

JERZY PIOTROWSKI

Trias środkowy masywu Kominów Tylkowych i jego tektonika

STRESZCZENIE: Na podstawie badań stratygraficzno-litologicznych w triasie autochtonicznym masywu Kominów Tylkowych (Tatry Zachodnie) został sporządzony szczegółowy profil litostratygraficzny. Nowe znaleziska skamieniałości, a szczególnie diplopor, pozwoliły w korelacji ze strefą briansońską w Alpach Zachodnich na wydzielenie w autochtonicznym środkowym triasie utworów anizyku i lądynu oraz ich dokładne rozpozniomowanie i prześledzenie zmienności facjalnej. Tektoniczne badania terenowe, poparte opracowaniami fotointerpretacyjnymi, przyczyniły się do zobrazowania struktury fałdu synklinalnego Kominów Dudowych i do wydzielenia kilku generacji spękań i uskózków.

WSTĘP

Teren będący przedmiotem niniejszego opracowania leży w południowej części masywu Kominów Tylkowych w Tatrach Zachodnich.

Granice, będące zarazem granicami triasu środkowego, przebiegają, począwszy od wylotu Dolinki Smytniej do Doliny Kościeliskiej, wzdłuż tej dolinki w partie podszczytowe Kominów Tylkowych, gdzie granica skręca ku północy a następnie ostro ku wschodowi, tworząc płat wychodni o kierunku równoleżnikowym. Dalszy jej ciąg przebiega na północnych zboczach Kominów Tylkowych nad Kufą i Piecami. W okolicy Karczmy nad Doliną Chochołowską przyjmuje kształt „rybiego ogona“ i skręcając na wschód ciągnie się poprzez Kominy Dudowe, tworzące strome skałki powyżej Klinów, do Zdrapisk, a następnie przebiegając na północ od Przełęczy Iwaniackiej opada zalesionymi zboczami poniżej Rzędów i Panienek (Smytniańskich Turni) do Doliny Kościeliskiej. Teren wydłużony jest w kierunku EES-WWN i zajmuje powierzchnię 2,5 km² (fig. 1).

Kompleksy osadowe budujące Kominy Tylkowe wchodzi w skład serii autochtonicznej Kominów Tylkowych. Biorą w niej udział osady począwszy od dolnego triasu do środkowej kredy.

Pragnę wyrazić swoją wdzięczność doc. dr Z. Kotańskiemu za opiekę nad całokształtem pracy, konsultacje w terenie, przedyskutowanie

wielu problemów tektonicznych, a szczególnie za pomoc w opracowaniu zagadnień mikrofacjalnych i stratygraficznych oraz za oznaczenie diplopor. Dziękuję również Profesorowi K. Guziłkowi za udostępnienie zdjęć fotogrametrycznych i cenne uwagi dotyczące wyników pracy, a dr A. Radwańskiemu za owocne dyskusje nad zagadnieniami mikrofacjalnymi. Mgr K. Grochockiej, mgr M. Bac, mgr A. Pszczółkowskiemu oraz mgr H. Kolebackiemu składam serdeczne podziękowanie za liczne dyskusje i informacje.

HISTORIA BADAŃ

Geologia serii Kominów Tylkowych wchodzącej w skład autochtonu wierchowego była przedmiotem wielu badań, zarówno syntetycznych, jak i analitycznych.

W wyniku badań pokrywy osadowej trzonu krystalicznego i nasuniętych na nią jednostek wierchowych, Z. Kotański (1961) wydzielił szereg serii różniących się między sobą profilem litostratygraficznym, zwracając szczególną uwagę na stosunek triasu do jury. Jedną z nich jest seria autochtoniczna Kominów Tylkowych granicząca od północy z serią bobrowiecką, a od południa z serią wąwozu Kraków. Leży ona w obrębie elewacji Kominów Tylkowych, będącej jednym z elementów nadrzędnej transversalnej elewacji Sałatyńskiego.

Tektonika masywu Kominów Tylkowych była przedmiotem opracowań F. Rabowskiego (1931, 1954, 1959). W obrębie serii „spągowej“ masywu Kominów Tylkowych wydzielił on dwie dygitacje oddzielone od siebie synklinalnym malmem i albem. Synklinia malmu i albu, w jego ujęciu, łączy serię „spągową“ z fałdem Czerwonych Wierchów, nie oderwanym jeszcze od tej serii, lecz łączącym się z nią skrzyżowaniem korzeniowym.

Według Z. Kotańskiego (1961), nie mamy tu do czynienia ze skrzyżowaniem korzeniowym fałdu Czerwonych Wierchów, lecz z parautochtonicznym fałdem synklinalnym Kominów Dudowych. W skład jego wchodzi utwory środkowotriasowe, łączące się z triasem autochtonicznej serii Kominów Tylkowych. Fałd synklinalny Kominów Dudowych tworzył się pod wpływem nacisku nasuwających się płaszczowin reglowych.

Pierwszy nowoczesny przekrój przez masyw Kominów Tylkowych podał F. Rabowski (1931). Wydzielił on przy tym szereg poziomów litologicznych środkowego triasu, zaliczając doń wapienie i dolomity komórkowe obecnie uważane za kampil. Wyniki jego ostatnich badań zostały opublikowane po wojnie (Rabowski 1954). W triasie środkowym wydzielił on wapienie komórkowe, wapienie robaczkowe, wapienie dolomitowe i wapienie z krynoidami. Zwracał on również uwagę na możliwość znalezienia diplopor, jak się później okaże tak ważnych dla stratygrafii środkowego triasu. Nowy, zmodyfikowany i uzupełniony przekrój pozostawił F. Rabowski (1959) w swych materiałach rękopiśmiennych. Jest tu również podany syntetyczny profil warstw środkowotriasowych na

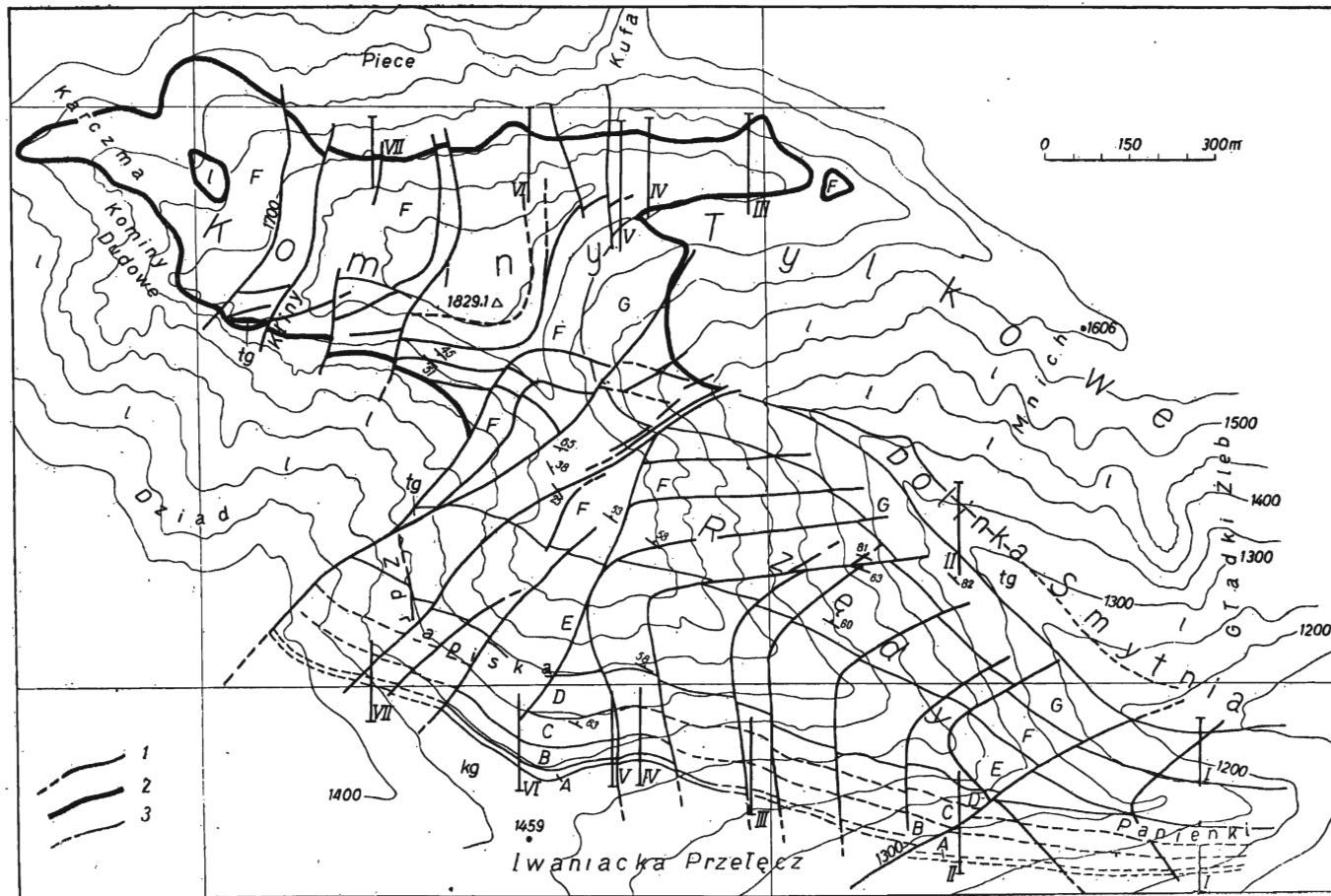


Fig. 1

Mapa geologiczna triasu środkowego w masywie Kominów Tylkowych

A, B, C, D, E kompleksy litologiczne anizyku; F, G kompleksy litologiczne ladynu; kg górny kampil; tg górny trias; l lias; I—VII linie przekrojów;
1 uskoki; 2 nasunięcia; 3 granice kompleksów

Carte géologique du Trias moyen du massif de Kominów Tylkowe

A, B, C, D, E complexes lithologiques de l'Anisien; F, G complexes lithologiques du Ladinien; kg Campilien supérieur; tg Trias supérieur;
l Lias; I—VII lignes de coupes géologiques; 1 charriages; 2 dislocations; 3 limites des complexes

północ od Przełęczy Iwaniackiej. Trias środkowy w jego ujęciu rozpoczynają wapienie komórkowe, wapienie dolomityczne i czarne wapienie brekcyjne.

Według Z. Kotańskiego (1956), warstwy te należą do dolnego kampału, podobnie zresztą jak warstwy wapieni dolomitycznych, leżące na północ od ścieżki wiodącej na Przełęcz Iwaniacką, w miejscu połączenia się jej z drogą z Hali Ornak na Halę Smytnią, które F. Rabowski przyjmował za środkowy trias, a Z. Kotański (Kotański in Rabowski, 1959) określił jako warstwy myophoriowe i dolomity nadmyophoriowe górnego kampału.

F. Rabowski operuje pojęciem triasu środkowego, a czasami nawet wapienia muszlowego. Trias środkowy w serii wierchowej Tatr (w Organach) został przez niego udokumentowany znalezieniem fauny z *Gervillia mytiloides*, *Modiola triquetra* i *Pecten discites*.

Znalezienie przez E. Passendorfera (1934) na południowym zboczu Giewontu liliowców przypominających gatunek *Dadocrinus gracilis* było przesłanką do stratygraficznego wydzielenia dolnego wapienia muszlowego. Słuszność tego wydzielenia potwierdziło znalezienie w serii Giewontu liliowców z gatunku *Dadocrinus grundeyi* Jaekel przez J. Lefeldę (1956).

Podział triasu środkowego na anizyk i lądyn w serii Kominów Tylkowych przeprowadził Z. Kotański (1959b), zaliczając do anizyku brekcję podstawową, warstwy wapieni i dolomitów cukrowatych, kompleks wapieni robaczkowych i dolomitów żółto wietrzejących, szare cukrowate wapienie, a następnie zespół warstw złożony z naprzemianległych wapieni robaczkowych i pasiastych oraz dolomitów żółto wietrzejących, których część — być może — należy już do lądynu. Leżący wyżej zespół szarych wapieni dolomitycznych i dolomitów żółto wietrzejących Z. Kotański zaliczył do lądynu. Podał on również szereg profilów stratygraficznych i przekrojów przez serię Kominów Tylkowych (1959a, 1961).

Od dawna zwracano uwagę na podobieństwa w wykształceniu litologiczno-facjalnym pomiędzy triasem wierchowym a triasem Alp Zachodnich. Już F. Rabowski (1920) wyróżnił w Tatrach wapienie robaczkowe, zwracając uwagę na ich podobieństwo do calcaires vermiculaires z Prealp Szwajcarskich. Następnie E. Passendorfer (1938) na zebraniu Francuskiego Towarzystwa Geologicznego w Briançon wykazał duże podobieństwo pomiędzy triasem wierchowym i briansońskim. Ostatnio Z. Kotański (1959, 1964) oraz J. Debelmas (1961) podają analogie i różnice w wykształceniu triasu wierchowego i briansońskiego w sposób bardziej szczegółowy.

Z. Kotański, wychodząc z założenia, że w triasie tatrzańskim — podobnie jak w triasie alpejskim — powinny się znaleźć przewodnie poziomy z licznie występującymi diploporami, rozpoczął poszukiwania, których rezultatem było znalezienie diplopor w triasie środkowym (lądynie)

plaszczowiny reglowej dolnej (Kotański 1963). Stało się to impulsem do poszukiwań diplopor również w triasie wierchowym. Po raz pierwszy na możliwość znalezienia diplopor w triasie wierchowym zwrócili uwagę F. Rabowski (1954) i Z. Kotański (1959a, b, c), który znalazł nawet źle zachowane, przekryształizowane struktury diploporowe.

W związku z badaniami tektonicznymi na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej, M. Bac i K. Grochocka (1965) znalazły diploporę przewodnie dla górnego anizyku w triasie wierchowym jednostki Organów i Ździarów, dzięki czemu została paleontologicznie udokumentowana obecność górnego anizyku w fałdzie Czerwonych Wierchów. W serii Kominów Tylkowych, gdzie trias środkowy posiada bardzo dużą miąższość (wg Z. Kotańskiego, 1961 — 830 m), istniało duże prawdopodobieństwo znalezienia nawet kilku poziomów diploporowych podobnych do poziomów, wydzielonych przez F. Ellenbergera (1958) w triasie briansońskim. Przypuszczenie to okazało się słuszne, a znalezienie przez mnie przewodnich diplopor i oznaczenie ich przez doc. dra Z. Kotańskiego pozwoliło na dokładniejszy niż dotychczas podział środkowego triasu i na jego opracowanie litologiczno-mikrofacjalne.

Badania terenowe dotyczące niniejszej pracy wykonane były częściowo w jesieni 1963 r., a głównie w sezonie letnim 1964 r. Wydzielenia litologiczne nanoszone były w terenie na mniej lub bardziej szczegółowe zdjęcia fotogrametryczne, które pozwoliły dane geologiczne przenieść na podkład topograficzny w skali 1:5000. Dzięki zdjęciom każdy punkt w terenie mógł być jednoznacznie zlokalizowany. Przez połączenie punktów w sposób kartograficzno-stratygraficznie uzasadniony powstały na zdjęciach obrazy intersekcyjne poszczególnych warstw i całych kompleksów litostratygraficznych. Przy identyfikacji fauny i flory nieodzowne okazały się szlify, bez których oznaczenia — szczególnie glonów — byłyby niemożliwe. Ogółem miałem do dyspozycji 230 szlifów.

Przy opracowywaniu tektoniki nieciągłej, poza fragmentarycznymi obserwacjami w terenie, dużą pomoc oddały zdjęcia stereoskopowe naziemne i lotnicze. Pozwoliły one usystematyzować strefy spękań oraz wydzielić generacje uskoków.

KOMPLEKSY LITOLOGICZNE ŚRODKOWEGO TRIASU

Podział środkowego triasu na zespoły litologiczne został oparty na podstawie głównego profilu poprowadzonego wzdłuż szlaku z Przełęczy Iwaniackiej na Kominę Tylkową. Wschodnie triasu na krańcach występowania serii Kominów Tylkowych (na zachodzie Zdrapiska, na wschodzie Panienki) korelowane będą z profilem głównym (fig. 2).

Granice zespołów warstw A, B, C, D zostały ustalone przy uwzględnianiu stosunku ilościowego dolomitów do wapieni oraz na danych mikrofacjalnych.

