

PAWEŁ GRABOWSKI

Budowa geologiczna choczańskich łusek Uplazu, Kończystej i Bramy Kantaka na wschód od Doliny Kościeliskiej

STRESZCZENIE: Została opisana stratygrafia i budowa łusek choczańskich położonych w Tatrach Zachodnich na wschód od Doliny Kościeliskiej. Są to trzy odrębne, niewielkie, nasunięte z południa łuski płaszczowinowe — łuska Uplazu, Kończystej i Bramy Kantaka. Zostały wydzielone w liasie nowe, scharakteryzowane mikrofacjalnie, ogniwa litostratygraficzne. Pozwoliło to na przedstawienie w szczegółach tektoniki łusek. W ich budowie wielką rolę grają nie doceniane dotychczas dyslokacje różnej generacji.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Niniejsze opracowanie dotyczy łusek choczańskich, na wschód od Doliny Kościeliskiej. Są to: łuska Uplazu, położona na Hali pod Uplazem, łuska Kończystej tworząca pasmo zamykające od północy Dolinę Miętusią, w skład którego wchodzi Eliaszowa Turnia, Zawieszista i Kończysta Turnia, oraz łuska Bramy Kantaka zaznaczająca się wąskim pasem skałek od Jaworzynki Miętusiej na wschodzie, poprzez Gronkę, południowe zbocza Małego Regła, do Bramy Kantaka i dalej na zachód do Doliny Lejowej.

Już w najwcześniejszych opracowaniach, dotyczących terenu położonego między Doliną Kościeliską a Doliną Miętusią, pojawiają się uwagi o odrębności facjalnej wapieni liasowych Hali pod Uplazem i wapieni tworzących turnie zamykające od północy Dolinę Miętusią od otaczających je jednostek (Zejszner 1856, Stache 1868). V. Uhlig (1897) skartował okolice Uplazu Miętusiego i skałek na północnym zboczu Doliny Miętusiej.

S. Sokołowski (1924) zwraca uwagę również na nienormalny kontakt liasu pasma Kończystej Turni i Bramy Kantaka z otaczającymi je marglistymi łupkami neokomu podkreślając, że tworzą one oderwane płyty wśród innych jednostek tektonicznych budujących regle tatrzańskie.

F. Rabowski i W. Goetel (1924, 1925), opierając się na analogiach

w wykształceniu litologicznym liasu Kończystej Turni i Bramy Kantaka z wapieniami liasowymi z Hali pod Upłazem, wiążą go w jedną porozrywaną jednostkę tektoniczną — łuskę Upłazu, którą wraz z dygitacją Upłazu i jednostkami znanymi z regli zakopiańskich zaliczyli do płaszczowiny reglowej górnej.

Przez szereg następnych lat geolodzy tatrzańscy podejmowali liczne próby paralelizacji jednostek wydzielonych przez F. Rabowskiego i W. Goetla z reglami zakopiańskimi, zaliczanymi w tym czasie do płaszczowiny reglowej górnej (por. Goetel & Sokołowski 1930, Rabowski 1930, 1931), natrafiali jednak na duże trudności.

Po stwierdzeniu przez A. Matejkę i D. Andrusova (1930), że w reglach zakopiańskich nie występuje płaszczowina reglowa górna, kilka lat później D. Andrusov (1936) i K. Guzik (1936) do płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej), obok najwyższych jednostek występujących na zachód od Doliny Kościeliskiej, zaliczyli łuskę Upłazu — Kończystej. Pogląd ten został zachowany i potwierdzony w późniejszych syntetycznych opracowaniach S. Sokołowskiego (1948, 1959). Utrwalił on aktualny do dziś obraz choczańskich czapek tektonicznych na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej, leżących na płaszczowinie reglowej dolnej.

Brak znajomości wewnętrznej tektoniki tych jednostek, bardzo trudnej do rozwiązania ze względu na silne zaangażowanie tektoniczne mas skalnych tworzących pasmo Kończystej Turni i Bramy Kantaka, poważnie zaciążył na dotychczasowych badaniach dotyczących tych łusek.

F. Rabowski (1954), opierając się na analogii litologicznej i interpretacji linii intersekcyjnych, połączył w sposób skomplikowany łuskę Upłazu z łuską Kończystej pod neokomem Kiry Miętusiej i dalej pod eocenem poprzez pasmo Bramy Kantaka.

Możliwość trzech połączeń odrzucili S. Sokołowski i Z. Kotański (1959), uważając, że łuska Upłazu nasunęła się z góry z południa do lokalnej depresji (por. także Z. Kotański 1961).

Szczegółowe badania w rejonie Przysłopu Miętusiego prowadził S. Sokołowski (1961b), który dał kilka przekrojów geologicznych tego obszaru oraz wykonał zdjęcia geologiczne (arkusz Hruby Regiel). Łuskę Bramy Kantaka badała również E. Nagrabecka (1961), jednak wyniki jej badań nie zostały opublikowane.

