach krośnieńskich. Leżące nad warstwami hieroglifowymi rogowce, łupki menilitowe (w małej ilości) i piaskowce cergowskie tworzą grzbiet góry i południowy stok. Ostatnie trzy serie warstw są dobrze odsłonięte na przedłużeniu zachodnim, tuż za szosą w kamieniołomach.

W pierwszym małym kamieniołomie względnie odsłonięciu ukazują się łupki menilitowe z wkładkami rogowców. W następnych obserwujemy serię piaskowców cergowskich, przedzielanych łupkami. Piaskowce wyglądem przypominają piaskowce warstw dolno-krośnieńskich. Są to piaskowce w płytach 50—150 cm grubości, grubo i średnio-ziarniste, przeważnie silnie wapniste, zwiertzałe barwy szarej, brunatnej a nawet rdzawo-czerwonej; nie zwiertzałe stalowo-niebieskawe. Łupki są popielate i gdzieniedzie czarniawe.

Zmierzając dalej ku południowi doliną Jasiołki obserwujemy po stronie południowo-wschodniej szczyt „Piotruś“, w głębi zaś szczyt „Ostre“, wchodzące w skład następnych fałdów.

Mijając wieś Tylawę znajdujemy się zaledwie o 4 km od właściwej przełęczy dukielskiej.

Przeprowadzimy tutaj obserwację wzdłuż potoku Ostrosz, od lewobocznego dopływu (potok Głęboki) w oddaleniu od granicy nasunięcia płaszczowiny magurskiej zaledwie 300—400 m.

Tuż przed płaszczowiną magurską znajdują się nikłej miąższości warstwy krośnieńskie, a następnie drugorzędowy wysad antyklinalny łupków menilitowych wraz z rogowcami. Widzimy tu dwa wkłady rogowców wśród menilitów wykształconych „nietypowo“, inaczej aniżeli w partiach północnych Karpat, jak to obserwowaliśmy np. w antyklinie Bóbrki. Są to grubsze, niewyraźne warstwy, o słabej łupliwości, twarde, zbite, często skrzemieniałe, rozpadające się zazwyczaj w kawałki z ostrymi krawędziami. Barwa ich jest czarna, pod wpływem wietrzenia biaława. Niekiedy wykazują większą zawartość węgla wapnia, przechodząc w margle krzemionkowe.

Opisany wysad antyklinalny, od następnej serii menilitowej jest oddzielony wąskim pasem warstw krośnieńskich, stanowiącym synklinę. Widzimy tu głównie łupki popielate, margliste.

W przyległej serii menilitowej występuje opisany typ menilitów, ze zrogowaciałą partią pośrodku i wreszcie z typowymi rogowcami w spagu. Dokładny kontakt serii menilitowej, tworzącej tu skrzydło antykliny, z niżejległą serią piaskowców podrogowcowych nie jest widoczny, z powodu zatarcia aluwiami potoku Panny. Po wschodniej stronie rysujący się grzbiet zbudowany jest z piaskowców i zlepieńców podrogowcowych, co

również widzimy na przedłużeniu po stronie północnej. Tę serię warstw O. Pazdrowa (1928 r.) opisywała jako zlepieńce z Mszanki, zaś H. Teisseyre jako piaskowce z Mszanki. Ten kompleks zlepieńców i piaskowców występujący na większej, szerszej przestrzeni autor objął mianem piaskowców podrogowcowych, stosując nazwę ogólniejszą.

Z kolei, przerzucając się na wschód doliną Jasiołki, przecinamy synklinę z warstw krośnieńskich, dalej piaskowiec cergowski, menility, piaskowce podrogowcowe, warstwy hieroglifowe skrzydła zachodniego i wreszcie warstwy inoceramowe, tworzące jądro siodła czy antykliny Lipowca.

