

ANNALES  
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA  
LUBLIN—POLONIA

VOL. I, 1

SECTIO B

22. X. 1946

---

Z Zakładu Geologii Wydziału Przyrodniczego U. M. C. S.  
Kierownik: zast. pr. f. doc. dr Konrad Konior.

Konrad KONIOR

**Geologia okolicy Tarnowa.**

**The geology of the environment of Tarnów.**

**Wstęp.**

W nawiązaniu do badań przeprowadzonych w roku 1935, których wyniki zostały opublikowane już w roku 1936 (34), późniejsze prace wykonane na polecenie Spółki Akcyjnej „Pionier“ w roku 1936 i przy poparciu Państwowej Fabryki Związków Azotowych w Mościcach w roku 1937, objęły brzeg karpacki w obrębie arkusza Pilzno—Ciężkowice oraz przylegającą część przedgórze, zwłaszcza w rejonie na W od Tarnowa.

W ten sposób powstała mapa geologiczna okolicy Tarnowa, która od czasu wydania zdjęć A. M. Łomnickiego (8) i J. Grzybowski (7) jest pierwszym, szczegółowym zdjęciem tego obszaru. Mapa ta obejmuje obszar położony między zachodnią granicą arkusza: Tarnów—Dąbrowa i Pilzno—Ciężkowice, a linią Czarna—Zwiernik na wschodzie, oraz między linią: Dwudniaki—Krzyż—Zaczarnie—Czarna na północy, a linią: Dąbrówka Szczepanowska—Pleśna—Górskie—Karwodrza—Ryglice—Wola Lubecka—Zwiernik—Łęki Dolne, na południu.

Przeważająca część tego rejonu przykryta jest przez gruby do 15 m płaszcz utworu lessowego, oraz piasków i żwirów czwartorzędowych. Odsłonięcia warstw starszych ukazują się tylko w głębiej wciętych dolinach potoków, rzadziej przy drogach lub we wkopach rowów przydrożnych. Na wierzchołkach występują tylko wyjątkowo. Okoliczność ta w wybitnym stopniu utrudnia zebranie obserwowanych faktów w zwarta

całość i odcyfrowanie szczegółów zawilej zresztą tektoniki tego obszaru. Przedstawiam za tym jego budowę geologiczną w sposób wskazany przez obserwowane fakty.

Praca niniejsza w ogólnym zarysie przygotowana przed wojną, wykończona została do druku częściowo podczas okupacji, a ostatecznie w Zakładzie Geologii Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej.

Podobnie jak i przy innych pracach korzystałem z cennych wskazówek i uwag śp. Prof. Dr. J a n a N o w a k a, szereg zaś poruszonych zagadnień przedyskutowałem z śp. Prof. Dr. B o h d a n e m Ś w i d e r s k i m.

### **Stratygrafia.**

Obszar omawiany obejmuje brzeżną część Karpat w okolicy Tarnowa, wraz z przylegającą do niej częścią przedgórze.

Nasunięte masy fliszowe rozbite są na dwa nasunięcia, składające się z utworów kredy górnej, eocenu i oligocenu, przedgórze zaś budują warstwy mioceńskie pod pokrywą osadów czwartorzędowych.

### **Kreda.**

Utwory tej formacji występują w jądrach głównych jednostek tektonicznych brzegu karpackiego omawianego obszaru.

Reprezentują one dwie facje: inoceramową i śląską.

Kreda facji inoceramowej występuje w jednostce zewnętrznej, w rejonie Szczepanowic, Kłokowej, Góry św. Marcina, Tarnowca i Zawady, podczas gdy kreda śląska wiąże się ściśle z jednostką wyższą, wewnętrzną, zajmującą większą część badanego obszaru.

### **Facja inoceramowa.**

Utwory kredy inoceramowej opisano już poprzednio (34). Rozszerzenie badań nie wzbogaciło w większym stopniu poczynionych obserwacji. Opisane poziomy, niższy marglisty i wyższy piaskowcowy mimo powiązania przejściami dadzą się w terenie bez większych trudności śledzić i rozdzielić.

Przy zapoznaniu się z większą ilością odsłoneń tej serii stwierdzono pewne różnice w wykształceniu jej dolnego, marglistego poziomu, jakie występują między warstwami poziomu tego w okolicy Dębicy, a w obrębie rejonu Tarnowa.

W przeciwieństwie do typowego charakteru tegoż poziomu obserwowanego w okolicy Dębicy, a prawie identycznego z zauważonym w oko-



licy Przemyśla (25, 29) i Rzeszowa, poziom marglisty warstw inoceramowych Góry św. Marcina pod Tarnowem cechuje brak wkładek łupkowo-piaskowcowych, które pojawiają się dopiero w najwyższej jego części. Same margle posiadają ciemniejszą, z reguły popielato-szary barwę, są twardsze, często krzemieniste lub nawet rogowcowe, na co zwrócił już uwagę J. G r z y b o w s k i (7), mniej bogate w fukoidy, występujące tylko sporadycznie, natomiast upstrzone ciemnymi plamami, dzięki którym już autor cytowany (7) wydzielał je osobno jako margle plamiste.

Przytoczone różnice wskazują na warunki sedymentacyjne w czasie powstania tych warstw odmienne od panujących w rejonie powstawania dolnego poziomu warstw inoceramowych w innych obszarach. Brak wkładek piaskowcowo-łupkowych i fukoidów, oraz charakter petrograficzny margli są dowodem nieznacznego dopływu materiału lądowego, wskazują na istnienie szerszego morza w rejonie powstawania omawianego poziomu.

Różnice te zmuszają do traktowania nasunięcia zewnętrznego, które określam nazwą nasunięcia Tarnowca, jako jednostki odrębnej, nie posiadającej związku z brzeżnymi elementami tektonicznymi okolicy Debicy, a mogącej się rozwijać tylko w kierunku zachodnim, w kierunku Bochni, co wynika już z obserwacji V. U h l i g a (2, 5) i precyzyjnych rozważań J. N o w a k a (19).

W górnym, piaskowcowym poziomie warstw inoceramowych wyrównują się warunki sedymentacyjne i upodobniają do ogólnie panujących w strefie powstawania kompleksu inoceramowego. Zwiększa się wpływ ładu, którego wyrazem jest piaskowcowo-łupkowy charakter tego poziomu, wykazujący na większych nawet obszarach nie wielkie tylko odchylenia. W poziomie tym w rejonie Góry św. Marcina i Tarnowca występują piaskowce stalowo-szare, wapienste, często z detritusem roślinnym, z wtrąceniami szarych i ciemno-szarych ilołupków i sporadycznie występującymi ławami piaskowca szaro-brunatnawego. W obrębie warstw tego poziomu, występują gdzieś niegdzie piaskowce skorupowe, podobnie jak w warstwach krośnieńskich. Często warstwy tak dolnego jak i górnego poziomu kredy inoceramowej zawierają żyły białego kalcytu w różnych kierunkach przebiegające. Ilościowo więcej tych żył występuje w poziomie dolnym, silnie wapienym i spękanym w różnych kierunkach dzięki intensywnemu pomięciu, niż w górnym piaskowcowym, w którym występowanie gęstszej sieci strzałki ma charakter sporadyczny.

Jak już w roku 1934 (29) wykazałem, warstwy inoceramowe powstawały w obrębie przedłużenia ku SE synklinorium Nidy, dzięki czemu piaskowce tych warstw jako utwór szerszego morza posiadają jednolite, drobne ziarno, a pozbawione są wkładek grubo-klastycznych, zlepieńcowatych, tak charakterystycznych dla powstałej w obrębie zróżnicowa-

nego sedymentacyjnie poblíza archipelagów wysp i wysepek przedłużenia antyklinorium Krakowsko - Śląskiego, równowiekowej w opisywanym obszarze kredy facji śląskiej.

Osobnego traktowania wymagają utwory kredowe rejonu Szczepanowic i Kłokowej, odcięte poprzecznymi dyslokacjami Białej i Kłokowej od reszty zbadanych mas fliszowych brzegu karpackiego.

Składają się one w dolniejszych partiach z szarych i popielatawych względnie popielatych, nieraz brunatnawo wietrzących margli, cienko uwarstwionych, rozpadających się pryzmatycznie. Cienkie warstewki tych margli posiadają często na powierzchniach drobne fukoidy. Grubsze (do 15 cm.) warstwy margli posiadają czasem w środku ciemniejsze regularne smugi, dzięki infiltracji krzemionki. Wśród opisanych margli występują wkładki szarych, drobno-ziarnistych piaskowców wapnistych, grube do 15 cm. Sporadycznie, zwłaszcza w wyższych partiach tego poziomu trafiają się pojedyncze ławy jasno-szarego piaskowca grubo-ziarnistego, jako zapowiedź wyższego poziomu piaskowcowego. Warstwy tak margli, jak i piaskowców przedzielają wtrącenia zwykle rozsypliwych, nieraz liściastych, marglistych łupków szarych, szaro-popielatych, ciemno-szarych, a nawet czarnych. W Szczepanowicach, w dolinie potoku, spływającego między grzbietami z kotami 365 mtr. i 362 mtr., w grubszej partii ciemnych łupków u podstawy serii marglistej bardzo obficie występują okrągławe konkrecje pirytu, o średnicy, osiagającej kilka centymetrów. Większe partie łupków ciemno-szarych występują na przejściu z opisywanego poziomu marglistego do wyższego, piaskowcowego. Wtedy zawierają często cienkie warstwy ciemno-szarych, drobno-ziarnistych piaskowców krzemienistych. Wyżej występują szaro-brunatnawe, drobno-, czasem nierówno-ziarniste piaskowce, często z detritusem roślinnym. Warstwy tych piaskowców do 0,5 mtr. miąższe, posiadają wtrącenia ciemno-szarych i czarnych łupków. W nich znalazłem w potoku kłokowskim odcisk inocerama. Przypominają one warstwy czarnorzeckie.

Opisana seria warstw ma charakter przejściowy. Posiada ona cechy tak facji inoceramowej jak i śląskiej. Z uwagi na przewagę cech „inoceramowych“ zaliczam ją do tej facji. Powstawała ona w strefie przejściowej między rejonem inoceramowym i śląskim, jednak w środowisku przeważających jeszcze wpływów „inoceramowych“. Wskazuje na to mała stonkowo przymieszka elementu „czarnorzeckiego“.

### Facja śląska.

Facja śląska występuje w jądrze jednostki wyższej, którą określam lokalnie nazwą nasunięcia Łękawka—Kokocz. Nasunięcie to jest dalszym ku zachodowi ciągiem już przez V. Uhliga (2) opisywanego wypię-



trzenia Chełm--Czarnorzeki, którego tektoniczny charakter ustalony został przez J. Nowak a (19) i H. Goblota (20). Szczupła ilość dobrych odsłoneń w zbadanym obszarze i to tak utworów kredowych jak i młodszych uniemożliwia dokładne, kartograficznie przeprowadzone rozpozniowanie kredy śląskiej. Przy pomocy znajomości utworów kredowych Beskidu Śląskiego, możliwym było przeprowadzenie pewnego podziału facjalnego w obrębie obserwowanych utworów. Podział ten rzuca światło na stosunki, panujące w kredzie śląskiej zbadanego obszaru.

Kreda tego obszaru powstawała w terenie przejściowym między rejonami śląskim, a inoceramowym, czego dowodem obserwowane wkłady o charakterze inoceramowym, znane i opisywane tak w okolicy Węglówki (J. Nowak 17, 19, H. Goblota 20), jak i Liwocza (K. Tółwiński 18, K. Konior 27), oraz wapnistość materiału, świadczące najwyraźniej o wpływie środowiska inoceramowego, co podniesione zostało przez J. Nowak a (19) i St. Sokółowskiego (31).

St. Sokółowski (31) nad Dunajcem rozbija kredę śląską na dwie facje: istebniańską i czarnorzeczką. W obszarze przez tego autora opisywanym kontrast makroklastycznych utworów serii istebniańskiej w przeciwieństwie do łupkowego charakteru facji czarnorzeczek jest wyraźnie podkreślony, a dobre odsłoneńia umożliwiły sprecyzowanie tak wzajemnego stosunku, jak i następstwa stratygraficznego, wydzielanych poziomów. Niestety w obszarze omawianym różnice te są zatarte, cała obserwowana seria kredy śląskiej wykazuje tylko wpływy sedimentacyjnego środowiska istebniańskiego i inoceramowego, podczas gdy typem wykształcenia osadów najczęściej odpowiada kompleksowi czarnorzeczek. Znamiennym jest istnienie oddźwięku charakterystycznej dla Śląska Cieszyńskiego kredy frydecko-baszkowskiej, co znajduje swój wyraz w występowaniu margli i rogowców, charakterystycznych dla tej facji.

Ponieważ szczupła ilość odsłoneń uniemożliwia dokładne określenie wzajemnego stosunku poszczególnych, facjalnie zróżnicowanych poziomów, ani też nie daje podstaw do odcyfrowania szczegółów tektoniki, ograniczyć się muszę do opisu facji bez wyciągania dalej idących wniosków co do ich wiekowego następstwa i zasięgu.

Pod pstrymi łupkami eocenijskimi występują, za wyjątkiem wąskiego pasa piaskowcowego na południowych stokach Trzemeskiej Góry (N od Karwodrzy), mającego charakter lokalny, z reguły czarne lub ciemnoszare łupki. Zaczynają one serię warstw paleocenijsko-kredowych. Wobec tego więc, że poprowadzenie granicy między dolnym eoceniem, a serią niższą nie nastęcza żadnych trudności, dzięki kontrastowi utworów, wbrew panującym zwyczajom, w opisie utworów kredy śląskiej posu-

wać się będą od pewnych, stropowych utworów do coraz niższych i starszych.

Najwyższa część utworów paleoceńsko-kredowych odsłonięta jest najlepiej w małym łomie przy gościńcu Tarnów—Tuchów na E od punktu 377 mtr. Występują tam czarne łupki, mało spójne, na mokro plastyczne, z wtrąceniami cieniutkich warstewek szarego, drobno - ziarnistego piaskowca, które przegradzają pojedyncze, grube do 1 mtr. ławy piaskowca średnio - ziarnistego, szarawo - stalowego, zawierającego nieznaczne soczewki drobnych zlepieńców. Wspomniane ławy piaskowca nie występują stale. W kierunku wschodnim zanikają one, a obserwuje się tylko czarne łupki margliste z wtrąceniami szarych, często ciemno-szarych piaskowców drobno-ziarnistych, wapnistych, czasem krzemionkowych i ciemno-wstęgowanych. Wstęgowanie niekiedy nieregularne, nawet bezładne, co wskazuje na rejon przybrzeżny, płytkiego morza, na dnie którego złożone osady ulegały niejednokrotnie zaburzeniu przez ruchy wody morskiej. Sporadycznie występują grubsze warstwy szaro-brunatnawego piaskowca o spoiwie ilastym, bez węgla wapnia.

Wśród czarnych łupków w stropie serii, bezpośrednio poniżej granicy z pstrym eocenem, obserwuje się ciemno-szare buły sferosyderytowe. Nie stanowią one stałego poziomu, występowanie ich jest ograniczone do obszaru miejscowości Łekawka. Wśród opisanej serii występują czasem bryły wapieni jurajskich, a nawet węglowych jak np. w potoczku SW od punktu 392 mtr. na Trzemeskiej Górze.

Ku dołowi zwiększa się ilość i miąższość ławic piaskowców ilastych. Ziarno piaskowców grubieje, pojawiają się wtrącenia zlepieńców. Czarne łupki, przegradzające poszczególne warstwy piaskowców wzbogacają się w psamityczny materiał detrytyczny, stają się piaszczyste. Warstw tego poziomu odkryte najlepiej w łomach na grzbiecie Kokocza składają się z szaro - brunatnawych piaskowców grubo - ławicowych, wśród których występują partie piaskowców jasnych, miążkich, czasem zlepieńcowatych. Warstwy piaskowców przegradzane są brunatnawymi piaskowcami łupkowatymi i ciemno-szarymi iłołupkami. Mogą one reprezentować i niższe odziały kredy. Grubsze ławy piaskowców zawierają zwykle soczewki kwarcowych zlepieńców. W spodzie występują grube ławice wapnistych piaskowców szaro-siwych z wtrąceniami zielonawych zlepieńców o spoiwie wapnistym. Piaskowce te stanowią wtrącenia wśród wyżej opisanych jasnych, czasem zlepieńcowatych piaskowców kwarcowych. Ku dołowi zanikają, pojawiają się natomiast ławice zlepieńców i piaskowców zlepieńcowatych, przypominających serię ciężkowicką. Zlepieńce czasem bardzo grube, upstrzone białymi plamami zwietrzałych skaleni, obfitują miejscami (w potoczku NE od punktu 392 mtr. na Trzemeskiej Górze)



w materiał prakarpacki w postaci ułamków i otoczków skał metamorficznych (przeważnie łupki łyszczykowe), oraz wapieni tytońskich i koralowych. Znamiennym jest, że ułamki zwykle nieotoczonych wapieni sztramberskich obserwować można jako materiał obcy wśród przekrystalizowanych wapieni koralowych. Dostać się one mogły na rafę koralową w czasie jej narastania. Wapienie koralowe wiekowo zatem muszą być młodsze, prawdopodobnie dolno-kredowe. Tak ławice zlepieńców, jak i piaskowców tego poziomu przegradzane są wtrąceniami czarnych łupków piaszczystych. Cecha ta umożliwia odróżnienie od bardzo podobnej petrograficznie serii ciężkowickiej. Charakter petrograficzny opisanego poziomu wskazuje, że mamy tu do czynienia z warstwami istebniańskimi. Stosownie do szczegółowych wywodów St. Sokołowskiego (31), górna część opisanej serii wykształcona w postaci czarnych łupków z wkładkami piaskowców reprezentować musi, o czym już wspomniano, warstwy czarnorzeckie.

Poniżej poziomu zlepieńców i piaskowców istebniańskich występuje znów partia czarnych łupków z wkładkami drobno-ziarnistych, jasnych i szarych piaskowców, często wapnistych.

W okolicy Szywnaldu i Łękawicy rozwija się wśród czarnych łupków z piaskowcami seria warstw do 100 metrów miąższa, której habitus obcym jest badaniem rejonowi i obszarom sąsiednim. Są to wspomniane już warstwy znanej i występującej na Śląsku Cieszyńskim kredy frydecko-baszkowskiej. Najbliższy odkryty przez M. Książkiewicza punkt występowania tych warstw znajduje się w okolicy Lanckorony. Najlepsze ich odsłonięcie w omawianym terenie stanowi kamieniołom powyżej Zakładu Wychowawczego w Szywnaldzie. Występują tam szare i popielatoszare margle, czasem z jasno - popielatym nalotem i fukoidami na powierzchni, zwykle rozpadające się w drobne, nieregularne bryłki, z warstewkami szarych, drobno - ziarnistych piaskowców wapnistych, wśród których opisane margle dość często tworzą nieznaczne soczewki. Poszczególne warstwy tych margli, jak i opisanych piaskowców przegradzają szare i ciemno-szare łożupki margliste z cienkimi warstwami jasno-szarych, białawych i kremowych, drobno - ziarnistych, wapnistych piaskowców wstęgowanych, przechodzących zwykle w środkowej części warstwy w grubszą lub cieńszą smugę ciemno-szarego rogowca. Wśród opisanych warstw występują również wtrącenia popielatych margli z fukoidami, identycznych pod względem materiału z marglami dolnego poziomu warstw inoceramowych. Te same warstwy odsłonięte są również w potoczkach na N i NE od punktu 343 mtr. w Łękawicy. W odsłonięciach występują tam pod czarnymi łupkami z wkładkami szarych piaskowców, popielate piaskowce wstęgowane, jasne piaskowce czarno - na-

krapiane, margle, oraz jasno-szare piaskowce margliste z ciemnymi rogowcami i wtraczeniami czarnych łupków marglistych.

Opisany powyżej zespół warstw kredy facji śląskiej, reprezentowany jest przez szereg typów litologiczno-facjalnych. Wśród typów tych nie przeprowadziłem szczegółowego podziału, gdyż nie mógłby on być wystarczającym, a to ze względu na szczupłą ilość dobrych odsłoneń.

Niemniej zebrane obserwacje upoważniają do wyciągnięcia następujących wniosków natury ogólnej.