Gdy K. Guzik i Z. Kotański (1963) udowodnili, że regle zakopiańskie mają łuskowo-płaszczowinowy styl budowy, stało się zrozumiałe, że nie można rozwikłać budowy Upłazu Miętusiego i terenów sąsiednich stosując teorię dygitacyjno-płaszczowinową.

Z. Kotański (1965a) w pracy „Budowa geologiczna pasma reglowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską” podaje nową interpretację budowy tej części regli, wykazując, że istotnie mają one łuskowo-

plaszczowinowy styl budowy. Wyróżnił on tutaj trzy odrębne choczańskie łuski plaszczowinowe — łuskę Upłazu, łuskę Kończystej i łuskę Bramy Kantaka. Opracował on dokładnie budowę jednostek krizniańskich występujących w podłożu tych łusek, co pozwoliło na powiązanie regli zakopiańskich z reglami zachodnimi.

METODYKA BADAŃ

Zasadniczym celem mojej pracy było rozpozniomowanie utworów triasu i liasu tworzących łuski choczańskie występujące na terenie między Doliną Kościeliską i Doliną Miętusią, oraz opracowanie budowy omawianych łusek i ich stosunku do jednostek otaczających. Skałki choczańskie zbudowane są na ogół z masywnych wapieni, źle warstwowanych, silnie spękanych i zmienionych tektonicznie, co utrudnia bardzo opracowanie ich budowy.

W trakcie prac terenowych z wybranych profilów pobrałem próbki, z których wykonano 210 szlifów. Po ich opracowaniu można było ustalić następstwo warstw i ich zmienność petrograficzno-litologiczną, co pozwoliło wykonać syntetyczne profile, typowe dla poszczególnych łusek. Paralelizacja charakterystycznych poziomów z poszczególnych łusek pozwoliła na skorelowanie analogicznych ogniw stratygraficzno-facjalnych w omawianych jednostkach.

Dla graficznego zobrazowania i zarejestrowania danych sporządziłem mapę w skali 1 : 5000 oraz 7 przekrojów geologicznych przez opracowywany teren. Kartowałem na podkładach pionowych zdjęć lotniczych w skali 1 : 8500 metodą fotointerpretacji stereofotogramów i na panoramicznych zdjęciach wykonanych z przeciwległych zboczy.

Doc. dr Z. Kotańskiemu pragnę serdecznie podziękować za kierowanie całością pracy, za wydatną pomoc w trakcie jej wykonywania, zarówno w terenie jak i w laboratorium, oraz w przygotowaniu manuskryptu do druku. Jemu zawdzięczam również znalezienie na wspólnej wycieczce wspaniałe zachowanej fauny brachiopodowej, wypreparowanej następnie przez dra W. Barczyka. Dziękuję również dr P. Roniewiczowi za pomoc w badaniach terenowych, mgr K. Grochockiej za pomoc w opracowaniu stereogramów, a dr M. Szulczewskiemu — za pomoc w analizie mikrofacjalnej.

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA ŁUSEK CHOCZAŃSKICH

Łuski choczańskie na tym terenie reprezentują bardzo fragmentaryczny profil triasu środkowego (w łusce Upłazu) i górnego (w łusce Kończystej) oraz pełny profil dolnej jury, który został zestawiony z fragmentarycznych profilów różnych łusek.