Jasiołka przerywa się wąską doliną przełomową poprzez piaskowce podrogowcowe, dając tu piękny krajobraz, tworząc na południu szczyt Ostre, a na północy wyniosły grzbiet Piotrusia.

Na granicy warstw hieroglifowych i inoceramowych, w pobliżu rzeki Jasiołki, obserwujemy dość rozległy stożek napływowy potoku płynącego od strony północnej. Jasiołka wcięła się w ów stożek, odsłaniając wysoką ścianę zwirowiskową.

Po przeciwnej stronie rzeki, w stromym stoku obserwujemy drobne osuwiska w obrębie warstw hieroglifowych. W skład tych warstw wchodzi głównie zielonawe i popielatawe łupki ilaste, zaś cienkie piaskowce krzemionkowe z hieroglifami stanowią tylko nieliczne wkładki. Zdarzają się również choć rzadko łupki czerwone, tutaj widoczne, znaczone na mapie odrębnie.

Posuwając się dalej w górę rzeki przecinamy warstwy inoceramowe, mocno zwięzione na skutek dyslokacji znajdującej się tuż obok na południe. Przechodzimy więc jądro antykliny i za zakolem rzeczonym spotykamy łupki czerwone skrzydła wschodniego, mocno zaburzonego i zniszczonego w profilu szosy. Znajdujemy się tutaj w strefie poważnych zaburzeń tektonicznych.

Na południe od Jasiołki na S od Daliowy zachowało się na niewielkiej przestrzeni skrzydło wschodnie, wykręcone tutaj na kierunku biegu E—W, niebawem dosięgnięte dyslokacją. W potoku od SW w kierunku NE do Jasiołki mamy możliwość obserwacji piaskowców cergowskich z twardymi łupkami margłowymi na wstępie; dalej łupków menilitowych na małej przestrzeni i rogowców oraz piaskowców podrogowcowych często zlepieńcowatych z wkładkami łupków czarniawych (typowych dla tego poziomu). Na skutek słabego złuszkowania następne ogniwo eoceńskie uległo na małej przestrzeni wytarciui i dlatego przychodzą już bezpośrednio warstwy inoceramowe, na południe od dyslokacji szeroko rozprzestrzenione.

Od wylotu opisanego potoku wąska dolina Jasiołki w górę na przestrzeni 600—700 m ma wyraźnie charakter przełomowy poprzez piaskowiec cergowski.

W Daliowej znajdujemy się już na zewnątrz opisanej antykliny, pośród warstw krośnieńskich.

Jak wskazuje załączona mapa geologiczna (uzupełniona szczegółami w r. 1936) obszar ten stanowi strefę dużych zaburzeń tektonicznych. Przede wszystkim cały blok geologiczny od Lipowca ulega skrętowi ku północy pod wpływem nacisku płaszczowiny magurskiej. Zaburzenia są różnego rodzaju. Na południe od Lipowca skrzydło południowe przylega anormalnie do warstw kredowych. Następnie płaszczowina magurska na przestrzeni ok. 3 km zalega wprost na warstwach inoceramowych przedpola. Dalej na pñ.-zachód brak skrzydła południowego, a warstwy inoceramowe są wstecznie przewalone na warstwy krośnieńskie. Po stronie północno-wschodniej pojawia się porozrywana część drugiego skrzydła. Warstwy kredowe tworzące jądro antykliny są mocno wypiętrzone. Wreszcie na skutek dużej dyslokacji poprzecznej cały blok obniża się i przesuwają się ku pn.-wschodowi, co wyraża się znacznym przesunięciem i obniżeniem jądra kredowego, pojawieniem się drugiej antykliny oraz międzyległej synkliny.