Kreda śląska badanego obszaru nie jest tak jak nad Dunajcem (31) rozbita na dwa kontrastujące ze sobą poziomy, dolny, istebniański, zlepieńcowo-piaskowcowy i górny, łupkowy, czarnorzecki, lecz w całości wykazuje czarnorzecki typ wykształcenia. Dominującym elementem są tu czarne łupki z piaskowcami zwykle wapnistymi i sferosyderytami, zawierające miejscami materiał prakarpacki. Wśród tego kompleksu występują sporadycznie mniej lub więcej mięjsze wkłady osadów gruboklastycznych w postaci zlepieńców i zlepieńcowatych piaskowców typu istebniańskiego. Za tym wpływ istebniańskiego rejonu facjalnego na rejon w którym powstawały równowiekowe osady kredy śląskiej, występujące w danym obszarze jest ograniczony. Podczas gdy na SW w strefie istebniańskiej powstawały makroklastyczne osady o charakterze zlepieńcowatym, w rejonie wysuniętym ku NE, w stronę sedymentacyjnego obszaru inoceramowego osadzały się w tym czasie sedymenty drobno-klastyczne, łupkowo - piaskowcowe, w których materiał gruby pojawiał się tylko w momentach nasilenia wpływów rejonu istebniańskiego i osiagania przez niego maximum zasięgu. Na charakter utworów kredowych badanego obszaru wywarł poważny wpływ również położony na NE sedymentacyjny rejon inoceramowy. Wyrażony on jest wapnistością piaskowców, a przede wszystkim występowaniem marglisto-rogowcowej facji frydecko-baszkowskiej, która stanowi oddźwięk wpływów rejonu inoceramowego na Śląsku. Tak wpływy rejonu istebniańskiego jak i inoceramowego zacieśnione są do dolnej części kredy śląskiej omawianego odcinka, reprezentowanej w sedymentacyjnym rejonie istebniańskim przez warstwy istebniańskie, w rejonie zaś inoceramowym przez margle fukoidowe dolnego poziomu warstw inoceramowych. Pewna jakby naprzemianległość występowania w czarnych łupkach z piaskowcami wkładów osadów dla danej facji charakterystycznych każe wnioskować, że wpływy poszczególnych rejonów facjalnych zazębiają się wzajemnie, stwarzając przykład facji przejściowej, w której raz jeden, raz drugi uzyskuje przewagę.

Podany sposób ujęcia problemu zwiększa ku dołowi zasięg facji czarnorzeckiej. Według niego dolna część warstw kredy omawianego odcinka jest ekwiwalentem wiekowym reprezentowanych w innych obsza-



rach warstw istebniańskich. Za powyższą koncepcją przemawia ogólny charakter petrograficzny warstw, nie wykazujący większego zróżnicowania w kierunku pionowym, dość jednolity na całej miąższości mimo piętna, jakie na dolnej części tych warstw wycisnęły tak facja istebniańska, jak i inoceramowa, oraz ich przejściowy charakter. Sprawę ostatecznie rozstrzygnąć mogłoby tylko znalezienie fauny w niższej części warstw czarnorzeczkich badanego odcinka, oraz dokładne określenie wieku jej warstw spagowych.

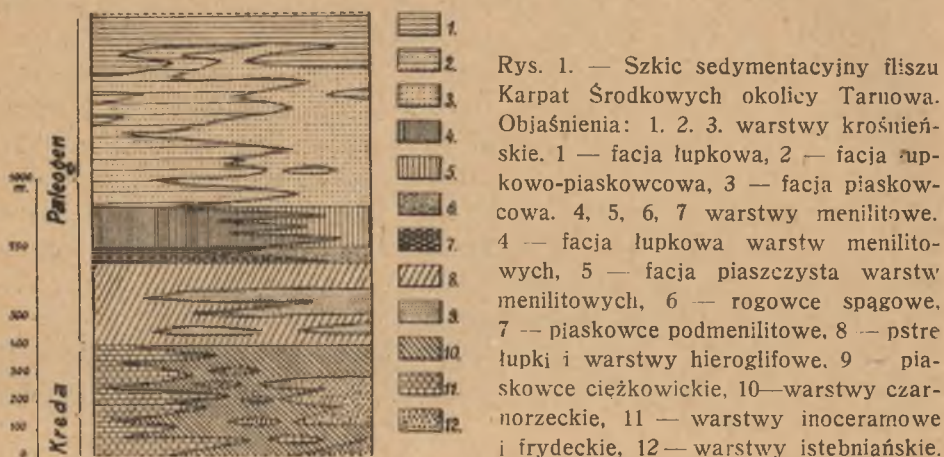


Fig. 1. — Sedimentation scheme of Central-Carpathian flysch from the Tarnów area. Explanation: 1, 2, 3 Krosno layers. 1 — schist facies, 2 — schist and sandstone facies, 3 — sandstone facies. 4, 5, 6, 7 Menilitic rocks. 4 — schist facies of menilitic layers, 5 — sand facies of menilitic layers, 6 — bottom flints, 7 — sub-menilitic sandstones, 8 — coloured schists and hieroglyphic layers, 9 — Ciężkowice sandstones, 10 — Czarnorzeczki rocks, 11 — Inoceramic and Frydek layers, 12 — Istebna rocks.

Przedstawiony na rys. 1 szkic sedimentacyjny fliszu Karpat Środkowych okolicy Tarnowa wyjaśnia, w nawiązaniu do przedstawionego wyżej poglądu, rozwój poszczególnych facyj w obrębie fliszu tego odcinka, jak również wzajemne ustosunkowanie się poszczególnych facyj.

Charakterystycznym jest, że podczas gdy facja inoceramowa dochodzi w stropie do bezpośredniego kontaktu ze spagowymi warstwami pstrego eocenu, facja istebniańska zajmuje położenie niższe, a oddzielona jest od pstrego eocenu zmiennej miąższości serią warstw czarnorzeczkich. Ta ostatnia zastępuje tu ogólnie znany w Karpatach Śląskich górny, łupkowy poziom warstw istebniańskich. Nie jest wykluczonym, iż po skartowaniu i powiązaniu systematycznymi badaniami Karpat Śląskich i Środkowych, wydzielany przez wszystkich dotychczasowych badaczy,

a wspomniany już górny, łupkowy poziom warstw istebniańskich okaże się przynależnym do serii czarnorzeckiej, zacieśnionej tam dzięki warunkom powstawania kredy śląskiej, podyktowanym przez strukturę podłoża, do najwyższych warstw kredy.

W roku 1934 H. Świdziński (30) opisując stosunki geologiczne na Liwoczu podał w wątpliwość nie tylko dokładność mego zdjęcia w tym obszarze, lecz również fakt występowania w stropie kredy Liwocza warstw czarnorzeckich. Przyznaje wprawdzie, że „widział partie bardziej zbliżone do kredy, z cienkimi wtrąceniami czarnych łupków, ale nigdzie nie spotkał typowych warstw czarnorzeckich“. Otóż warstwy czarnorzeckie, podobnie jak i inne serie fliszowe, ze względu na ulegające zróżnicowaniu w obrębie większych obszarów ich występowania warunki sedymentacyjne, spowodowane rozmieszczeniem i budową łańdów prakarpackich, nie mogą przedstawiać wszędzie tego samego typu wykształcenia, identycznego z profilem, w którym zostały opisane i wydzielone. W ogóle o klasycznym typie wykształcenia danych warstw z powodu natury fliszu mowy być nie może. Charakter sedymentacyjny fliszu prawie wyklucza możliwość jednolitego wykształcenia danego poziomu na większych obszarach, czego przykładem choćby zróżnicowanie petrograficzne w obrębie tak stałego poziomu stratygraficznego, jaki stanowią warstwy menilitowe.

Na S od miejscowości Łęki Górne, w potoku na S od punktu 301 mtr. odkryłem w występujących tam wśród ciemnych łupków zlepieńcowatych piaskowcach, większą ilość grubszych kawałków węgla karbońskiego. Okruchy te zbadał dr. J. Zerndt, za co Mu w tym miejscu serdecznie dziękuję.

Wynik badań zawiera przytoczona niżej opinia dr. J. Zerndta na temat wieku zbadanych okruchów węgla.

„W okruchach węgla wydobytych ze zlepieńca z Łek Górnych, znalazłem stosunkowo niewiele spor należących do typów 1, 2, 11, 30 i 45. Zespół ten wskazuje na najwyższe poziomy warstw polskiego karbonu. Typ 30 znajdujący się w Polskim Zagłębiu Węglowym sięga od górnej części warstw rudzkich, aż do najmłodszych zbadanych pokładów. Typ 11 sięga od warstw orzeskich, również aż do najwyższych poziomów karbonu. Szczególną wagę zdaje się posiadać typ 45, którego nie znam z Polskiego Zagłębia Węglowego, lecz opisałem ze zlepieńców karpackich z Domaradza (28). Poza Polską typ 45 znalazłem w dużej ilości w pokładach z Radvanic i z Jedomelic w Czechach, które są zaliczane do górnego Stefanu, natomiast brak tych spor w Svatanovicach (dolny Stefan) i w Nyranach (najwyższy Westfal).



Z drugiej zaś strony znalezione w Łękach Górnych spory typów 1, 2, 11, występują także w pokładach z Radvanic względnie z Jedomelic, a typ 30 stwierdziłem w Svatanovicach.

O ile więc słuszna jest przynależność warstw ze Svatanovic i Radvanic do Stefanu, w takim razie węgiel z Łek Górnych pochodzi również z warstw stefzańskich.

Do pewnego stopnia potwierdzeniem przynależności do Stefanu jest stosunkowo mała ilość spor w materiale z Łek Górnych. Zjawisko to zdaje się być charakterystycznym dla warstw stefzańskich różnych zagłębi.

Podana opinia dr. J. Zerndta ustalająca stefński wiek węgla pochodzącego z warstw czarnorzeckich Łek Górnych wzbogaca nasze wiadomości na temat wieku karbońskich osadów przedłużenia antyklinorium Krakowsko-Śląskiego, niszczonech w dobie powstawania utworów fliszowych. Ponieważ piętro stefzańskie nie zostało ostatecznie stwierdzone w obrębie naszego Zagłębia Węglowego, a jest zastąpione dopiero w ukrytym pod nasuniętymi masami karpackimi przedłużeniu ku SE antyklinorium Krakowsko-Śląskiego, okazuje się, że sedymentacja „produktywna“ karbonu trwała tam dłużej. W odcinku zachodnim skończyła się ona prędzej, prawdopodobnie w związku z większym w tym odcinku niż na wschodzie efektem działania hercyńskiego nacisku górotwórczego. Powyższe stwierdzenie stanowi przyczynek do znajomości budowy geologicznej Prakarpat.

### Eocen.

Rozbity jest w badanym obszarze na dwa główne oddziały: dolny i górny. Do eocenu dolnego należą pstre łupki i piaskowce ciężkowickie, eocen górny reprezentują warstwy menilitowe. Wykształcenie warstw eoceńskich w omawianym odcinku nie jest jednolite. Podobnie jak w kredzie górnej zaznacza się różnica między wykształceniem warstw eocenu nadścielających warstwy kredy inoceramowej w obrębie nasunięcia brzeźnego Tarnowca, a eocenem związanym z kredą śląską w wyższym nasunięciu Łekawka—Kokocz. Różnice te zmniejszają się w eocenie górnym, całkowicie jednak zanikają dopiero w oligocenie, w czasie osadzania się warstw krośnieńskich, zamykających nieprzerwany od kredy górnej cykl sedymentacyjny danego obszaru. Za tym dopiero w dobie oligoceńskiej następuje całkowite wyrównanie się warunków sedymentacyjnych na większych obszarach, wobec czego znikają różnice zaznaczające się w osadach poszczególnych rejonów sedymentacyjno-facjalnych. Opisane stosunki były przedmiotem moich rozważań w roku 1933 (27).

Przytoczone argumenty zmuszają do oddzielnego opisywania warstw eoceńskich, a zwłaszcza dolno-eoceńskich poszczególnych jednostek tek-

tonicznych, oraz użycia podziału na facje. Aby nie wprowadzać nowych terminów mówić będę o facji „przy-inoceramowej” eocenu związanej z rejonem inoceramowym i facji „przy-śląskiej” łączącej się z kredą śląską.

### Eocen dolny.

Facja „przy-inoceramowa”. — Nadściela w nasunięciu Tarnowca serię warstw inoceramowych. Wykształcona jest w postaci pstrych łupków i ilów, z bardzo nieznacznymi wtrąceniami szarych, drobno-ziarnistych piaskowców glaukonitowych, które występują zwykle w partiach łupków zielonych i zielono-szarych. Dość często obserwuje się (potoczek SE od Zawady) wśród pstrych łupków (czerwonych) warstewki szarawo-kremowo-zielonawych margli do 8 cm. miąższe.

Nakreślony rozwój eocenu dolnego wskazuje na powstawanie w rejonie oddalonym od brzegów ładu, dostarczającego przeważnie materiału pelitowego, z nieznaczną tylko przymieszką osadu drobno-psamitycznego. Podobne warunki sedymentacyjne istniały już w czasie osadzania się górnego poziomu warstw inoceramowych. W ciągu eocenu dolnego nie uległy one zatem jeszcze żadnym zmianom.

Inaczej przedstawia się rozwój eocenu dolnego w facji „przy-śląskiej”.

Facja „przy-śląska”. — Również w tej facji przeważającym elementem są pstre łupki. Zawierają one jednak znacznie większą ilość wkładek piaskowcowych, oraz łupków zielonych, a zwłaszcza szarych, podczas gdy wtrącenia jasnych margli występują tylko sporadycznie. Zasadnicza różnica w stosunku do eocenu facji „przy-inoceramowej” polega na pojawieniu się soczewkowatych wkładów zlepieńców i piaskowców typu ciężkowickiego z wtrąceniami szarych łupków piaszczystych, obfitujących w krystaliczny materiał prakarpacki. Wkłady te osiągają w niektórych miejscach do 50 mtr. miąższości, jak np. nad potokiem w Trzemesnej lub w potoczku na NW od punktu 392 mtr. na Trzemeskiej Górze.

Ilość i miąższość wkładów piaskowców ciężkowickich jest w omawianym obszarze zmienna. Największa jest we wschodniej części obszaru, gdzie w okolicy Zalasowej i Woli Lubeckiej obserwuje się aż trzy poziomy piaskowca ciężkowickiego. Ku zachodowi zmniejsza się do tego stopnia, że na południowym skrzydle nasunięcia Łękawka—Kokocz, w okolicy na SE od Łękawicy zauważyć można tylko jedną wkładkę piaskowca ciężkowickiego miąższości około 20 mtr., w spągowej części pstrych łupków. Ku zachodowi w kierunku Poręby rośnie tak ilość, jak i miąższość soczew piaskowców ciężkowickich.



Zmienna miąższość i ilość wkładów „ciężkowickich“ świadczy najwyraźniej o zmienności warunków sedymentacji w czasie powstawania warstw dolnego eocenu facji „przy-śląskiej“. Ilość materiału grubo - klastycznego dostarczanego przez niszczące łądy i wyspy prakarpackie i jego jakość wskazuje dobitnie miejsca nasilonej erozji na łądzie i jej przebieg. W porównaniu z eocenem dolnym facji „przy-inoceramowej“ opisany eocen facji „przy-śląskiej“ powstawał w obrębie zróżnicowanego sedymentacyjnie obszaru, na co już zwracałem uwagę (27, 39). Wpływ sedymentacyjnego rejonu zewnętrznego „inoceramowego“ na rozwój eocenu „śląskiego“ ogranicza się do nieznacznych, sporadycznie występujących (potok na N od Zalasowej) wkładek szaro-zielonawych margli wśród pstrych łupków.

Z przytoczonych danych wynika, że facja grubo-klastyczna określona w kredzie jako istebniańska, w eocenie zaś jako ciężkowicka trwa i powoduje zróżnicowanie osadów tak długo, dokąd nie ulegną całkowitemu zniszczeniu i pochłonięciu przez morze łańcuchy wysp prakarpackich przedłużenia ku SE antyklinorium Krakowsko - Śląskiego. Moment ten nastąpił dopiero u schyłku eocenu, z końcem osadzania się serii menilitowej. W tym czasie, po dostarczeniu materiału klastycznego piaskowcom menilitowym, z wysp prakarpackich pozostały tylko relikty „dogryzane“ w czasie sedymentacji warstw krośnieńskich.

W jakim stopniu postępowała niszcząca działalność erozji zorientować się można na podstawie jakości materiału prakarpackiego zawartego w warstwach kredy śląskiej i eocenu „ciężkowickiego“. W czasie powstawania facji istebniańskiej ulegały zgradowaniu skały osadowe i metamorficzne, pokrywające krystaliczne jądra tektonicznych elementów prakarpackich przedłużenia antyklinorium Krakowsko - Śląskiego. W eocenie dolnym „ciężkowickim“, erozja postąpiła tak znacznie, że wgrzyzła się już w krystaliczne, które dostarczyły z kolei materiału dla piaskowców ciężkowickich.

Na rys. 1 przedstawione są najogólniej stosunki sedymentacyjne eocenu okolicy Tarnowa.

### **Eocen górny.**

Silnie podkreślone jeszcze w eocenie dolnym zróżnicowanie warstw, budujących poszczególne jednostki tektoniczne badanego obszaru, w eocenie górnym, reprezentowanym przez warstwy menilitowe zaznacza się już znacznie słabiej, ograniczając się do zwiększonej piaszczystości łupków menilitowych nasunięcia Łękawka—Kokoc z i rozwoju w spągu serii

menilitowej niezbyt stałego zresztą poziomu piaskowcowego, który określam nazwą *piaskowców podmenilitowych*.

Warstwy menilitowe wykształcone są w omawianym obszarze w postaci czekoladowych, kawowych, czarnych i brunatnych, bitumicznych, czasem piaszczystych iłołupków z charakterystycznym żółtawym nalotem i wkładkami jasnych, miałkich, paskowanych piaskowców drobnoziarnistych o spoiwie ilastym. W spągu zawierają cienkie warstewki białych lub kremowych margli i popielato-szare lub ciemne, paskowane rogowce.

W ten sposób przedstawia się seria menilitowa w obrębie jednostki zewnętrznej, a częściowo i nasunięcia Łekawka—Kokocz.

W obrębie ostatnio wymienionej jednostki zauważa się odchylenia od podanego typu wykształcenia warstw menilitowych. W górnej części serii są one nieznaczne i polegają na większej piaszczystości łupków i częstotliwości wtrąceń piaskowcowych, zwiększają się znacznie natomiast w spagowej, rogowcowej partii warstw menilitowych (Rys. 1).

Dla lepszego zobrazowania zmienności panujących tu stosunków sedymentacyjnych, przytaczam kilka profiliów przez warstwy menilitowe, względnie ich spagową partię.

W okolicy Zalasowej, w stronę Ryglie w małych potoczkach na S od punktu 362,7 mtr. obserwuje się następujący przekrój. Nad czerwonymi łupkami stanowiącymi podstawę profilu, występuje około 5 mtr. gruba partia twardych łupków zielonych. Nad nimi pojawiają się sypkie, jasno-brunatnawe piaskowce ilaste, na świeżo popielate, w warstwach do 0,5 mtr. grubych, z ciemnym wstęgowaniem, przegradzane szarymi i ciemnymi łupkami typu menilitowego. Ku górze łupki stają się czarne, miejscami krzemieniste, piaskowce przybierają barwę popielato-szara, twarde, bez wstęgowania. W stropie warstw menilitowych występują grubo-ławicowe piaskowce szaro-brunatnawe o spoiwie wapnistym. Jak z podanych faktów wynika, w opisanym profilu brak zupełnie tak charakterystycznych dla serii menilitowej spagowych margli i rogowców.

Na terenie Woli I ubeckiej w potoczku SE od punktu 371 mtr. brak również rogowców w spągu menilitów (pojawiają się one dopiero w potoczku na SW od wspomnianego punktu 371 mtr., wypierając zupełnie spagowe grubo-ławicowe piaskowce). Zastąpione są one podobnie jak w profilu poprzednim przez grube ławy miałkiego, szarego, drobnoziarnistego piaskowca ilastego, brunatnawo wietrzącego, z ciemnymi smugami detritusu roślinnego.

W górnej części potoku, spływającego od punktu 365 mtr. do wsi Zabłędza, nad czerwonymi łupkami występują grubo-ławicowe, białawe, gruboziarniste piaskowce ilaste. Na nich spoczywa partia czarnych łup-



ków, poczem pojawiają się znowu te same piaskowce, lecz z wtrąceniami czarnych łupków. Są one przykryte w stropie przez czarne łupki. Dopiero na tych ostatnich leżą kremowe margle z warstewkami szarych i ciemnych rogowców.