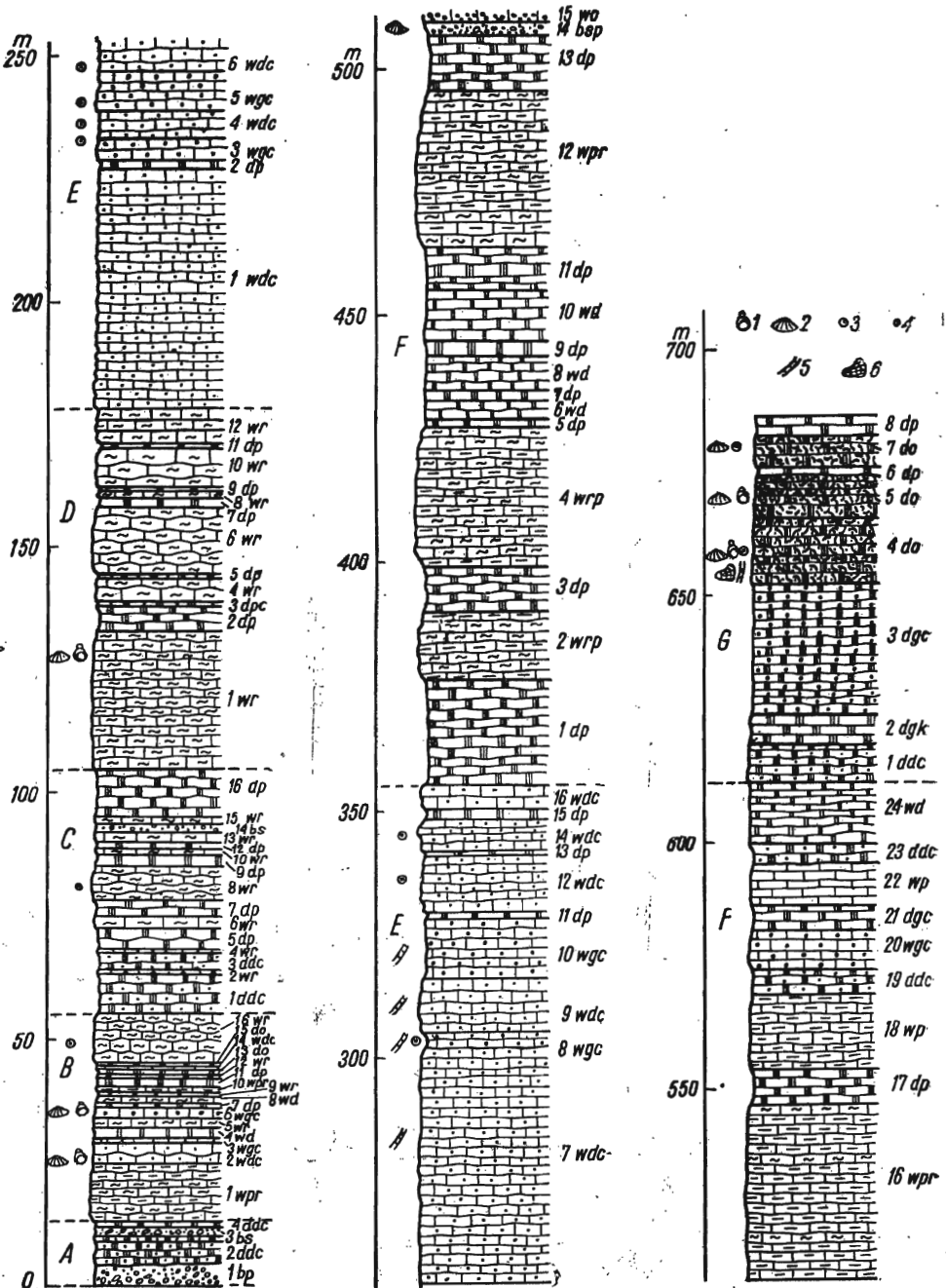


Fig. 2

A. Brekcja podstawowa i dolomity drobnocukrowate.

1. Brekcja podstawowa anizyku (Kotański 1956), której miąższość w serii Kominów Tylkowych wynosi przeciętnie 0,5—1 m, jest najniższym ogniwem środkowotriasowym we wszystkich jednostkach wierchowych oraz w płaszczynie reglowej dolnej (Kotański 1958). Występuje ona na omawianym terenie w profilu Panienek (Kotański 1959a), a poza tym na miejscu nigdzie nie została znaleziona. Można czasami dostrzec ją na pokrytym piargami i zalesionym zboczu (w wykrotach), wiodącym od Panienek na Przełęcz Iwaniacką, w formie otoczaków dochodzących do 20 cm średnicy. Jest to brekcja miejscami o charakterze kłifowym (Kotański 1955a, 1956c, 1959a, b, c), zawierająca okruchy żółto wietrzejących dolomitów dochodzących do 7 cm średnicy oraz drobne fragmenty zielonych łupków. Ku stropowi ilość i wielkość otoczaków maleje, wzrasta natomiast masa spajająca, składająca się z bardzo drobnych okruchów wyżej wymienionych dolomitów, fragmentów drobnopokruszonych łupków nadających skale odcień zielonkawy i dolomitycznej masy pelitowej czasami drobnocukrowatej. Okruchy zawarte w brekcji pochodzą z leżących w jej spągu utworów kampilu. Ostatnio Z. Kotański (1961) uważa ją za osad rozwleczony przez prądy denne na dużej przestrzeni w wierchowym i reglowym zbiorniku sedymentacyjnym.

2. Jasnoszarę dolomity cukrowate. Łączność sedymentacyjna z brekcją nie jest widoczna. Miąższość dolomitów jest zmienna i waha się w granicach od 2 m do 4 m. Dolomity podobne są do spoiwa brekcji

Fig. 2

Syntetyczny profil litologiczny triasu środkowego masywu Kominów Tylkowych

bp brekcja podstawowa, ddc dolomity drobnocukrowate, bs brekcja śródwarstwowa, wpr wapienie pasiaste i robaczkowe, wdc wapienie drobnocukrowate, wgc wapienie grubocukrowate, wd wapienie dolomityczne, wr wapienie robaczkowe, dp dolomity płytowe, wp wapienie pasiaste, wrp wapienie robaczkowe i pasiaste, bsp brekcja spływowa, wo wapienie oolitowe, dgc dolomity grubocukrowate, dgk dolomity grubokrystaliczne, do dolomity organodetrytyczne. A, B, C, D, E kompleksy litologiczne anizyku; F, G kompleksy litologiczne ladynu. Poszczególne ponumerowane warstwy są opisane w tekście. Oznaczenia organizmów: 1 ślimaki, 2 małże, 3 krynoidy z rodzaju *Encrinus*, 4 krynoidy z rodzaju *Dadocrinus*, 5 diplopory, 6 solenopory

Profil lithologique synthétique du Trias moyen du massif de Kominy Tylkowe

bp brèche basale, ddc dolomies microsaccharoïdes, bs brèche intraformationnelle, wpr calcaires laminés et vermiculaires, wdc calcaires microsaccharoïdes, wgc calcaires macrosaccharoïdes, wd calcaires dolomitiques, wr calcaires vermiculaires, dp dolomies en plaques, wp calcaires laminés, wrp calcaires vermiculaires et laminés, bsp brèche de découlement, wo calcaires oolithiques, dgc dolomies macrosaccharoïdes, dgk dolomies macrocristallines, do dolomies organodétritiques. A, B, C, D, E complexes lithologiques de l'Anisien; F, G complexes lithologiques du Ladinien. Couches particulières, numérotées dans les complexes sont décrites dans le texte polonais. Symboles de la faune: 1 Gastéropodes, 2 Lamellibranches, 3 Crinoïdes du genre *Encrinus*, 4 Crinoïdes du genre *Dadocrinus*, 5 Diploporos, 6 Solenopores

leżącej w ich spągu. Warstwowanie prawie niedostrzegalne, zauważyć jednak czasami można partie dolomitu o delikatnym warstewkowaniu równoległym. Przeważnie jednak ziarna dolomitu pozostają niezorientowane, dając na powierzchni zwietrzałej charakterystyczny dolomit cukrowaty. Wschodnie tej warstwy znajdują się na E od szlaku turystycznego prowadzącego z Przełęczy Iwaniackiej na Kominy Tylkowe oraz na południowym zboczu Panienek, gdzie miąższość dolomitów wzrasta do 6 m, dając niewyraźne, przysypane piargiem odkrywki.

3. Brekcja śródwarstwowa miąższości 1—2 m tworzy warstwę dosyć nieregularną. W partiach spągowych odcina się wyraźnie od dolomitów cukrowatych, w stropie natomiast przechodzi łagodnie w utwory leżące wyżej. Składa się z ostrokrawędzistych okruchów dolomitów cukrowatych o spoiwie dolomitycznym. Spoiwo złożone jest z bardzo drobnych okruchów dolomitów, miejscami delikatnie warstewkowanych. Poprzecinana jest żyłkami epigenetycznego kalcytu o nieregularnym przebiegu. W kierunku wschodnim brekcja się wyklinowuje, nie dochodząc już do Panienek.

4. Dolomity drobnocukrowate jasnoszare, miejscami warstewkowane, dobrze uławiczone, silnie spękane w kierunku prostopadłym do biegu. Kończą one najniższy anizyjski poziom dolomitowy. Miąższość 1 m.

Na zachód i na wschód od profilu I (pl. VI) warstw kompleksu A nie można dostrzec ze względu na pokrycie wychodni piargami i koso-drzewiną. Ukazują się one dopiero na Panienkach, gdzie ich sześciometrowej grubości zespół skalny jest prawdopodobnie odpowiednikiem całego kompleksu (A).

Biegi i upady skał są do siebie zbliżone i wahają się w granicach 115/56 N — 117/60 N. Miąższość kompleksu około 13 m.

B. Wapienie robaczkowe z wkładkami dolomitów żółto wietrzejących.

1. Kompleks rozpoczynają wapienie pasiaste niebiesko-czarne, do 4 m miąższości, przechodzące w wielu miejscach w robaczkowe. Przejście wapieni pasiastych w robaczkowe jest zawsze ostre. Wapienie pasiaste przepełnione są równolegle ułożonymi do warstewkowania fragmentami muszel małżów, występujących nieomal skałowórczo. W partiach robaczkowych nie ma zupełnie okruchów pochodzenia organicznego. Świadczy to niewątpliwie o zmiennym natężeniu czynników redeponujących materiał silnie organodetrytyczny. Owalne fragmenty muszli, lub też w wyjątkowych przypadkach całe muszle dochodzące do 1,5 cm wielkości, wypełnione są radialnie zorientowanymi kryształami kalcytu. Szcątki organiczne są silnie przekryształizowane. Jest to początek pierwszego poziomu faunistycznego anizyku wierchowego. Charakterystyczna budowa pasiasta wapieni wywołana jest cyklicznością sedymentacyjną

ciemniejszej pelitowej i jaśniejszej drobnokrystalicznej substancji wapiennej. „Robaczki“ wchodzące w skład wapieni robaczkowych są zazwyczaj pojedyncze, a ułożenie ich jest regularne, równoległe do warstwowania.

2. Wapienie ciemnoszare drobnocukrowate z fauną małżowo-ślimalkową, o miąższości 4 m. Są one miejscami wyraźnie, delikatnie warstewkowane. Obecność warstewek uwarunkowana jest dobrze obtoczonymi i równoległe ułożonymi ziarnami dolomitu. Fauna nieliczna i źle zachowana stwarza duże trudności w identyfikacji. Na zwiertzałych powierzchniach widoczne są charakterystyczne, wydłużone formy (wielkości 1—3 mm), zbudowane z krystalicznego dolomitu. Z. Kotański (1959a) opisuje je jako „rozkruszone szczątki jakichś organizmów (glonów?)“.

3. Wapienie grubocukrowate, dobrze uławicone o miąższości 1 m. Zewnętrznie przypominają piaskowce o spoiwie wapnistym. Wapienie cukrowate, według Z. Kotańskiego (1956d), utworzyły się w wyniku przekrystalizowania piaskowców dolomitowych, powstałych ze zdolomityzowanych a następnie pokruszonych budowli glonowych. Wielkość ziaren od 0,5 mm do 1 mm. Miejscami okruchy dolomitów wietrzeją na kolor żółty, dając drobne smugi do 1,5 mm grubości, o odcieniu jaśniejszym, aniżeli ciemne tło wapienne.

4. Wapienie dolomityczne, ciemne, masywne, drobnocukrowate, o miąższości 2 m, odcinające się ostro od utworów leżących niżej.

5. Wapienie robaczkowe z niewyraźnym warstewkowaniem. Stanowią zbitą masę z gęsto i nieregularnie ułożonymi „robaczkami“. Są to „robaczki“ innego typu, aniżeli opisane w tym samym kompleksie w warstwie 2.

6. Wapienie grubocukrowate, szare, dobrze uławicone, miejscami pasiaste. Zawierają liczną faunę ślimakowo-małżową, w nielicznych przypadkach dobrze zachowaną. Można tu dostrzec formę podobną do *Omphaloptycha stotteri* Klippst oraz inne ślimaki, również z rodzaju *Omphaloptycha* (podstawa oznaczeń: F. Ellenberger, 1958). Skorupki małżów są fragmentaryczne, tak że oznaczenie przynależności nawet rodzajowej napotyka na duże trudności. Wapień zawiera nieliczne silnie przekrystalizowane ooidy, rozrzucone bezładnie w drobnokrystalicznej wapiennej masie. Kształt ich jest na ogół elipsoidalny, czasami okrągły. Zachowały się tylko nieliczne koncentryczne obwódki zewnętrzne. Jądro i otoczki wewnętrzne są niewidoczne, gdyż zastępują je epigenetyczne kryształy kalcytu.

7. Dolomity płytowe żółto wietrzejące, silnie spękane, o miąższości 70 cm. Spąg i strop silnie zaznaczone.

8. Wapienie czarnoniebieskie z nielicznymi robaczkami. Wykazują one ciekawe warstewkowanie szwowe, przypominające szwy stylolitowe (Kotański 1955b). Występujące tu „robaczki“ są regularne, obwiedzione delikatną powłóczką żółtej, marglistej substancji. Miąższość 15 m.

9. Ciemnoszare wapienie dolomityczne, o miąższości 2,5 m. Warstewkowanie i laminacja dobrze widoczne. Tworzą je źle obtoczone okruchy dolomitowe, tworzące warstewkowanie ziarenkowe (Kotański 1955b). Zawierają niewiele „robaczków“. Miąższość 1 m.

10. Wapienie pasiaste i robaczkowe z warstewkowaniem szwowym, o miąższości 1 m. Warstewki z powyższymi szwami są cienkie — od 2 cm do 5 cm.

11. Dolomity płytowe żółto wietrzejące, silnie spękane. W partii stropowej można dostrzec okruchy innych skał, będące efektem erozji śródwarstwowej. Miąższość około 2 m.

12. Wapienie robaczkowe, czarnoniebieskawe o dużej ilości „robaczków“ różnego rodzaju form i kształtów. Miąższość 70 cm.

13. Dolomity płytowe żółto wietrzejące, o miąższości 60 cm.

14. Wapienie drobnocukrowate o warstewkowaniu szwowym, przechodzące ku stropowi w robaczkowe. Miąższość 40 cm.

15. Dolomity płytowe żółto wietrzejące, silnie spękane, o miąższości 50 cm.

16. Wapienie robaczkowe, czarnoniebieskie, o miąższości 11 m. W partii środkowej warstwy zawierają znaczne ilości detrytusu krynoidowego przynależnego do rodzaju *Entrochus* sp., dającego miejscami soczewki o grubości 7 cm. W stropie warstwy krynoidy występują już tylko pojedynczo.

Na tym kończy się wydzielony w profilu I kompleks B. Dominują tu zdecydowanie wapienie robaczkowe i pasiaste, przechodzące nieuchwytnie w wapienie dolomitowe. Dolomity płytowe żółto wietrzejące są charakterystyczne, jednak znaczenie ilościowe ich jest niewielkie. Miąższość kompleksu 42 m. Średni bieg i upad 115/58 N — 117/61 N. Na zachód od profilu wzorcowego teren obniża się, a stok porośnięty lasem utrudnia obserwację. Elementem nawiązującym do głównego profilu (fig. 2) są skałki widoczne na planszy II, zbudowane z wapieni robaczkowych, zawierające krynoidy z rodzaju *Entrochus* (odpowiednik warstwy B14). Korelacja dalej ku wschodowi w profilu Panienek jest nieco trudniejsza. Rozciągłość warstw jest niewidoczna ze względu na piargi, kosodrzewinę i las. Rytmiczność osadzania się sedymentu w profilu Panienek jest dużo mniejsza. Nie pozostaje więc nic innego, jak umieścić warstwy kompleksu B ponad stropem dolomitów cukrowatych kompleksu A, natomiast ich górnej granicy ustalić się nie da. Ukazujący się tu zespół wapieni robaczkowych i pasiastych dużej miąższości (ok. 100 m), wydzielony przez Z. Kotańskiego (1959a), będzie zapewne odpowiednikiem kompleksów B, C, D profilu wzorcowego (fig. 2). Granicy między tymi kompleksami w profilu Panienek nie da się przeprowadzić ze względu na brak charakterystycznego dla profilu I zróżnicowania litologicznego oraz warstw z fauną. Dwa poziomy faunistyczne dolnego anizylku (war-

stwy B1, B2 i B6), w profilu Kominów Tylkowych znalezione po raz pierwszy, były znane z wielu miejsc serii wierchowych. Nie były jednak rozdzielane na dwa poziomy, lecz traktowane jako jeden dolnoamizyjski poziom faunistyczny. W profilu I możliwe jest wydzielenie w kompleksie B dwóch poziomów z mięczakami, nawiązujących do poziomów wydzielonych w strefie Ibrianskiej triasu alpejskiego (Ellenberger 1958). Dokładniej zostaną one omówione we wnioskach charakteryzujących całość utworów anizykiem badanego terenu.