Z kolei zwrócimy uwagę na zasięg piaskowca cergowskiego. Otóż brak go zupełny w skrzydle południowo-zachodnim w Zyndranowej, gdzie łupki menilitowe wiążą się bezpośrednio z warstwami krośnieńskimi, natomiast piaskowiec ten jest dobrze rozwinięty w synklinie i na skrzydle na W od góry „Piotruś“ oraz we wschodnim skrzydle antykliny Lipowca w zachowanych fragmentach. To jest jego zasięg południowy. Jeżeli chodzi o zasięg na wschód, to piaskowiec cergowski jest doskonale rozwinięty w jednostce Cergowy-Komańczy (już poza przedstawioną mapą) obserwowany przeze mnie aż do doliny Osławicy.

W Daliowej zwracają uwagę na siebie dwa potoki i duży stożek napływowy po stronie północnej, który jest dowodem dawniejszego uchodzenia potoku zachodniego do wschodniego.

Jaśliska są rozłożone na warstwach krośnieńskich rozległej wklęsłości geologicznej (synkliny). Miasteczko jest zbudowane na wysokim tarasie żwirowo-skalistym (24—28 m), ciągnącym się ponad 1 km w kierunku południowym. Z tarasu rozciąga się piękny widok na sąsiedni ostry stok antykliny Lipowca (na W) oraz na górę Kamień (SE, 862,5 m wys.), wytworzoną w obrębie warstw eoceńskich.

III. dzień — PROFIL WISŁOKA POD RYMANOWEM

prowadzi H. Świdziński

1. Przełom Beska

W Besku Wisłok opuszcza przełomową kotlinę i wkracza w kotlinę Zarszyńską. Mamy tu do czynienia z wyjątkowym kontrastem morfologicznym, jak na tę część Karpat. Z jednej strony rozległa, płaska równina, częściowo podmokła, z drugiej

wąski, głęboki do 40 m wąwóz o pionowych ścianach z licznymi progami w korycie rzeki. Najlepszą ilustracją są spadki rzeki. Od Rudawki Rymanowskiej do Beska różnica poziomu wynosi 60 m na przestrzeni 11 km, co daje średnio 5,5‰, przy czym spadek zmienia się o od 9‰, w Rudawce do 4,4‰ tuż poniżej Beska. Poniżej maleje z miejsca do 1,8‰, a w odległości 5 km utrzymuje się poniżej 0,5‰. Od razu rzuca się w oczy, że oba odcinki rzeki należą do różnych cyklów erozyjnych (p. Cz. Ogólna), potwierdza to geologia nie znajdująca uzasadnienia w tektonice i odporności skał, albowiem poniżej Beska i powyżej Wisłok płynie po tych samych warstwach krośnieńskich.

Od mostu w górę kroczymy najpierw po dolnych warstwach krośnieńskich w postaci gruboławicowych, dość kruchych szarych piaskowców mikowych z wkładami łupków szarych i czarnych oraz charakterystycznymi wkładami marglistymi i ze „sferosyderytami“ o żółtej, spękanej korze. Warstwy stoją stromo, zapadając 50—60° na S. W odsłonięciu z prawej strony rzeki nad szosą widać, że hieroglify bywają i po stronie N i po stronie S. Mamy więc resztki pofałdowanego skrzydła północnego należącego do „siodła Beska“.

Jądrowa część siodła ukazuje się poczynając od ok. 150 m od mostu. Składa się ona z tzw. warstw przejściowych, zaliczanych bądź do łupków menilitowych, bądź do warstw krośnieńskich z uwagi na liczny udział brunatno-czarnych, typowo menilitowych łupków liściastych, przekładanych typowo krośnieńskimi piaskowcami szarymi, mikowymi, gruboławicowymi. Upady, po chwilowych zaburzeniach, stają się normalne 55—65° na S, a hieroglify stale od strony N. W tej części występują wyjątkowo ładne „bochny“ sferosyderytów od wielkości pięści do pół metrowej grubości, często wewnątrz skrzemionkowanych. Nie są to prawdziwe sferosyderyty, lecz konkrecyjne utwory ilasto-krzemionkowe z udziałem węgla wapnia i magnezu. Zawartość żelaza nie przekracza na ogół 5%. Tkwią one w piaskowcach ilastych i szarawych łupkach, które ku górze zaczynają zastępować czarne.