Z opisanych stosunków, przypominających bardzo stosunki wśród serii menilitowej okolicy Strzyżowa (40), wynikają następujące wnioski w związku z wykształceniem warstw menilitowych, a zatem i górnego eocenu badanego obszaru.

W spągowej partii menilitów, występowanie piaskowców grubo-ławicowych, zastępujących w niektórych miejscach margle i rogowce, jest echem nasilonej erozji dolno-eoceńskiej, „doniszczającej“ resztki wysp prakarpaccich. Tam gdzie wyspy te uległy już zniszczeniu w czasie dolno-eoceńskim, w rejonie głębszego morza powstawały margle, a przy pewnym współdziałaniu organizmów, rogowce. W obszarach przejściowych obserwuje się (nad potokiem w okolicy Zabłędzy) tak grubo-ławicowe piaskowce z wkładkami czarnych łupków, jak i margle z warstewkami rogowców.

Obszar sedymentacyjny, w którym powstawały łupki menilitowe danego obszaru, ożywia się lokalnie w czasie osadzenia się stropowej części serii menilitowej. Świadczy o tym występowanie grubo-ławicowych piaskowców szaro-brunatnych w stropie tej serii. Wapnistość tych piaskowców jest zapowiedzią następnego, z reguły wapnistego kompleksu warstw krośnieńskich, przynależnych już do oligocenu.

### Oligocen.

Zastąpiony jest przez warstwy krośnieńskie. Wykształcenie tych warstw jest jednolitym, czasem na większych nawet obszarach, co świadczy o wyrównaniu warunków sedymentacji w obrębie poszczególnych rejonów. Osady grubo-klastyczne i to tylko w postaci grubo- lub średnio-ziarnistych piaskowców należą w obrębie tych warstw naogół do rzadkości, a ograniczone są zwykle do niewielkich obszarów. W danym terenie występują na N od Ryglic w łomie nad potokiem przy drodze z Ryglic do Żalasowej. Obserwuje się tam grube do 1,2 mtr. ławy miękkiego, szaro-brunatnawego piaskowca miążkiego, średnio-ziarnistego, mikowego, wapnistego, przegradzane grubymi do 0,5 mtr. partiami twardych piaskowców drobno-ziarnistych i popielatawych łupków piaszczystych, Opisane piaskowce występują tylko w dolnej, spągowej części warstw krośnieńskich, wśród utworów dla tej serii typowych, zastąpionych przez szare, czasem stalowo-szare, drobno-ziarniste piaskowce mikowe, brunatnawo wietrzejące, cienko - uwarstwione, przegradzane szarymi lub ciemno - szarymi

marglistymi iółupkami i szarymi łupkami piaszczystymi z nalotem białej miki. Charakterystycznymi dla tych warstw są skorupowe, wapniste piaskowce mikowe. W Zalasowej obok cementarza występują wśród szarobrunatnawych piaskowców mikowych i szarych piaskowców skorupowych przekładanych szarymi i ciemno-szarymi łupkami, popielato-szare margle w warstewkach do 5 cm. grubości. Są one odpowiednikiem występujących w okolicy Jasła t. zw. łupków jasielskich. Świadczą one o lokalnym pogłębieniu morza.

Strop warstw krośnieńskich jest w obszarze zbadanym nieznany. Zauważa się tylko zwiększenie ilości łupków w wyższych horyzontach warstw krośnieńskich.

Opisany rozwój warstw krośnieńskich zbadanego obszaru wskazuje na takie same facyjne zróżnicowanie tych warstw, jakie zostało stwierdzone w okolicy Strzyżowa (40). Ogólny obraz tego zróżnicowania podaje rys. 1.

Między warstwami krośnieńskimi, a osadami miocেনскими, których spąg reprezentują tu helweckie warstwy chodenickie, winna istnieć luka, co najmniej podczas burdygału. Ponieważ jednak, odpowiadające wyższym ogniwom warstw krośnieńskich, wschodnio-karpaccie warstwy dobrotowskie sięgają prawdopodobnie do miocenu, obejmując nawet piętro Burdigalien (J. Nowak 19), możliwym jest, że podobny zasięg posiadają w zbadanym obszarze warstwy krośnieńskie. W takim wypadku te ostatnie obejmowałyby nie tylko wszystkie piętra oligocenu, lecz również najniższe burdygałskie ogniwo miocenu. Spągowe utwory miocенские badanego obszaru, reprezentowane przez warstwy chodenickie, zawierające w okolicy Dębicy wtrącenia gipsu, wiązać by się mogły sedymentacyjnie z warstwami krośnieńskimi. Przemawia za tym charakter petrograficzny miocenu zgłobickiego.

Wyrażone przypuszczenie wymaga potwierdzenia przez dalsze badania w tym kierunku.

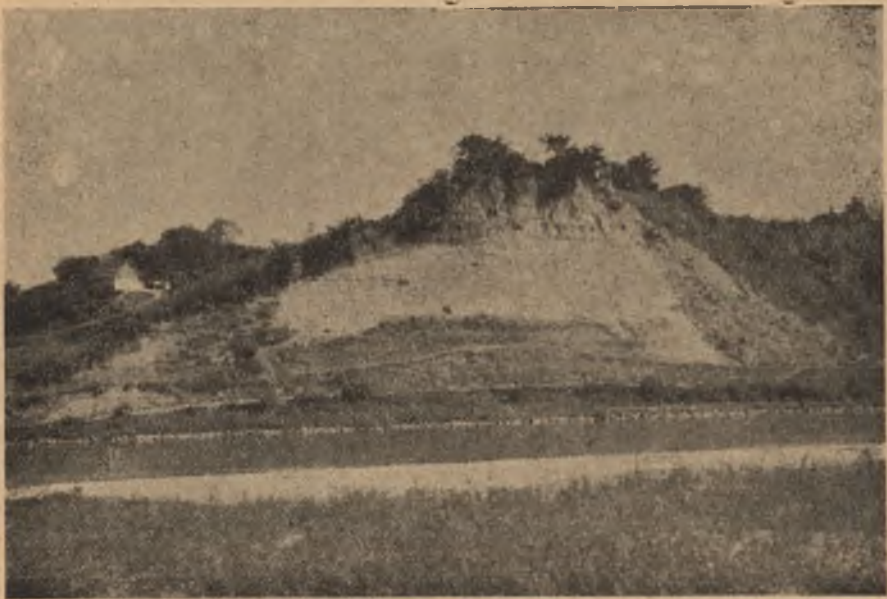
### Miocen.

Miocen wskutek pokrycia przez osady czwartorzędowe występuje na powierzchni w niewielu punktach. Najlepsze i najliczniejsze odsłonięcia tej formacji obserwuje się w okolicy Szczepanowic, Zgłobic, Tarnowa i Rzędzina. Sztuczne wkopy wykonane podczas zakładania wodociągu dla Tarnowa oraz przy budowach na terenie Państwowej Fabryki Związków Azotowych w Mościcach umożliwiły tylko stwierdzenie głębokości występowania miocenu i jego ilastej facji w tym rejonie. Nie dostarczyły



jednak danych na temat jakie jego ogniwa są w tym rozległym obszarze na W od Tarnowa zastąpione i jaka jest ich tektonika.

Na podstawie przestudiowania odsłoneń miocenu za najniższe jego w zbadanej okolicy ogniwo, uważam odsłonięte w Zgłobicach (S od szosy Tarnów—Wojnicz), a opisywane już przez Niedźwiedzkiego (6) i J. Grzybowskiego (7) warstwy chodenickie. Ukazują się tam one w jądrowej partii dość wąskiej antykliny o kierunku W - E. Serię tę składają od dołu, występujące w jądrze antykliny ciemno-szare iły łupkowe przegradzane warstewkami szaro-brunatnawych, rozsypliwych piaskowców, zawierające kryształki (często zbliżniaczone lub tworzące rozetki) i skupienia gipsu. W wyższej części wysokiego odsłonięcia



Rys. 2. — Warstwy chodenickie w Zgłobicach, na S od drogi Tarnów—Wojnicz.  
Fig. 2. — Chodenice layers in Zgłobice south of the Tarnów—Wojnicz road.

(rys. 2) zmienia się dość szybko charakter osadów. Obserwuje się tam związaną przejściami z opisanymi warstwami partię szarych łupków piaszczystych, bezwapiennych z wkładami jasno-popielatych i żółtawo-brunatnawych piasków i mało zwięzłych piaskowców, z wtrąceniami szarych, drobno-ziarnistych, twardych piaskowców wapnistych. Piaskowce te, jak i łupki robią wrażenie dalszego ciągu sedimentacji krośnieńskiej. Odnosiłoby się więc wrażenie, jakoby warstwy chodenickie, zawierające w innych miejscach przedgórze złoża gipsu i soli były epilogiem, stanowiły

zakończenie sedymentacyjnego cyklu krośnieńskiego, a nie wiązały się z transgresją mioceńską, zwłaszcza, że są od paleontologicznie ustalonego tortońskiego poziomu warstw grabowieckich oddzielone ostrą granicą. Granica ta może zaznaczać przerwę między schyłkiem sedymentacji krośnieńskiej, a początkiem transgresji mioceńskiej w opisywanym obszarze. W takim wypadku wiek warstw chodenickich byłby starszym od tortonu, a więc helwecki, jak pierwotnie przyjmowali J. N i e d Ź w i e d z k i (1, 4), W. F r i e d b e r g (9, 12) i G. B u k o w s k i (16, 24). Podane przypuszczenie, biorące pod uwagę spągowe stanowisko warstw chodenickich w miocenie polskim i ich charakter petrograficzny, stanowi, o czym już wspomniano, rodzaj hipotezy roboczej. O słuszności jej zadecydują dalsze badania.

Wyższe ogniwo miocenu zbadanego obszaru stanowią warstwy grabowieckie. Stosunek tego poziomu do występujących w jego spągu warstw chodenickich trudno ustalić, nigdzie bowiem w terenie nie odsłania się kontakt tych dwóch poziomów.

Nieliczne, ale dobre odsłonięcia umożliwiły ustalenie następującej stratygrafii tej serii.

Najniższe jej warstwy odsłaniają się na N od szosy Tarnów—Wojnicz w Zgłobicach, gdzie wchodzi w skład północnego skrzydła siodła zgłobiczkiego, ukazującego w jądrze warstwy chodenickie. Dolna część warstw grabowieckich jest tam wykształcona w postaci słabo marglistych iłów łupkowych, zawierających lokalnie cienkie wkładki szarych, drobno-ziarnistych, mikowych piaskowców z detritusem roślinnym, jasno-szarych margli i obfitą fauną małży i ślimaków. Na uwagę zasługują występujące w tej serii otoczaki i okruchy kwarcu, ciemne rogowce, oraz kawałki kredowych piaskowców i margli warstw inoceramowych, a także piaskowców warstw czarnorzeckich. Obecność w warstwach grabowieckich fliuszowego materiału, budującego pobliski brzeg Karpat, przy zupełnym braku tego materiału w niższych warstwach chodenickich, rzekomo zaczynających transgresję mioceńską, przemawiałoby za słusznością wypowiedzianego wyżej przypuszczenia przyjmującego, że większa transgresja morska zaczyna się tu w tortonie, od warstw grabowieckich. W innym wypadku trudno byłoby sobie wytłumaczyć w sposób możliwie prosty występowanie materiału karpackiego w warstwach grabowieckich. Najprawdopodobniej pochodził on z niszczonego falami transgredującego morza, brzegu karpackiego.

Odmierna od opisanej seria warstw grabowieckich odsłania się w kilku punktach w Szczepanowicach. Najlepsze i najbardziej instruktywne odsłonięcia tej serii znajdują się na stromym, południowym zboczu wzniesienia opatrzonego kotą 311 mtr., na N od kościoła w Szczepanowi-



cach (rys. 3). Występują tam grubo - ziarniste, rdzawo - żółtawe piaski arkozowe, zbite miejscami w twarde piaskowce, z nieregularnie wtrąconymi jasno-brunatnawymi łupkami. Wśród materiału tego występują białe, nieforemne konkracje wapienne. Tak piaski jak i piaskowce obfitują w resztki fauny w postaci fragmentów i całych skorup ostryg i innych małży, oraz ośrodek ślimaków. Jest to przybrzeżna facja warstw grabowieckich. Fauna w niej zawarta jest prawie identyczna z obserwowaną we facji okolicy Zgłobic za wyjątkiem grubo-skorupnych ostryg, co jest zupełnie zrozumiałym, gdy weźmie się pod uwagę mały ich zasięg pionowy.



Rys. 3. — Warstwy grabowieckie w Szczepanowicach, zbocze na S od punktu 311 m.  
Fig. 3. — Grabowice layers in Szczepanowice, slope south of point 311 m.

Opisana piaszczysta facja warstw grabowieckich tworzy najniższe warstwy drugiej, możliwej w tym rejonie do odcyfrowania, równoleżnikowej antykliny miocenu. Nad nią występują szare i szaro-popielatawe, słabo wapniste iły łupkowe z drobnymi blaszkami białej miki. Tworzą one stropową część warstw grabowieckich. Na terenie Szczepanowic jest nasunięty na te iły, zbudowany w tym miejscu z kredy inoceramowej brzeg karpacki.

Facja ilasta, stropowa warstw grabowieckich odsłonięta jest również w obu cegielniach na Terlikówce, oraz w cegielni „Kantoria“ w Tarnowie. W potężnym wykopie tej cegielni występują pod glinami morenowymi

szaro-brunatnawe iły łupkowe. Iły te w południowej części wykopu wykazują stromy upad około  $60^\circ$ , są zlustrowane i pomięte. Odslaniające się w północnej części wykopu iły zawierają cieniutkie warstewki węgla brunatnego, osiągające w głębokości 7—8 mtr. około 3 cm. miąższości.

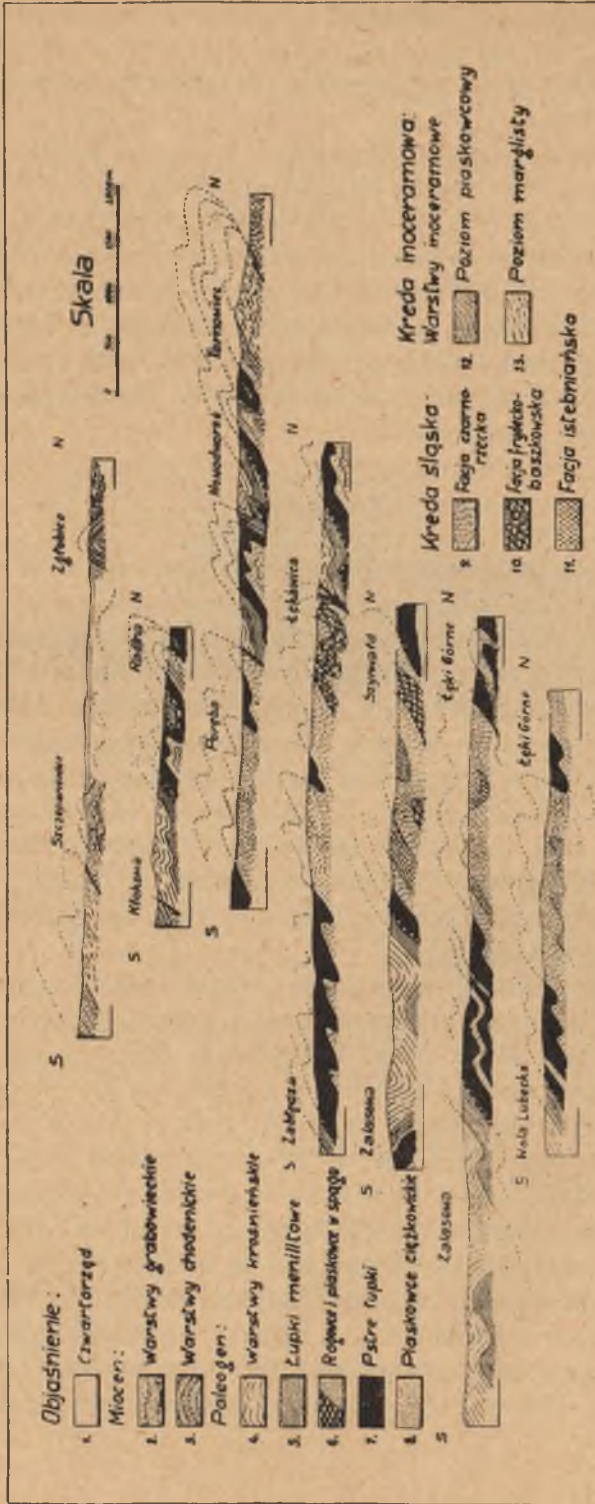
Rozwój warstw grabowieckich omawianego obszaru przedstawia zespół osadów charakterystycznych dla postępującej transgresji. Początek jej zaznaczony jest przez facje gruboklastyczne, przybrzeżne, zawierające materiał z niszczonego przez fale lądu. W miarę rozszerzania i pogłębiania się morza zanika materiał gruboklastyczny, powstają prawie wyłącznie osady pelityczne, ilaste, w górnej części warstw grabowieckich, a następnie iły krakowieckie. Równocześnie granice zasięgu morza tortońskiego przesuwają się stopniowo ku wschodowi.

Serię utworów mioceńskich zbadanego obszaru kończą iły krakowieckie. Odslaniają się one dobrze w okolicy Rzędzina, nad potokiem spływającym przez tę miejscowość w stronę Gumnisk. Wykształcone są typowo w postaci płytkowato dzielących się szarych iłów piaszczystych, często z nalotem drobniutkich blaszek białej miki. Brak wtrąceń materiału grubszego w tej serii i jednolitość osadu, wskazuje na zrównoważony, spokojny przebieg sedymentacji i unormowany dopływ doskonale poselekcjonowanego pelitycznego materiału terrygenicznego.

Podczas przeprowadzania badań geologicznych w okolicy Tuchowa, miejscowa ludność pokazywała mi na północnym zboczu wzgórza, na którym rozbudowało się miasto, miejsce, w którym miał istnieć niegdyś szyb solny. Niestety, całe wzgórze pokryte jest dokładnie przez utwór lessowy, uniemożliwiający wgląd w występujące poniżej starsze osady. Mimo to bez przeprowadzenia robót szurfowych, któreby ustaliły rodzaj podłoża utworu lessowego na terenie Tuchowa, nie można całkowicie wykluczyć prawdopodobieństwa występowania tam utworów solnych, zwłaszcza wobec danych na ten temat jakie podaje Słownik Geograficzny Królestwa Polskiego (pod redakcją Br. Chlebowskiego, według planu Fil. Sulimierskiego, nakładem Wł. Walewskiego) zesz. 140, tom XII, Warszawa 1892. W słowniku tym we wzmiance o Tuchowie znajdują się następujące dane, które poniżej w całości przytaczam.

„W r. 1341 pozwolił Kazimierz Wielki założyć opatom miasto i przedzielił je z prawa polskiego na magdeburskie (Kod. tyniecki, wyd. we Lwowie w roku 1871, str. 76). Miasto miało mieć 60 łanów frankońskich. Prócz zwykłych praw nadawanych wójtom, otrzymał opat jeden szyb solny, gdyby zaś było więcej szybów, zastrzegł je król dla siebie. Nadto otrzymał prawo pobierania 1 grzywny co sobotę, gdyby wybito szyb solny i sól wywożono (Bergrecht). Żupnicy mieli używać tych samych praw, co wieliccy i bocheńscy“.





Rys. 4. — Przekroje poprzeczne przez brzeg karpacki w okolicy Tarnowa.

Fig. 4. — Transversal section of the Carpathian margin in the district of Tarnów.

Explanation: 1 — Quaternary, 2 — Grabowice layers, 3 — Chodenice layers, 4 — Krosno layers, 5 — Menilitic schists, 6 — Submenilitic flints and sandstones, 7 — Coloured schists, 8 — Ciężkowice sandstones, 9 — Czarnorzeki facies, 10 — Frydek—Baszka facies. 11 — Istebna facies, 12 — Inoceramic layers — sandstone level, 13 — Inoceramic layers — marl level.

## Tektonika.

Obserwowane odsłonięcia umożliwiają nakreślenie następującego obrazu tektoniki obszaru.