Dokładny profil litologiczny dolnych części tego kompleksu podał Z. Kotański (1955b). Wydzielenia litologiczne z tamtego profilu są zgodne z wydzieleniami opisanymi powyżej. Występują tu tylko drobne różnice miąższościowe wynikające z nieidentyczności miejsca prowadzenia profilu.

C. Dolomity płytowe żółto wietrzejące z wkładkami wapieni robaczkowych.

1. Kompleks rozpoczyna gruby liczący 18 m miąższości poziom drobnocukrowatych dolomitów, wietrzejących na kolor szary. Są one silnie spękane i poprzecinane żyłami (do 3 cm grubości) kalcytu. Dobre uławicenie podkreślają cienkie dochodzące do 50 cm grubości wkładki wapieni ciemnych, miejscami pasiastych, przechodzące w górnych partiach tego poziomu w wapienie robaczkowe.

2. Wapienie robaczkowe, ciemnoniebieskawe z dużą ilością żółtopomarańczowej marglistej substancji, okalającej poszczególne „robaczki“. Zawierają one w niewielkich ilościach okruchy liliowców z rodzaju *Dadocrinus*. Miąższość 6 m.

3. Dolomity płytowe żółto wietrzejące, ostro odcinające się zarówno od warstw spągowych i stropowych. Miąższość 25 m. Przelawicone są trzykrotnie powtarzającymi się wapieniami, częściowo robaczkowymi.

W dolnej części tego zespołu można zauważyć dwukrotne występowanie dolomitowej brekcji śródwarstwowej o niewielkiej miąższości (20—30 cm), złożonej z okruchów dolomitów drobnocukrowatych i spoiwa dolomitycznego, miejscami warstewkowanego.

W kompleksie tym można zauważyć wyraźną przewagę ilościową dolomitów, co stało się podstawą wydzielenia go spośród przeważnie wapiennych utworów anizyku. Warstwy powyższego kompleksu na zachód od profilu (I, fig. 2) giną pod piargiem, natomiast ku wschodowi ulegają redukcji, tak że w profilu Panienek już się nie ukazują. Ciekawym faktem jest występowanie w warstwie (C2) drobnych łodyg liliowców z rodzaju *Dadocrinus*, będącego dobrą formą przewodnią dla dolnego anizyku (Lefeld 1956). Miąższość kompleksu C wynosi 50 m. Biegi i upady wynoszą 115/60 N — 117/63 N.

D. Wapienie robaczkowe z nielicznymi wkładkami dolomitów płytowych.

1. Wapienie robaczkowe, czarnoniebieskie, o miąższości 28 m. Zauważyć tu można pewną rytmiczną prawidłowość przechodzenia wapieni robaczkowych w wapienie bez „robaczków“ lub z niewielką ich ilością. Wapienie robaczkowe są drobnokrystaliczne, natomiast partie wapienia bez „robaczków“ mają strukturę pelitową. Przejście jest bardzo wyraźne i poprzedza je cieniutka (0,5 mm) warstewka substancji ilastej, leżąca w szwie typu zbliżonego do stylolitowego, odgraniczającego od siebie dwa rodzaje wapieni. W górnych partiach wapieni pojawia się ławica z silnie przekrystalizowaną fauną ślimakową. Wnętrza muszelek wypełnione są dużymi kryształami kalcytu. Wielkość skorupek ślimaków waha się od 1 do 3 mm. Zły stan zachowania i silna rekrytalizacja uniemożliwiają oznaczenie fauny.

2. Dolomity szare, płytowe, żółto wietrzejące, dobrze uławiczone, o miąższości 5 m. W stropie dają się zauważyć przejścia do dolomitów cukrowatych i na odwrót.

3. Wapienie robaczkowe ciemne, o miąższości 40 m, czterokrotnie przeławicane niewielkiej miąższości wkładkami dolomitów płytowych. Dość dobrze prześledzić tu można rytmiczność sedymentacji wyrażoną ciągłym powtarzaniem się wapieni ciemnych o warstewkowaniu poziomym i wapieni robaczkowych.

Kompleks D składa się głównie z wapieni robaczkowych. Na wschód i na zachód od profilu I reprezentowany jest w nielicznych skałkach wyłaniających się miejscami spod piargów. Zmiany miąższości wzdłuż rozciągłości warstw są niewielkie i dotyczą tylko dolomitów, które w miarę oddalania się na wschód cienieją a w końcu zanikają zupełnie.

E. Wapienie cukrowate (kompleks E).

Podział wapieni na drobno- i grubocukrowate, stosowany poniżej, oparty jest na wielkości okruchów materiału detrytycznego wchodzącego w skład skały. Wapieniami drobnocukrowatymi nazywane będą wapienie o frakcji detrytusu od 0,1 mm do 0,5 mm, a grubocukrowatymi od 0,6 mm do 1,2 mm.

1. Kompleks rozpoczynają drobnocukrowate wapienie dolomityczne popielatoszare o miąższości 49 cm. Warstwowanie w partiach niższych bardzo dobre, w stropowych słabe. Wapienie cienkoławicowe przechodzą w masywne. Około 50% objętości skały stanowią obtoczone okruchy dolomitów wykazujące struktury pelitowe, czasami organogeniczne i pseudoooidowe. Przeważają kształty owalne i elipsoidalne. Stopień wysortowania słaby, okruchy mają wielkość od 0,1 mm do 1,0 mm. Najczęściej występuje frakcja od 0,2 mm do 0,4 mm. Szczałki organiczne sta-

nowią 3—4% skały; są to głównie fragmenty członów liliowców z rodzaju *Encrinus*. Spoiwem jest drobnokrystaliczny kalcyt.

2. Dolomity płytowe żółto wietrzejące, dobrze uławiczone. Granica spągowa i stropowa ostra. Miąższość 1,5 m.

3. Grubocukrowate, szare wapienie dolomityczne, dobrze warstewkowane, o miąższości 4 m. Warstewkowanie spowodowane jest naprzemianległym występowaniem detrytusu dolomitowego o frakcji 0,7—1,0 mm, oraz drobniejszego detrytusu o frakcji 0,3—0,6 mm. Detrytus składa się w głównej swej masie z dość dobrze obtoczonych fragmentów wapieni pelitowych oraz szczątków organicznych, głównie liliowców z rodzaju *Encrinus*. W pewnych partiach skały zauważyć można warstewkowanie frakcjonalne. Okruchy detrytyczne spaja drobnokrystaliczny kalcyt.

4. Drobnocukrowate szare wapienie dolomityczne, o miąższości 6 m, z licznymi szczątkami liliowców z rodzaju *Encrinus*, stanowiącymi 5—8% objętości skały. Pozostała część osadu to dobrze wysortowany detrytus dolomitowy, oraz spoiwo kalcytowe w objętości 20—25% skały i złożone z drobnoziarnistego kalcytu wypełniającego ściśle przestrzenie między okruchami wapieni, dolomitów i krynoidów. Tekstura bezładna, zbita.

5. Grubocukrowate szare wapienie dolomityczne dobrze warstewkowane, składające się głównie z detrytusu dolomitowego, według przypuszczeń Z. Kotańskiego (1956d, 1959b), pochodzącego z rozkruszenia budowli glonowych uprzednio zdolomityzowanych. Detrytyczne okruchy są dobrze obtoczone, dając struktury wielkości 0,6—0,8 mm. Nieliczne z nich powleczone są nieregularną ciemną, pelitową substancją. Są to onkoidowe, zapewne glonowe otoczki, którym J. H. Johnson (1954) przypisuje pochodzenie sinicowe. Nielicznie występują silnie przekrystalizowane ooidy z dobrze zaznaczoną strukturą promienistą i bardzo słabo zaznaczoną strukturą koncentryczną. Jądra uległy całkowitej rekrytalizacji i nie są dostrzegalne. Struktury promieniste zaznaczają się w partiach wewnętrznych ooidów, nie przecinając strefy zewnętrznej. L. Cayeux (1935) oraz N. D. Newell, E. G. Purdy i J. Imbrie (1960) uważają, że takie struktury radialne są diagenetyczne. Zrekrytalizowane jądra zawsze przeważają objętościowo nad nielicznymi (1—2) otoczkami. Miąższość 4 m.

6. Szare drobnocukrowate wapienie dolomityczne z licznymi silnie pokruszonymi krynoidami. Warstewkowanie bardzo delikatne, związane z równolegle ułożonymi okruchami dolomitu. Ilość detrytusu dolomitowego jest dużo mniejsza, aniżeli w poprzednio opisywanych typach litologicznych kompleksu E, i dochodzi do 30%. Resztę objętości skały stanowi pelitowe spoiwo wapniste. Miąższość 11 m.

7. Diploporowe wapienie drobnocukrowate. Na powierzchniach zwietrzałych widoczne są podłużne wypukłości zbudowane z białego krystalicznego kalcytu, nazwane przez Z. Kotańskiego (1959a) „wyrostkami“.

Są to w obrazie mikroskopowym skupienia grubokrystalicznego kalcytu. Partie skał z „wyrostkami“ są wyraźnie równolegle warstewkowane. „Wyrostki“ są zazwyczaj swą dłuższą osią zorientowane zgodnie z warstwowaniem, co świadczy o ich związku z procesem sedimentacji i dowodzi ich synsedymenacyjnego pochodzenia. Zdaniem Z. Kotańskiego, mogą to być zrekrytalizowane szczątki glonów. Wapienie z wyrostkami leżą w dolnej części wydzielonego poziomu, a wyżej pojawiają się dobrze uławiczone wapienie diploporowe. Występujące tu diplopory, według oznaczeń doc. dra Z. Kotańskiego, reprezentują formy *Physoporella pauciforata* (Gümb.), *Ph. prealpina* Pia, *Diplopora annulatissima* Pia, *Macroporella* sp., *Griphoporella* sp. oraz inne formy na razie nie oznaczone. Materiał diploporowy jest silnie pokruszony i zrekrytalizowany. Objętość jego w osadzie dochodzi do 80%, co upoważnia do nazywania powyższych utworów wapieniami diploporowymi. Okruchy diplopor niewielkie (0,4—2 mm) są w większości dobrze obtoczone. Wśród detrytusu diploporowego można zauważyć szczątki krynoidów, śródwarstwowe okruchy dobrze obtoczonych wapieni o strukturze pelitowej, fragmenty glonów z rodziny Solenoporaceae oraz niewyraźne skupienia pelitowe w formie kuleczek czy gruzełków, wielkości 0,2—0,4 mm, które L. Cayeux (1935) określa jako „structure grumeleuse“, powstałe na drodze zróżnicowanej diagenety pierwotnego osadu. Spoiwem zlepiającym okruchy jest drobnokrystaliczny kalcyt, tworzący miejscami dość duże nieregularne krystaliczne gniazda. W wielu przypadkach, sądząc po kształcie, powstał on z całkowitej rekrytalizacji szczątków organicznych, których pierwotne zarysy są dość dobrze zachowane. Skała posiada strukturę bezładną, zbitą.

W poziomie tym prześledzić można dużą zmienność facjalną. Na zachód od omawianego profilu (I), w Zdrapiskach, diplopory występują nielicznie. W osadzie pojawia się, poza mającym nadal dużą przewagę ilościową detrytusem organicznym, detrytus nieorganiczny, dający często struktury pseudoooidowe. Są to drobne formy kulistego kształtu, zbudowane z jednorodnej ciemnej, pelitowej substancji. Spotkać również można szczątki krynoidów powleczone często obwódką onkoidową niewielkiej grubości — 0,1—0,2 mm. Struktury onkoidowe często okalają okruchy wapieni pelitowych oraz fragmenty diplopor, z których można tu było oznaczyć tylko gatunek *Diplopora annulatissima* Pia. Wnętrza diplopor wypełnione są tym samym materiałem detrytycznym, który jest dominującym składnikiem skały, oraz powłokami onkoidowymi. Ciekawe są drobne fragmenty organiczne w ilości 2—3% skały, kształtu rurkowatego, wypełnione ciemną substancją pelitową, których przynależność systematyczna jest na razie niewyjaśniona. Rurki często się dichotomicznie rozgałęziają lub tworzą formy laseczkowate z jednej strony kołpakowato zamknięte. Sporadycznie występują szczątki glonów z rodziny Solenoporaceae (Johnson 1946) i drobne fragmenty mszywio-

łów. Wszystkie powyższe szczątki, zarówno organicznego jak i nieorganicznego pochodzenia, cementuje drobnokrystaliczne, miejscami pelitowe spoiwo wapieniste. Okruchy wapienne przeważnie zorientowane są swą dłuższą osią równoległe do uławicenia. Na wschód od wzorcowego profilu (I), w stronę Panienek, detrytus nieorganiczny ulega prawie całkowitemu zanikowi, a jego miejsce zajmują bardzo dobrze zachowane diplopory z rodzaju *Physoporella*, *Macroporella* i *Diploporella*, dochodzące do 2 cm długości i stanowiące 90% skały. Materiał diploporowy jest autochtoniczny lub redeponowany z niewielkiej odległości. Świadczy o tym dobre zachowanie szkieletów diplopor oraz wypełnienie ich tym samym materiałem, który je spaja. Wyraźna jest zmienność litologiczna ze wschodu na zachód. Najpierw mamy do czynienia z bardzo dobrze zachowanymi diploporami i dużą ich ilością, dalej na zachód w profilu (I) jest ich mniej i są gorzej zachowane, w końcu na Zdrapiskach występują one już tylko sporadycznie.

8. Jasnoszare grubocukrowate wapienie dolomityczne, dobrze uławiczone i warstewkowane o miąższości 3 m. Na powierzchniach zwierzających widoczne są okruchy wapienne i dolomitowe, tworzące charakterystyczną siateczkę żyłek bardziej od spoiwa odpornych na wietrzenie (wapienie „siateczkowe“ — Kortański 1956d, 1959a, b).

9. Wapienie grubocukrowate z licznymi „robaczkami“ typu spływowego. „Robaczki“ otoczone są żółtą marglistą substancją. Dobrze widoczne jest warstewkowanie równoległe do powierzchni ławic. Miąższość 13 m.

10. Wapienie grubocukrowate z licznymi „wyróstkami“ dolomitowymi oraz sporadycznie występującymi fragmentami diplopor. Wapienie pocięte są licznymi żyłkami kalcytu. Miąższość 12 m.

11. Dolomity płytowe, szare, żółto wietrzejące, spękane. Miąższość 1 m.

12. Wapienie drobnocukrowate, ciemnoszare, z pojedynczymi fragmentami łodyżek liliowców z rodzaju *Encrinus*.

13. Dolomity płytowe żółto wietrzejące, o miąższości 1 m.

14. Wapienie drobnocukrowate, szare, cienkoławicowe, oddzielone ostrą granicą od leżących w ich stropie i spągu dolomitów. Miąższość 6 m.

15. Dolomity płytowe, drobnokrystaliczne, wietrzejące na kolor popielatożółty. Poprzecinane są grubymi (3 cm) żyłkami krystalicznego dolomitu. Miąższość 2 m.

16. Wapienie drobnocukrowate, jasnoszare kończą kompleks E. Miąższość 5 m.

Jak wynika z przedstawionego powyżej szczegółowego profilu litologicznego, w kompleksie E dominują wapienie cukrowate, przeławiczone niewielką ilością dolomitów. Skały tego kompleksu wyraźnie zaznaczają się w morfologii terenu. Granicę południową i północną stanowią ostro zarysowujące się w morfologii skałki. W kierunku na zachód od profilu I

(pl. II) omawiany kompleks ulega niewielkiej redukcji sedymentacyjnej, natomiast ku wschodowi redukcja jest bardzo duża i w profilu Panienek (pl. I) warstw kompleksu *E* nie ma już właściwie zupełnie. Występujące skałotwórcze w kompleksie *E* diplopory wskazują, zdaniem doc. dra Z. Kotańskiego, na górny anizyk (pelson-illyr). Miąższość kompleksu *E* wynosi około 180 m. Biegi i upady są stałe — 118/60 N — 120/62 N.