Koło młyna przełom Wisłoka jest najbardziej imponujący i wąski, wchodzimy bowiem we właściwe warstwy dolno-krośnieńskie skrzydła południowego, składające się z grubo i średnio-ławicowych piaskowców mikowych, marglistych. Mają one budowę bądź masywną, bryłową, bądź płytową, bądź pięknie skorupową. Upady stale 50—60° na S, hieroglify normalne.

Za młynem, przy gwałtownym skreśle Wisłoka i podmyciu prawego brzegu pojawia się inna seria. Ławice piaskowców prędko cienieją, wzrasta udział szarych łupków (czarne zanikły), wkraczamy w oddział środkowy warstw krośnieńskich. Cechuje się on przewagą piaskowców nad łupkami, ale przeważnie piaskowce są cienko-ławicowe (poniżej 20 cm), rzadziej

średnio-ławicowe (do 50 cm) i zdradzają nieraz nad wyraz piękną skorupową budowę. Ponieważ od skreću dolina Wisłoka przebiega mniej więcej równolegle do biegu, możemy na lewym brzegu śledzić wspaniałe ławice tych piaskowców. Geneza „skorupowatości“ nie jest wyświetlona. Oglądana ławica nie sprawia wrażenia powstałej z podwodnych osuwisk, jak się niekiedy tłumaczy budowę skorupową, zbyt prawidłowe są jej powierzchnie. Raczej można ją uważać za jakieś zniekształcone ślady fal (ripple-marksy). Na dolnych powierzchniach obserwujemy piękne, wypukłe, wałeczkowate hieroglify, krzyżujące się niekiedy ze sobą. Niektóre odmiany piaskowców skorupowych wykazują głęboką falistość i łupiąc się dają całe żłoby skalne.

Warstwy środkowo-krośnieńskie charakteryzuje wielka monotonia, przerywana tylko tu i ówdzie pojedynczymi, grubymi ławicami piaskowców. Nie dochodząc do ponownego skreću doliny ku południowi opuszczamy wąwóz i wąską ścieżyną wdrapujemy się na górę, skąd otwiera się rozległy widok na kotlinę Sieniawy, o całkowicie płaskim dnie, przeciętą jarem Wisłoka, głębokim na 30—35 m. Dno kotliny wysłane jest żwirami, widocznymi w wielu miejscach w urwiskach nad Wisłokiem. Najdalej na północ sięgają żwiry w Mymoniu, kończąc się ślepo, bowiem od strony północnej kotlinę zamyka pasmo wzgórz, oddzielając ją od kotliny Zarszyńskiej. Dno tej ostatniej leży o 45—50 m niżej.

2. Kotlina Sieniawy

Koło dawnej karczmy „Wesoła“ odgałęzia się od szosy droga wprost na południe od Sieniawy. Niecały 1 km od szosy wjeżdżamy do kotliny Sieniawy, szerokiej na 1,5 km. Z płaskiego dna wznoszą się wysepkowate „guzy“ fliszowe otoczone dokoła żwirami i glinami. Płaskie dno kotliny ciągnie się na zachód od Rymanowa, a ku wschodowi aż po Odrzechową (4—5 km od Sieniawy).

Ta ostatnia część kotliny jest wytworem Czernisławki, prawego dopływu Wisłoka.