Jest on rozbity na dwie grupy tektoniczne, co jest w zgodzie nawet ze zróżnicowaniem facjalnym przede wszystkim warstw kredowych jąder tych jednostek, jak i eocenu (rys. 4). Obie jednostki z powodu braku możliwości powiązania z wydzielonymi już i opisanymi elementami tektonicznymi tej części Karpat określam nazwami lokalnymi. Jednostkę zewnętrzną będę nazywał nasunięciem Tarnowca, wyższą nasuniętą na poprzednią stanowi nasunięcie Łękawka—Kokocz. Obie jednostki rozbite są na elementy drugorzędne, które w miarę możliwości (brak odpowiedniej ilości odsłonięć) starałem się odcyfrować.

### Nasunięcie Tarnowca.

Brzeg tego nasunięcia w okolicy Tarnowa opisałem już w roku 1936 (34). Podkreśliłem również, że jądrowe warstwy tego nasunięcia spoczywają na zapadającym pod nie miocenie. Jak wielka jest amplituda szarżu utworów karpackich na miocenie, niewiadomo. Na podstawie znajomości geologii brzegu Karpat w tym odcinku przypuszczać można, że niewielka. Ruchy potortońskie bowiem, które spowodowały nasunięcie peryferycznych mas fliszu karpackiego na utwory miocenie, występujące gdzieś (Grudna, Dolna, St. Sokołowski 32) na sfałdowanych członach serii karpackiej spowodowały tylko wykończenie wcześniej powstałych elementów konstruktywnych, wyrażone wzdłuż brzegu karpackiego przez pchnięcie nieznaczne w kierunku N lub NE, na autochtoniczne masy miocenie.

Brzeg opisywanego nasunięcia przebiega brzegiem północnego zbocza Góry św. Marcina. W okolicy Skrzyszowa cofa się nieco, po czym falistą linią biegnie w kierunku SE w stronę południowej części miejscowości Szynwałd. W odległości około 2 klm. na S od kościoła w Szynwałdzie znika pod brzezną masą nasunięcia wyższego Łękawka—Kokocz. Charakterystycznym jest, że podczas gdy w rejonie zachodnim brzeg opisywanego nasunięcia budują najstarsze w jego inwentarzu stratygraficznym warstwy inoceramowe, w poznanej wschodniej jego części, na E od Skrzyszowa, brzeg tej jednostki tworzą pstre łupki eocenie (rys. 5). Opisywane nasunięcie składa się z trzech antyklinalnych elementów. Głównym jest nasunięty na miocenie element Tarnowca, od którego pochodzi nazwa całej jednostki, odsłaniający w jądrze marglisty poziom kredy inoceramowej. Element ten oddzielony jest nieznaczną synkliną



wypełnioną pstrym eocenem od następnego elementu składowego, jakim jest siodło Zawady, odsłaniające w jądrze już tylko górny, piaskowcowy poziom warstw inoceramowych. Na S od wspomnianego siodła znajduje się głębsza synklina Nowodworza, ujawniająca nie tylko pstry eocen i warstwy menilitowe, ale również i krośnieńskie. Przegradza ona siodło Zawady, od odsłaniającego w szczytowej partii pstre łupki i piaskowce ciężkowickie antyklinalnego elementu Radlnej. Na warstwy krośnieńskie południowego skrzydła wspomnianego elementu, a w okolicy Radlnej i Łękawicy ścinając ukośnie coraz starsze poziomy składającej go serii stratygraficznej.



Rys. 5. — Szkic tektoniczny brzegu karpackiego w okolicy Tarnowa. — Objaśnienie: 1 — miocen, 2 — warstwy krośnieńskie, 3 — warstwy menilitowe, 4 — pstre łupki, względnie pstre łupki z piaskowcami ciężkowickimi, 5 — warstwy inoceramowe. 6 — facja czarnorzeczka, 7 — facja istebniańska, 8 — facja frydecko-baszkowska. Fig. 5. — Tectonic sketch of the Carpathian border in the Tarnów area. — Explanation: 1 — Miocene, 2 — Krosno layers, 3 — Menilitic rocks, 4 — Coloured schists, or coloured schists with Ciężkowice sandstone, 5 — Inoceramic layers, 6 — Czarnorzeki facies, 7 — Istebna facies, 8 — Frydek—Baszka facies.

nasuwa się jednostka Łękawka—Kokocz. Odcyfrowanie przedłużenia i rozwoju wymienionych elementów w kierunku wschodnim napotyka na trudności. Brak bowiem w rejonie na E od Łękawicy wystarczającej ilości odsłonień. Przypuszczać jedynie można, że osi podłużne wydzielonych elementów składowych nasunięcia Tarnowca obniżają się w kierunku wschodnim, dzięki czemu wygasają w tym kierunku warstwy starsze, a same elementy zanikają, ograniczając się tylko do sfałdowań w obrębie warstw dolno-eoceńskich. W okolicy na S od Szynwałdu jednostka opisywana ukośnie chowa się i znika pod nasunięciem wyższym, Łękawka—Kokocz.

### Nasunięcie Łękawka-Kokocz.

Jednostka ta jest nasunięta na opisaną poprzednio. W jądrze ujawnia kredę śląską. Brzeg jej przebiega wzdłuż linii Radlna, Poręba, następnie wygina się ku NE i skierowuje na Łękawicę. Od Łękawicy biegnie łamaną linią na wschód, a po cofnięciu się w okolicy Trzemesnej, biegnie w kierunku południowej części wsi Szynwałd. Po wygięciu w okolicy wymienionej miejscowości skierowuje się falistą linią w stronę Zwiernika. W okolicy na SE od Szynwałdu omawiane nasunięcie Łękawka—Kokocz ulega zróżnicowaniu. Pojawia się tam u czoła nasuniętej masy kredowej, biegnąca ku Łękom Dolnym jednostka drugorzędna o charakterze rozwijającej się ku wschodowi łuski, zbudowanej z pstrego eocenu z piaskowcami ciężkowickimi, łupków menilitowych i warstw krośnieńskich (rys. 5). Przypuszczać można, że została ona uformowana z serii warstw odwróconego, północnego skrzydła opisywanego nasunięcia. Występowanie w jej inwentarzu stratygraficznym piaskowców ciężkowickich, związanych ściśle z rozprzestrzenieniem kredy śląskiej, utrudnia możliwość wiązania jej z zewnętrznym nasunięciem Tarnowca (rys. 5).

Ciekawa jest struktura omawianego nasunięcia Łękawka—Kokocz. W okolicy Radlnej, gdzie po zanurzeniu się jąder kredy śląskiej, wygasają główne elementy konstruktywne tej jednostki przedstawia się ona w postaci łuski odsłaniającej w szczytowej partii tylko pstre łupki i piaskowce ciężkowickie. Na wschód od Radlnej jednostka ulega wynurzeniu. Pojawiają się kredowe jej jądra, oddzielone wygasającą ku E synkliną Poręby, wypełnioną pstrym eocenem. W związku z pojawieniem się kredy i wyciśnięciem warstw młodszych północnego skrzydła, na E od Poręby do kontaktu z warstwami nasunięcia niższego, Tarnowca, dochodzą warstwy kredy śląskiej jądra nasunięcia Łękawka—Kokocz. Resztki zredukowanego skrzydła północnego są zachowane na W od Łękawicy w postaci lokalnie występującej smugi pstrych łupków u czoła kredowego jądra nasunięcia, spoczywającej na warstwach krośnieńskich, które kończą serię stratygraficzną nasunięcia Tarnowca. W okolicy na E od Łękawki pojawia się na przedłużeniu poprzednio wspomnianej synkliny Poręby nieregularnie uformowana, wypełniona pstrymi łupkami i piaskowcami ciężkowickimi synklina Trzemesnej. Rozbija ona omawiane nasunięcie na dwie jednostki antyklinalne; węższą północną i szerszą południową. Jednostka południowa, którą określam nazwą siodła Trzemeskiej Góry, posiada zredukowane skrzydło północne. Szczytowa jej partia dzięki zondulowaniu dzieli się na dwie antykliny, zabliznione w rejonie Trzemeskiej Góry, natomiast rozszerzające się na W i E. Synklina Trzemesnej wygasa na SW od Szynwałdu.



W tym rejonie aż po Górę Świnia szczegóły tektoniki omawianej jednostki są zatarte. Dopiero pojawiająca się na NE od Góry Świnia, wypełniona pstrym eocenem synklina wskazuje na zachowaną dwudzielność omawianego nasunięcia. Podobnie jak w rejonie Trzemeskiej Góry, tak i na północno-wschodnim zboczu Góry Świnia, przefałdowane masy kredowe spoczywają na eocenie dolnym, pod nie zapadającym.

Dość problematycznie przedstawia się jednostka czołowa omawianego nasunięcia obserwowana w okolicy na S od Łęk Górnych w postaci drugorzędowego sfałdowania u czoła jednostki opisywanej, a zdająca się rozwijać w kierunku wschodnim. W poznanej części budują ją pstre łupki z piaskowcami ciężkowickimi, warstwy menilitowe i krośnieńskie. Poza wyrażonym już wyżej przypuszczeniem, że uformowana została przez zgarnięte u czoła nasunięcia masy jego odwróconego skrzydła, nic więcej na podstawie dotychczasowych obserwacji terenowych o szczegółach struktury tej jednostki powiedzieć nie można. Niewątpliwie, badania wykonane na E od opracowanego odcinka, umożliwią rozstrzygnięcie tego problemu i zadecydują o słuszności wyrażonego przypuszczenia.

Na obszarze miejscowości Łęki Górne i Dolne brak odsłonień fliszu. Obszar ten pokryty jest przez gliny, piaski i żwiry czwartorzędowe. Nasuwa się pytanie, czy występujące na wzniesieniu Zdół, uprzednio opisane (34) utwory fliszowe złożone z pstrych łupków i łupków menilitowych z rogowcami, nie tworzą oderwanej od mas fliszowych brzegu Karpat, pływającej na miocenie czapki tektonicznej. Dokąd nie da się ustalić występowania miocenu, ewentualnie warstw starszych przede wszystkim na terenie Łęk Dolnych, sprawa pozostać musi w zawieszeniu.

Południowe skrzydło omawianego nasunięcia Łękawka—Kokocz, zbudowane z pstrych łupków z piaskowcami ciężkowickimi, oraz łupków menilitowych, nie przebiega jednolicie na całej poznanej długości, lecz wykazuje anomalie, polegające na nadmiernym „pęcznieniu“ jednego kompleksu, podczas gdy drugi ulega czasem całkowitemu nawet wyciśnięciu. Na normalnych, południowych skrzydłach elementów karpaccich, zjawisko takie jest na ogół rzadkie. Przy obserwowaniu południowego skrzydła nasunięcia Łękawka—Kokocz zauważa się wybitnie napęcznienie pstrego eocenu, wyrażone przez wielkość zajmowanego obszaru, na N od Zabłędzy. W rejonie tej miejscowości smuga łupków menilitowych oddzielająca pstre łupki od warstw krośnieńskich ulega zwolna całkowitemu nawet wyciśnięciu. Nieznaczny strzęp warstw menilitowych pojawia się lokalnie tylko na N od Karwodrzy, w miejscu dość gwałtownego zwężenia się pasa pstrego eocenu. Na południowych zboczach Trzemeskiej Góry smuga pstrego eocenu redukuje się do bardzo wąskiego skrawka. Łupki menilitowe są tu całkowicie wyciśnięte. Wydatne, choć powolne rozsze-

rzenie się smugi pstrego eocenu z wkładami piaskowców ciężkowickich obserwuje się w okolicy Zalasowej. Równocześnie pojawiają się znowu łupki menilitowe. Aż do wschodniego krańca badanego obszaru nie zauważa się już większych zaburzeń w przebiegu południowego skrzydła opisywanej jednostki.

Na południe od nasunięcia Łękawka—Kokocz rozpościera się wypełniona warstwami krośnieńskimi synklina Ryglic, odzielająca nasunięcie wymienione od położonej na południe jednostki tektonicznej Brzanka—Liwocz, ujawniającej w rejonie Liwocza dolną kredę. W obrębie synkliny Ryglic występują dwa antyklinalne wypiętrzenia, odsłaniające łupki menilitowe względnie pstry eocen. Wypiętrzenie północne znajduje się na SE od Karwodrzy. Do niego należą pstry łupki i łupki menilitowe, odsłonięte w potoczkach na S od punktu 362,7 mtr. Fragment wypiętrzenia południowego stanowią łupki menilitowe odkryte w Kielanowicach Dolnych przy drodze Tuchów—Ryglice.

O wieku fałdowań, które ukształtowały i wykończyły tektonikę omawianego obszaru nie wspominam. Kwestia ta w odniesieniu do odcinka Karpat, w którego obręb wchodzi teren zbadany, była przedmiotem moich rozważań w r. 1933 (27), a wspomniałem o tym również w r. 1936 (34).

### **Strefa dyzlokacyjna Białej.**

Na W od Tarnowca, Radnej i Świebodzina, masy fliszowe obu opisanych jednostek tektonicznych brzegu karpackiego znikają pod pokrywą utworów czwartorzędowych, zaścielających dolinę Białej i jej zbocza. Badania jednak przeprowadzone w obszarze między Białą a Dunajcem, na zachód od wymienionych miejscowości wskazują, że w przedłużeniu tak nasunięcia Tarnowca, jak i zewnętrznej strefy nasunięcia Łękawka—Kokocz ku W, występują wszędzie utwory mioceńskie, które dopiero w rejonie Szczepanowic wzdłuż powyginanej intersekcyjnie linii zapadają pod utwory kredowe jakiejś brzeżnej jednostki karpackiej. Facja inoceramowa składających ją utworów kredowych, oraz pozycja tektoniczna jednostki w skład której one wchodzi wskazują pomimo wydatnego, bo około 6 km. wynoszącego cofnięcia, że mamy tu do czynienia z dalszym ku zachodowi ciągiem nasunięcia Tarnowca.

Badania geologiczne przeprowadzone w rejonie Kłokowej i Świebodzina umożliwiły stwierdzenie i nakreślenie na mapie uskokowych elementów rejonu doliny Białej, które wspólnie określam nazwą strefy dyzlokacyjnej Białej. Wzdłuż niej nastąpiło pęknięcie i przesunięcie brzeżnych mas fliszu okolicy Tarnowa. Składa się ona z dwóch głównych dyzlokacji, przecinających się zapewne w obrębie doliny Białej, w po-



bliżu Świebodzina, trochę na W od tej miejscowości. Jedna z nich o kierunku prawie N-S, lekko wygięta, przebiega w obrębie zasłanej czwartorzędem doliny Białej. W okolicy Kłokowej rozcina warstwy inoceramowe cofniętego ku S zachodniego odcinka nasunięcia Tarnowca. Jest to uskoki Kłokowa — Tarnów. Przecinająca się z poprzednią dyzlokacja druga, łukowato wygięta posiada kierunek NW-SE. W okolicy na S od Świebodzina dzieli się ona na dwie części nieco rozbieżne, lecz naogół zgodne kierunkowo. W górnej części potoku Kłokowej wzdłuż dyzlokacji omawianej warstwy inoceramowe nasunięcia Tarnowca dochodzą do kontaktu z warstwami krośnieńskimi, kończącymi serię stratygraficzną nasunięcia Łękawka — Kokocz. W potoku świebodzińskim wskutek rozdzielania się, między rozbiegającymi się elementami składowymi dyzlokacyj występują nieco ku N przesunięte łupki menilitowe z rogowcami, kontaktujące ku zachodowi z kredą inoceramową. Opisane dyzlokacje określam nazwą uskoki w Świebodzina. Przedłużają się one prawdopodobnie w kierunku SE, w stronę Tuchowa.

Wymienione uskoki stanowią strefę dyzlokacyjną Białej, wyznaczającą kierunek biegu tej rzeki na odcinkach między Tuchowem a Łowczówem, oraz, co jest bardziej widocznym i silniej zarysowanym, między Pleśną a Tarnowem. Strefa ta powstała w okresie potortońskim, podczas dofałdowywania się mas karpaccich i przesunięcia w brzeżnej części tego odcinka Karpat na utwory miocenijskie.

### Czwartorzęd.

Utwory czwartorzędowe przedgórskiej części omawianego obszaru, oraz ich wiek rozważano szczegółowo już poprzednio (34). Ograniczę się więc do przedstawienia spostrzeżeń nowych, a mianowicie z rejonu karpacciego i okolic na W od Tarnowa.

### Pleistocen.

Reprezentowany jest przez utwory trzech głównych zlodowaceń Polski.

Największą różnorodność i miąższości wykazują osady najstarszego zlodowacenia „krakowskiego“ (według stratygrafii Wł. Safera (21), co jest zupełnie naturalnym gdy weźmie się pod uwagę zespół warunków w jakich osady te powstawały. Dwa główne środowiska, z których utwory te czerpały swój materiał, a więc lodowiec i Karpaty, przez różnorodność dostarczanego materiału umożliwiają nie tylko wnikięcie w mechanizm rozgrywających się tu zjawisk sedymentacyjnej natury, lecz również

określenie zasięgu wpływów poszczególnych środowisk. Dzięki zaś materiałowi tatrzańskiemu przynieszonemu przez Dunajec możliwym jest rozgraniczenie osadów dunajcowych i kierunkowej ich orientacji od innych sedimentów „karpackich“, a również „północnych“, co też zostało uwidocznione na załączonej mapie.

Osady zlodowacenia krakowskiego dzielą się na 1) utwory morenowe, do których należą a) gliny morenowe i b) głązy narzutowe, 2) utwory fluwioglacjalne i z okresu recesji zlodowacenia.

Znacznie skromniej przedstawiają się osady młodszych zlodowaceń. Występowanie ich ogranicza się przeważnie do dolin rzecznych. Są to utwory fluwioklastyczne, powstałe w okresie wzmożonej akumulacji rzek, spowodowanej przez zatamowanie przez lądolód danego zlodowacenia na północy odpływu Wisły, odprowadzającej wody z tej części Karpat do morza. Jasnym jest, że zasięg lodowca musiał wywierać wpływ na stopień nasilenia akumulacji rzecznej. Im dalej na północy zatrzymywał się on, tym słabsze wzmoczenie akumulacji powodował na południu. W związku z tym wpływ na akumulację rzeczną lodowca *Varsovien II.* (bałtyckiego) wyrażony miąższością i wysokością usypanych pokryw akumulacyjnych, był znacznie mniejszy aniżeli sięgającego po Puławy lodowca z okresu zlodowacenia *Varsovien I.*

Wśród hydroklastycznych w przewodzie utworów zlodowaceń młodszych wyjątek stanowi akumulacja eoliczna związana z *II.* zlodowaczeniem warszawskim. Spowodowała ona pokrycie zwłaszcza obszarów niezajętych przez piaski i żwirowiska z recesji zlodowacenia krakowskiego, płaszczem utworów lessowych, zamaskowującym szczegóły dawniejszej rzeźby.

Zjawisko „lessowe“ wiąże tymczasowo ze zlodowaceniem *Varsovien II.* i do niego tylko ograniczam na podstawie rozlicznych spostrzeżeń na ten temat, poczynionych zwłaszcza w obszarze Krakowskiego, a następnie Karpat Śląskich, Środkowych, oraz ich przedgórze.

## Cracovien.

### 1) Utwory morenowe.

a) Gliny morenowe odślaniają się dobrze (poza obszarem już opisanym (34) na Zawalu w Tarnowie, w Krzyżu i Zaczarniu. Posiadają one różny wygląd, co świadczy o lokalnym zróżnicowaniu warunków sedimentacyjnych w dobie powstawania utworu morenowego. W Zaczarniu przy drodze obok kapliczki występują brunatnawo-rdzawe gliny



z nieregularnymi pasami jaśniejszymi, zawierające mniejsze i większe głązy krystaliczne. Podobnie wykształconą morenę obserwować można przy drodze wiejskiej w Krzyżu na W od koty 262 mtr. (kapliczka przy szosie Tarnów—Szczucin), gdzie pod warstwą piasków z recesji 50—70 cm, grubą, odsłaniają się żółtawe, „pasiaste“ gliny morenowe z głązami północnymi do 30 cm. średnicy, zawierające przymieszkę



Rys. 6. — Utwory morenowe w Krzyżu, na W od punktu 262 m, przy drodze wiejskiej.  
Fig. 6. — Morainic formations in Krzyż, west of point 262 m., near the village road.

drobnych żwirów kwarcowych i materiału północnego, (ryc. 6). W cegielni na Zawalu gliny morenowe posiadają barwę ciemno-brunatną i wykazują wtrącenia szaro-żółtawych piasków morenowych z głązami krystalicznymi. Wśród nich zauważa się grubo-ziarniste granity z czerwonymi skaleniami, rapakiwi, gnejsy ortoklazowe i granity biotyto-antfibolowe w postaci ostrokrawędzistych ułamków, osiągających nawet 0,8 mtr. średnicy.