F. Wapienie pasiaste, często robaczkowe, przeławiczone żółto wietrzejącymi dolomitami płytowymi.

1. Zespół dolomitów dużej miąższości (20 m) tworzy poziomy upłaz o szerokości 25 m na północ od skałek kończących kompleks *E*. Ostro odcinają się one od spągowych wapieni. Dolomity są szare, drobnokrystaliczne, płytowe, wietrzejące na kolor popielatożółty.

2. Wapienie ciemnoniebieskawe, drobnokrystaliczne, miejscami pasiaste, dobrze uławiczone. Zauważyć można nieliczne zaburzenia spływowo, wyrażające się obecnością pojedynczych „robaczków“ często poprzerrywanych. Tworzą one pierwszy rząd (pl. V).

3. Dolomity płytowe żółto wietrzejące, drobnokrystaliczne, silnie spękane, o miąższości 9 m. Dwa metry od spągu pojawia się 50-centymetrowej grubości warstwa wapienistych szaro-brązowych dolomitów z pojedynczymi bardzo dobrze wykształconymi i wypreparowanymi w procesie wietrzenia „robaczkami“. Skała jest dobrze równolegle warstwowana. „Robaczki“ otoczone grubą, 2—3 milimetrową powłoką marglistej żółtej substancji leżą prawie zawsze przekątnie do warstwowania. Materiał wapienno-pelitowy tworzący „robaczki“ jest ciemnoniebieskiego koloru i tym odcina się od jasnego tła dolomitowo-wapiennego.

4. Wapienie robaczkowe niebieskawoczarne, wchodzące w skład II rzędu. Charakteryzują się ciągłymi przejściami wapieni pasiastych w robaczkowe. Ku stropowi przechodzą w wapienie dolomityczne. Miąższość 28 m.

5. Dolomity płytowe, szare, żółto wietrzejące, silnie spękane. Zauważyć w nich można liczne żyły kalcytu, dochodzące do 4 cm grubości. Miąższość 1 m.

6. Wapienie dolomityczne ciemnoszare, drobnokrystaliczne, dobrze uławiczone. Miąższość 4 m.

7. Dolomity płytowe, drobnokrystaliczne, szare, miejscami lekko różowe, wietrzejące na kolor popielaty. Miąższość 1,5 m.

8. Wapienie dolomityczne, ciemne, zbite. Występują nieliczne struktury robaczkowe. Miąższość 7 m.

9. Dolomity płytowe żółto wietrzejące, silnie spękane. Miąższość 1,5 m.

10. Wapienie dolomityczne, ciemnoszare, zbite. Miąższość 10 m.

11. Dolomity płytowe żółto wietrzejące, spękane. Miąższość 9 m. Zespół dolomitów i wapieni dolomitycznych warstw od 5 do 11 E tworzy trzeci zleńb.

12. Wapienie głównie pasiaste z nielicznymi partiami robaczkowymi, dobrze warstewkowane. Miąższość 32 m. Warstewkowanie wywołane jest naprzemianległym ułożeniem warstewek jasnej, pelitowej substancji i warstewek ciemnych, w skład których wchodzi dobrze obtoczone detrytyczne okruchy o strukturze pelitowej, mające często postać pseudo-ooidów. Wielkość ich utrzymuje się w przedziale od 0,1 mm do 0,3 mm. Warstewki są nieregularne, często cienieją lub zupełnie zanikają. Przejście wapieni pasiastych w robaczkowe jest zawsze ostre. Związane jest to z odmiennym typem, genezą oraz warunkami osadzania się materiału wchodzącego w skład wapieni robaczkowych. Według Z. Kotańskiego (1955b), czynnikiem powodującym powstanie struktur robaczkowych były zsuwy podmorskie i związane z nimi procesy mechanicznego rozrywania osadu już lekko zdiagenezowanego.

13. Dolomity miejscami płytowe, drobnocukrowate wietrzejące na kolor żółty lub różowy. W partiach stropowych silnie spękane, przechodzą w brekcję śródwarstwową, składającą się z nieuwarstwionych ostrokrawędzistych kawałków dolomitów żółto wietrzejących w dużym przedziale wielkości (0,2—6 cm). Spajają je drobne okruchy dolomitów od 0,3 mm do 1,0 mm oraz pelit dolomityczny o zabarwieniu różowo-ceglastym.

14. W spągu pojawia się ciekawy typ brekcji spływowej, podobnej do opisywanej przez Z. Kotańskiego (1955b) z Kalackiej Turni, Organów i Kominów Dudowych. W skład jej wchodzi fragmenty ciemnych wapieni, o kształtach przeważnie wydłużonych, oraz fragmenty muszel małżów. Stanowią one 30—40% skały. Fragmenty tkwią w spoiwie wapienistym o strukturze pelitowej, są w większości lekko obtoczone. Fragmenty wapienne posiadają struktury pelitowe lub w nielicznych przypadkach drobnokrystaliczne. Nie dają one w obrazie mikroskopowym ostrej granicy ze spoiwem, jak to pozornie makroskopowo wygląda. Pochodzą prawdopodobnie z pokruszenia już w tym czasie lekko zdiagenezowanego materiału tworzącego wapienie pasiaste. Skorupki małżów są zupełnie przekrystalizowane i niemożliwe do identyfikacji. Niewielkie obtoczenie oraz cienkie i silnie wydłużone fragmenty brekcji świadczą o niezbyt długim transporcie. Miąższość 3 m.

15. Powyżej brekcji, a często nawet ząębając się z nią, leży charakterystyczny poziom silnie przekrystalizowanych wapieni oolitowych, o miąższości 1 m. Ooidy stanowią około 80% objętości skały. Kształt ich

jest zazwyczaj elipsoidalny i tylko wyjątkowo kulisty. Materiał ooidowy wykazuje dobre wysortowanie i wielkość wszystkich form mieści się w przedziale 0,8—1,0 mm. Ilość otoczek waha się w granicach 1—2. Takie formy L. V. Illing (1954) i M. Carozzi (1960) nazywali „superficial oolites“. Zdarzają się jednak ooidy o większej ilości otoczek, które P. Niggli (1952) nazwał owulitami („Owulith“), a M. Carozzi (1960) „normal oolites“. Jądra ooidów są zazwyczaj niewidoczne; zastępują je radialne kryształki kalcytu zorientowanego prostopadle do powierzchni ooidu. L. Cayeux (1935) oraz N. D. Newell, E. G. Purdy i J. Imbrie (1960) traktują struktury radialne jako diagenetyczne, zwracając uwagę na przecinanie przez nie powłok ooidów. Ostatnio wymienieni autorowie ooidy o strukturach radialnych nazywają sferulitami („spherulites“). Granica ooidów ze spoiwem, które stanowi około 20% objętości skały, jest często niewyraźna. Ooidy otacza zazwyczaj cienka powłoczka drobnopziarnistego kalcytu, różniącego się mniejszym stopniem krystalizacji od silnie zrekrystalizowanego wtórnie spoiwa. Powłoczka ta jest prawdopodobnie rezultatem resorpcji kalcytu spoiwa przez ooid. W skale występują dwa typy ooidów: 1) ooidy brunatno-zielone z wyraźnie zaznaczoną budową koncentryczną i 2) ooidy jasne z jedną otoczką ciemniejszą bez wewnętrznych struktur koncentrycznych.

Brunatno-zielone zabarwienie ooidów pierwszego typu spowodowane jest zapewne obecnością substancji bitumicznej organicznego pochodzenia, o czym świadczą zauważalne pod dużym powiększeniem, inkludowane pomiędzy otoczki, fragmenty organiczne (sinice?). W nielicznych przypadkach ooidy przekryształizowane są zupełnie i w obrazie mikroskopowym widoczne są jako formy elipsoidalnego kształtu wypełnione kryształami kalcytu. Poszczególne ooidy na powierzchniach zwiertrażonych tworzą drobne, czarne punkciki wyraźnie odbijające od jasnego spoiwa. Śledząc poziom oolitowy na znacznej przestrzeni wzdłuż biegu warstw, stwierdzić można, że jest to bardzo charakterystyczny, łatwy do identyfikacji i mogący służyć jako przewodni, poziom litologiczny w utworach lądynu serii Kominów Tylkowych. Wchodzi on w skład IV rzędu (pl. V).

16. Ciemnoszare wapienie pasiaste. Należą tu najbardziej charakterystyczne i łatwe do rozpoznania tego typu wapienie w całym profilu środkowego triasu. Budowa pasiasta jest regularna i można ją obserwować na znacznej rozciągłości. Wywołana jest naprzemianległym ułożeniem warstewek ciemnej drobnocukrowatej substancji wapiennej od 4 mm do 8 mm grubości oraz warstewek jasnego marglistego materiału od 3 mm do 6 mm grubości. Pasma ciemniejsze warstewkowane frakcjonalnie, zbudowane są z okruchów wapieni o strukturze pelitowej, dobrze obtoczonych, przypominających często pseudoooidy. Wielkość ich jest bardzo mała i waha się w granicach 0,05—0,2 mm. W skład warstewek jaśniejszych wchodzi materiał wapienno-ilasty o strukturze pelitowej.

Warstewki ciemne leżą zawsze ostrą granicą na jasnych. W spągu warstewek ciemnych znajduje się materiał grubszy, słabo obtoczony, a w stropie drobniejszy, bardzo dobrze obtoczony.

17. Dolomity płytowe żółto wietrzejące, silnie spękane, mało zróżnicowane. Miąższość 7 m. Tworzą żleb pomiędzy IV i V rzędem.

18. Wapienie pasiaste miejscami zdolomityzowane, jasnoszare. Miąższość 15 m. W spągu pojawiają się wapienie robaczkowe typu spływowego. Tworzą one niezbyt grube (do 60 cm) wkładki wśród wapieni pasiastych. Materiał spajający „robaczki“ jest zupełnie innego typu, aniżeli się to powszechnie spotyka. Tło skalne otaczające rozdrobnione „robaczki“ jest koloru różowo-ceglastego. Związane jest to prawdopodobnie z lekkim spłyconiem zbiornika i dostarczeniem większej ilości substancji żelazistej.

19. Dolomity drobnocukrowate, szare, wietrzejące na kolor popielato-żółty, nieuławicone, silnie spękane. Miąższość 5 m. Znajdują się w żlebie pomiędzy V i VI rzędem (pl. V).

20. Wapienie drobnocukrowate, ciemnoszare, dobrze uławicone, miejscami zdolomityzowane, z nielicznymi słabo zachowanymi szczątkami fauny. Miąższość 8 m.

21. Dolomity grubocukrowate szare, na powierzchniach zwietrzałych popielato-brązowe. Miąższość 5 m. Widoczne są tu trzy niewielkiej miąższości (40 cm) poziomy brekcji śródwarstwowej o wielkości okruchów od 0,5 cm do 1,5 cm. Tworzą żleb pomiędzy VI i VII rzędem (pl. V).

22. Wapienie pasiaste, jasnoszare, dobrze uławicone, silnie spękane. Miąższość 9 m.

23. Dolomity drobnocukrowate, szare, nieuławicone, silnie pocięte żyłkami dolomitu. Miąższość 4 m.

24. Wapienie dolomityczne ciemnoszare, lekko warstewkowane. Miąższość 12 m. Wchodzą w skład VIII rzędu.

Warstwy wydzielone powyżej tworzą 260-metrowej miąższości kompleks *F*, złożony z naprzemianległych wapieni pasiastych i robaczkowych, przeławiconych dolomitami płytowymi żółto wietrzejącymi. Wapienie są bardziej odporne aniżeli dolomity i tworzą charakterystyczny krajobraz Rzędów (Kotański 1959a). Prześledzić je można wyraźnie zarówno od strony Doliny Kościeliskiej, jak i od strony Doliny Chochołowskiej. Upady północne we wschodniej części masywu Kominów Tylkowych przechodzą w południowe w jego części zachodniej. Rzędy, których w tym kompleksie jest osiem, zanikają w kierunku wschodnim i na Panienkach widoczne są już tylko dwa z nich (I i II — pl. I), natomiast warstwy tworzące pozostałe rzędy uległy redukcji sedymentacyjnej. Fauna w kompleksie *F* jest bardzo nieliczna i źle zachowana. Ciekawa jest cykliczność osadów, która dokładniej będzie wyjaśniona w omówieniu stratygraficzno-litologicznym wszystkich kompleksów.

G. Dolomity cukrowate przeławiczone dolomitami żółto wietrzejącymi.

1. Dolomity drobnocukrowate, szare, nieuławiczone, silnie splekane, poprzecinane żyłkami kalcytu, w partiach spągowych i stropowych wapieniste. Przejścia dolomitu w wapień są nieuchwytnie. Miąższość 8 m.

2. Dolomity grubokrystaliczne, białe, przechodzące miejscami w różowe. Poszczególne kryształy dolomitu dochodzą do 4 mm średnicy. Liczne splekania wypełnione są różową lub pomarańczową substancją marglistą. Miąższość 6 m.

3. Dolomity grubocukrowate, ciemnoszare, gruboławicowe, tworzące dobrze widoczne w górnych partiach Dolinki Smytniej strome skałki. Poziom ten jest niezróżnicowany, monotony. Miąższość 26 m.

4. Dolomity organodetrytyczne ciemnoszare, zbite, dobrze uławiczone. Około 80% skały stanowi materiał detrytyczny, składający się z redeponowanych okruchów dolomitów pseudoolitowych. W okruchach skalnych, zazwyczaj dobrze obtoczonych, można zauważyć liczne pseudoooidy, silnie zrekrystalizowane i obwiedzione ciemną pelitową powłóczką. Wielkość okruchów skalnych mieści się w przedziale 0,3—2 mm. Rozmiary struktur pseudoooidowych, które są kształtu elipsoidalnego, wahają się w granicach 0,1—0,4 mm. Większe fragmenty skalne zawierają od 3 do 6 pseudoooidów, mniejsze przeważnie po jednym pseudoooidzie pokrytym ciemną pelitową substancją dolomitową. Często występują w skale szczątki drobnych diplopor (zdaniem doc. dra Z. Kotańskiego mogą to być formy z rodzaju *Acicularia*) oraz glonów z rodziny Solenoporaceae, a także fragmenty szkarłupni, otwornic i ślimaków, których ze względu na zły stan zachowania nie można oznaczyć. Szczątki detrytyczne w wielu przypadkach powleczone są obwódka onkoidową, zachowującą często pozacierane struktury organiczne. J. Pia (1927) tego typu utwory, bez wyraźnych struktur organicznych z obcym materiałem w jądrze, nazywa onkolitami („Onkolithi“). Podobne struktury, według M. Kirchmayera (1962), mogą w pewnych warunkach tworzyć się na drodze chemicznej i wtedy utwory takie należy zaliczyć do ooidów. Granica szczątków detrytycznych ze spoiwem jest bardzo wyraźna. Spoiwo złożone jest z pelitowej substancji dolomitycznej, ściśle wypełniającej przestrzeń między okruchami, i wykazuje często strukturę gruzelkową („structure grumeleuse“), która — według L. Cayeux (1935) — powstaje na drodze przeobrażenia chemicznego pierwotnego mułu wapiennego.

5. Dolomity organogeniczne, gruboławicowe, złożone głównie ze skorupiek małżów, ślimaków, ułożonych równolegle do powierzchni uławiczenia, dzięki czemu skała posiada wyraźną teksturę kierunkową. Wielkość skorupiek mieści się w przedziale 0,2—1 cm. Skorupki ślimaków wypełnione są obcym osadem, co świadczy o redepozycji fauny, jednak droga przebyta musiała być niewielka, o czym wnioskować można na

podstawie dobrego zachowania fauny. W skład osadu wypełniającego skorupki wchodzi szczątki organiczne kulistego lub elipsoidalnego kształtu zupełnie zrekrystalizowane. Mogą to być zrekrystalizowane ooidy, jednak bardziej prawdopodobne jest uważanie tych form za zrekrystalizowane szczątki organiczne, gdyż — według S. Dżułyńskiego (1952) — węglan wapnia związany w struktury organiczne ulega łatwiejszemu przejściu w grubokrystaliczny agregat kalcytu, jaki właśnie w powyższym przypadku możemy zauważyć, aniżeli ten sam węglan wapnia powstały na drodze chemicznego wytrącenia. W skład materiału wypełniającego skorupki wchodzi też formy pseudoooidowe wielkości 0,1—0,3 mm, tworzące skupienia ciemnej pelitowej substancji. Są to, być może, fekalia morskich bezkręgowców opisywane przez H. B. Moore'a (1939) oraz E. C. Dapplesa i J. F. Romingera (1945) jako „faecal pellets“. Spoiwo składa się z pelitowej substancji dolomitycznej oraz drobnopokruszonych muszli małżów i ślimaków. W poziomie tym widoczne jest doskonałe warstewkowanie, polegające na ciągłym powtarzaniu się warstewek ciemnych z liczną fauną oraz warstewek jaśniejszych utworzonych ze zbitej substancji pelitowej.