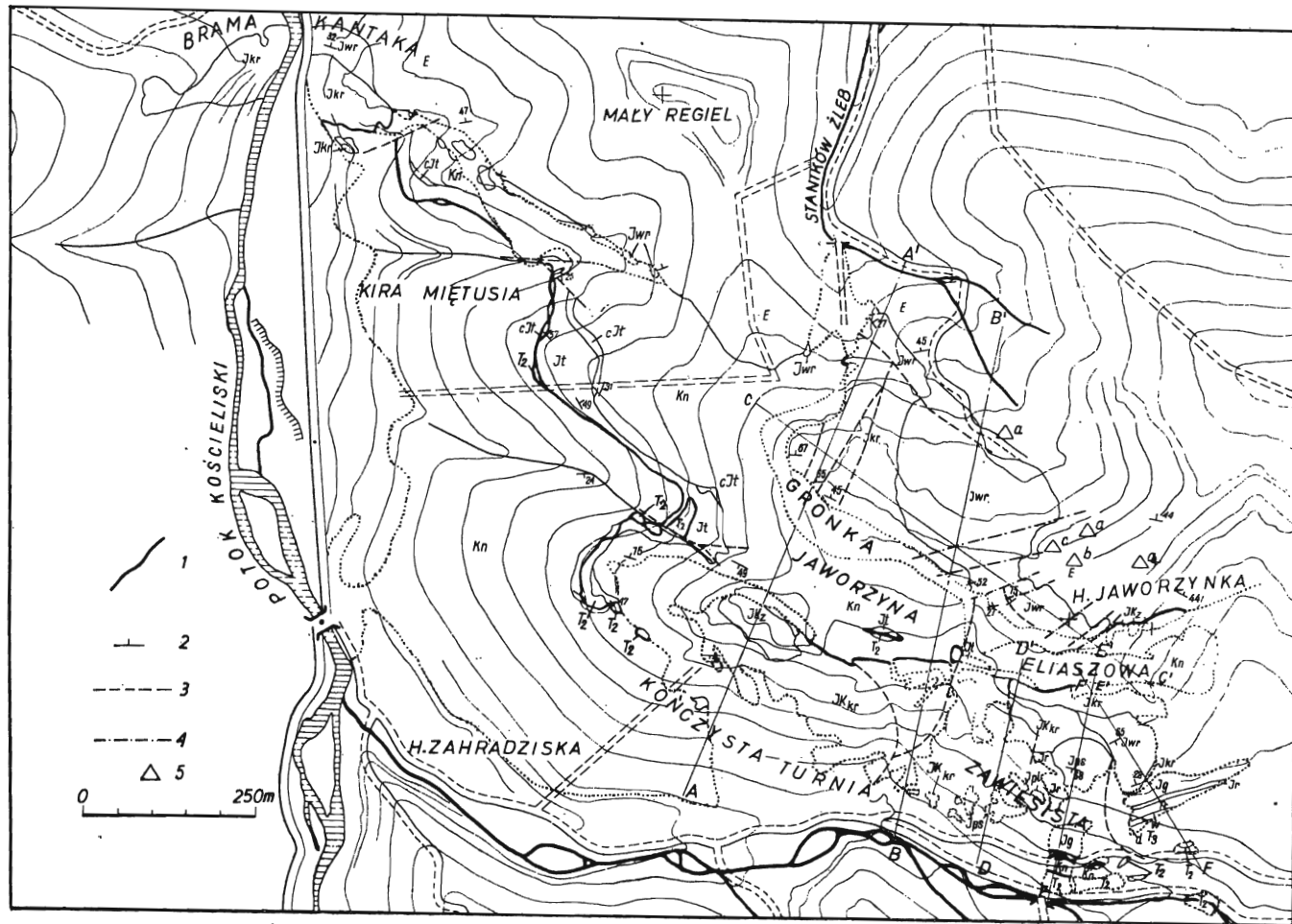


Fig. 1

Środkowy trias

Środkowy trias występuje wyłącznie w łusce Upłazu, gdzie został odkryty przez F. Rabowskiego i W. Goetla (1925), a ostatnio opisany przez Z. Kotańskiego (1965a). Osiąga on największą miąższość na północny zachód w lesie poniżej Hali, gdzie tworzy kilkumetrowej wysokości skałki zbudowane z dolomitów żółto wietrzejących, zbitych, pelitycznych oraz z dolomitów organodetrycznych i onkolitowych.

Na szczególną uwagę zasługują jasne, żółto wietrzejące dolomity występujące na Hali pod Upłazem nad szafasami Kotaszki. Są to dolomity

Fig. 1

Mapa geologiczna łusek choczańskich (Kończystej i Bramy Kantaka) i ich podłoża krizniańskiego na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej (według S. Sokołowskiego i Z. Kotańskiego z uzupełnieniami autora)

Seria krizniańska. Trias dolny: *sd* piaskowce kwarcytyczne (seis dolny), *Kd* dolomity żółte (kampil dolny), *Kg* dolomity z wkładkami wapieni łupkowych (kampil górny); trias środkowy: *w, c, lz* wapień i dolomity cukrowate (anizyk), *Ld* dolomity wstęgowe i pasiaste (ladyn), *T₂* dolomity łuski Czarnej Turni; jura dolna: *Jsp* spongiolity i wapień krynowidowe (plienbach-aalen); jura górna: *Jt* wapień białe kalpionellowe, *cJt* wapień czerwone (tyton); kreda: *Kn* łupki margliste (neokom); eocen: *E* zlepieńce czerwone (eocen środkowy). Seria choczańska. Trias środkowy: *T₂* dolomity płytowe onkolitowe i diploporowe (górny anizyk); trias górny: *d, ł, w* wapień skrytokrystaliczne (*w*), wkładki łupków pstrych (*ł*), dolomity grubopłytowe (*d*) (karnik-noryk), *Tr* wapień zoogeniczne (retyk); dolny lias: *Jh* piaskowce kwarcowe, *Jg* warstwy gresteńskie — łupki ilaste z wkładkami piaskowców kwarcowych, *Jpl* ciemnoszare wapień plamiste, *Jps* wapień pseudoolitowe i drobnokrystaliczne z rogowcami (*Jr*); środkowy lias: *JK_z* zoogeniczne wapień z Kończystej, *JK_{kr}* krynowidowe wapień z Kończystej, *Jwr* wapień rogowcowe; górny lias: *Jkr* wapień krynowidowe. 1 granice geologiczne, 2 bieg i upad, 3 linie dyslokacyjne górnokredowe, 4 linie dyslokacyjne pocioczeńskie, 5 otoczaki w czerwonym zlepieńcu eocenijskim (*a* wapień zoogeniczne — retyk, *b* wapień onkolitowe — retyk, *c* piaszczyste wapień z krynowidami — hettang). A—F linie przekrojów geologicznych (patrz. fig. 4—10)