Utwory morenowe stanowią najstarsze ogniwo osadów czwartorzędowych. W zbadanym obszarze spoczywają bezpośrednio na warstwach miocenijskich.

Na podstawie zastosowanej już poprzednio metody (34) wydzieliłem na mapie „morenę odkrytą“, oraz „morenę pod piaskami“, w wypadku gdy miąższość nadścielających piasków nie przekracza 1—1,5 mtr.

Gliny morenowe występują fragmentarycznie. Większe wały tych glin zaznaczają się wydatnie w morfologii tworząc wyższe wzniesienia przedgórza. W miejscach gdzie uległy one całkowitemu zniszczeniu przez ożywioną działalność obfitych wód, spływających wzdłuż brzegu cofającego się lądolodu, na utworach mioceńskich spoczywają wprost piaski i żwiry z recesji.

b) **G ł a z y n a r z u t o w e** stanowią najgrubszy materiał pozostawiony przez lodowiec. Rozsiany on jest po całym zbadanym obszarze. W nieopisanej poprzednio (34), bo jeszcze wówczas niezbadanej części przedgórza większe nagromadzenia gładów występują w Zaczarniu, gdzie osiągają nawet 1,5 mtr. średnicy. Wśród nich na uwagę zasługują granity porfirowe z dużymi czerwonymi skaleniami, oraz różowe gnejsy biotytowe.

W części karpackiej omawianego obszaru przyniesiony przez lodowiec krakowski materiał północny występuje zwykle w dolinach potoków, najczęściej pod glinami, na utworach fliszowych. Wymiary jego w porównaniu z gładami narzutowymi przedgórza są znacznie skromniejsze. Wyjątkowo osiągają 1,5—2 mtr. średnicy. Wśród ciekawszych typów petrograficznych zasługują na wzmiankę: grubo-ziarniste sienity porfirowe (na NE od Góry Świnia, potok na N od grzbietu Kokocz, potok na N od Trzemeskiej Góry), drobno-ziarniste granity biotytowe (N od Kokocza), różowy granit dwumikowy z dużymi skaleniami (Łekawica), rapakiwi (S od Łekawicy), gnejs ortoklazowo-biotytowy (N od Trzemeskiej Góry), różowy kwarcyt „Dala“ (SE od Góry Świnia) oraz jasne kwarcyty świętokrzyskie (N od Trzemeskiej Góry).

## 2) Utwory fluwioglacjalne i z okresu recesji lodowca.

Z uwagi na wymieszanie materiału i niemożliwość rozgraniczenia tych utworów w terenie, gdzie zwłaszcza w pobliżu brzegu karpackiego są one silnie ze sobą związane, opisuję je wspólnie. Wiąza się tu w jedną całość tak osady fluwioglacjalne jak i akumulacja rzeczna, postępująca za cofającym się lodowcem.

a) **P i a s k i i ż w i r o w i s k a** występują poza terenem opisanym (34) w Zaczarniu, Krzyżu, pod Tarnowem, oraz tworzą wyspy wśród akumulacji fluwioklastycznej młodszych zlodowaceń w okolicy Klikowej i w Dąbrówce. Ponadto pokrywają one cały obszar między Dunajcem a Białą na przestrzeni od Zbylitowskiej Góry aż po Szczepanowice. Jako dalszy ciąg tej wielkiej pokrywy występują w okolicy Tarnowca, Nowodworza i Radnej, tworząc zwarty, szeroki pas nad rzeką Białą. Poza tym występują w okolicy Skrzyszowa, Szyńwałdu i Łek Górnych i Dolnych.

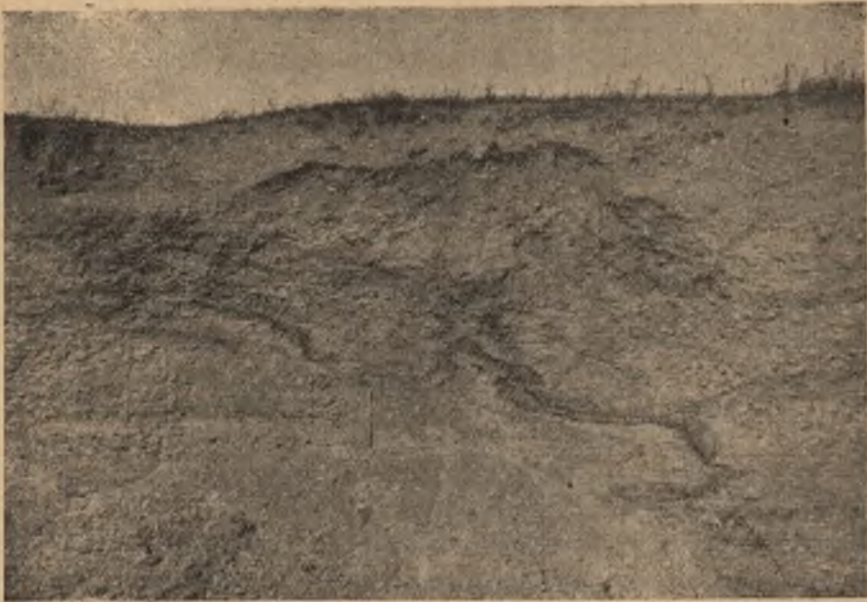


Fragmentarycznie, tworząc małe plamy, występują na terenie Radlnej, Poręby, w Łękawicy, na wierzcholinie na W od Zalasowej, nad potokiem na E od punktu 348,7 mtr., N od Ryglic, w okolicy Bistuszej, Kielanowic, oraz na N od Tuchowa. Jak z podanego zestawienia wynika utwór opisywany wciska się daleko na południe w obręb wzniesień karpackich.

Materiał tego wydzielenia składają otoczaki kwarcu, północnych granitów drobno-ziarnistych, czerwonych granitów, grubo-ziarnistych granitów ze zwietrzałymi skaleniami, gnejsów, ciemno-granatowych i czarnych lidytów, czerwonych kwarcytów „Dala“, następnie wapieni, jasnych kwarcytów, oraz niebieskawych i ciemnych rogowców górno-jurajskich świętokrzyskich. Ponadto zauważa się tu regularne otoczaki szarego i różowego granitu tatrzańskiego, tudzież materiału fliszowego w postaci szarych, drobno-ziarnistych piaskowców kredowych, piaskowców eoceńskich i krośnieńskich, wreszcie piaskowanych i ciemnych rogowców me-nilitowych. Wymieniony materiał grubszy przemieszany jest z rdzawymi zwykle piaskami często zlimonityzowanymi. Sporadycznie (Zbylitowska Góra) zauważa się nieznaczne wkłady żółto-brunatnawych glin.

Rozntieszczenie grubszego materiału tego wydzielenia wykazuje pod względem jakości wielką różnorodność. W zależności od nasilenia wpływów danego środowiska na warunki jego powstania, pozostaje ilościowa przymieszka grubszego materiału właściwego danemu środowisku. Na podstawie obserwacji terenowych wyróżnić można w omawianym obszarze dwa główne środowiska, które dostarczały materiału. Najważniejszym jest tu „środowisko lodowcowe“. Dostarczyło ono największych, wprost nieprawdopodobnych ilości materiału „północnego“ i świętokrzyskiego. Ilość tego materiału w utworach opisywanego wydzielenia wynosi około 50%, nawet w rejonie najsilniejszych wpływów innych środowisk, a więc w pobliżu brzegu karpackiego i w obrębie głównych arterij wodnych tego obszaru, donoszących materiał odrębny, jak Biała i Dunajec. Mniejszą rolę w akumulacji fluwioklastycznej najstarszego zlodowocenia odegrało drugie główne środowisko „karpackie“. Wydzielam w nim dwie dziedziny „fliszową“ i „tatrzańską“, dla określenia zasięgu wpływów donoszącego materiał tatrzański Dunajca i stosunku jego w tym czasie do prowadzącej wyłącznie materiał fliszowy Białej. W tym też celu zaznaczono osobno na mapie żwirowiska zawierające granitowy materiał tatrzański. Jak już z powyższego wynika domieszka materiału pochodzącego ze środowiska południowego „karpackiego“ nie przekracza 50%. W tych ramach obracają się w obrębie wpływów Dunajca i Białej procentowe stosunki materiału fliszowego i tatrzańskiego. Płat żwirów z recesji, budujący małe wzgórze z punktem 202 mtr. koło Klikowej składa się z 40—50% materiału fliszowego karpackiego, resztę stanowi materiał

północny. Przymieszki granitów tatrzańskich się nie zauważa. W Dąbrówce, wzgórze ze żwirami z recesji na NW od przystanku kolejowego w Mościcach zawiera 60% materiału północnego, 30% karpackiego, a 10% tatrzańkiego. Większą przymieszkę tego ostatniego obserwuje się pod Łętowicami, na lewym brzegu Dunajca, gdzie wynosi ona około 20%. W rejonie Zbylitowskiej Góry, Błoń, Szczepanowic, granitowe otoczaki tatrzańskie stanowią nawet miejscami do 30% materiału z recesji. Stanowi to maksymalną zawartość tego materiału w utworach grubo - klastycznych z recesji. Ku E i NE ilość materiału tatrzańkiego maleje, a w okolicy Koszyc i Rzuchowej widzi się już tylko materiał żwirowy północny i fliszowy, brak zaś zupełnie materiału tatrzańkiego. Podobnie przedstawia się sprawa w płacie żwirowym Tarnowca i Radlnej, powstałym dzięki spychającemu ku E i NE działaniu Dunajca na Białą.



Rys. 7. — Żwiry fluwioglacjalne w Rzędzinie.

Fig. 7. — Fluvio-glacial gravels in Rzędzin.

Pewnego rozważania wymagałaby kwestia małej stosunkowo bo nie przekraczającej 50% przymieszki materiału środowisk południowych w narastających w miarę cofania się lodowca pokrywach akumulacyjnych tych rzek. Zjawisko to jest o tyle łatwo wytłumaczalnym, że w tym zmieszaniu akumulacji fluwioglacjalnej z fluwioklastyczną, materiał północny z topniejącego lodowca donoszonym był ciągle i bezpośrednio,



podczas gdy w zatamowanych ujściach Białej i Dunajca, wskutek spiętrzenia, materiał grubszy strącał się wyżej, a tylko okresowo, w momentach zmniejszonego dopływu wód lodowcowych, w okresach zimowych, dochodzić mógł w szczupłych ilościach dalej na północ w pobliże brzegu lodowca.

Ponieważ zawartość materiału fliszowego i tatrzańskiego maleje w kierunku północnym coraz bardziej, można byłoby sądzić, że przy cofnięciu się lodowca bardziej na N, poza wał morenowy Krzyż--Zaczarnie, powstające równocześnie osady z recesji nie będą już na N od nakreślonej linii, zawierać przymieszki materiału środowiska południowego.

Opisane wydzielenie obejmuje również t. zw. „żwiry mieszane“. Termin ten jako zupełnie nic nie mówiący o genezie utworu, a nawet i nie orientujący w jakości materiału jak i jego wzajemnym stosunku ilościowym, powinien wyjść z użycia.

Ważną dla ogólnych rozważań jest wysokość występowania piasków i żwirowisk fluwioglacjalnych, względnie z okresu recesji. Waha się ona zwykle między 215 a 270 mtr., wyjątkowo jak np. na W od Zalasowej, lub N od Ryglie osiąga 340 mtr. a nawet 342 mtr. Podana maksymalna wysokość występowania utworów fluwioglacjalnych tłumaczy dość niezrozumiały poprzednio fakt pojawiania się żwirów zlodowacenia krakowskiego na wysokości około 300 metrów na grzbiecie wzniesienia Zdół koło Pilzna (34). Rys. 7 i 8 przedstawiają utwory fluwioglacjalne w okolicy Rzędzińskiej Woli.

b) Piaski fluwioglacjalne i z okresu recesji występują w okolicy Łętowic, Wierzchosławic, Trzydniaków, Tarnowca, Poręby, Skrzyszowa, Łęk Górnych i Dolnych nad potokiem na W od kościoła w Łękawicy, oraz w Łękawce powyżej szkoły. Są to warstwowane czasem przekątnie (Łękawka) żółtawe i rdzawe piaski z nieznaczną przymieszką drobnych żwirów północnych, soczewkowo wtrąconych. W przeciwieństwie do chaotycznej sedymentacji niższego oddziały, piaski te odznaczają się zwykle regularnym uwarstwieniem, świadczącym o spokojnym przebiegu sedymentacji. Kończą one serię utworów zlodowacenia krakowskiego omawianego obszaru.

Zlodowacenie Cracoviense, dzięki zajętemu obszarowi i przekroczeniu w niektórych strefach brzeżnych wzniesień karpaccich spowodowało cały szereg anormalności w hydrografii Karpat, zwłaszcza Środkowych, które czasza lodowa pokrywała na największej przestrzeni. Odcięcie, dzięki zatkaniu przez lodowiec, ujść dolinnych od przedgórze, w obszarze którego rzeki znajdować mogły na skutek małego zróżnicowania morfologicznego łatwiejsze do pokonania i wymodelowania drogi nowych odpływów w wypadku zaistnienia pewnych przeszkód

uniemożliwiających normalny odpływ ku północy, spowodował wytworzenie się w ciągu pewnej jednostki czasu, jaką stanowi okres zlodowacenia krakowskiego, zupełnie szczególnych, nowych warunków, do których rzeczne wody karpackie musiały się dostosować. Warunki te podobne były bardzo do warunków obserwowanych w obszarze zapór wodnych, przetwarzających energię wodną na elektryczną.

W rejonie karpackim funkcjonują obecnie dwie tego rodzaju zapory. Na rzece Sole w Porąbce i na Dunajcu pod Rożnowem. Tak w trakcie załatwiania pewnych problemów techniczno - geologicznych w związku z budową zapory wodnej w Porąbce, jak i przy okazji prowadzenia syste-



Rys. 8. — Piaski fluwioglacjalne w Rzędzinie.

Fig. 8. — Fluvioglacial sands in Rzędzin.

matycznych badań geologicznych w tym obszarze. miałem możliwość poczynić szereg obserwacji nad zachowaniem się rzeki zatamowanej w pewnym miejscu przez mur oporowy. Obserwacje te doprowadziły do stwierdzenia, że zjawisko zatkania doliny rzecznej przez lodowiec z okresu zlodowacenia *Craovienu*, spowodować musiało zmiany w unormowanym życiu rzeki podobne do tych jakie wywołuje w nim fakt wybudowania muru oporowego na rzece, z tym jednak, że pierwsze z nich dzięki miąższości lodowca u brzegu, przewyższającej prawie kilkakrotnie wysokość normalnego muru oporowego, posiadało znacznie większą skalę, co wyraża się obserwowanymi śladami efektów jakie spowodowało.



Zamknięcie sztolni odpustowych na zaporze w Porąbce powoduje gromadzenie się wody w zbiorniku położonym powyżej muru oporowego. W miarę wypełniania zbiornika zwierciadło zawartej w nim wody podnosi się aż do wysokości przelewów burzowych, po przekroczeniu której przelewa się na drugą stronę muru oporowego. Wysokość przelewów burzowych, względnie w wypadku ich zamknięcia, muru oporowego, decyduje o maksymalnej wysokości zwierciadła wody w zbiorniku, a zarazem o jego pojemności. W czasie napełniania zbiornika czy to szybkiego, wskutek całkowitego zamknięcia sztolni odpustowych, czy też jak to się często praktykuje powolnego, przy odprowadzaniu pewnej części wód przynoszonych przez rzekę, powstają w miejscu i na wysokości zbiornika retencyjnego warunki podobne do obserwowanych przy ujściu rzeki do morza. Woda traci spadek, a zarazem nurt swą szybkość. Wiemy jednak dobrze, że przy tym procesie poziom wody w rzece na pewnym odcinku powyżej ujścia do morza, czy też do zbiornika podnosi się nieco, ale w wypadku, gdy rzeka taka posiada bardzo mały spadek. Przy większym spadku, podniesienie się poziomu wody w rzece powyżej ujścia do większego zbiornika wodnego równe jest prawie zeru. O tej prostej zasadzie pamiętać się musi przy odtwarzaniu na podstawie widocznych śladów, skutków zatamowania danej doliny przez lodowiec.

Jest rzeczą zrozumiałą, że napełniony zbiornik staje się obszarem intensywnej akumulacji wszystkich osadów przynoszonych przez rzekę i wpadające do niego potoki. Dla uniknięcia zasypania zbiornika przez wykazujące zwykle wielki spadek, a zarazem niosące dużą ilość materiału skalnego potoki boczne, zabudowuje się je progami. System ten jest o tyle niepraktycznym, iż dzięki niemu powstrzymuje się wprawdzie w obrębie dolin potoków przed progami materiał grubszy, nie mniej jednak materiał pelityczny dostaje się do zbiornika i osiada na jego dnie. W obrębie zbiornika w Porąbce powstała już w ten sposób na dnie warstwa namułu o miąższości około 1,2–1,7 m w ciągu kilku lat. W wypadku niezabudowania tak rzeki, jak i bocznych potoków powyżej zbiornika, donoszony byłby do niego w dużej ilości osad grubszy (w wypadku Porąbki przede wszystkim żwirowy), charakterystyczny dla danego odcinka rzeki, jako funkcja jej spadku i ilości prowadzonej wody, gdyż kaliber osadu właściwego jakiemuś odcinkowi rzeki nie ulega większym zmianom, ani odchyleniom w wypadku zatamowania tej rzeki na danym odcinku.

Gdy część wód doprowadzanych przez rzekę do zbiornika ulega odprowadzeniu sztolniami odpustowymi, zjawisko komplikuje się o tyle, że na wysokości sztolni odpustowych, z reguły położonych w poziomie dna zbiornika, powstaje wglębny prąd, niewidoczny na powierzchni wody,

k który wzdłuż swego biegu uniemożliwia akumulację materiału, zwłaszcza drobnego na dnie zbiornika, gdyż cały taki materiał, dostawszy się w obręb tego prądu, którego szybkość zależy od ilości odpuszczanej wody, ulega wyniesieniu poza mur oporowy. Gdyby szerokość odpustu wód równa była, lub nawet zbliżona wymiarami do szerokości dna doliny, i położona na jej poziomie, dzięki działaniu prądu wgłębnego o akumulacji drobnego materiału na dnie zbiornika nie mogłoby być mowy. Przytoczone poglądy nasunęła obserwacja zbiornika retencyjnego w Porąbce w różnych stadiach, od całkowitego opróżnienia (stadium akumulacji na dnie, ślady działania prądu wgłębnego) do zupełnego napełnienia.

Przytoczone wyniki obserwacji muszą stanowić podstawę dla racjonalnej rekonstrukcji zjawisk związanych z zatamowaniem dolin rzecznych przez lodowiec, a specjalnie w okresie zlodowacenia *C r a c o v i e n*. Zasadą najważniejszą o której przede wszystkim trzeba pamiętać jest to, że w obrębie dolin karpaccich wysokość zasypania spowodowanego skutkiem zatkania doliny przez lodowiec jest uzależniona całkowicie, i stoi w wyraźnej korelacji z miąższością lodowca u czoła, podobnie jak na zaporach wodnych wysokość możliwego, maksymalnego spiętrzenia wody w zbiorniku zależy od wysokości muru oporowego spiętrzającego tę wodę, od ilości wody prowadzonej przez daną rzekę, oraz od szerokości doliny tej rzeki. Dzięki tym wszystkim danym sprawa wysokości zasypania dolin rzecznych zwłaszcza w czasie zlodowacenia *C r a c o v i e n* może dopiero być odpowiednio naświetlona.

Na podstawie materiału akumulacyjnego, a czasem jego resztek, oraz śladów erozji rekonstruuje się życie danej rzeki podczas różnych jego odcinków czasowych. Im młodszy odcinek czasu tym więcej pozostawił po sobie śladów, choćby w postaci konsekwentnie przebiegających, a możliwych do prześledzenia na dużych nawet przestrzeniach pokryw akumulacyjnych.