Doskonałe odsłonięcia dają ściany jaru w Sieniawie. Jesteśmy już w obrębie górnych warstw krośnieńskich z olbrzymią przewagą szarych, wapnistych łupków ilastych. Upady w dalszym ciągu prawidłowe 45—50° na S. Od Beska zatem ciągnie się jednolita seria na przestrzeni prawie 4 km licząc w kierunku upadu. Przy przeciętnym nachyleniu jej 50—60° miąższość wyniosłaby ok. 3.000 m. Odliczając maksimum 20% na wtórne sfalowanie wśród warstw środkowo-krośnieńskich, otrzymamy liczbę 2.400 m, jako minimalną miąższość warstw krośnieńskich, w tym przypada ok. 150 m na przejściowe, 500 m na dolne, 800 m na środkowe i 1.000 m na górne. Jest to więc grubość potężna.

Wśród łupków górno-krośnieńskich obserwujemy pojedyncze wkłady gruboławicowych piaskowców. Poniżej mostu mianowicie mamy kilkunastometrowy pakiet takich piaskowców, tuż powyżej zaś sterczy oryginalna ławica kruchego, jamisto wietrzonego piaskowca. Jądro synkliny zaznaczone jest wtórnymi sfałdowaniami: dwie synkliny z przedzielającą je antyklina. Są one obecnie wyjątkowo dobrze odsłonięte. Od tego miejsca zaczyna się skrzydło południowe. Jest ono zaburzone, zrazu ułożone płasko, ale popękane uskokami, w odległości 400 m staje się strome, wtórnie sfałdowane.

Tu zaczyna się przedpole fałdu Rymanowskiego, w którym na przestrzeni 2 km mieści się całe skrzydło synkliny Sieniawy, siodło Głębokiego z menilitami w jądrze i synklina, rozdzielająca to siodło od Rymanowskiego. Z porównania z profilem Besko-Sieniawa wynika ogromna redukcja tektoniczna seryj.

3. Siodło Rymanowskie

Ujawnia się ono po raz pierwszy na północny zachód od Dukli (tabl. I.), jako siodło warstw dolno-krośnieńskich. W Zboiskach nad Jasiołką ukazują się w jądrze łupki menilitowe, a od Lubatówki, aż poza Wisłok — eocen podmenilitowy z piaskowcami ciężkowickimi. Jednocześnie siodło złuskuje się, skrzydło północne zanika w okolicy Iwonicza i Rymanowa, samo siodło przechyla się, a nawet obala na północ, kładąc się na wschód od Wisłoka dość płasko na warstwy krośnieńskie. Potwierdziły to stare wiercenia w Rudawce Rymanowskiej i Tokarni. Jądro siodła jest wtórnie sfałdowane a w skrzydle południowym pojawia się szeroka, płaska, wtórna antyklina, pięknie widoczna w profilu Wisłoka.

Od Sieniawy udajemy się wschodnią stroną Wisłoka poprzez Pastwiska. Droga wiedzie przez równe jak stół dno kotliny Sieniawy, wznoszące się do 350 m n. p. m. i wysłane żwirami.

Za Pastwiskami zjeżdżamy w dół doliny Wisłoka, którą osiągamy tuż poniżej lewego dopływu, zwanego Połonik. W Wisłoku i wcięciach drogowych widać resztki odwróconego skrzydła fałdu rymanowskiego w postaci warstw dolno-krośnieńskich i smugi łupków menilitowych.

W dolinie Wisłoka poniżej ujścia Połonika ukazują się w jądrze siodła wkłady gruboławicowych i gruboziarnistych piaskowców ciężkowickich. Nie są tu one tak pięknie rozwinięte jak w „Prządkach“ a nawet jak w niedalekim Rymanowie. W obrębie bowiem siodła obserwujemy ku wschodowi zanikanie tych piaskowców na korzyść „warstw hieroglifowych“, niezależnie od tego, że w profilu Wisłoka odsłania się tylko najwyższa część serii ciężkowickiej.

Powyżej Połonika widać jak te piaskowce przeławicają się z łupkami zielonymi, częściowo wtórnie sfałdowanymi i wreszcie chowają się pod rogowce serii menilitowej. Upady były stale na SSW.