Geologic map of the Chocz scales (Kończysta and Brama Kantaka) and of their Krizna substratum on the eastern side of the Kościeliska Valley (after S. Sokołowski and Z. Kotański, compiled by the writer)

Krizna series. Lower Triassic: *sd* quartzitic sandstones (Lower Seis), *Kd* yellow dolomites (Lower Campilian), *Kg* dolomites intercalated with shale limestones (Upper Campilian); Middle Triassic: *w, c, lz* limestones and saccharoidal dolomites (Anisian), *ld* banded and zoned dolomites (Ladinian), *T₂* dolomites of the scale of Czarna Turnia; Lower Jurassic: *Jsp* spongiolites and crinoidal limestones (Plienbachian-Aalenian); Upper Jurassic: *Jt* white Calpionella limestones, *cJt* red limestones (Tithonian); Cretaceous: *Kn* marly shales (Neocomian); Eocene: *E* red conglomerates (Middle Eocene). Chocz series. Middle Triassic: *T₂* platy, onkolitic and Diplopora dolomites (Upper Anisian); Upper Triassic: *d, ł, w* crypto-crystalline limestones (*w*), intercalations of variegated shales (*ł*), thick-plated dolomites (*d*) (Carnian-Norian), *Tr* zoogenic limestones (Rhaetic); Lower Liassic: *Jh* quartz sandstones, *Jg* Gresten beds — clay shales intercalated by quartz sandstones, *Jpl* dark grey spotty limestones, *Jps* pseudooolitic and fine-crystalline limestones with hornstones (*Jr*); Middle Liassic: *JK_z* zoogenic limestones from Kończysta, *JK_{kr}* crinoidal limestones from Kończysta, *Jwr* cherty limestones; Upper Liassic: *Jkr* crinoidal limestones. 1 geological boundaries, 2 strike and dip, 3 Upper Cretaceous dislocation lines, 4 Post-Eocene dislocation lines, 5 pebbles in red Eocene conglomerate (*a* zoogenic limestones — Rhaetic, *b* onkolitic limestones — Rhaetic, *c* sandy limestones with crinoids — Hettangian). A—F lines of geological sections (see figs. 4—10)

onkolitowe złożone z doskonale zachowanych onkolitów, w jądrach których znajdujemy fragmenty skorup ślimaków, małżów i brachiopodów, ale głównie jądra onkolitów tworzą formy typu „filaments”, częste są także tylko otoczki onkolitowe na ślimakach i filamentach. Występują tu również dolomity diploporowe złożone z pokruszonych form rodzajów *Diplopora* i *Physoporella*. Z. Kotański (1965b) oznaczył tu gatunki: *Physoporella pauciforata* (Gümb.), *Ph. praealpina* Pia, *Ph. cf. dissita* (Gümb.)

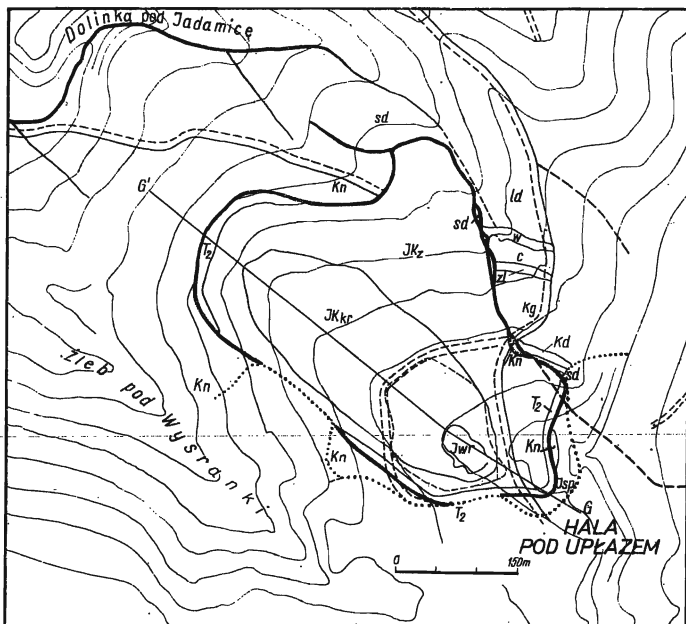


Fig. 2

Mapka geologiczna łuski Uplazu (według F. Rabowskiego i Z. Kotańskiego z uzupełnieniami autora)

Objaśnienia patrz fig. 1

Geological sketchmap of the scale of Uplaz (after F. Rabowski and Z. Kotański, compiled by the writer)

For explanations see fig. 1

oraz *Diplopora annulatissima* Pia i *D. cf. uniserialis* Pia. Oznaczenie tych gatunków pozwoliło na zaliczenie dolomitów łuski Uplazu do górnego anizyku. Bezpośrednio na dolomity górnego anizyku transgredują wapień środkowego liasu (Kotański 1965b).