Duże trudności nastęrcza klasyfikacja i paralelizacja zachowanych luźnych fragmentów jakiejś starej akumulacji nawet w obrębie jednej doliny rzecznej, a cóż mówić dopiero o paralelizowaniu fragmentów takich zachowanych w różnych dolinach. Mając jednak na uwadze, że szybkość postępu erozji i charakter akumulacji jest funkcją litologii danego obszaru, ilości wód prowadzonej przez daną rzekę, spadku tej rzeki i czasu, można za tym na podstawie dokładnego ustalenia chronologii resztek osadów w obrębie jednej doliny, ustalić stosunki liczbowe dla odpowiednich osadów między nią, a innymi dolinami. Podobnie i wzajemny stosunek wpływu zlodowaceń *V a s o v i e n* I i II na wzmożenie akumulacji rzek karpaccich w czasie tych zlodowaceń, wyrażony amplitudą podniesienia poziomu danej rzeki, może być przedstawiony liczbowo. Okaże się przy-



tem, że wyraża się on rozległością pokryw akumulacyjnych, reprezentujących te okresy w życiu rzeki. Pokrywy Varsovien I winny być o tyle rozleglejsze gdy chodzi o masę osadów od pokryw Varsovien II, o ile wpływ pierwszego na rzeki musiał być większym od drugiego. Obliczając wzajemne stosunki liczbowe poszczególnych zlodowaceń Polski do siebie na podstawie wysokości występowania zachowanych w obrębie danej doliny rzecznej osadów, oraz ich ilości, otrzymuje się następujące liczby ogólne 6 : 3 : 1, przyczem 6 odpowiada wielkości wpływów zlodowacenia Cracovien, 3 odpowiada wielkości wpływów zlodowacenia Varsovien I w stosunku do wielkości przyjętej dla zlodowacenia Cracovien, zaś 1 określa wielkość wpływów zlodowacenia Varsovien II w stosunku do poprzednich. Zawsze więc badając i rozważając osady poszczególnych zlodowaceń należy pamiętać o wielkości natężenia ich wpływów, co usiłowano wyrazić pewnymi liczbami. Liczby te mogą okazać się w różnych obszarach nieco odmienne, jednak dla odpowiednio położonych terenów będą one prawdopodobnie wyrażały podobną proporcję.

Przy przeprowadzaniu badań geologicznych w okolicach Tarnowa zmuszony byłem dla wyjaśnienia problemów związanych z badanym obszarem podjąć próbę odtworzenia dziejów przepływających przez niego rzek Dunajca i Białej w okresie czwartorzędowym. W odcinkach tych rzek, położonych poza obszarem zbadanym musiałem się oprzeć na istniejącej skąpej literaturze odnośnie tego tematu. Z fragmentarycznych prac dotyczących dziejów doliny Dunajca wymienić należy St. Pawłowskiego pracę p. t. „Z morfologii pienińskiego pasa skałek“ (13), J. Smoleńskiego „O wysokich terasach dyluwialnych na zboczach kotliny sądeckiej“ (14), oraz „O zubożałych żwirach tatrzańskich w północnej części karpackiego dorzecza Dunajca“ (15). Jediną syntetyczną pracę, opartą na wynikach badań terenowych w dolinie Dunajca między Pieninami a ujściem, opublikował w roku 1937 M. Klimaszewski (35). Autor ten podaje w niej całokształt obserwowanych zjawisk, oraz ich interpretację i chronologię. Ponieważ niektórych wyników pracy M. Klimaszewskiego nie mogłem uzgodnić z poglądami opartymi na zebranych własnych obserwacjach uważam za konieczne przeprowadzenie próby powiązania zawartego w pracy M. Klimaszewskiego materiału faktycznego z wynikami moich obserwacji i rozważań. Interpretacji którą podam, nie uważam za ostateczną. Problem jest ciężki, przesłanek dość mało, a brak dokładnego zdjęcia geologicznego całego obszaru doliny Dunajca uniemożliwia wyczerpującą interpretację. Niemniej jednak interpretacja moja, oparta na innych nieco przesłankach niż dotychczasowych autorów, gdyż na przesłankach ściśle aktualistycznych,

zbliżyć nas może do rozwiązania zagadnienia. Rozważania moje pozostają w ścisłym związku i dotyczą zasadniczo tylko jednego zagadnienia, mianowicie wpływu zatamowania doliny Dunajca przez lodowiec *C r a c o v i e n* na życie tej rzeki, niemniej na wstępie podać muszę parę rozważań ogólniejszej natury.

Każda obszerniejsza praca morfologiczna, zajmująca się jakimś terenem, poświęca dużo uwagi określeniom wieku jego rzeźby. W pewnych obszarach określenie to nie napotyka poważniejszych trudności. Sprawa komplikuje się jednak gdy mamy do czynienia z obszarami górskimi, a więc zróżnicowanymi strukturami tektonicznymi, i to tym bardziej im starszy jest łańcuch górski z jakim mamy do czynienia, im liczniejsze były transgresje morskie wdzierające się w jego obręb, im bardziej różnorodne i wielkie przestrzenie czasu obejmujące były czynniki, które doprowadziły jego tektonikę i rzeźbę do obserwowanego stanu obecnego. Na podstawie przeważającej ilości prac dotyczących zagadnień morfologicznych górotworu karpackiego, odnosićby się mogło wrażenie, że rzeźba tego górotworu jest stosunkowo bardzo młoda, plioceńska, a co najwyżej sarmacką. Niewątpliwie w tym czasie wymodelowane zostały formy predysponowane najmłodszymi założeniami tektonicznymi, wprowadzonymi przez ruchy górotwórcze. Przeważna jednak część form i ogólny charakter rzeźby jest wynikiem całej sumy zdarzeń tektonicznych, jakie się w obszarze Karpat rozegrały od chwili wynurzenia się nad powierzchnię morza po raz pierwszy osadów fliszowych i poddania ich destruktywnemu działaniu denudacji i erozji, co miało miejsce na pewnych obszarach już nawet w czasie wyższych pięter dolnej kredy. Już wtedy powstawały zarysy pewnych form strukturalnych, które wzbogacając się i komplikując, oraz nakładając na siebie z czasem, stwarzały podstawowe elementy składowe przyszłej, bogatej rzeźby. Pamiętać musimy, co po raz pierwszy uzasadnił *J. N o w a k* w „Zarysie tektoniki Polski“, że ruchy górotwórcze działają nieprzerwanie, a powstające w ciągu milionów lat jednostki tektoniczne ulegały destruktywnej działalności denudacji i erozji zaraz od chwili wyniesienia osadów ponad powierzchnię morza. Pamiętać wreszcie musimy o wynikach rozważań *B. Ś w i d e r s k i e g o* (23) na temat stosunku Karpat do Przedgórze, rekonstruujących stare zarysy rzeźby karpackiej, predysponowanej formującymi się jednostkami tektonicznymi i ich litologią. Przy tego rodzaju naświetleniu będziemy widzieć w obecnym stadium urzeźbienia wynik wszystkich czynników jakie dany obszar kształtowały i modelowały. Będziemy zdawać sobie sprawę z tego, że rzeźba danego obszaru podyktowana jego strukturą tektoniczną i właściwościami litologicznymi rozwijała się od wielu milionów lat, a nie będziemy usiłowali zważyć w tym wypadku winy na jakiś jeden nieznacznym



okres geologiczny, który z uwagi na to, że miał miejsce bezpośrednio po regresji większych zalewów morskich, winę tę musi przyjąć. Stojąc na stanowisku tego rodzaju pogłębionej metody oceniania zjawisk zadowolimy się stwierdzeniem wynikającym zresztą z prac St. Pawłowskiego (13), J. Smoleńskiego (14, 15) i M. Klimaszewskiego (35), tudzież innych, że w okresie plioceńskim rzeźba Karpat przedstawiała już stan zbliżony do obecnego, a podobnie i układ sieci hydrograficznej.

W związku z powyższymi rozważaniami, mimo twierdzenia M. Klimaszewskiego (35), powołującego się na prace St. Pawłowskiego i J. Smoleńskiego sędzę, że dolina Dunajca, w postaci wgłębionej formy morfologicznej, którą jak to przypuszczał L. Sawicki<sup>1)</sup> wtargnęło morze tortońskie wgłęb Karpat (do kotliny nowosądeckiej) posiadać musi bogatą w czasie przeszłość geologiczną, sięgającą w każdym razie dolnych oddziałów miocenu. Zresztą wynika to pośrednio i z twierdzenia M. Klimaszewskiego (35), które w całości przytoczę. „Brak zaś wśród tych osadów“ (morza tortońskiego) „materiału makroklastycznego pozwala na przyjęcie już w tym okresie małych deniwelacji na drodze transgredującego morza (Nowak)“. A czyż można przypuścić istnienie bardziej dogodnych deniwelacji dla swobodnego postępu transgresji morskiej jak istniejące w obrębie zagłębienia dolinnego? Zresztą hipsometryczne rozmieszczenie osadów tortońskich i jego stosunek do hipsometrii wzniesień w obszarach sąsiadujących z doliną Dunajca wskazują, że morze wtargnęło w głąb Karpat tą właśnie doliną. Że przedstawiała się ona inaczej niż obecnie, była znacznie obszerniejszą i nie wykazywała tak licznych załamania kierunkowych jest rzeczą śrugarzędną.

Zlodowacenie Cracovien, w czasie którego nastąpiło zatarasowanie doliny Dunajca w okolicy Czchowa przez lodowiec, spowodowało poważne zakłócenie w normalnym przebiegu życia tej rzeki. Dość nagle stosunkowo odcięcie swobodnego odpływu rzeki ku północy, stworzyło zupełnie anormalne warunki w obrębie jej doliny. Jak już na wstępie zaznaczyłem, warunki te podobne były do tych, jakie stwarza wybudowany w danym miejscu doliny rzecznej mur oporowy, z tą tylko różnicą, że wysokość barykady lodowej wynosiła jak oblicza M. Klimaszewski (35) około 80 m. Ponieważ według poglądów J. Smoleńskiego (14) i M. Klimaszewskiego (35) w tym czasie dolina Dunajca wcięta już była prawie do dzisiejszej głębokości, zatem biorąc pod uwagę dzisiejszą wysokość koryta Dunajca pod Czchowem i dodając

<sup>1)</sup> L. Sawicki: „Z fizjografii Zachodnich Karpat“. Archiwum Naukowe. Lwów 1909.

do niej miąższość lodowca u czoła podaną przez M. Klimaszewskiego (35), otrzymamy liczbę około 310 m jako maksymalną, możliwą do przyjęcia wysokość zwierciadła wody w jeziorze, które musiało powstać w obrębie doliny Dunajca powyżej barykady lodowej. Większa wysokość jest wykluczona z tego prostego względu, że poziom wody w zbiorniku powstałym przez zatamowanie nie może przekraczać wysokości zapory, która spowodowała jego powstanie. Głębokość tego jeziora nawet w najbardziej optymalnych warunkach musiała maleć w miarę stopniowego podnoszenia się dna doliny w górę rzeki. Jak z przekroju narysowanego na podstawie danych, zawartych w monografii Dunajca opracowanej przez Państwową Służbę Hydrograficzną oraz przestudiowania map wynika, w okolicy Jazowska, w miejscu wydatnego zwężenia się kotliny nowosądeckiej osiągała ona wartość zerową. Biorąc pod uwagę moment dostosowania się warunków spływu Dunajca do powstałego jeziora i tak wydatnego podniesienia się podstawy erozyjnej, nasuwa się pytanie na jakiej wysokości szukać należy obecnie resztek akumulacji z okresu *Cracovien* w obrębie dzisiejszej doliny Dunajca. Gdy chodzi o część doliny zalaną w tym czasie przez wody jeziora wynosi ona około 310 m (konieczność powstania jeziora w tego rodzaju warunkach, a choćby rozlewiska powyżej nieznacznego progu na rzece wynika z rozważań M. P. Rudzkiego w „*Physik der Erde*”), którą to wysokość wyznacza maksymalne, w dostosowaniu do miąższości lodowca, możliwe spiętrzenie wody w jeziorze. W obszarze doliny powyżej możliwego zasięgu jeziora maksymalną, przypuszczalną wysokość występowania resztek ówczesnej akumulacji określić trudno, gdyż w różnych okresach czasu osadzała rzeka ten sam petrograficznie materiał żwirowy. Brak tu charakterystycznej dla dolnego odcinka Dunajca przymieszki północnego materiału lodowcowego, który ułatwiałby określenie wieku żwirów złożonych na różnych wysokościach, czasem nawet bardzo znacznych, jak na to wskazują obserwacje St. Pawłowskiego, J. Smoleńskiego i M. Klimaszewskiego. Wobec braku odpowiednio pewnych kryteriów dla bezpośredniego określenia, które i na jakiej wysokości położone żwiry stanowią ślady akumulacji z czasu maksymalnego zasięgu zlodowacenia *Cracovien*, a które są starsze lub też młodsze, bardzo łatwo jest w takim razie o błędną, pomimo że na pozór słuszną interpretację. Koniecznym staje się w tym wypadku użycie drogi pośredniej, mianowicie dedukcji. Z obliczonej na podstawie miąższości lodowca u czoła maksymalnej, możliwej do przyjęcia wysokości zwierciadła wody w powstałym przez zatamowanie jeziorze wynika, że przy konieczności dostosowania się Dunajca do tych zmienionych warunków wielkość spiętrzenia się rzeki malała stopniowo ku górze i to powyżej zasięgu wspomnianego



jeziora dość szybko. Nie można więc fragmentów akumulacji związanej z tym zlodowaceniem szukać na zbyt wielkich wysokościach, gdyż brakłoby nam miejsca na niewątpliwie zresztą w obrębie doliny Dunajca zachowane resztki akumulacji starszej plioceńskiej (co w roku 1938 ponad wszelką wątpliwość na podstawie odkrytej flory ustalili Wł. Szafar (37) i sarmackiej). Już prace L. Sawickiego<sup>2)</sup>, St. Pawłowskiego (13) i dawniejsze, określiły wysokość występowania żwirów w obrębie doliny Dunajca powyżej kotliny nowosądeckiej na maximum 30—40 m. Natomiast dokładnie określone przez Wł. Szafara (37) osady środkowo-plioceńskie występują na wysokości około 50 m. powyżej dzisiejszego poziomu Dunajca, przyczem autor ten zupełnie nie wspomina o występowaniu ponad tymi osadami jakichkolwiek śladów akumulacji młodszej. Wniosek z tego, że widocznie akumulacja ta nie osiągała tego poziomu, w przeciwnym bowiem wypadku osady środkowo-plioceńskie musiałyby ulec częściowemu przynajmniej zniszczeniu, a na nich zachowałyby się przynajmniej ślady akumulacji Cracovien. W ten sposób odkrycie Wł. Szafara (37) zacieśnia zarazem maksymalną wysokość występowania żwirów z czasu zlodowacenia Cracovien do niespełna 50 m. nad obecny poziom rzeki, stwierdzając zarazem trafność przytoczonych obserwacji dawniejszych autorów. W tego rodzaju naświetleniu problemu, nakreślona przez M. Klimaszewskiego (35) krzywa pionowego zasięgu zasypania Cracovien staje się nierealną, gdyż wysokości zasypania górnej części doliny Dunajca zobrazowanej przez tę krzywą, odpowiadać musiałaby przynajmniej dwa razy większa miąższość lodowca u czoła, aniżeli obliczona na podstawie faktów przez M. Klimaszewskiego (35), a w związku z tym wysokość zasypania części dolnej doliny Dunajca byłaby stanowczo za niska. Nakreślona przez M. Klimaszewskiego krzywa nabiera sensu ale w wypadku gdy rozbije się ją na dwa odcinki, z których tylko dolny przedstawiałby wysokość zasypania z okresu Cracovien, podczas gdy górny (dla górnej części doliny Dunajca) wskazywałby wysokość występowania żwirów plioceńskich, a nawet sarmackich. Odcinek ten nakreślony po skorrygowaniu podanych przez M. Klimaszewskiego (35) faktów i z wyeliminowaniem pomocniczego użycia „poziomów“, które wrysowane bez oparcia się na dokładnej mapie geologicznej nie stanowią poważniejszego materiału naukowego faktycznego, musi się różnić od rysunku tegoż odcinka u M. Klimaszewskiego (35) mniej regularnym przebiegiem, wzrasta bowiem prawdopodobnie w cieńszych odcinkach doliny wysokość występowania żwirów, które w przeciwi-

<sup>2)</sup> L. Sawicki: „Z fizjografii Zachodnich Karpat“. Archiwum Naukowe. Lwów 1909.

stwie do poglądów M. K l i m a s z e w s k i e g o (35) uważam za przedczwartorzędowe (plioceńskie i sarmackie), a nie za pleistocieńskie. Zresztą podobny pogląd na temat wieku wysokich żwirów wynika również z rozważań St. P a w ł o w s k i e g o (13). Wysokość możliwego zasypania z czasów zlodowacenia krakowskiego wyznacza dla odcinka Dunajca od kotliny nowosądeckiej aż do ujścia Białej prosta ewentualnego maksymalnego spiętrzenia wody w powstałym w tym czasie jeziorze. Prosta ta, zgodnie z przypuszczeniem M. K l i m a s z e w s k i e g o (35) obniżać się musi zwolna ku północy w miarę rozszerzania się doliny Dunajca i ogólnego obniżania się terenu karpackiego w tym kierunku. Na przejściu w Przedgórze uzyskuje ona pewną wartość minimalną, od której spadek jest już bardzo powolny.

Dotychczasowe rozważania moje wskazują na konieczność istnienia jeziora w zatamowanej przez lodowiec dolinie. Możliwość taką przypuszcza już zresztą J. S m o l e Ń s k i (14) i pośrednio M. K l i m a s z e w s k i (35). Kontury tego jeziora, zresztą bardzo ogólne, podaje załączony rysunek (rys. 9). Zalewało ono całą dolinę Dunajca od Czchowa aż po Jazowsko (rozszerzając się wydatnie w obrębie kotliny nowosądeckiej), oraz dolny odcinek Popradu po Barcice. Podane rozmiary tego jeziora, bardzo zresztą przybliżone mogą wydawać się zbyt wielkie. Jeśli się weźmie jednak pod uwagę, że zbudowana w Rożnowie zapora o wysokości 30 m. powoduje w razie zamknięcia odpustów powstanie jeziora o długości około 15 km, wymiary podane dla jeziora z czasu C r a c o v i e n, przy kilkakrotnie niemal większej grubości barykady lodowej, nie zdają się być przesadzone. Ilość wody była w tym czasie dostatecznie duża, aby w dość krótkim czasie zapełnić zbiornik o tak dużej nawet pojemności, skoro obecny najniższy przepływ Dunajca wynosi w Zgłobicach 11,6 m<sup>3</sup>/sek., a średni (sześciomiesięczny) normalnych, bezpowodziowych lat 54,2 m<sup>3</sup>/sek. W czasie zlodowacenia C r a c o v i e n ilość wody prowadzonej przez Dunajec musiała być większą choćby ze względu na obecność lodowców w Tatrach zasilających tę rzekę wydatnie, zwłaszcza w porze letnich roztopów. Efekty zatamowania przez lodowiec doliny Białej były znacznie skromniejsze, gdyż obecny średni przepływ Białej mierzony przy ujściu wynosi 4,4 m<sup>3</sup>/sek., a w czasie zlodowacenia C r a c o v i e n, z uwagi na brak lodowców w górnej części tej rzeki i jej dorzecza nie mógł być zbyt wielkim.

W związku z akumulacją na dnie jeziora i jej charakterem pozostaje kwestia całkowitego zatamowania wody w jeziorze, względnie częściowego jej odpływu przez szczeliny lodowca ku północy. W podanych przez M. K l i m a s z e w s k i e g o (35) starannie zebranych obserwacjach resztek materiału z zasypania uderza bardzo mała stosunkowo ilość materiału





Rys. 9. — Ogólne stosunki w obszarze okolicy Tarnowa w czasie między maksymalnym zasięgiem lodowca „krakowskiego“ a postojem jego na linii Tarnów—Zaczarnie—Borowa. — Objaśnienie: 1 — maksymalny zasięg zlodowacenia „krakowskiego“, 2 — przypuszczalna granica lodowca w czasie postoju na linii Tarnów—Zaczarnie—Borowa, 3 — przypuszczalna granica lodowca w stadiach przejściowych, między zasięgiem maksymalnym, a postojem na linii Tarnów—Zaczarnie—Borowa, 4 — dzisiejsze biegi Dunajca i Białej, 5 — kierunkij splywu wód w pierwszym okresie cofania się lodowca, od maksymalnego zasięgu do postoju na linii Tarnów—Zaczarnie—Borowa, 6 — obszar występowania osadów z recesji zlodowacenia „krakowskiego“ w strefie pomiędzy maksymalnym zasięgiem lodowca, a postojem jego na linii Tarnów—Zaczarnie—Borowa, 7 — przypuszczalne rozmiary jeziora zaporowego w czasie maksymalnego zasięgu zlodowacenia „krakowskiego“.