6. Dolomity płytowe żółto wietrzejące, spękane. Miąższość 2 m.

7. Dolomity organodetrytyczne, dobrze uławiczone, ciemnoszare z licznymi onkoidami, skorupkami małżów, okruchami łodyżek liliowców i słabo obtoczonymi fragmentami ciemnej pelitowej substancji dolomitowej. Onkoidy (Heim 1916) zbudowane są z nieregularnej, postrzępionej na brzegach, jednak zachowującej budowę koncentryczną, mikroorganicznej, ciemnej pelitowej substancji sinicowego pochodzenia (Johnson 1954, Radwański 1965), otaczającej przeważnie skorupki małżów. Wielkość ich jest silnie zróżnicowana i waha się w przedziale 0,4—4 cm. Onkoidy przyjmują przeważnie kształt jądra, chociaż zdarzają się onkoidy, których forma jest zupełnie niezwiązana z jądrem i tworzy jednokierunkowe narośla. Jądro stanowi zazwyczaj niewielki procent objętości całego onkoida. W wielu przypadkach onkoidy, poza jądrem, zawierają w powłokach drobny materiał detrytyczny. Liczne są onkoidy, w których powłoczki narastały tylko do góry i na boki, natomiast część dolna, na której jądro onkoidu leżało w czasie „obrastania“ na dnie zbiornika, jest ich pozbawiona. Takie formy V. P. Maslov (1960) zalicza do morfotypu *Osagia nubeculariformis*. Genezę struktur onkoidowych A. Heim (1916) wiązał z działalnością kolonijnych bakterii. F. J. Pettijohn (1949) określał je jako „algal pisolites“. J. K. Johnson (1954) uważa, że powstanie onkoidów związane jest z działalnością sinic. S. Dżułyński (1952) sądzi jednak, że podobne struktury mogą się również tworzyć w drodze rekrytalizacji z pierwotnego osadu przez wyodrębnienie się skupień szarego kalcytu z masy skrytokrystalicznego osadu wapiennego. Ostatnio A. Radwański (1965), opracowując mikrofacjalnie retyk wierchowy, doszedł do podobnych wniosków jak uprzednio wymienieni autorzy i struktury on-

koidowe wiąże z działalnością organizmów glonowych, podając przy tym ich częściową systematykę. Jego spostrzeżenia, pierwsze w literaturze polskiej, wywołały duży wpływ na poglądy innych badaczy, którzy mają do czynienia ze strukturami typu onkoidowego. Onkoidy stanowią 70—80% skały. Spoiwem jest drobnokrystaliczny lub mający strukturę pelitową dolomit.

8. Dolomity płytowe żółto wietrzejące kończą sedymentację triasu środkowego serii Kominów Tylkowych. Ich miąższość wynosi 4 m.

Kompleks G jest jedynym kompleksem o stałej miąższości warstw wynoszącej około 70 m (pl. I). W jego skład wchodzi wyłącznie dolomity organodetrytyczne, wietrzejące na kolor szary, i dolomity żółto wietrzejące. Opis litologiczny nie jest sporządzony, tak jak to było uprzednio, na podstawie profilu wzorcowego (I), lecz poszczególne ogniwa opisywane były z wychodni znajdujących się na całej rozciągłości kompleksu, w nawiązaniu do warstw reperowych G2, i prześledzone na całej ich rozciągłości od Panienek do górnych partii Dolinki Smytniej, gdzie wchodzi one tunelowo pod przykrywające je warstwy kompleksu F. Występująca tu licznie fauna nastęrcza duże trudności w wypreparowaniu ze skały i, co się z tym wiąże, w oznaczeniu.

PODSTAWY STRATYGRAFII ŚRODKOWEGO TRIASU SERII KOMINÓW TYLKOWYCH

Anizyk

Utwory anizyjskie w serii Kominów Tylkowych w świetle nowych badań obejmują warstwy należące do kompleksów A, B, C, D i E. W skład ich wchodzi dwa odrębne, zróżnicowane litologicznie zespoły skalne. Granica między nimi zaznacza się wyraźnie w morfologii (pl. II i VI). Pierwszy z nich, tworzący łagodne zbocza nad Przełęczą Iwaniacką, ciągnie się do rozległego pasa stromych skałek (150 m nad Przełęczą Iwaniacką). Zespół ten, składający się z naprzemianległych warstw wapieni robaczkowych i dolomitów żółto wietrzejących, jest — szczególnie w partiach dolnych — silnie litologicznie zróżnicowany. Dolomity cukrowate występujące w jego spągu (kompleks A — pl. II) są w anizyku zupełnie wyjątkowym ogniwem, mającym duże znaczenie stratygraficzne, tym bardziej że występują w wielu seriach wierchowych, autochtonicznych i fałdowych (Kotański 1959a, b, 1961). Stanowią one tutaj stały poziom, ulegający niewielkiej redukcji sedymentacyjnej na Panienkach. Nad nimi leży dużej miąższości zespół wapieni robaczkowych i dolomitów żółto wietrzejących kompleksu B i C (pl. II), który należy zaliczyć, wspólnie z kompleksem A, do dolnego anizyku (hydasp). Podstawą do takiego zaklasyfikowania było znalezienie po raz pierwszy na miejscu (kompleks C) fauny z rodzaju *Dadocrinus* oraz stwierdzenie poziomu faunistycznego z *Omphaloptycha stotteri* Klippst, będącej odpowiednikiem.

I poziomemu ślimakowo-maźlowego wydzielonego w triasie briansońskim, bliskim litologicznie triasowi wierchowemu i często z nim porównywanym (Kotański 1959b, 1964; Debelmas 1961), i należącego do dolnego anizyku. Zarówno więc pozycja stratygraficzna, jak i fauna, przemawia za dolnoanizyjskim wiekiem kompleksów A, B i C. Leżące wyżej warstwy kompleksu D można zaliczyć do górnego hydaspu, co wynika z ich położenia pod udokumentowanymi florystycznie utworami pelsonu i illyru (kompleks E). Warstwy te były również i uprzednio zaliczane do dolnego anizyku (Kotański 1959a, b), a ich przynależność stratygraficzna została obecnie potwierdzona nowymi znaleziskami flory środkowo- i górnoanizyjskiej w warstwach nieco wyższych (kompleks E). Ponieważ w kompleksie D nie znaleziono diplopor ani żadnej fauny przewodniej, celowe jest zaliczenie go w całości do dolnego anizyku (górnego hydaspu) i postawienie granicy pomiędzy anizykiem dolnym i środkowym w spągu wapieni cukrowatych (kompleks E), zaczynających nowy cykl sedymentacyjny, a nie w spągu kompleksu D.

Skąły tworzące zupełnie odmienny zespół litologiczny, opisane w kompleksie E, a składające się z wapieni cukrowatych z cienkimi przeławiczeniami dolomitów w partiach stropowych, są wieku górnoanizyjskiego, udokumentowanego paleontologicznie. Występujące tu diploporę *Physoporella pauciforata* (Gümb.) i *Ph. prealpina* Pia, według opinii doc. dra Z. Kotańskiego, wyraźnie wskazują na pogranicze pelson — dolny illyr. *Diplopora annulatissima* Pia występuje zarówno w anizyku wraz z *Physoporella pauciforata* (Pia 1921) jak i w najniższym lądynie, razem z *Diplopora annulata* (Herak 1957). Górnoanizyjski kompleks E, najpełniej rozwinięty na linii profilu I (pl. I i VI), w kierunku Panienek ulega całkowitej redukcji. Kończy on sedymentację utworów anizyjskich w serii Kominów Tylkowych.

W całym anizyku można wyraźnie prześledzić dużą redukcję miąższości osadów na Panienkach w stosunku do najlepiej rozwiniętego anizyku na linii profilu I (pl. I, V i VI). Zmiany litologiczno-facjalne wzdłuż rozciągłości warstw ze wschodu na zachód są również bardzo wyraźne. Polegają one na zaniku sedymentu dolomitowego z profilu I na rzecz osadów wapiennych w profilu Panienek i na przechodzeniu dolomitów płytowych żółto wietrzejących w zbite białe dolomity, grubokrystaliczne na Panienkach.

Fauna anizyjska, występująca w serii Kominów Tylkowych w dwóch wyraźnych poziomach (B₆ i D₁), jest — być może — odpowiednikiem dwóch poziomów faunistycznych występujących w tych samych środkowotriasowych utworach alpejskich strefy briansońskiej. Poziomy faunistyczne anizyku i lądynu są tam dokładnie opracowane i mogłyby być doskonałym materiałem porównawczym dla serii wierchowych, gdyby nie zły stan zachowania fauny w tych ostatnich. Nie można jednak mówić o przewodnim znaczeniu tej fauny, gdyż — zdaniem F. Ellenber-

gera (1958) — po dokładnym oznaczeniu wszystkich gatunków oraz opracowaniu paleontologicznym, rola stratygraficzna anizyjskiej fauny ślimakowo-maźłowej będzie znikoma. Wielkie natomiast znaczenie stratygraficzne mają tu diplopory, występujące na ogół we wspólnych poziomach z fauną mięczaków. W seriach wierchowych jednak najniższy poziom diploporowy z *Oligoporella* (Ellenberger 1958) nie został dotychczas znaleziony. Istnieje tu dopiero drugi poziom z *Physoporella pauciforata*, *Ph. prealpina*, *Diploporella annulatissima* i *Macroporella* sp.

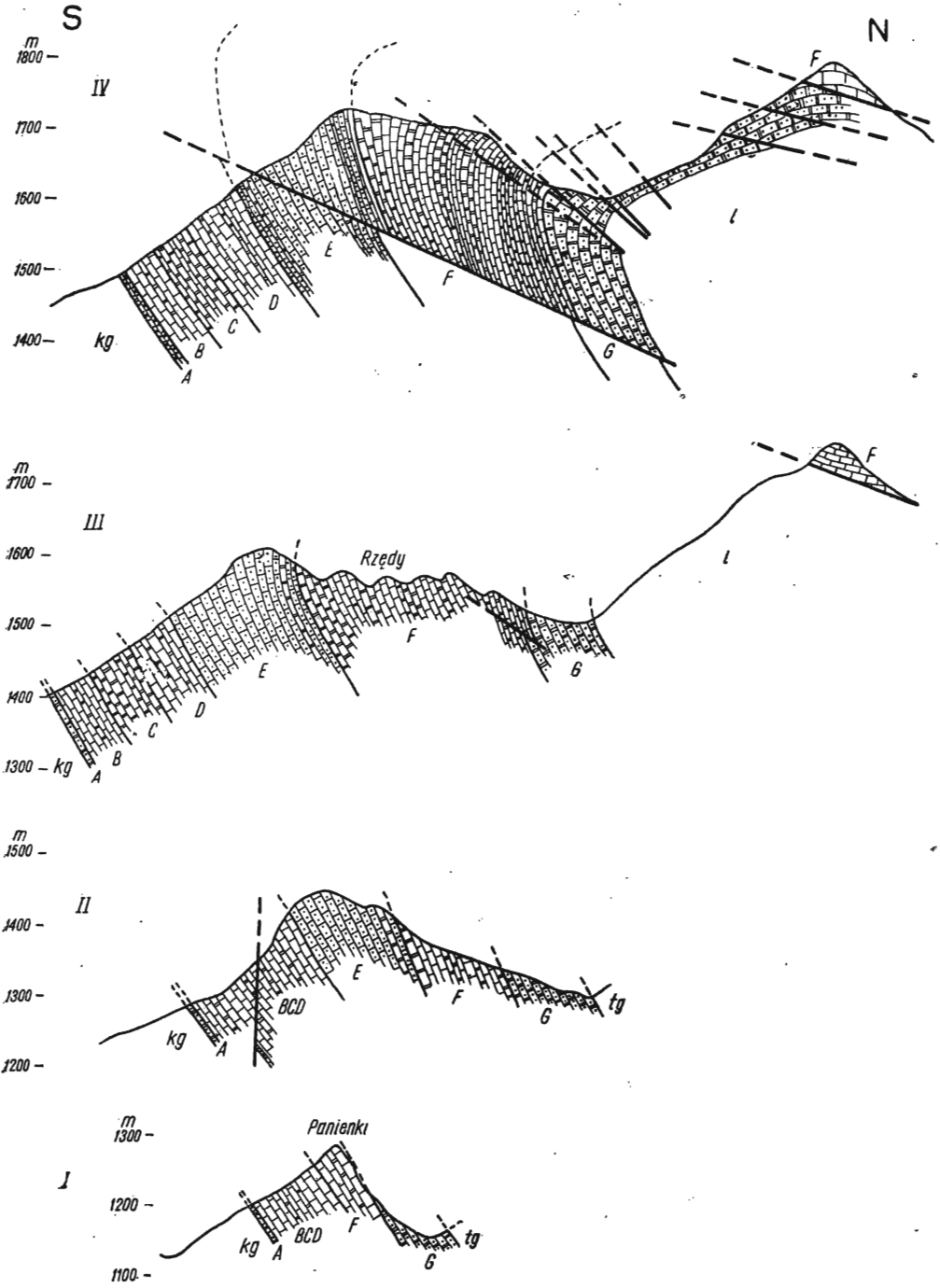
Ladyn

Ladyn w serii Kominów Tylkowych faunistycznie ani florystycznie nie jest udokumentowany. Jego granicę spagową stanowią wapienie robaczkowe i pasiaste, przeławiczone z dolomitami żółto wietrzącymi (kompleks *F* — Rzędy) (pl. V), leżące na udokumentowanym florystycznie środkowym i górnym anizyku (kompleks *E*). Ponieważ górnoanizyjskie warstwy kompleksu *E* stanowią zupełnie odmienny zespół litologiczny aniżeli warstwy kompleksu *F*, wygodnym będzie postawienie granicy pomiędzy anizykiem i ladynem w stropie kompleksu *E*, a w spągu kompleksu *F*. W tej sytuacji w skład zespołu litologicznego ladyńskiego wejdą wapienie pasiaste i robaczkowe przeławiczone dolomitami żółto wietrzącymi (kompleks *F*) oraz dolomity cukrowate i organodetrytyczne (kompleks *G*). Warstwy kompleksu *F* tworzą osiem rzędów, wyraźnie zaznaczających się w morfologii i najlepiej wykształconych na linii profilu *I* (pl. V). W kierunku na wschód ulegają one bardzo wyraźnej redukcji sedymentacyjnej i na Panienkach widoczne są już tylko dwa rzędy. Redukcja ta i szereg zmian facjalnych wywołane są tworzeniem się w triasie środkowym w intrageoantyklinie wierchowej szeregu rowów i grzbietów związanych ze środkowotriasowymi ruchami, o różnym tempie subsydencji tektonicznych (Kotański 1961). Jednym z takich rowów jest centralna część serii Kominów Tylkowych (profil *I*), z bardzo dobrze wykształconym triasem środkowym, grzbietem natomiast część brzeżna ze znacznie zredukowanym triasem środkowym. Pojęcie „rów“ w tym przypadku nie należy rozumieć jako znacznego obniżenia batymetrycznego dna zbiornika sedymentacyjnego w stosunku do „grzbietu“, lecz jako strefę mającą tendencję do subsydnentnego pogłębiania się w miarę wypełnienia osadem przy zachowaniu w przybliżeniu tej samej niewielkiej głębokości. Powtarzające się licznie w kompleksach *A*, *B*, *C*, *D* i *F* brekcie śródwarstwowe oraz występowanie wapieni oolitowych świadczą o częstym docieraniu podstawy fałowania do dna i, co się z tym wiąże, są dowodem niewielkiej głębokości zbiornika. Innym dowodem jest liczna fauna liliowców (kompleks *B*, *C* i *F*) i ślimakowo-maźłowa (kompleks *B* i *D*). Wyrównanie facjalne i miąższościowe osadów następuje dopiero w górnoladyńskim kompleksie *F*, wykształconym w postaci dolomitów

cukrowatych i dolomitów organodetrytycznych z liczną fauną płytководną (liliiowce, ślimaki i małże). Poszczególne poziomy litologiczne w kompleksie *F* dają się dobrze prześledzić wzdłuż całej rozciągłości warstw od Panienek do górnej części Dolinki Smytniej. Wobec tego znacznej redukcji miąższości środkowego triasu na Panienkach nie można wytłumaczyć erozją przedgórnotriasową.