Górny trias

Górny trias występuje w łusce Kończystej w profilu „nad moreną”, gdzie znaczy go V. Uhlig (1897) i S. Sokołowski (arkusz Hruby Regiel — 1958). Dyskusyjna jest przynależność tego triasu do płaszczowiny cho-

czańskiej. S. Sokołowski (1958) zalicza go do jednostki regłowej dolnej, jednak zarówno wykształcenie litologiczne jak i pozycja tektoniczna przemawiają za włączeniem górnego triasu występującego w profilu „nad moreną” do łuski Kończystej (Kotański 1965b).

Od dołu są to dolomity jasnoszare, gruboławicowe, żółto wietrzejące, w których stropie pojawiają się wkładki pstrych łupków ilastych. Wyżej dolomity przechodzą w ciemnoszare, cienkoławicowe wapienie skrytokryształiczne z licznymi otwornicami i małżoraczkami. Utwory te należą być może do norylku.

Retyk jest wykształcony jako wapienie zoogeniczne (pl. V, fig. 1) z bardzo liczną fauną brachiopodową (terebratule i spiryferyny). W szlifach są ponadto widoczne ślimaki, otwornice oraz kolonie mszywiołów. Wyżej w wapieniach tych pojawia się materiał detrytyczny — słabo obtoczone ziarna kwarcu (pl. V, fig. 2), którego ilość szybko rośnie. Jest to przejście facjalne do piaskowców kwarcowych najniższego liasu.

Brakujące ogniwa profilu łusek choczańskich (głównie łuski Bramy Kantaka) można uzupełnić, analizując skład otoczków zlepieńców eoceńskich, leżących na łusce Bramy Kantaka (por. uwagi na ten temat Z. Kotańskiego — 1965c).

W czerwonym zlepieńcu eoceńskim na hali Jaworzynka Miętusia znalazłem wiele otoczków retyckich wapieni zoogenicznych i otoczki wapieni onkolitowych (pl. VI, fig. 1). Otoczki onkolitowe, jak również licznie występująca w tych wapieniach fauna brachiopodowo-małżowa, są impregnowane związkami żelaza. Oprócz wyżej omówionych znalazły się również otoczki piaszczystego wapienia krynoidowego z pektenami (pl. VI, fig. 2). W obrazie mikroskopowym widoczne są liczne pokruszone skorupy małżów, trochity liliowców oraz fragmenty kolonii mszywiołów. Wapienie te być może należą do najniższego liasu.

Dolny lias

Dolny lias występuje tylko w łusce Kończystej — w profilu „nad moreną” i w profilu Zawieszistej. Najstarsze są tu piaskowce kwarcowe o spoiwie wapnistym. Słabo otoczone ziarna kwarcu wykazują tendencje dopasowania się i w szlifie obserwuje się liczne wzajemne wciski w ziarnach kwarcu i wciski kwarcu w kolonie mszywiołów, które obok trochitów liliowców i połamanych skorup małżów licznie występują w opisywanym piaskowcu.

Na nich w pewnej niezgodności tektonicznej leżą warstwy gresteńskie (Uhlig 1897, Sokołowski — arkuś Hruby Regiel). Są to szarozółte łupki ilaste z częstymi wkładkami piaskowców kwarcowych, w których obok ziarn kwarcu o wielkości około 0,1 mm znajduje się okruchy skałenia, nieliczne chalcedonowe igły gąbek oraz okruchy żółtych dolomitów