Fig. 9. — General relations in the Tarnów area in the period between the maximal extent of the Cracovian glaciation and the Tarnów—Zaczarnie—Borowa stage. Explanation: 1 — Maximal extent of the Cracovian glaciation, 2 — Presumable border of ice during the Tarnów—Zaczarnie—Borowa stage, 3 — Presumable border of ice in transitory stages, 4 — Contemporaneous beds of the Dunajec and Biała River, 5 — Direction of drainage in the first period of ice recession, 6 — Area covered with deposits of the receding Cracovian glaciation, 7 — Presumable dimensions of the dam-lake during maximal extent of Cracovian glaciation.

drobno-klastycznego, pelitowego. Mogłoby to pozornie przemawiać przeciw koncepcji jeziora zaporowego, w którego brzeżnych tylko częściach mogły się osadzać utwory grubo-klastyczne, żwirowe, podczas gdy w bardziej oddalonych, powinien strącać się na dnie osad pelityczny. Podane argumenty przemawiają przeciw koncepcji jeziora, ale jak to już wspominałem tylko pozornie. Należy bowiem wziąć pod uwagę wąskość jeziora i obfitość bocznych, wpadających do niego potoków, niosących duże ilości grubego materiału, aby dojść do wniosku, że w takich warunkach przy akumulacji w obrębie jeziora musiał ilościowo przeważać materiał gruboklastyczny, podczas gdy pelity odgrywały zupełnie drugorzędną rolę. Ponadto w podanych na wstępie rozważaniach podkreślałem, że charakter osadu, właściwego danemu odcinkowi rzeki nie ulega zmianie w wypadku zatamowania tej rzeki w pewnym miejscu. Jeśli się doda w końcu, że wobec właściwości lodowca u czoła istniała możliwość odpływu pewnej części, choćby nieznacznej wód jeziora pod lodowcem wzdłuż spadku doliny ku północy, i gdy się weźmie pod uwagę istnienie w takim wypadku prądu wgłębnego, o czym wspominałem już wyżej, stanie się jasnym, że przeważająca część donoszonego do jeziora drobnego materiału wynoszona była wzdłuż nurtu tego prądu pod lodowcem poza obręb jeziora. W tego rodzaju warunkach o normalnej sedymentacji jeziornej, wymagającej spokoju wody zwłaszcza bliżej dna, mowy być nie mogło, wobec czego brak typowych osadów jeziornych w zachowanych fragmentach akumulacji zlodowacenia C r a c o v i e n w dolinie Dunajca powyżej Czchowa nie kwestionuje możliwości istnienia jeziora zaporowego w okresie maximum zasięgu tego zlodowacenia.

Gdy lodowiec zaczął się cofać, przesuwający się za nim wody jeziora ku N, przyczem obniżał się stopniowo średni poziom wody w jeziorze. Zaczęło się narastanie stożków ujściowych dopływów jeziora w miarę postępującej zmiany jego zasięgu. Stosunki hydrograficzne w okresie czasu między maksymalnym zasięgiem lodowca C r a c o v i e n, a postojem jego na linii Tarnów—Zaczarnie—Borowa, stwierdzonym już w roku 1936 (34) przedstawia zresztą bardzo schematycznie załączony szkic (rys. 9). Dążenie wód karpackich w ślad za cofającym się lodowcem doprowadziło w momencie cofnięcia się granicy lodowca w okolice Zakliczyna do przelania się obfitych wód z doliny Dunajca do prowadzącej znacznie mniejszą ilość wody doliny Białej przez obniżenie działu wodnego rozdzielającego obie doliny między Siemiechowem a Gromnikiem. Istnienie tego przepływu znane było już dawniej, ostatnio potwierdził je M. K l i m a s z e w s k i (35). Nieco później miała miejsce bifurkacja wód Białej w okolicy Tuchowa. Na S od tego miasta wody Białej dzieliły się na dwie odnogi, z których jedna spływała wzdłuż dzisiejszej doliny,



podczas gdy druga, mniejsza, skierowywała się na wschód, a po opisaniu łuku wyznaczonego przez miejscowości Ryglice—Zalasowa—Karwodrza—Zabłędza łączyła się z pierwszą, spływając potem wspólnie w stronę Łowczówka. Trasę wspomnianej drugiej odnogi znaczną resztki akumulacji złożonej z materiału karpackiego z przymieszką północnego, obserwowane w okolicy Bistuszowej, N od Ryglic, oraz w okolicy Zalasowej i Karwodrzy.

Po cofnięciu się lodowca na Przedgórzu do linii Tarnów—Zaczarnie—Borowa, dążące w ślad za nim wody karpackie i roztopowe lodowcowe, uzyskały swobodniejszy odpływ wzdłuż równoleżnikowej rynny, powstałej między brzeżnymi wzniesieniami karpackimi a brzegiem lodowca. Wspominam o tym już w pracy z roku 1936 (34), gdzie na podstawie flory i fauny tundrowej, oraz flory integracjalnej, zawartych w profilu z Łęk Dolnych<sup>3)</sup> starałem się odtworzyć dzieje tego obszaru w początkowych stadiach recesji lodowca krakowskiego. Dzięki kartograficznemu rozbiću ówczesnych utworów fluwioglacjalnych na piaski, tudzież piaski i żwirowiska, możliwym było nakreślenie na dołączonym szkicu (rys. 9) głównych nurtów wód spływających wzdłuż rozszerzającej się stopniowo rynny między brzeżnymi wzniesieniami karpackimi, a brzegiem lodowca. Okazuje się przytem, że mieszające się w rejonie Zgłobic wody Białej i Dunajca, zasilane stale lodowcowymi „odpływały w dwóch przeciwnych kierunkach. Część wód skierowywała się wzdłuż krawędzi lodowca na wschód, podczas gdy druga część, przeważnie wód dunajcowych skreślała wzdłuż brzegu lodowca ku zachodowi. Na tego właśnie rodzaju stosunki wskazuje zbadanie materiału petrograficznego powstałych wówczas żwirowisk. Na podstawie występowania materiału tatrzańskiego w osadach związanych z wodami dunajcowymi można było nakreślić granicę zasięgu przymieszki tego materiału w żwirowiskach części Przedgórza przylegającej do brzegu karpackiego. Wzdłuż tej granicy przebiegał jakby dział wodny, rozdzielający mieszające się wody na dwie, w przeciwnych kierunkach rozbiegające się i spływające strugi. Mieszające się z lodowcowymi wody Białej spływały ku wschodowi, podczas gdy wody Dunajca, charakterystyczne przez niesiony materiał tatrzański, ku zachodowi. Tego rodzaju

---

<sup>3)</sup> W r. 1945 w Nr. 19 „Staruni“, wydawnictwa Polskiej Akademii Umiejętności w pracy M. Klimaszewskiego i Wł. Szafera p. t. „Pleistocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa“, w której M. Klimaszewski opracował „Opis geologiczny“, ten ostatni postawił cały szereg zarzutów mojej tymczasowej interpretacji profilu w Łękach Dolnych, opublikowanej w r. 1936 w pracy p. t. „Z badań nad czwartorzędem przedgórza karpackiego między Tarnowem a Dębicą“. Wobec formy zarzutów, nieodpowiedniej dla dyskusji naukowej, odpowiedź na nie odkładałam do chwili kiedy ich autor przyswoi sobie metody poprawnego prowadzenia polemiki.

warunki spływu podyktowane być musiały przez ukształtowanie powierzchni Przedgórze. Przypuszczenie M. Klimaszewskiego (35), że wszystkie wody, a więc i dunajcowe skierowywały się ku wschodowi okazało się tylko w części słuszne. W miarę dalszego cofania się lodowca krakowskiego ku północy, wody karpackie znajdowały coraz swobodniejszy odpływ w kierunku ogólnego pochyłu Przedgórze.

Na podstawie poczynionych spostrzeżeń terenowych przedstawiłem szkic dziejów zbadanego obszaru i doliny Dunajca w czasie zlodowacenia krakowskiego. Szkic ten nie zgadza się w szeregu punktach z poglądami M. Klimaszewskiego (35). Niemniej jednak podobnie jak i praca Klimaszewskiego stara się on zbliżyć nas do prawdy i rzeczywistego poglądu na specjalnie w tym wypadku trudne do odcyfrowania problemy.

### Varsovien I.

Osadów intergracjału Masovie n I. (wielkiego) w omawianym obszarze nie znaleziono. Prawdopodobnie są one reprezentowane w opisanym już (34) profilu z Łęk Dolnych pod Pilzнем, przez warstwę piaszczystego iłu z resztkami cieplejszej flory.

Występowanie następujących po nim utworów pierwszego zlodowacenia warszawskiego ograniczone jest do dolin rzecznych. Są to osady fluwioklastyczne „wysokiej” pokrywy akumulacyjnej, powstałej w okresie wzmożonej akumulacji przy wysokim stanie wód, spowodowanym przez zatamowanie odpływu Wisły na północy przez łądolód. Jasnym jest, że momentowi maksymalnego zasięgu lodowca odpowiadała faza najbardziej ożywionej akumulacji.

Materiał „wysokiej” pokrywy akumulacyjnej pochodzi częściowo z rozorywanych, obfitych osadów zlodowacenia krakowskiego. stąd pewne podobieństwo obu różno-wiekowych zresztą osadów.

Warunki akumulacji rzecznej w tym czasie były zróżnicowane, co wykażą najdowodniej opisy kilku profilów omawianej pokrywy, które poniżej podaję.

W pobliżu Klikowej w głębokim około 6 mtr. wykopie występują do głębokości 4 mtr. ciężkie gliny, miejscami silnie spiaszczone. Poniżej występują warstwowane piaski miąższości 1 mtr., które ku dołowi przechodzą w żwiry złożone z otoczków piaskowców karpackich, kwarcu, oraz ostro-krawędzistych ułamków rogowców i margli menilitowych, z małą przymieszką materiału północnego.

Odmiennej profil tej samej pokrywy daje wykop w Świerczkowie. Górą do głębokości 1,30 mtr. występuje zgliniony piasek o przekątnym



uławiceniu. Poniżej 0,30 mtr. piasku czystego, jasnego, pod którym za-  
lega 1,10 mtr. żwirów z piaskiem, a następnie 0,80 mtr. piasku ze żwirem.  
Pod nim znajduje się warstwa grubości 1 mtr. ilów z piaskiem. W spodzie  
wykopu występuje jasny mialki piasek.

Najbardziej kompletny i instruktywny przekrój czwartorzędu, od  
stropu pokrywy akumulacyjnej „wysokiej“ (*Varsovien I.*) aż do miocenu  
daje wykop w pobliżu mostu na Białej w Mościcach.

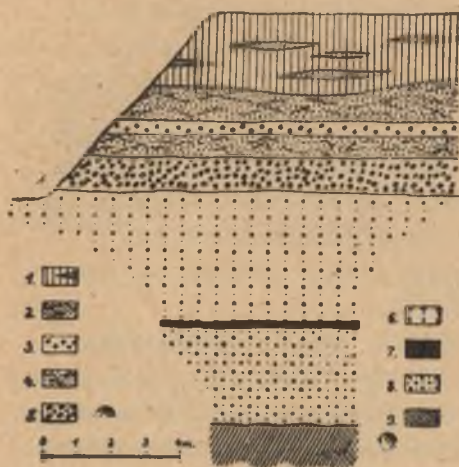
Występują tam następujące warstwy:

1. — 0— 2,15 m. Glina warstwowana, brunatnawa, pelitowa, ze so-  
czewkami żółtawego piasku do 20 cm, grubymi.  
Piasek z grubymi okruchami kwarcu i drobnymi  
otoczakami piaskowców karpackich o średnicy do  
2 cm. Ziarna kwarcu mają średnio do 0,5 cm.
2. — 2,15— 3,15 m. Przekątnie warstwowany piasek z nieznaczną przy-  
mieszką drobnego żwirku.
3. — 3,15— 3,55 m. Nieregularnie uwarstwione żwiry i piaski rdzawe  
przepojone wodorotlenkami żelaza. W stropie na  
miąższości do 0,15 mtr. czarna skorupa limonitowa.
4. — 3,55— 4,15 m. Warstwa szaro-brunatnawego piasku o zaburzonym  
warstwowaniu.
5. — 4,15— 5,15 m. Warstwa żwiru zawierającego młeczne kwarce, ma-  
teriał karpacki, północny i tatrzański.
6. — 5,15— 9,00 m. Piaski i żwiry.
7. — 9,00— 9,20 m. Il szary piaszczysty.
8. — 9,20— 12,00 m. Piaski i żwiry z przewagą materiału północnego.
9. — od 12 m. w dół lły miocenne.

Podany przekrój byłbym skłonny interpretować w ten sposób, że  
najniższe, bezpośrednio na miocenie leżące warstwy 7 i 8 (niestety po-  
dobnie jak i warstwa 6 bezpośrednio niedostępne) uważałbym za po-  
wstałe w okresie recesji zlodowacenia krakowskiego. Warstwa ilu pia-  
szczyściego, oznaczona w profilu liczbą 7 powstać mogła jako zakończenie  
cyklu akumulacyjnego związanego z recesją zlodowacenia krakowskiego.  
Wobec późniejszej erozji w okresie interglacjału trudno przewidzieć jaką  
miąższość warstwa ta (7) i jej ewentualnie odmiennie wykształcone odpo-  
wiedniki, posiadała. Wszystkie warstwy wyższe profilu od 1— 6 włącznie,  
uważam za przynależne do pierwszego zlodowacenia warszawskiego. Są  
one wyrazem różnorodności warunków akumulacyjnych tego okresu.

Opisany profil (rys. 10) wskazuje, co zresztą potwierdzają roboty  
ziemne przy budowie wodociągu dla miasta Tarnowa, że wbrew ewentual-  
nym przewidywaniom miąższość czwartorzędowych osadów fluwiokla-

stycznych w obszarze tym, zbiegu Dunajca i Białej jest stosunkowo nieznaczna i waha się między 7 a 13 mtr. Zjawisko to jest o tyle dziwniejsze, że w tym właśnie obszarze, położonym w pobliżu brzegu karpackiego, na załamaniu spadku rzek i zmianie geologiczno-morfologicznych warunków ich spływu, można się było spodziewać bardziej nasilonej tak erozji jak i akumulacji, wyrażonej większymi miąższościami osadów.



Rys. 10. — Przekrój wykopu obok mostu na Białej w Mościcach. —  
Objaśnienia w tekście.

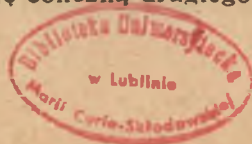
Fig. 10. — Profile of an artificial exposure near the bridge on Biała River in Mościce. —  
Explanations in text.

Całkowita miąższość pokrywy akumulacyjnej „wysokiej“ (wieku Varsovien I.) wynosi w opisanym profilu 9 mtr. Późniejsza zatem erozja z czasu interglacjału Masovien II., która wcięła się w tę pokrywę na głębokość 6—8 mtr. w żadnym wypadku nie przecięła jej w zbadanym obszarze na całej miąższości dzięki czemu do osadów starszych nie dotarła.

Wiek „wysokiej“ pokrywy akumulacyjnej nad Wisłoką w okolicy Pilzna i Dębicy określiłem (34) jako Varsovien II. Nowsze obserwacje nakazują sprostowanie tego poglądu i zaliczenie tej pokrywy, podobnie jak i odpowiednich pokryw Białej i Dunajca do pierwszego zlodowacenia warszawskiego.

### Varsovien II.

Cała nieledwie karpacka część obszaru zbadanego przykryta jest przez pokrywę glin utworu lessowego, osiągającą 15 mtr. miąższości. Luźne płaty glin lessowych, oderwane od reszty pokrywy występują na podłożu żwirów i piasków zlodowacenia krakowskiego na N od Koszyc, SE od Zgłobic, oraz na N od Rzychowej. Reprezentują one co wykazałem już poprzednio (34) fację eoliczną drugiego zlodowacenia warszawskiego.



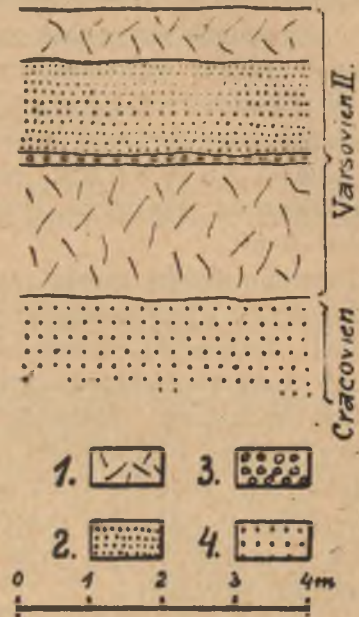


Utwór lessowy opisałem już dokładnie w pracy cytowanej (34). Rozszerzenie badań nie wzbogaciło w większym stopniu poprzednio poczynionych obserwacji.

W związku z warunkami akumulacji lessowej stworzonymi przez środowisko w jakim się ona odbywała zasługuje na uwagę profil w pobliżu Zakładu Wychowawczego S. S. Klarysek w Zbylitowskiej Górze.

Rys. 11. — Przekrój przez utwór lessowy w Zbylitowskiej Górze. — Objaśnienia: 1 — żółta glina lessowa, 2 — warstwowane piaski żółte i brunatne, 3 — drobny żwir z piaskiem, w spągu przejście do pelitu lessowego, 4 — piaski z recesji zlodowacenia krakowskiego

Fig. 11. — Profile of a loess formation in Zbylitowska Góra. Explanation: 1 — Yellow loess clay, 2 — Bands of yellow and brown sands, 3 — Fine gravel and sand, 4 — Sands from the recession of Cracovian glaciation.



Obserwuje się tam (rys. 11) następujący układ warstw:

1. — 0 — 0,7 m. Żółta glina lessowa.
2. — 0,7 — 2,0 m. Warstwowane piaski żółte i brunatne.
3. — 2,0 — 2,1 m. Drobny żwir z piaskiem, w spągu przejście do pelitu lessowego.
4. — 2,1 — 3,9 m. Żółta glina lessowa, z przejściem do psamitów z recesji w spągu (na nieznacznej przestrzeni zmieszanie materiału eolicznego z hydroklastycznym).

Opisany profil stanowi jeden więcej argument przemawiający za ząbieniem się akumulacji lessowej tego obszaru z powstawaniem wydym w obszarach przedgórze, zajętych przez piaski zlodowacenia krakowskiego co podnosiłem już w roku 1936 (34). Brak jakiegokolwiek zmiany materiału lessowego w kontakcie z wtrąconymi piaskami, oraz charakter piasków wykluczają współdziałanie wody przy ich akumulacji.

Wielka stosunkowo miąższość pokrywy lessowej, osiągająca nawet na wierzchołkach 6 mtr., powoduje „zasmarowanie“ zbadanego obszaru

w jego odcinku karpackim, w tak znacznym stopniu utrudniające odcyfrowanie szczegółów geologicznej jego budowy.

Równocześnie z utworem lessowym powstawały w obrębie zasłanego piaskami i żwirami rejonu przedgórze większe z obserwowanych tam wydmy. W obrębie nie opisanego poprzednio (34) odcinka przedgórze zasługują na uwagę większe, podłużne wydmy w okolicy Krzyża, Wierzchosławic i Łętowic dochodzące do 10 mtr. wysokości. Powstały one w dogodnych warunkach z miejscowego materiału piaszczystego, do którego huragany doprowadzały nieznaczne ilości drobnego żwiru.

W dolinach rzek tworzyły się w tym czasie na skutek wzmożonej akumulacji spowodowanej przez zlodowacenie pokrywy akumulacyjnej „zalewoe” piaszczysto-gliniaste, z przymieszką eolicznego materiału lessowego. Pokrywy te rozcięte są zwykle do głębokości 2—4 mtr.

Pomijam termin „terasa”, jako czysto geograficzny i pozbawiony treści geologicznej, wprowadzając w jego miejsce pojęcie „pokrywy akumulacyjnej”. Pojęcie to wydaje mi się odpowiedniejsze dla geologii. Wiek „terasy” (pokrywy akumulacyjnej) i sposób jej powstania wyrażony jest jakością budującego materiału, a nie głębokością rozcięcia (wysokość „terasy”), która w zależności od oporów jakie ma do pokonania erozja i spadku rzeki, zmienną bywa nie tylko w różnych obszarach, ale i w różnych odcinkach tej samej rzeki, czy potoku. Pojęcie „terasa”, jako określające wyłącznie pewną formę może mieć sens i zastosowanie jedynie w geografii fizycznej.