TEKTONIKA

Trias środkowy masywu Kominów Tylkowych wchodzi w skład autochtonu wierzchowego rozwiniętego na longitudinalnej elewacji Ornakaku oraz transwersalnej elewacji Kominów Tylkowych, wchodzącej w skład nadrzędnej elewacji Salatyńskiego (Kotański 1961). Warstwy anizyjskie, z których zbudowane są południowe stoki Panienek, dolne partie Rzędów, zbocza nad Przełęczą Iwaniacką oraz częściowo Zdrapiska, leżą monoklinalnie razem z triasem dolnym na podłożu krystalicznym (fig. 3 oraz pl. I i VI). Zaobserwować w nich można wzrastanie upadu (od 50° do 80°) z południa na północ. W wyżej stratygraficznie i morfologicznie leżących warstwach dolnego lądynu (kompleks *F*), w szczytowej części Rzędów (pl. I i V) widoczne jest wyraźne przejście warstw z położenia normalnego w odwrócone. Mamy tu więc do czynienia ze skretem synklinalnym tworzącym fałszywą antyklinę. Obserwował go już F. Rabowski (1954), który identyfikował go ze skretem korzeniowym fałdu Czerwonych Wierchów. Według Z. Kotańskiego (1961), mamy tu do czynienia z parautochtonicznym synklinalnym fałdem Kominów Dudowych. Dolne skrzydło fałdu w niższej części Rzędów (kompleks *F* i *G* — pl. I i V) leży monoklinalnie i ma upady 70°—80° N. Posuwając się dalej na północ w podszczytowej części Rzędów, warstwy dolnego skrzydła łagodnie skrecają na północ, przyjmując na szczycie Kominów Tylkowych położenie odwrócone i tworząc tym samym górne skrzydło fałdu. Najwyższe ogniwa górnego lądynu graniczące z łasem zostały tu wytłoczone. Podobnym prawdopodobnie wyprasowaniem ulega również górny trias leżący w wyższych partiach Dolinki Smytniej. Niższe ogniwa górnego lądynu wchodzi tunelowo pod górne skrzydło fałdu i z drugiej, zachodniej strony Kominów Tylkowych nie ukazują się już. Związane jest to z silnymi wytłoczeniami tektonicznymi lub z górnotriasową erozją górnego lądynu na pograniczu z serią bobrowiecką. Powyższe obserwacje odnoszą się do wschodniej części Kominów Tylkowych (górne partie Dolinki Smytniej). W części centralnej Kominów Tylkowych na linii profilu *I* (przekrój 5 i 6 oraz pl. V) skret synklinalny przebiega już w warstwach dolnego lądynu (kompleks *F*). Warstwy kompleksu *E* (górnny anizyk) leżą jeszcze monoklinalnie i mają upady rzędu 50°—60° na północ. Jednak, idąc dalej w kierunku Kominów Tylkowych (pl. IV, fig. 2), upady zwiększają się do 80° na N, by w końcu przejść



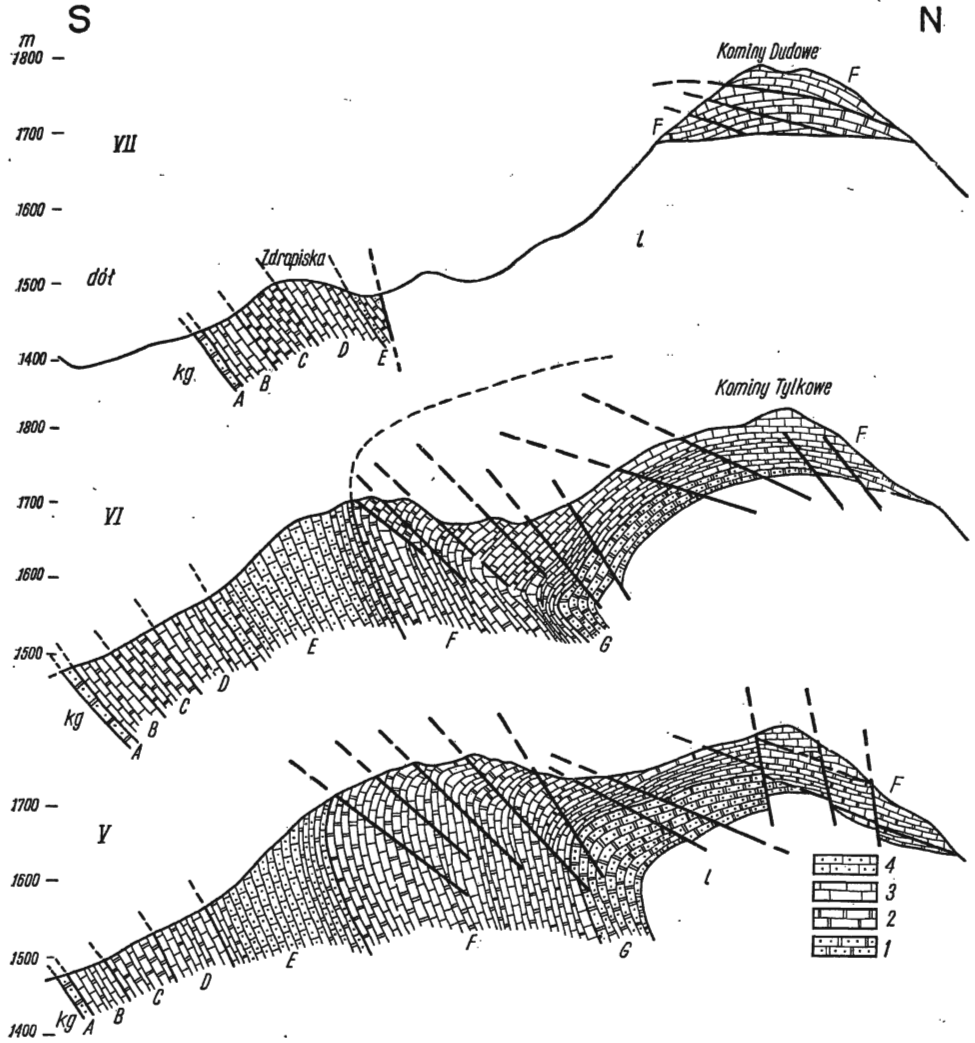


Fig. 3

Przekroje geologiczne przez trias środkowy masywu Kominów Tylkowych (I—VII)

1 dolomity cukrowate, 2 dolomity żółto wietrzejące, 3 wapienie cukrowate i robaczkowe, 4 wapienie cukrowate z diploporami. A, B, C, D, E kompleksy litologiczne anizyku; F, G kompleksy litologiczne ladynu. kg górny kampil, tg górny trias, l lias

Coupes géologiques à travers le Trias moyen de Kominy Tylkowe (I—VIII)

1 dolomies saccharoïdes, 2 dolomies à patine jaune, 3 calcaires saccharoïdes et vermiculaires, 4 calcaires saccharoïdes à Diplopores. A, B, C, D, E complexes lithologiques de l'Anisien; F, G complexes lithologiques du Ladinien. kg Campilien supérieur, tg Trias supérieur, l Lias

w południowe (IV rząd). Począwszy od IV rzędu, warstwy leżą w położeniu odwróconym i zapadają pod kątami 60° — 70° na S. Dalej w kierunku północnym upady południowe zmniejszają swą wartość i na szczycie Kominów Tyłkowych warstwy leżą już prawie poziomo, w położeniu odwróconym (pl. III i IV, fig. 1). Pod szczytem Rzędów, od strony Zdrapisk, sytuacja jest podobna, z tą tylko różnicą, że warstwy — z których zbudowane są Rzędy — ulegają śrubowemu skręcaniu w kierunku NW wzdłuż osi pochylonej pod kątem 40° ku SE, a nawet odkluciom i przesunięciom od 40 m do 60 m (fig. 4 i pl. IV, fig. 2). W związku z tym

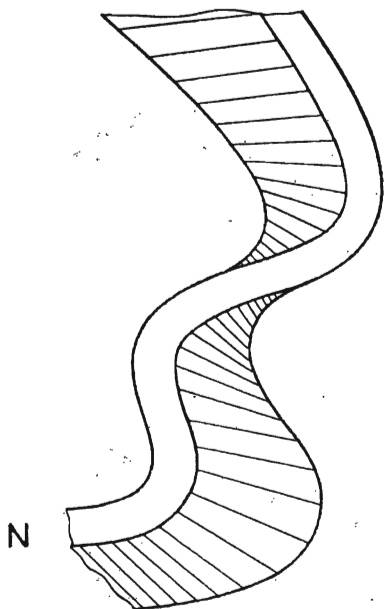


Fig. 4

Przestrzenne przedstawienie spiralnego skrętu warstw kompleksu *F* w obrębie triasu środkowego w szczytowej części Rzędów

Représentation spatiale de la torsion spirale des couches du complexe *F* dans le Trias moyen, près du sommet de Rzędy

upady warstw w szczytowej części Rzędów są bardzo zmienne i przechodzą z pionowych w prawie zupełnie poziome. Również biegi warstw ulegają gwałtownym zmianom, przyjmując wartości od około 120° do 30° . Na zachód od Zdrapisk, z utworami górnoamizyjskimi (kompleks *E*) graniczy dyskordantnie klastyczny górny trias, który jest również widoczny u podstawy nasunięcia triasu na lias w Klinach (pl. II). Kontakt środkowego triasu z liasem na zachód od Zdrapisk jest tektoniczny, a u podstawy pasa skałek, z których zbudowane są Kliny, Kominy Dudowe oraz Karczma, widoczne jest dyskrepantne, a często nawet diplodyskrepantne dochodzenie warstw triasu i liasu do powierzchni nasunięcia (pl. II, III i IV, fig. 1). Rozległy wierzchołek Kominów Tyłkowych zbudowany jest z górnego skrzydła synklinalnego fałdu Kominów Dudowych, w skład którego wchodzi dolnoladyńskie warstwy kompleksu *F* (fig. 3 i pl. IV, fig. 1). Skrzydło to jest silnie rozbudowane w kierunku zachodnim w stro-

nę Doliny Chochołowskiej, co jest ściśle związane z licznymi powierzchniami odkłuc i przesunięć oraz generalną płaszczyzną nasunięcia triasu środkowego na lias, która zgodnie z morfologią obniża się w tym samym kierunku (pl. III i IV, fig. 1). Powierzchnie odkłuc tworzyły się zazwyczaj na granicach warstw. Miąższość triasu skrzydła górnego maleje w kierunku północno-zachodnim. W okolicy Karczmy linia intersekcyjna granicy triasu i leżącego pod nim liasu przyjmuje charakterystyczny kształt „rybiego ogona“ (fig. 1). W jednym ze żlebów nad Karczmą spod utworów triasowych ukazują się warstwy liasu, tworzące niewielkich rozmiarów okno tektoniczne, znane zresztą F. Rabowskiemu (arkusz Kominów Tylkowe). Dość dużą rolę w kształtowaniu morfologii rozległego wierzchołka Kominów Tylkowych odegrały uskoki schodowe zrzucające w kierunku zachodnim utwory środkowego triasu (fig. 1 i 3). Uskoki te są ściśle związane z morfologią podłoża liasowego, które wyraźnie opada w kierunku zachodnim. Zauważyć też można uskoki schodowe zrzucające nie tylko warstwy triasu, lecz również uskoki schodowe zrzucające utwory liasowe i leżące na nich utwory triasowe w kierunku Doliny Chochołowskiej (fig. 1 i pl. III i IV, fig. 1).

Pomimo że fałd Kominów Dudowych jest formą ciągłą, to dominującą rolę w jego powstaniu odegrały elementy tektoniki nieciągłej. I tak w strefie przegubowej (pl. I i V) zaobserwować można szereg powierzchni uskokowych wygasających ku dołowi i ograniczających poszczególne bloki skalne, w których warstwy stopniowo zmieniają upady, przechodząc z północnych w południowe. Charakter tych powierzchni nieciągłości pozwala wnioskować o ich tensyjnym pochodzeniu, co też można wiązać z samym procesem powstawania fałdu synklinalnego Kominów Dudowych. W skrzydle górnym fałdu Kominów Dudowych istnieje wiele powierzchni uskokowych, nachylonych pod niewielkimi kątami ku północy i północnemu zachodowi, na których powstawały liczne ześlizgi i wytlóczenia (pl. III i IV, fig. 1). Tego samego pochodzenia powierzchnie, znajdujące się w partii szczytowej Rzędów (pl. I i V), spowodowały poprzesuwanie się poszczególnych warstw w kompleksie F. Oprócz uskoków i spēkań, związanych bezpośrednio z tworzeniem się fałdu, można wydzielić młodsze powierzchnie nieciągłości, które powstały po jego uformowaniu się. Są to na Kominach Dudowych i na Kominach Tylkowych uskoki o kierunku NNE-SSW, nachylone pod kątami 75° — 85° ku północnemu zachodowi. Przedłużają się one w utwory liasu (pl. III i IV, fig. 1). Takie same wartości mają uskoki w Rzędach, z tym że nachylone są ku południowemu wschodowi. Genezę tych uskoków należy prawdopodobnie wiązać z wypiętrzaniem gmachu tatrzańskiego po nasunięciu płaszczowin regłowych. Najmłodsze wydają się strefy uskokowe o kierunku NE-SW, mające jednak starsze założenia. Jedna z takich stref stanowi granicę triasu i liasu na zachód od Zdrapisk. Oś fałdu synklinalnego Kominów Dudowych ma ogólny kierunek NW-SE, jakkolwiek

wiek podlega na niewielkich zresztą odcinkach pewnym odchyleniom. Genezę fałdu Z. Kotański (1961) wiąże z naciskami południowymi, związanymi z nasuwaniem się płaszczołyny regłowej górnej, która spowodowała odgięcie, a następnie obalenie ku północy warstw ładynu w masywie Kominów Tylkowych. Rozwleczone szczątki tego fałdu znajdują się na południowych stokach Bobrowca, gdzie leżą w odwróconym położeniu na łusce gnejsów (Wójcik 1959, Kotański 1959d).

*Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Warszawa, w grudniu 1964 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BAC M. & GROCHOCKA K. 1965. Budowa fałdu Ozenwonych Wierchów na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej (La structure du pli de Czerwone Wierchy sur le versant est de la vallée Kościeliska). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 15, nr 3. Warszawa.
- CAROZZI M. 1960. *Micriscopic sedimentary petrography*. New York — London.
- CAYEUX L. 1935. *Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées*. Paris.
- DAPPLES E. C. & ROMINGER J. F. 1945. Orientation analysis of fine-grained clastic sediments. A report of progress. — *J. Geol.*, vol. 53, pp. 246—261.
- DEBELMAS J. 1960. Comparaison du Trias haut-tatrickue avec celui des Alpes occidentales. Zone intra-alpine (Porównanie triasu wierchowego w Tatrach z triasem Alp Zachodnich. Wewnętrzna strefa Alp Francuskich). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 10, nr 2. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S. 1952. Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej (The origin of the upper limestones in the Cracow area). — *Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 21, z. 2. Kraków.
- ELLENBERGER F. 1958. *Étude géologique du pays de Vanoise. Mém. Serv. Carte géol. Fr.* Paris.
- HEIM A. 1916. *Monographie der Churfürsten — Mattstock Gruppe III. Stratigraphie der Unteren Kreide und des Jura. Zur Lithogenesis*. — *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.*, vol. 20. Bern.
- HERAK M. 1957. Some problems in the dasyclad genus *Diplopora*. — *Micropaleontology*, vol. 3, pp. 49—52. New York.
- ILLING L. V. 1954. Bahamian calcareous sands. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 38, no. 1. Tulsa.
- JOHNSON J. H. 1946. Lime-secreting algae from the Pennsylvanian and Permian of Kansas. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 57. Washington.
- 1954. An introduction to the of rock building algae and algal limestones. — *Quart. Color. School. Mines*, vol. 49, no. 2. Golden.
- KIRCHMAYER M. & FLÜGEL E. 1962. Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudoooide. — *N. Jb. Geol. Palaeont., Mh.* 3. Stuttgart.
- KOTAŃSKI Z. 1955a. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the High-Tatric Triassic in the Tatra Mountains). — *Rocz. P.T.Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 24, z. 1. Kraków.