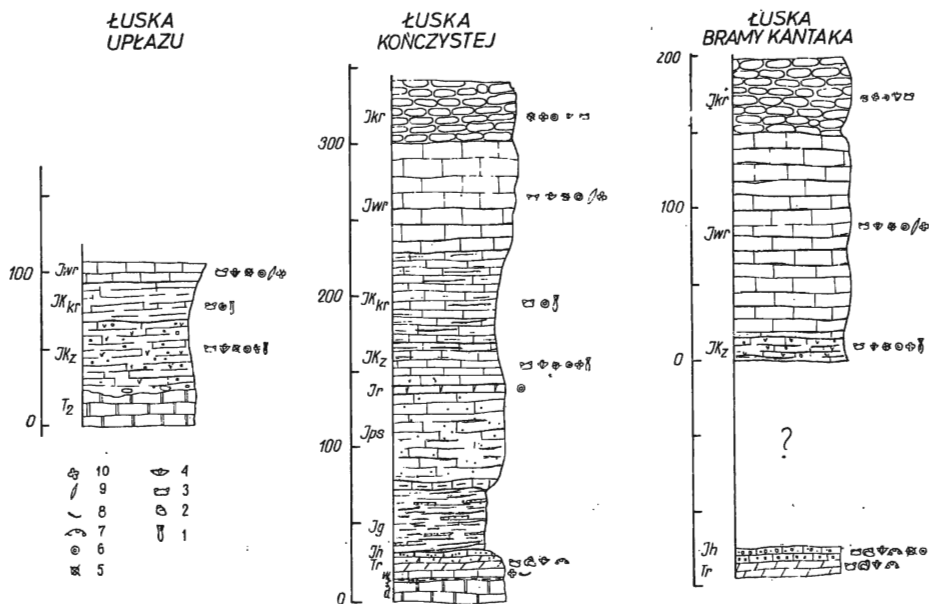


Fig. 3

Syntetyczne profile stratygraficzne łusek choczańskich

Trias środkowy: T_2 dolomity płytowe onkolitowe i diploporowe (górný anizyk); trias górny: d , t , w wapienie skrytokrystaliczne (w), wkładki łupków pstrych (t), dolomity grubopłytowe (d) (karnik-noryk), Tr wapienie zoogeniczne (retyk); dolny lias: Jh piaskowce kwarcowe, Jg warstwy gresteńskie — łupki ilaste z wkładkami piaskowców kwarcowych, Jpl ciemnoszare wapienie plamiste, Jps wapienie pseudooolitowe i drobnokrystaliczne z rogowcami (Jr); środkowy lias: JK_z zoogeniczne wapienie z Kończystej, JK_{kr} krynowidowe wapienie z Kończystej, Jwr wapienie rogowcowe; górny lias: Jkr wapienie krynowidowe. Oznaczenia fauny: 1 belemnity, 2 ślimaki, 3 małże, 4 brachiopody, 5 kolce jeżowców, 6 trochity lilowców, 7 mszywioly, 8 małżorączki, 9 igły gąbek, 10 otwornice

Synthetic stratigraphic profiles of the Chocz scales

Middle Triassic: T_2 platy onkolitic and Diplopore dolomites (Upper Anisian); Upper Triassic: d , t , w crypto-crystalline limestones (w), intercalations of variegated shales (t), thick-plated dolomites (d) (Carnian-Norian), Tr zoogenic limestones (Rhaetic); Lower Liassic: Jh quartz sandstones, Jg Gresten beds — clay shales with intercalations of quartz sandstones, Jpl dark-grey spotty limestones, Jps pseudo-oolitic and fine crystalline limestones with cherts (Jr); Middle Liassic: JK_z zoogenic limestones from Kończysta, JK_{kr} crinoidal limestones from Kończysta, Jwr hornstone chert limestones; Upper Liassic: Jkr crinoidal limestones. Faunal determinations: 1 belemnites, 2 gastropods, 3 pelecypods, 4 brachiopods, 5 needles of echinoids, 6 trochites of crinoids, 7 bryozoans, 8 ostracods, 9 sponge spicules, 10 foraminifers

o wielkości 1—3 mm. Piaskowce te wykazują wyraźne warstwowanie frakcjonalne, dodatkowo podkreślone smugami okruchów żółtych dolomitów.

Nad grestenem u podstawy Zawieszistej znajduje się cienka warstwa nie znanych dotychczas drobnokrystalicznych wapieni plamistych (odpowiednik margli plamistych — Fleckenmergeln) z płaszczowiny regłowej dolnej i z Alp Wschodnich.

Wyżej leżące wapienie pseudoooidowe (pl. VII, fig. 1) tworzą w całości strome ściany Zawieszistej Turni. W szlifach widać, że są to oomikryty o maksymalnej wielkości pseudoooidów do 2 mm i bardzo zróżnicowanym kształcie. Profil dolnego liasu kończą drobnokrystaliczne jasnoszare wapienie rogowcowe, widoczne we wschodniej ścianie Zawieszistej.

Środkowy lias

Środkowy lias jest wykształcony jako wapienie organodetrytyczne i rogowcowe, w których głównie na podstawie obserwacji mikroskopowych udało się wydzielić trzy poziomy: są to od dołu zoogeniczne wapienie z Kończystej, krynoidowe wapienie z Kończystej i wapienie rogowcowe. Dwa pierwsze poziomy nazywam tradycyjną nazwą wapieni z Kończystej, aczkolwiek występują one również w łusce Upłazu i w łusce Bramy Kantaka, lecz nie osiągają tak pełnego wykształcenia jak w łusce Kończystej, gdzie zostały opisane po raz pierwszy przez S. Sokołowskiego (1924).