Bezpośrednio pod rogowcami znajduje się kilkunastumetrowa seria „przejściowa“, podmenilitowa z szarymi i ciemnoszarymi oraz brunatnawymi łupkami i wkładami piaskowców.

Same rogowce, stromo ustawione i wtórnie sfałdowane, przedstawiają serię kilkunastumetrowej miąższości, złożoną z parocentymetrowych warstewek brunatnych, pasiastych rogowców.

Odtąd w górę idziemy po łupkach menilitowych, których przepiękne odsłonięcia widzimy w urwisku na prawym brzegu rzeki w Rudawce Rymanowskiej. W 40 m ścianach odsłaniają się czarno-brunatne, liściaste łupki bitumiczne z przeławiczeniami cienkich piaskowców krzemionkowych. Całość jest wtórnie sfałdowana i pokryta nalotami i wyciekami żelazistymi, tak charakterystycznymi dla łupków menilitowych.

W osypiskach łupki menilitowe jaśnieją i bieleją podczas wietrzenia i wówczas wyraziściej występują szczątki ryb, a nawet całe szkielety, które tu w Rudawce nie należą do rzadkości.

Seria menilitowa w Rudawce zajmuje wskutek wtórnych sfałdowań szerokość 1,5 km. Rzeczywista miąższość jej jest również znaczna, przekraczając 200 m. Wykształcenie facjalne odmienne od warstw menilitowych z pod „Prządek“, jak i z Karpat dukielskich. Jest to już typowy rozwój facjalny wschodnio-karpacki, gdzie brunatno-czarne, liściaste łupki odgrywają dominującą rolę, podczas gdy zanikają piaskowce oraz grubołupliwe łupki, które charakteryzują znowu fałdy dukielskie.

Po lewej stronie Wisłoka ciągnie się ok. 20 m taras, na którym ongiś była wieś Rudawka R. Jest to ten sam poziom co w Sieniawie, tylko niższy, bowiem głębokość odmłodzonej doliny Wisłoka maleje w górę rzeki. Mimo młodego (stosunkowo) wieku żwirów tego tarasu, są one miejscami scementowane w zlepieniec. Podobnie jak w Sieniawie taras składa się z dwóch stopni, różniących się parumetrową wysokością.

U w a g i k o ń c o w e

Wisłok od Beska w górę ma charakter rzeki górskiej o dużym spadku i w związku z tym znacznej sile erozyjnej.

Poniżej Beska rzeka, bez żadnego niemal przejścia, przybiera charakter nizinny, wskutek czego koryto nie zawsze może odprowadzić nadmiar wody podczas wysokich stanów, wskutek czego rzekę obwałowano.

Geneza kotliny Besko-Zarszyn jest dość tajemnicza, albowiem jej dno leży niżej niż poziom tarasu plejstoceńskiego w Milczy, będącego odpowiednikiem (dalszym ciągiem) po-

ziomu „krośnieńskiego“. W Milczy widać nawet dobrze krawędź erozyjną.

Nie widać tu ani wyraźnych przyczyn geologicznych (tektonicznych), ani też nie można posądzić Wisłoka o tak daleko posunięte meandrowanie po przerwaniu się od Mymonia. Zresztą Wisłok wtargnął prawdopodobnie do już gotowej kotliny.

Mamy więc przed sobą jedną z owych zagadek, którą może rozwiązać współpraca geologa z morfologiem, a na którą czekają „doły sanockie“ od wielu dziesiątków lat.

LITERATURA

1. Jaskólski St.: Materiały do geologii i petrografii fliszu karpackiego okolic Rymanowa, *Sprawozd. P. I. G. t. VI/4*, Warszawa 1931. —
2. Klimaszewski M.: Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Prace Wrocł. Tow. Nauk. Ser. B. Nr 7*, Wrocław 1948. —
3. Świdziński H.: Badania geologiczne w okolicach Rymanowa, *Spraw. P. I. G. t. V.*, Warszawa 1930