- 1955b. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr (Vermicular limestones from the high-tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 5, nr 3. Warszawa.
 - 1956a. Kampil wierchowy w Tatrach (High-Tatric Campilian in the Tatra Mts.). — *Ibidem*, vol. 6, nr 1.
 - 1956b. O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach (Stratigraphic and palaeogeographic problems in the high-Tatric Keuper). — *Ibidem*, vol. 6, nr 3.
 - 1956c. Zlepieńce z Chudej Turni i ich znaczenie dla paleogeografii i sedymentacji triasu tatrzańskiego (Chuda Turnia conglomerates and their meaning for the paleogeography and sedimentation of the Tatra Mts.). — *Przegląd Geol.*, z. 3. Warszawa.
 - 1956d. O triasie wierchowym w Tatrach (On the high-tatric Triassic in the Tatra Mts.). — *Ibidem*, z. 7.
 - 1959a. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich (Stratigraphical section of the high-tatric series in the Polish Tatra Mts.). W: *Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach*, t. 4 (*In: From geological researches in the Tatras*, v. 4). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 139. Warszawa.
 - 1959b. Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. — *Acta Geol. Pol.*, vol. 9, nr 2. Warszawa.
 - 1959c. Trias wierchowy (High-tatric Triassic). W: *Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu*, t. 5 (*In: From geological researches in the Tatra Mts. and in the Podhale Region*, v. 5). — *Bull. Inst. Géol. Pol.* 149. Warszawa.
 - 1959d. Nowe badania nad tektoniką serii wierchowej (Contributions to the tectonics of the high-tatric series). — *Ibidem*.
 - 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 11, nr 2/3. Warszawa.
 - 1963a. Nowe elementy budowy masywu Czerwonych Wierchów (New elements in the structure of the Czerwone Wierchy massif). — *Ibidem*, vol. 13, nr 2.
 - 1963b. Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich (Stratigraphie et lithologie du Trias subtatrique de la région de Zakopane). — *Ibidem*, vol. 13, nr 3/4.
- LEFELD J. 1956. Stanowisko liliowców rodzaju *Dadocrinus* w triasie wierchowym Tatr (Crinoides of genus *Dadocrinus* from High-Tatric Triassic in Tatra Mts.). — *Przegląd Geol.*, z. 7. Warszawa.
- MASLOV V. P. 1960. Stromatolity. — *Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR*, vyp. 41. Moskwa.
- MOORE H. B. 1933. Faecal pellets from marine deposits. — *Discovery Reports*, vol. 7.
- NEWELL N. D., PURDY E. G. & UMBRIE J. 1960. Bahamian oolitic sand. — *J. Geol.*, vol. 68, no. 5. Chicago.
- NIGGLI P. 1952. Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. 2, Exogene Gesteine und Minerallagerstätten.
- PASSENDORFER E. 1938. Studia nad stratygrafią i paleontologią jury wierchowej w Tatrach. II (Étude sur la stratigraphie et paléontologie du Jurassique hauttatrique dans les Tatras. II). — *Prace Zakł. Geol. USB, N.S.*, nr 4. Wilno.
- PETTICHOIN F. J. 1957. Sedimentary rocks. 2nd ed. New York.
- PIA J. 1927. ThallopHYta. *In: Hinner M.* — *Handbuch der Paläobotanik*, Bd. 1. München-Berlin.

- RABOWSKI F. 1921. O triasie wierchowym w Tatrach (Sur le Trias hauttatrique de la Tatra). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. 1, z. 2/3. Warszawa.
- 1931. Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Kondratową (Quatre coupes géologiques entre les vallées de Kościeliska et de Kondratowa dans la Tatra). — Ibidem, t. 6, z. 4.
- 1954. Badania w grupie Kominów Tyllkowych, (wykonane w r. 1938 (Recherches géologiques de la région de Kominy Tyllkowe dans la Tatra, exécutées en 1938). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86. Warszawa.
- 1959. Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich (High-Tatric series in the West Tatra Mts.). Opracował i przygotował do druku Z. Kotański pod redakcją S. Sokołowskiego. — Prace I.G. (Trav. Inst. Géol. Pol.), t. 27. Warszawa.
- RADWAŃSKI A. 1965. Studium petrograficzne i sedimentologiczne retyku wierchowego Tatr. — Studia Geol. Pol. (w druku). Warszawa.
- WÓJCIK Z. 1959. Serie wierchowe południowych zboczy Bobrowca (High-tatric series in the south side of Mt. Bobrowiec — Western Tatra Mountains). — Acta Geol. Pol., vol. 9, nr 2. Warszawa.

J. PIOTROWSKI

LE TRIAS MOYEN ET LA TECTONIQUE DU MASSIF DE KOMINY TYLKOWE

(Résumé)

SOMMAIRE: En résultat des études stratigraphiques et lithologiques effectuées dans le Trias haut-tatrique autochtone du massif de Kominy Tyllkowe, on a établi le profil lithologico-stratigraphique détaillé. Les fossiles récemment trouvés, notamment les Diplopores, ont permis, en corrélation avec la zone briangonnaise des Alpes Occidentales, à distinguer dans le Trias moyen autochtone les sédiments de l'Anisien et du Ladinien et les diviser précisément en niveaux stratigraphiques, ainsi qu'à étudier les variations de faciès. Les travaux sur la tectonique, avec les études photogrammétriques ont contribué à préciser la structure du pli synclinal de Kominy Dudowe et à distinguer quelques générations de fissures et de failles.

HISTOIRE DE RECHERCHES

Le terrain décrit est situé dans les Tatras Occidentales, dans la partie du sud du massif de Kominy Tyllkowe, entre la vallée Kościeliska et la vallée Starobociańska. Les complexes sédimentaires (à partir du Trias moyen jusqu'au Crétacé moyen), qui construisent Kominy Tyllkowe, appartiennent à la série haut-tatrique autochtone de Kominy Tyllkowe (Kotański 1961).

La géologie du massif de Kominy Tyllkowe était l'objet d'études autant synthétiques qu'analytiques. C'était F. Rabowski (1931, 1954, 1959), qui a y distingué les deux digitations, séparées par le Malm et l'Albien synclinaux. D'après Z. Kotański (1961) nous y avons affaire avec le pli parautochtone synclinal de Kominy Dudowe, composé de couches du Trias moyen, qui sont liées avec le Trias de la série autochtone de Kominy Tyllkowe. Ce pli a pris sa naissance sous l'influence de la pression du charriage de nappes sub-tatriques.

Un profil assez exact à travers le massif de Kominy Tyllkowe a été présenté pour la première fois par F. Rabowski (1931). Cet auteur y a distingué plusieurs

niveaux lithologiques du Trias moyen, en y comptant aussi les calcaires et les dolomies cellulaires, attribués à présent au Campilien (Kotański 1956). F. Rabowski (1954, 1959) a distingué plus tard dans le Trias moyen de Kominy Tylkowe les calcaires cellulaires, vermiculaires, dolomitiques et les calcaires à Crinoïdes. Il a remarqué aussi la possibilité d'y trouver des Diplopores.

La division du Trias moyen en l'Anisien et le Ladinien a été réalisé pour la première fois par Z. Kotański (1959a, b), qui a attribué à l'Anisien la brèche basale, les calcaires et dolomies saccharoïdes, un complexe de calcaires vermiculaires et de dolomies à patine jaune, les calcaires saccharoïdes, un complexe de calcaires vermiculaires et de dolomies à patine jaune, les calcaires saccharoïdes et un ensemble de calcaires vermiculaires alternés avec les dolomies à patine jaune, dont une partie appartient peut-être au Ladinien déjà. Au-dessus d'eux apparaît un ensemble de calcaires dolomitiques gris et de dolomies à patine jaune du Ladinien.

On a connu depuis longtemps les ressemblances de faciès entre le Trias haut-tatrique et celui de la zone Briançonnaise, ainsi que de la zone préalpine. C'était F. Rabowski, qui a remarqué le premier dans les Tatras les calcaires caractéristiques, tout à fait pareils aux calcaires vermiculaires des Alpes Occidentales. E. Passendorfer (1938), durant la séance de la Société Géologique à Briançon, a aussi indiqué des ressemblances nettes du Trias de la série Briançonnaise et de celui de la série haut-tatrique. Récemment Z. Kotański (1959a, 1964) et J. Debelmas (1961) présentent les analogies et les différences de développement du Trias haut-tatrique et celui de la zone Briançonnaise de la manière plus détaillée. Partant de ce principe, que dans le Trias tatrique, de même que dans le Trias alpin, on doit trouver les niveaux caractéristiques avec les Diplopores nombreuses, Z. Kotański a commencé les recherches, couronnées par la découverte de Diplopores dans le Trias moyen (le Ladinien) de la mappe subtatrique inférieure (Kotański 1963). Par suite d'études tectoniques sur le pli de Czerwone Wierchy sur le versant est de la vallée Kościeliska, M. Bac et K. Grochocka (1965) ont trouvé les Diplopores caractéristiques pour l'Anisien supérieur dans le Trias haut-tatrique des unités d'Organy et de Żdziary. Dans la série de Kominy Tylkowe, où le Trias moyen est très puissant (d'après Z. Kotański, 1963 — 830 m.), il y avait une grande possibilité de trouver même quelques niveaux à Diplopores. Cette supposition s'est avérée juste: la découverte de Diplopores caractéristiques a permis de diviser le Trias moyen dans le travail présenté plus précisément que jusqu'à présent.

STRATIGRAPHIE

En résultat des études effectuées sur le Trias moyen de Kominy Tylkowe, grâce à la faune et la flore trouvées, on a pu fixer la limite entre l'Anisien et le Ladinien, ainsi que distinguer dans ces étages plusieurs complexes lithologiques. La division du Trias moyen en ensembles lithologiques est basée sur le profil le long du sentier du col Iwaniacka vers Kominy Tylkowe (pl. VI).

L'Anisien

L'Anisien commence ici par la brèche basale et les dolomies microsaccharoïdes, appartenantes au complexe A. La brèche basale est composée de débris de dolomies et de schistes du Campilien. Les dolomies saccharoïdes, en général mal stratifiées, sont alternées avec quelques niveaux de brèche intraformationnelle.

Dans le complexe *B* on aperçoit la prépondérance de calcaires vermiculaires avec les intercalations de dolomies à patine jaune, bien qu'il y en a là aussi les calcaires saccharoïdes et dolomitiques. Dans la partie suivante de ce complexe les calcaires laminés et saccharoïdes renferment des fragments de coquilles de Lamellibranches et Gastéropodes, alignés parallèlement à la stratification, tellement nombreux, qu'ils semblent eux-mêmes construire la roche. En montant le profil, dans les calcaires macrosaccharoïdes et laminés on a trouvé aussi la faune de Gastéropodes et Lamellibranches avec *Omphaloptycha stotteri* Klippst (la base de détermination: F. Ellenberger, 1958). C'est le I niveau faunique de l'Anisien haut-tatrique, distingué sur la base de corrélation avec un niveau analogue de l'Anisien de la série briançonnaise. Au sommet du complexe *B* les calcaires vermiculaires contiennent beaucoup de débris de Crinoïdes du genre *Encrinus*.

Le complexe *C* est caractérisé par la prépondérance de dolomies en plaques à patine jaune sur les calcaires vermiculaires et par l'existence de débris de Crinoïdes du genre *Dadocrinus* dans les calcaires vermiculaires.

Ces complexes *A*, *B* et *C*, présentés ci-dessus, doivent être attribués à l'Anisien inférieur (Hydasp), en se basant sur le niveau de Mollusques et de Crinoïdes du genre *Dadocrinus*.

Dans le complexe *D* on recontre les calcaires vermiculaires avec les intercalations (peu nombreuses) de dolomies en plaques et avec un banc à Gastéropodes au sommet; ce banc est un équivalent de II^e niveau à Gastéropodes et Lamellibranches du Trias briançonnais.

Les couches du complexe *D* peuvent être attribuées au Hydasp supérieur, parce qu'elles sont superposées par les sédiments du Pelson et Illir, documentés par les Diplopores, tant plus qu'il n'y a aucune lacune.

Le complexe *E* est composé surtout de calcaires micro- et macrosaccharoïdes, dans lesquels on rencontre les articles de Crinoïdes du genre *Encrinus*, les oncoïdes, ooïdes, les Diplopores déterminées par M. Z. Kotański comme: *Physoporella pauciforata* (Gümb.), *Ph. prealpina* Pia, *Diploporella annulatissima* Pia, *Macroporella* sp. et *Griphoporella* sp., ainsi que le débris de Solenopores. Les Diplopores y déterminées indiquent le Pelson-Illir inférieur. Ce complexe finit la sédimentation de l'Anisien.

Le Ladinien

Le complexe *F* est constitué par les calcaires laminés, souvent vermiculaires, intercalés par les dolomies en plaques, à patine jaune. Ces couches forment huit rangées, bien visibles dans la morphologie du terrain (pl. V). Dans la partie moyenne de ce complexe on rencontre la brèche de découlement, composée de fragments de calcaires foncés et de valves de Lamellibranches. Au-dessus de la brèche un niveau de calcaires à ooïdes apparaît, facile à reconnaître et caractéristique dans le Ladinien.

Le complexe *G* est formé par les dolomies organodétritiques et saccharoïdes; en contraste avec les autres complexes, il montre une puissance constante. Dans les dolomies organodétritiques on aperçoit de nombreux ooïdes et pseudooïdes, ainsi que le débris d'Algues, Echinodermes, Foraminifères, Gastéropodes et Lamellibranches.

Dans l'Anisien et partiellement dans le Ladinien on peut observer facilement une grande réduction de puissance de sédiments à l'est (vers la vallée Kościeliska) par rapport au Trias le mieux développé entre le col Iwaniacka et le sommet de

Kominy Tylkowe. Les complexes A, B, C, D et F ont subi une réduction partielle, le complexe E — une réduction totale; c'est le complexe G, qui montre seul une puissance constante. Les variations de faciès le long de la direction des couches, de l'ouest vers l'est, sont aussi nettement accentuées. Ils consistent au dépérissement du sédiment dolomitique en faveur des sédiments calcaires et au remplacement des dolomies en plaques à patine jaune par les dolomies blanches, macrocristallines. Ces réductions et ces variations de faciès ont été provoquées par la formation dans l'intragéoanticlinal haut-tatrique du Trias moyen plusieurs sillons et rides, liés avec une subsidence différenciée (Kotafski 1961). C'est la partie centrale de Kominy Tylkowe, avec le Trias moyen parfaitement développé (le plus puissant dans la zone haut-tatrique), qui est justement un tel sillon. Par contre, dans la partie périphérique à l'est, où le Trias moyen montre une puissance beaucoup moindre, nous avons affaire avec une ride.

TECTONIQUE

Le Trias moyen du massif de Kominy Tylkowe appartient à l'autochtone haut-tatrique, développé sur l'élévation longitudinale d'Ornak et sur l'élévation transversale de Kominy Tylkowe, appartenante à la grande élévation de Salatyński (Kotafski 1961).

Les couches de l'Anisien, qui forment des versants d'est de Panienki, aussi que les parties basales de Rzędy, le versant au-dessus de col Iwaniacka et partiellement Zdrapiska, reposent avec le Trias inférieur sur le substratum cristallin (fig. 3 et pl. I et III). On y peut observer l'agrandissement de pendages (de 50° jusqu'à 80°) du sud vers le nord. Dans les couches du Ladinien inférieur, qui se trouvent plus haut, près du sommet de Rzędy, on aperçoit un passage net de la position normale à la position inversée. Nous y avons donc affaire avec une charnière synclinale (qui forme un faux anticlinal), appelée par Z. Kotafski (1961) le pli synclinal parautochtone de Kominy Dudowe. Au-dessous du sommet de Rzędy, du côté de Zdrapiska, les couches du flanc supérieur du pli synclinal de Kominy Dudowe subissent une torsion spirale (fig. 4).

Le flanc supérieur du pli synclinal de Kominy Dudowe comprend presque uniquement le complexe F du Ladinien inférieur et montre une puissance petite, diminuée encore vers le nord-ouest. Cela est lié à la grande quantité de surface de décollements et de déplacements, souvent concordantes avec les surfaces de couches ainsi qu'à la surface générale du charriage du Trias moyen sur le Lias.

À l'ouest de Zdrapiska (pl. III), le contact des sédiments de l'Anisien supérieur (du complexe B) et du Trias supérieur, clastique se fait par discordance. Plus loin vers le nord, à la base des rochers constituant Kliny, Kominy Dudowe et Karczma, les couches du Trias et du Lias arrivent en discrédance, ou même en diplo-discrédance à la surface du charriage.