Wapienie zoogeniczne odkrył G. Stache (1868) na Hali pod Upłazem i na podstawie ich podobieństwa do wapieni hierlatzkich z Alp Wschodnich określił ich wiek jako wyższy lias.

S. Sokołowski (1924) z tych samych wapieni tworzących Kończystą Turnię oznaczył szereg brachiopodów, między innymi *Terebratula punctata*, *Rhynchonella poliptycha* i *Rh. plicatissima*. Na podstawie wymienionych form i w oparciu o analogie alpejskie zaliczył on wapienie z Kończystej do górnej części dolnego liasu (lotaryng) i częściowo do środkowego liasu.

Jeszcze bardziej obniżył wiek tych wapieni F. Rabowski (1954), zaliczając je do dolnego liasu (lotaryng, pliensbach).

Należy jednak wrócić do opinii G. Stachego, który zaliczył wapienie z Hali pod Upłazem do wyższych pięter liasu, co zaproponował ostatnio Z. Kotański (1965a). W oparciu o powyższą opinię oraz na podstawie wyraźnych analogii w wykształceniu facjalnym z płaszczowiną reglową dolną, jak i biorąc pod uwagę opisany pełny profil dolnego liasu, zaliczam wapienie z Kończystej i wapienie rogowcowe do liasu środkowego.

Zoogeniczne wapienie z Kończystej (pl. VIII, fig. 1) występują na Hali pod Upłazem, tworzą szczyt Kończystej Turni i znajdują się również na wschodnim zboczu Jaworzynki Miętusiej, czyli w obrębie łuski Bramy Kantaka. Są to wapienie jasnoszare złożone głównie z fragmentów skorup brachiopodów, małżów i belemnitów. W obrazie mikroskopowym widoczne są pokruszone trochity liliowców, kolce jeżowców oraz liczne otwornice.

W łusce Upłazu, gdzie zoogeniczne wapienie z Kończystej transgredują na górny anizyk, znajdują się w nich liczne duże okruchy żółto wietrzącego dolomitu triasowego (por. pl. IV, fig. 2), często pocięte przez

skałotocze (Kotkański 1965a, pl. IV, fig. 2). W szlifach można zauważyć rurki po skałotoczach wypełnione organodetrytycznym materiałem liasowym (pl. VII, fig. 2). Również w wapieniach tego poziomu w obrębie łuski Kończystej i łuski Bramy Kantaka trafiają się okruchy żółtego dolomitu, lecz drobniejsze i mniej liczne.

Na wapieniach zoogenicznych leżą krynoidowe wapienie z Kończystej. Przejście między tymi dwoma poziomami jest bardzo trudne do uchwycenia, co nie pozwala postawić między nimi wyraźnej granicy.

Krynoidowe wapienie z Kończystej (pl. VIII, fig. 2) tworzą główny trzon Kończystej Turni, występują wąskim płatem w łusce Uplazu oraz w łusce Bramy Kantaka — w Staników Żlebie. Są to jasnoszare lub szaroróżowe wapienie, złożone z trochitów liliowców. W obrazie mikroskopowym są widoczne prócz tego rzadko występujące fragmenty skorup małżów i brachiopodów, kolce jeżowców, otwornice oraz onkoidy. Daleko posunięta rekrytalizacja zaciera kontury wyżej opisanych form, co bardzo utrudnia obserwację szlifów.

W najwyższej części Hali pod Uplazem widoczne są wapienie rogowcowe, osłaniające przed erozją mniej odporne na wietrzenie poprzednio opisane wapienie. W łusce Kończystej silnie rozwinięte w partii zachodniej krynoidowe wapienie z Kończystej szybko zanikają w kierunku wschodnim, a głównym elementem tworzącym Eliaszową Turnię są wapienie rogowcowe, spełniające również tę rolę w łusce Bramy Kantaka. Są to początkowo szare, a wyżej ciemnobrunatne wapienie krynoidowe z rogowcami. Chropowate rogowce są splekane na regularne kostki podkreślając swoją obecnością warstwowanie tego kompleksu (pl. III, fig. 2). W obrazie mikroskopowym widoczne są pokruszone trochity liliowców, skorupy małżów i brachiopodów, kolce jeżowców oraz bardzo liczne otwornice. Cała skała przepojona jest chalcedonem. Trudną do wyjaśnienia genezę tej krzemionki tłumaczą nieregularnie występujące w wyższych partiach tego poziomu wkładki spongiolitów wapnistych (pl. IX, fig. 1).

Nieregularne wkładki spongiolitów znajdują się wśród wapieni rogowcowych na Jaworzynce Miętusiej oraz w Staników Żlebie, gdzie we wkładkach tych występuje bardzo liczna dobrze zachowana fauna brachiopodowa (pl. IX, fig. 2), znaleziona po raz pierwszy w lecie 1966 roku na wspólnej wycieczce przez doc. dra Z. Kotkańskiego. Dobry stan zachowania brachiopodów zawdzięczać należy przesyleniu chalcedonem skorupiek.