### Holocen.

Do osadów holoceńskich zaliczam zespół utworów powstałych od momentu cofnięcia się lodowca Varsovien II, do czasów dzisiejszych, oraz powstające obecnie nanosy.

Należą do nich:

1) Pokrywy akumulacyjne „najniższe” do 2 mtr. wys., występujące nad Dunajcem, Białą, oraz większymi potokami zbadanego obszaru. Jak już podnosiłem (34, 38) materiał tych pokryw zależy od budowy geologicznej obszaru, przez który przepływa dana rzeka czy też potok.

2) Torfowiska bardzo młode, i obecnie narastające zaznaczono na mapie w okolicy Wałków i Pogorza.

3) Mokradła wydzielono w celu zorientowania się w głębokości występowania nieprzepuszczających kompleksów iłowych, względnie łupkowych. Stanowią one pod tym względem doskonałą wskazówkę zwa-



szcza w obszarach, zupełnie pozbawionych naturalnych odsłoneń warstw starszych tego typu. Najdowodniej wykazały to szurfy na S od przystanku kolejowego w Mościcach. Szurfy te wykopane w podmokłym, obecnie gęsto zdrenowanym obszarze stwierdziły nadzwyczaj płytkie występowanie ilów miocenijskich, bo już w głębokości 2,20, 2,40, maksymalnie zaś 2,70 mtr.

4) Aluwium są to łachy żwirów, piasków i mułów, oraz miejsca powstających obecnie osadów w korytach rzek i potoków.

### Problem możliwości ropnych.

Nie będę przytaczał znanych teorii na temat warunków od których uzależnionym jest występowanie złóż ropnych na danym obszarze. Jest ich wiele.

Poczynione obserwacje nie dają podstawy do wyciągnięcia jakichkolwiek wniosków na temat ewentualnej ropo- lub gazo-nośności zbadanego obszaru.

Wiadomym jest, że w okręgu jasielskim złoża ropne występują z reguły w obszarze, w którym jest rozwinięta facja ślaska kredy i co za tym idzie „ciężkowicki“ typ eocenu. Do wyjątków należą eksploatowane złoża w obrębie facji inoceramowej (Witryłów). Praktyka wykazuje jednak, że silnie wydźwignięte elementy tektoniczne, odsłaniające na większej przestrzeni jądra kredowe, ropy nie zawierają. Przykładem element Liwocza, na którym założone w okolicy Podzamcza wiercenie, dało negatywny rezultat. Z tych względów ropność głównych elementów tektonicznych obszaru, tak nasunięcia Tarnowca, jak i nasunięcia Łękawki, jest zupełnie problematyczna.

Dość prawdopodobnym mogłoby być ewentualne istnienie złoża ropnych w obrębie klastycznych utworów siodła synkliny Ryglic, położonych już na S od terenu ścisłych badań, a znanych tylko z fragmentów. Fakt istnienia złoża ropnego na siodle Rzepiennika Strzyżewskiego, zdaje się w pewnej mierze tezę tę popierać. Ze względu jednak na konstrukcję i wymiary tych siodła odwiercanie ich nie przedstawiałoby poważniejszego interesu.

Z badań przeprowadzonych wynika, że w obrębie doliny Białej, między Tarnowem a Pleśną przebiega potężna strefa dyslokacyjna, wzdłuż której wschodnia część mas fliszowych brzegu karpackiego w okolicy Tarnowa, położona na E od Białej, uległa około 6 km. przesunięciu ku północy. Zjawisko to pozostawać musi w związku z istnieniem w rejonie na W od Białej pewnego oporu w masach przedgórskich, który spowo-

dował zatrzymanie się mas fliszowych tego odcinka, a rozerwanie i przesunięcie ich ku N w miejscu gdzie ten opór już nie istniał, lub nie odgrywał większej roli, a więc na E od Białej. W związku ze stwierdzeniem w rejonie na W od Białej istnienia dwóch wydatniejszych antyklin mioceńskich, z których północna odsłania nawet najniższe ogniwo zastąpione przez warstwy chodenickie, nasuwa się pytanie, czy antykliny te nie pozostają w związku z jakimś wgłębnym elementem fliszowym, otulonym przez utwory mioceńskie, a mogącym zawierać złoża węglowodorów.

Wyrażone przypuszczenie wymagałoby potwierdzenia lub zaprzeczenia tak przez szczegółowe badania grawimetryczno - sejsmiczne jak i wiertnicze, przeprowadzone w tym odcinku.

#### LITERATURA. — BIBLIOGRAPHY.

1. — 1883. — J. Niedźwiecki: „Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni“. I. — „Kosmos“. — Lwów.
2. — 1883. — V. Uhlig: „Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen“. — Jahrbuch der Geolog. Reichsanst. — Wien.
3. — 1883. — V. Uhlig: „Reisebericht aus Westgalizien. I. — Die Vorkarpathen von den Städtchen Pilzno und Tarnów“. Verhandl. d. Geolog. Reichsanstalt. — Wien.
4. — 1884. — J. Niedźwiecki: „Stosunki geologiczne formacji solonośnej Wieliczki i Bochni“. II. — „Kosmos“. — Lwów.
5. — 1888. — V. Uhlig: „Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen“. — Jahrb. der Geolog. Reichsanst. — Wien.
6. — 1890. — J. Niedźwiecki. „Miocen podkarpacki przy Dunajcu“. — „Kosmos“. — Lwów.
7. — 1903. — J. Grzybowski: „Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do Zeszytu 14“. Polska Akademia Umiejętności. — Kraków.
8. — 1903. — A. M. Łomnicki: „Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do Zeszytu 15“. Polska Akademia Umiejętności. — Kraków.
9. — 1905. — W. Friedberg: „Młodszy miocen Galicji Zachodniej i jego fauna“. Sprawozd. Komisji Fizjogr. Pol. Akad. Umiej. — Kraków.
10. — 1907. — V. Uhlig: „Über die Tektonik der Karpathen“. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissenschaften in Wien.
11. — 1911. — T. Dyduch: „Geologia Tarnowa i jego okolicy“. — Tarnów.
12. — 1912. — W. Friedberg: „Utwory mioceńskie w Europie i próby podziału tych utworów Polski“. — „Kosmos“. — Lwów.
13. — 1915. — St. Pawłowski: „Z morfologii pienińskiego pasa skałek“. „Kosmos“ T. 40. — Lwów.
14. — 1917. — J. Smoleński: „O wysokich terasach dyluwialnych na zboczach kotliny sądeckiej“. — Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. Pol. Akad. Umiej. Tom 17. — Kraków.



15. — 1920. — J. Smoleński: „O „zubożalych“ zwirach tatrzańskich w północnej części karpackiego dorzecza Dunajca“. — Sprawozd. Inst. Geolog. Tom I Warszawa.
16. — 1922. — G. Bukowski: „Kilka uwag o tektonice pasa mioceńskiego w Bochni“. — Sprawozd. Państw. Inst. Geolog. — Warszawa.
17. — 1922. — J. Nowak: „Nafta Karpat Polskich w świetle geologii regionalnej“. Prace geogr. E. Romera. Zesz. VI. — Lwów.
18. — 1922. — K. Tołwiński: „Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach Polskich“. — Prace geograf. E. Romera. Zesz. VI. — Lwów.
19. — 1927. — J. Nowak: „Zarys tektoniki Polski“. II zjazd Słow. Geogr. i Etnogr. w Polsce 1927. — Kraków.
20. — 1928. — H. Goblot: „Budowa geologiczna Karpat na północ od Krosna“. Sprawozd. Państw. Inst. Geolog. Tom IV. — Warszawa.
21. — 1928. — Wł. Szafer: „Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej“. — Rocznik Pol. Towarz. Geolog. Tom V. — Kraków.
22. — 1929. — J. Nowak: „Die Geologie der polnischen Ölfelder“. — Stuttgart.
23. — 1929. — B. Świdorski: „Tektoniczny stosunek polskich Karpat wschodnich do ich Przedgórze“. — Rocznik Pol. Tow. Geolog. Tom VI. — Kraków.
24. — 1932. — G. Bukowski: „Objaśnienie szczegółowej mapy geologicznej strefy podkarpackiej w okolicach Bochni“. Sprawozd. Państw. Inst. Geolog. — Warszawa.
25. — 1932. — K. Konior: „Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 na arkuszu Przemyśl“. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geolog. — Warszawa.
26. — 1933. — W. Friedberg: „Przyczynki do znajomości miocenu Polski“. Rocznik Pol. Tow. Geolog. Tom IX. — Kraków.
27. — 1933. — K. Konior: „Z badań geologicznych w Karpatach Środkowych między Gorlicami a Sanokiem“. — Rocznik Pol. Tow. Geolog. Tom IX. — Kraków.
28. — 1933. — J. Zerndt: „Versuch einer stratigraphischen Bestimmung von Steinkohlen-Geröllen der Karpaten auf Grund von Megasporenstudien“. Bull. Intern. de l'Acad. Pol. des Sciences et des Lettres. Série B. — Cracovie.
29. — 1934. — K. Konior: „Über die Geologie der Umgebung von Przemyśl“. Bull. Intern. de l'Acad. Pol. des Sciences et des Lettes. — Cracovie.
30. — 1934. — H. Świdziński: „Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych na ark. Brzostek i Pilzno“ — Pos. Nauk. Państw. Inst. Geolog. — Warszawa.
31. — 1935. — St. Sokołowski: „Geologia doliny Dunajca między Tropiem a Kurowem“. — „Kosmos“. — Lwów.
32. — 1935. — St. Sokołowski: „Geologia złoża węgla brunatnego w Grudnie Dolnej“. — Przegl. Górn. Hutn. — Tom 27. Nr 7.
33. — 1936. — W. Friedberg: „Przyczynki do znajomości miocenu Polski“. Cz. III. — Rocznik Pol. Tow. Geolog. Tom XII. — Kraków.  
Rocznik Pol. Tow. Geolog. Tom XII. — Kraków.
34. — 1936. — K. Konior: „Z badań nad czwartorzędem przedgórze karpackiego między Tarnowem a Dębicą“. — Rocznik Pol. Tow. Geolog. Tom XII — Kraków.

35. — 1937. — M. Klimaszewski: „Morfologia i dyluwium doliny Dunajcy od Pienin po ujście“. — Wiadomości Służby Geograficznej Nr 2. — Warszawa.
36. — 1938. — W. Friedberg: „Makrofauna z wierceń wykonanych przez „S. A. Pionier“ na obszarze Podkarpacia w latach 1936—1937“. — Rocznik Pol. Tow. Geolog. Tom XIV. — Kraków.
37. — 1938. — Wł. Szafer: „Eine pliozäne Flora in Krościenko am Dunajec“. — Bull. Intern. de l'Acad. Pol. des Sciences et des Lettres. — Cracovie.
38. — 1939. — K. Konior: „Przyczynki do znajomości dziejów hydrografii arkusza Biała—Bielsko“. — Pozn. Tow. Przyj. Nauk. — Prace Geogr. Tom I. — Poznań.
39. — 1939. — K. Konior: „Konstrukcja siodła Biecz—Głęboka w świetle nowszych obserwacyj“. — Pozn. Tow. Przyj. Nauk. — Prace Geogr. Tom I. — Poznań.
40. — 1939. — K. Konior: „Über den geologischen Bau der Umgegend von Strzyżów“ — Bulletin Intern. de l'Acad. Pol. des Sciences et des Lettres. — Cracovie.

### Summary.

The author carried out geological investigations in the district of Tarnów.

The area considered lies between the western margin of the map Tarnów—Dąbrowa, Pilzno—Ciężkowice and the line Czarna—Zwiernik on the east, the northern boundary being the line of Dwudniaki—Krzyż—Zaczarnie—Czarna, and the southern extending to Dąbrówka Szczepanowska — Pleśna — Górskie — Karwodrza — Ryglice — Wola Lubecka — Zwiernik—Łęki Dolne. The prevailing part of this region is covered with a thick blanket of löss and Quaternary sand and gravel about 15 m thick. Exposures of older strata may be found only in deeper valleys of creeks. They are rather seldom on road-sides and in ditches. On plateaus they occur only exceptionally.

### Stratigraphy.

The investigated area includes the marginal zone of the Carpathians in the district of Tarnów and the adjacent part of the foot-hills. The invading flysch masses are divided in two parts composed of the Upper Cretaceous, Eocenic and Oligocenic rocks. The foot-hills are made up of Miocenic formations.



### Cretaceous.

Rocks of this formation occur in the nuclei of main tectonic units of the Carpathian border. They represent two facies: the inoceramic and the Silesian. The former occurs in the external unit, in the region of Szczepanowice, Kłokowa, Góra św. Marcina, Tarnowiec, Zawada, while the Silesian Cretaceous is in close connection with the higher, internal unit occupying a major part of the investigated area.

#### Inoceramic facies.

The formations of the Upper Cretaceous similarly to other regions are divided into two levels: the lower marl level and the higher of sandstone character. The former, on the contrary to the same strata in the environment of Dębica, Rzeszów and Przemyśl is characterized by the lack of schist and sandstone inclusion which appear only in the top part of these layers. The marls are darker, harder often silicic and even with flints. The sandstone level of inoceramic layers is similar to that of other districts.

The Cretaceous layers of Szczepanowice and Kłokowa cut off from the rest of the examined flysh masses of the Carpathian margin by transversal dislocations are of a different character than the above described. They resemble the inoceramic facies as well the Czarnorzeki layers of the Silesian facies. Because of their prevailing inoceramic character they should rather be reckoned to this facies.

#### Silesian facies.

It occurs in the nucleus of the higher unit, determined locally by the name of the overfold Łękawka—Kokocz. As to the type of sedimentation it corresponds mostly to the Czarnorzeki complex exhibiting at the same time an influence of the Istebnian and Inoceramic facies. It is significant that there exists a correlation with the, so characteristic for Silesian near Cieszyn, Cretaceous of Frydek—Baszka which is exhibited in the occurrence of marls and flints typical of this facies.

### Eocene.

It falls into two main parts: the upper and lower one. The Lower Eocene consists of coloured schists and the Ciężkowice—sandstone, the upper being represented by menilitic beds.

The types of Eocene rocks are not uniform. Similarly to the Upper Cretaceous there is a difference between Eocene strata overlying the Ino-

ceramic Cretaceous within the marginal overfold of Tarnowiec, to which the name of near to inoceramic was given, and the Eocene of the near to Silesian connected with the Silesian Cretaceous within the higher overfold of Łękawka—Kokocz. These differences appear to be smaller in the Upper Eocene, disappearing however entirely just in the Oligocene.

### Lower Eocene

The near to inoceramic facies covers the series of inoceramic layers in the overfold of Tarnowiec.

It is made up of coloured schists with slight inclusions of grey, fine sandstones and sometimes of cream - greyish marls.

The near to silesian facies in which coloured schists are also the prevailing element is characterized by lens - like inclusions of conglomerate and sandstone of Cieżkowice ranging in some cases to 50 m of thickness.

### Upper Eocene.

It is substituted by menilitic layers. The variability of the Upper Eocene within the main tectonic units of the investigated area lies in the fact that the schists contain more sand and that there are more sandstone inclusions within the overfold of Łękawka—Kokocz, particularly in the lower portion. In some places the bottom flint strata are usually reduced, with white sandstones, marked on the map as sub-menilitic, underlying them or entirely taking their place in some cases.

### Oligocene.

It is substituted in the investigated area by the layers of Krosno. They are rather uniform in appearance within the both main tectonic units. It should be stressed that in the bottom layers there sometimes occur loose thick - granuled sandstones and locally encountered ash — grey marls.

### Miocene.

The Miocene being covered with Quaternary sediments appears on the surface in few places only. The best and most numerous exposures of this formation are observed in the district of Szczepanowice, Zgłobice, Tarnów and Rzędzin.

It is represented by the layers of Chodenice, Grabowice and the loams of Krakowiec. The appearance of the layers of Chodenice and their relation to the above lying strata of Grabowice seem to imply that they



are an epilogue of the Oligocene sedimentation, whereas the Miocene transgression commences the Grabowice layers.

The loams of Krakowiec constitute the highest Miocene level of the investigated area.

### **Tectonics.**

The invading masses of the examined region fall into two tectonic units of higher order characterized by some differences in their facies. As their connection with the already described tectonic units cannot be traced they bear local names. The external, marginal unit is formed by the overfold of Tarnowiec and the internal by that of Łękawka—Kokocz.

#### **The overfold of Tarnowiec.**

Characteristic of this overfold is the fact that the western part of the marginal zone consists of inoceramic layers, whereas the eastern part is made up of coloured schists.

It is composed of three anticlinal elements, namely the saddle of Tarnowiec, Zawada and that of Radlna, separated from the former by the Nowodworze syncline.

The overfold of Łękawka—Kokocz, a tectonic unit of a higher order, rests on the southern side of this saddle and in the district of Radlna—Łękawica it cuts off the subsequently older strata of the saddle suite in an oblique direction.

#### **The overfold Łękawka—Kokocz.**

The anterior portion of this overfold is differentiated in the eastern part of the investigated area, as there appears a unit of a secondary order, namely a skin extending eastward. It was probably formed of layers of the inverted side of the overfold Łękawka—Kokocz.

Among the more important units of the lower order composing the described overfold the following should be mentioned: the Poręba and Trzemesna synclines as well as the saddle of Trzemeska Góra. On the south of the overfold Łękawka—Kokocz there is the vast syncline of Ryglisce separating the overfold from the unit Brzanka—Liwocz lying southward.

#### **The dislocation zone of Błaża.**

On the west of Tarnowiec, Radlna and Świebodzin the Carpathian margin recedes toward the south about 6 km. This is in connection with

transversal dislocations which cut the marginal part of the Carpathians on the south of Tarnów. Here belong the almost longitudinal fault of Kłokowa—Tarnów, and those of Świebodzin running NW—SE. As the mentioned faults determined the valley of the Biała River they are termed the dislocational zone of Biała.

### Quaternary.

#### Pleistocene.

The Pleistocene is represented by the formations of three main Polish glaciations.

#### Cracovien.

The following formations have been included in the first Polish glaciation called Cracovien:

- 1) Moraine formations,
  - a) Morainic clays occurring on Zawale in Tarnów, on Krzyż and Zaczarnie,
  - b) Erratic boulders dispersed all over the area.
- 2) Fluvioglacial and recession period formations:
  - a) Sands and gravels. On the ground of difference in material carried by Biała and Dunajec the author could trace the direction of these rivers in the foot-hills adjacent to the Carpathian margin.

#### Varsovien I.

Here belong the fluvioclastic sediments of the „high“ accumulation cover cut 6—8 m deep.

#### Varsovien II.

This glaciation is represented by:

- 1) loess covering the major part of the investigated area with a blanket about 15 m thick.
- 2) „inundation“ sand and clay sediments in river valleys cut 2—4 m deep.



## H o l o c e n e .

Holocene sediments are as follows:

- 1) the „lowest“ accumulation cover reaching 2 m in height in river valleys,
- 2) young peat - bogs and those actually formed,
- 3) gravel of recent sediments in river beds.

---

Explanation of the geological map of the district  
of Tarnów<sup>1)</sup>.

Holocene: 1 — Alluvium, 2 — Bogs, 3 — Peat-bogs, 4 — Lowest accumulation covers reaching 2 m. Pleistocene: 5 — „Inundation“ accumulation covers from 2 to 4 m., 6 — Dunes, 7 — Loess formations, 8 — „High“ accumulation covers from 6 to 8 m., 9 — Fluvoglacial sands and those from the period of the recession of the inland-ice, 10 — Sands and gravels — fluviglacial and from the period of the recession of the inland-ice, 11 — Gravels and sands from the recession period mixed with Tatra materials, 12 — Erratic rocks, 13 — Moraine underlying sands, 14 — Moraine on the surface. Miocene: 15 — Loams of Krakowiec, 16 — Grabowice layers, 17 — Chodenice layers. Oligocene: 18 — Krosno layers. Eocene: 19 — Menilitic schists, 20 — Marls and flints, 21 — Sub-menilitic sandstones, 22 — Coloured schists, 23 — Cieżkowice sandstones. Silesian Cretaceous: 24 — Czarnorzeki rocks, 25 — Frydek-Baszka rocks, 26 — Istebna rocks. Inoceramic Cretaceous: 27 — Inoceramic rocks — sandstone level, 28 — Inoceramic rocks — marl level, 29 — Borings, 30 — Quarries, 31 — Direction and dip of layers, 32 — More important dislocations.

---

<sup>1)</sup> This map is annexed on the end of this volume