Le pli de Kominy Dudowe est une forme continue, mais ce sont les éléments de la tectonique discontinue, qui jouaient un rôle dominante dans sa formation. Dans la zone de charnière on peut donc observer plusieurs surfaces de failles (qui font défaut vers la base), dont le caractère permet de démontrer leur origine de tension au cours de la formation du pli synclinal de Kominy Dudowe. De même temps proviennent de nombreuses surfaces de glissements et de réductions tectoniques, inclinées vers le nord et le nord-ouest, bien qu'elles pouvaient être renouvelées plus tard. En outre de cette génération de dislocations on y peut distinguer des autres surfaces de discontinuité, plus jeunes: ce sont les failles de direction NNE-SSW, inclinées vers le nord-ouest sous l'angle 75—85°, rencontrées dans

Kominy Dudowe et Kominy Tylkowe (pl. III), visibles encore dans le Lias. Les mêmes valeurs caractérisent les failles dans Rzędy (pl. I et V); mais les ci-dernières sont inclinées vers le sud-est. La genèse de ces failles doit faire appel à la surrection de l'édifice tatrique après le charriage des nappes subtatriques. Les zones de failles de direction NE-SW semblent être les plus jeunes, mais elles avaient des prédispositions antérieures.

L'axe du pli synclinal de Kominy Dudowe a une direction générale NW-SE, bien que dans quelques petits secteurs il montre des déviations. Z. Kotański (1961) a attribué la genèse du pli à la pression du sud, causée par le charriage de la nappe subtatrique inférieure, qui a provoqué le recourbement et puis le renversement des couches triasiques de Kominy Tylkowe vers le nord. Les restes de ce pli sont dispersés sur les versants sud de Bobrowiec, où ils surmontent, dans la position inversée, l'échelle des gneiss (Wójcik 1959).

*Laboratoire de Géologie Dynamique
de l'Université de Varsovie
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Varsovie, en décembre 1964*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—VI

DESCRIPTION DES PLANCHES I—VI

PL. I

Kominy Tylkowe od strony Doliny Kościeliskiej

Vue du massif de Kominy Tylkowe du versant est de la vallée Kościeliska

PL. II

Południowo-zachodnie zbocza Kominów Tylkowych (Zdrapiska), widziane od strony Doliny Chochołowskiej

Versants sud-ouest de Kominów Tylkowe (Zdrapiska), vue du versant ouest de la vallée Chochołowska

PL. III

Podszytowe partie Kominów Tylkowych z wyraźnie zaznaczającym się skretem synklinalnym Kominów Dudowych, widziane od strony Ornaku

Kominy Tylkowe, les parties au-dessous du sommet, avec la charnière synclinale de Kominów Dudowe, vue d'Ornak

PL. IV

Fig. 1

Zachodnie zbocza Kominów Tylkowych od strony Bobrowca

Versants ouest de Kominy Tylkowe, vue du versant ouest de la vallée Chochołowska

Fig. 2

Szczytowe partie Rzędów widziane ze szczytu Kominów Tylkowych; I—IV poszczególne rzędy

Sommet de Rzędy, vue du sommet de Kominy Tylkowe; I—IV rangées particulières

PL. V

Widok na Rzędy z Dolinki Smytniej; I—VIII poszczególne rzędy

Vue de Rzędy de la vallée Smytnia; I—VIII rangées particulières

PL. VI

Południowe zbocza Kominów Tylkowych widziane od strony Ornak

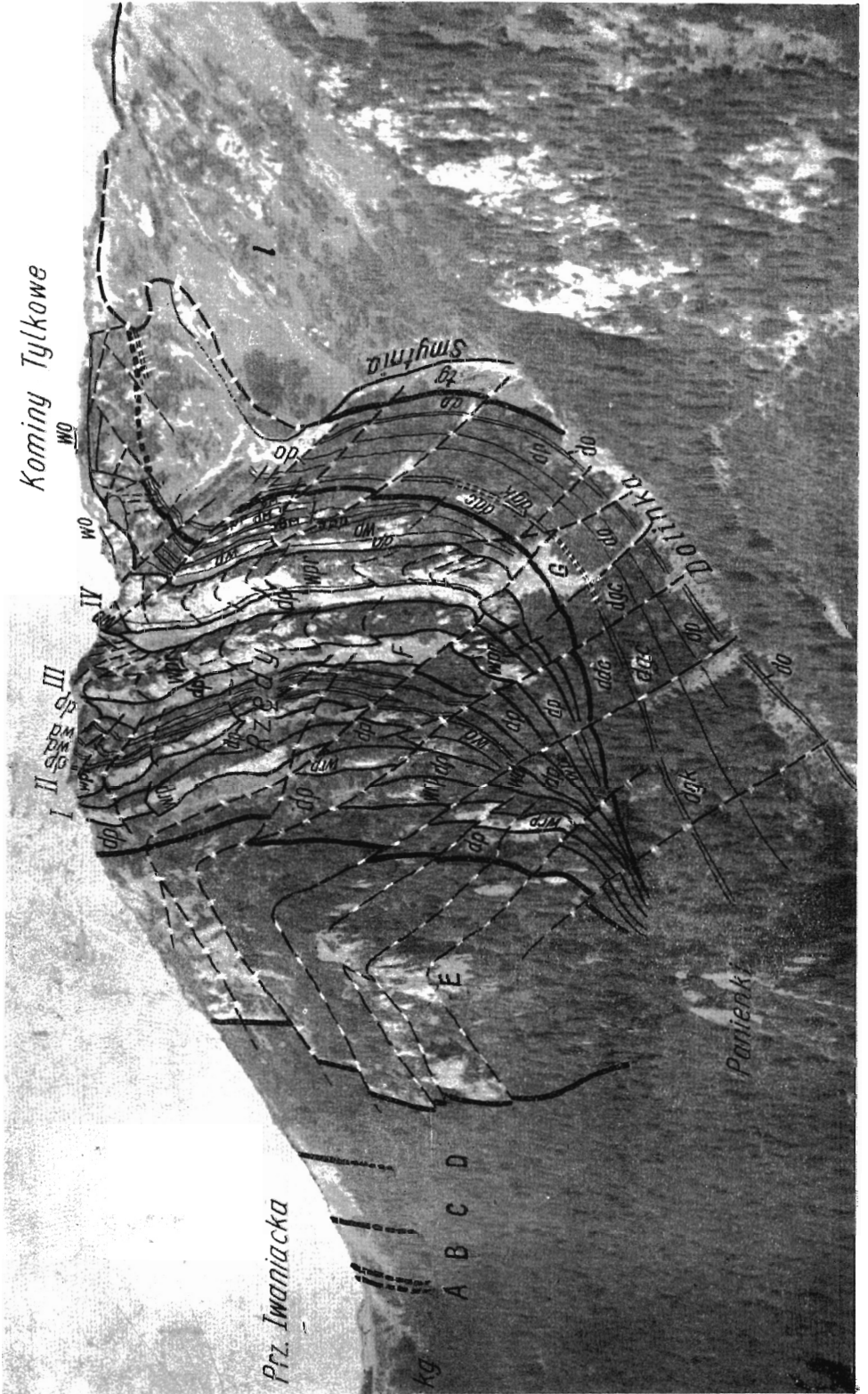
Objaśnienia skrótów użytych na planszach I—VI.

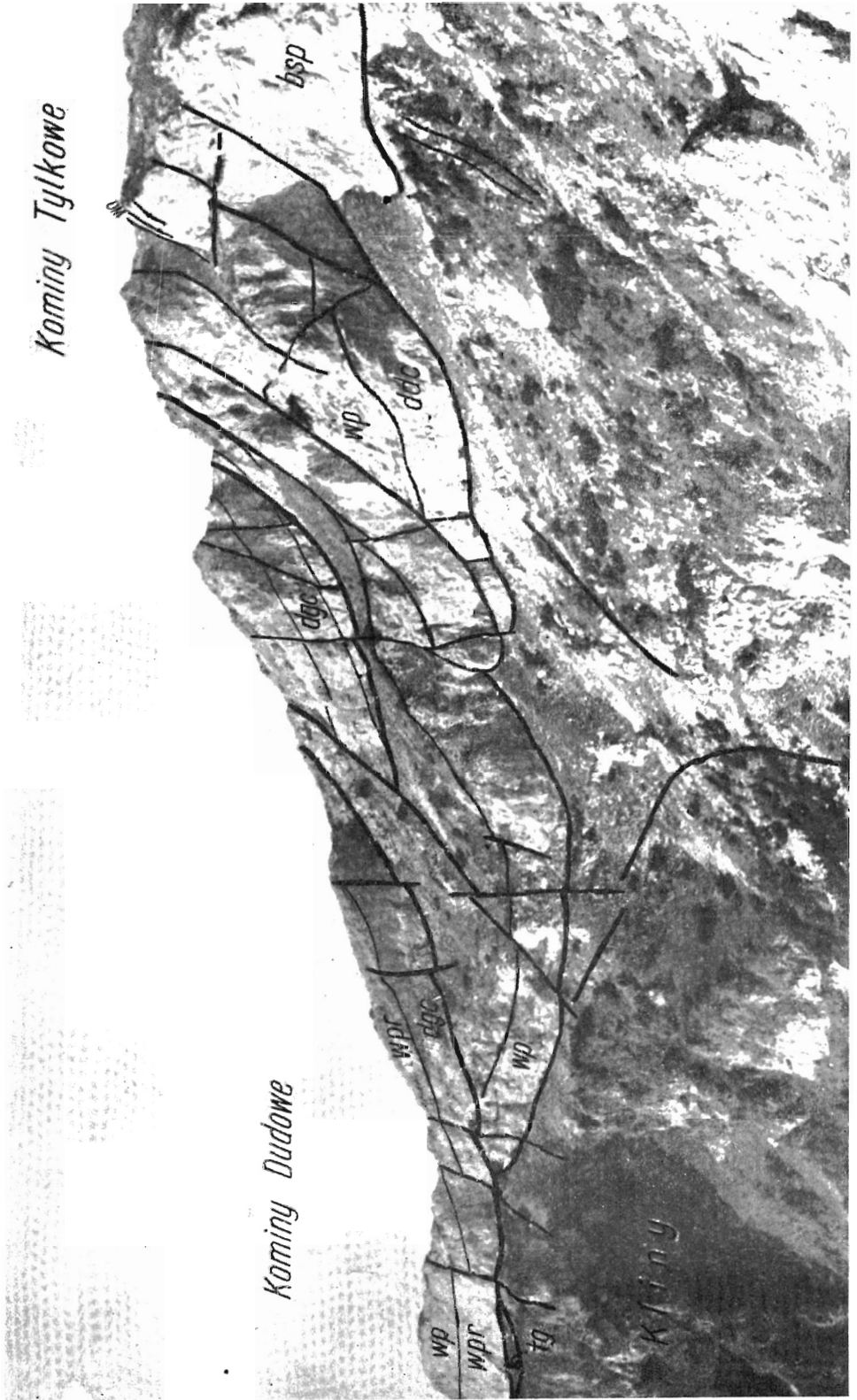
Trias dolny: *kg* kampil. Trias środkowy: *bp* brekcja podstawowa, *ddc* dolomity drobnocukrowate, *bs* brekcja śródwarstwowa, *wpr* wapienie pasiaste i robaczkowe, *wdc* wapienie drobnocukrowate, *wgc* wapienie grubocukrowate, *wd* wapienie dolomityczne, *wr* wapienie robaczkowe, *dp* dolomity płytowe, *wrp* wapienie robaczkowe i pasiaste, *bsp* brekcja spływowa, *wo* wapienie oolitowe, *dgc* dolomity grubocukrowate, *dgl* dolomity grubokrystaliczne, *do* dolomity organodetrytyczne; *A*, *B*, *C*, *D*, *E* kompleksy litologiczne anizyku; *F*, *G* kompleksy litologiczne ladynu. Trias górny: *tg* karnik, noryk; *l* lias

Versants sud de Kominy Tylkowe, vue d'Ornak

Explications des abreviations pour les planches I—VI

Trias inférieur: *kg* Campilien. Trias moyen: *bp* brèche basale, *ddc* dolomies micro-saccharoïdes, *bs* brèche intraformationnelle, *wpr* calcaires laminés et vermiculaires, *wdc* calcaires microsaccharoïdes, *wgc* calcaires macrosaccharoïdes, *wd* calcaires dolomitiques, *wr* calcaires vermiculaires, *dp* dolomies en plaques, *wrp* calcaires vermiculaires et laminés, *bsp* brèche de découlement, *wo* calcaires oolithiques, *dgc* dolomies macrosaccharoïdes; *A*, *B*, *C*, *D*, *E* complexes lithologiques de l'Anisien; *F*, *G* complexes lithologiques du Ladinien. Trias supérieur: *tg* Carnien et Norien; *l* Lias





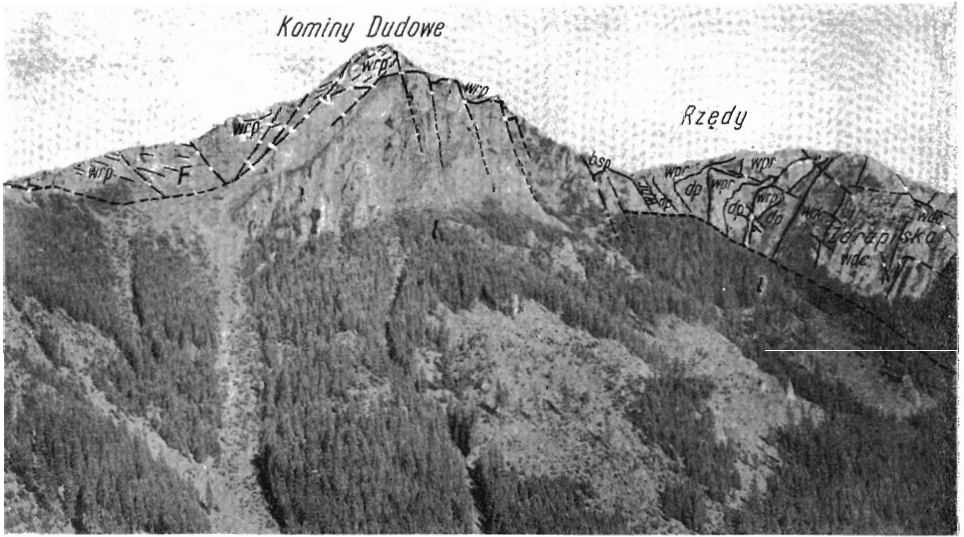


Fig. 1

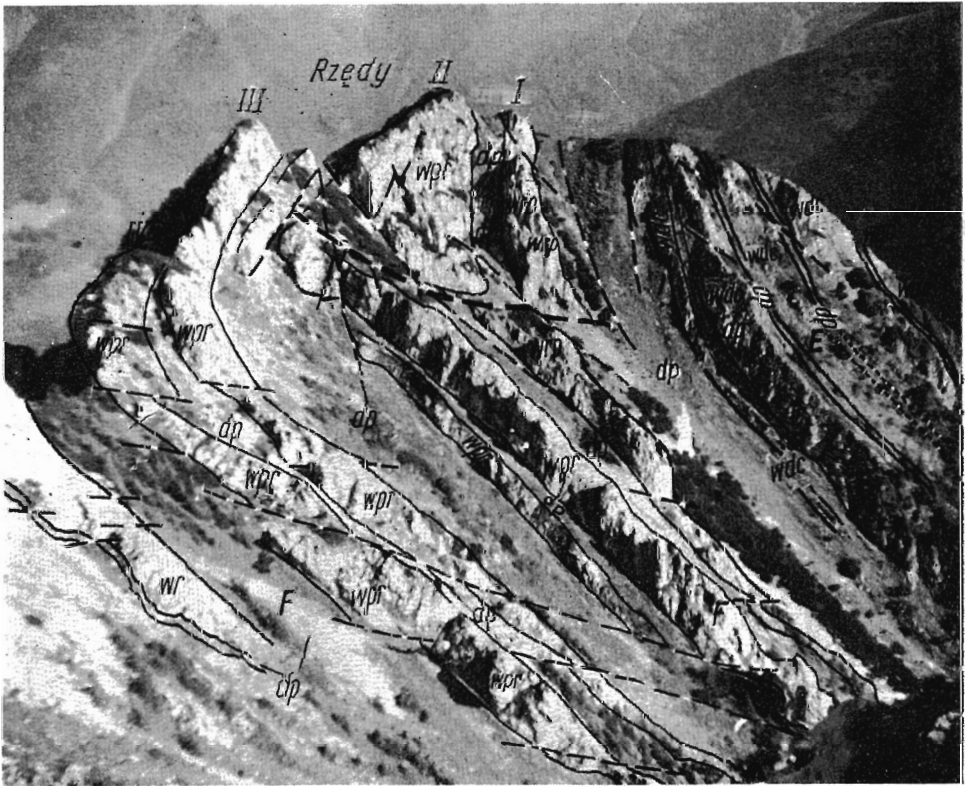


Fig. 2