Wapienie rogowcowe w łusce Kończystej, a jeszcze bardziej we wschodniej części łuski Bramy Kantaka, są silnie strzaskane tektonicznie. W efekcie Eliaszową Turnię i Jaworzynkę Miętusią tworzy brekcja tektoniczna, składająca się z potrzaskanych wapieni rogowcowych słabo zlepionych wapnistym silnie żelazistym spoiwem z dużą ilością okruchów

chalcedonowych powstałych z rozkruszonych rogowców. Znaczna ilość związków żelaza w spoiwie brekcji nadaje charakterystyczny brunatno-ceglasty kolor tym turniom.

Górny lias

Najmłodszym ogniwem wchodzącym w skład łusek choczańskich na tym terenie są wapienie krynoidowe, które na podstawie analogii do odpowiednich ogniw triasu krzyżniańskiego na zachód od Doliny Kościeliskiej (Guzik 1959b) można zaliczyć do toarku. Są to ciemnoszare wapienie w całości złożone z trochitów liliowców. Ponadto w szlifie widoczne są nieliczne fragmenty skorup małżów i brachiopodów oraz otwornice. Wapieni tych nie ma już w łusce Upłazu, a w łusce Kończystej tworzą one jedynie północną część Eliaszowej Turni, gdzie są bardzo silnie zbrekcjowane. W łusce Bramy Kantaka są one jej głównym elementem składowym i są najlepiej widoczne w Bramie Kantaka.

UWAGI PALEOGEOGRAFICZNO-FACJALNE

Dokładne prześledzenie profili stratygraficzno-litologicznych łusek choczańskich pozwoliło na wychwycenie pewnych związków litofacjalnych pomiędzy omawianymi jednostkami. Zostały również stwierdzone poważne różnice litologiczne. Jedynym ogniwem korelacyjnym w obrębie łuski Upłazu, Kończystej i Bramy Kantaka są dwa poziomy wapieni z Kończystej i wapienie rogowcowe wyższej części środkowego liasu rozpatrywane jako jedno ogniwo korelacyjne. Jednak już w obrębie tego zespołu warstw można zauważyć wyraźną redukcję miąższości krynoidowych wapieni z Kończystej w łusce Upłazu w stosunku do silnie rozwiniętego poziomu krynoidowego w łusce Kończystej. Z kolei poziom wapieni rogowcowych w łusce Kończystej osiąga niewielkie miąższości, a kilkukrotnie większe miąższości tego poziomu można obserwować w łusce Bramy Kantaka.

Górna część liasu profilu łuski Bramy Kantaka jest najbardziej zbliżona do profilu serii reglowej dolnej (np. wkładki spongiolitów w wapieniach rogowcowych).

Brak dokładnych danych o wykształceniu dolnego liasu i najwyższego triasu w łusce Bramy Kantaka, które to ogniwa zostały zerodowane jako tektonicznie najwyższe (pozycja odwrócona) przez transgresję morza eoceńskiego, nie pozwala na prześledzenie i ustalenie superpozycji warstw tej części profilu. Jednak posiadany materiał porównawczy z czerwonego zlepieńca eoceńskiego, w którym występują otoczalki piaszczyстых wapieni krynoidowych z pektenami dolnego liasu i wapieni onkolitowych oraz wapieni zoogenicznych retyku, pozwala sądzić o panującej

plytkomorskiej facji w trakcie sedymentacji utworów najwyższego triasu i dolnego liasu.

O ile osady łuski Bramy Kantaka i Kończystej w obecnym ujęciu wykazują znacznie większe niż to sądzono dotychczas analogie do serii krizniańskiej i mają charakter intrageosynklinalny, to zdecydowanie intrageoantyklinalny charakter posiadają osady łuski Uplazu. Przemawiają za tym redukcje miąższości osadów środkowego liasu, a przede wszystkim fakt transgresywnego położenia wapieni środkowego liasu na dolomitach górnego anizyku (Kotański 1965a). Jedynym materiałem terrygenicznym, jaki się spotyka w okruchach w transgredujących wapieniach środkowoliasowych, są żółto wietrzejące dolomity środkowego triasu.

Z powyższych faktów wynika, że spłylenie tej części zbiornika sedymentacyjnego, a nawet całkowite wynurzenie dna połączone z erozją nastąpiło w niższym liasie. Potwierdzeniem erozji osadów triasowych w dolnym liasie w strefie sedymentacji utworów łuski Uplazu oraz wzajemnego związku paleogeograficznego łusek choczańskich ze sobą jest obecność okruchów żółto wietrzejących dolomitów triasowych w warstwach gresteńskich łuski Kończystej, oraz w transgresywnych warstwach zoogenicznych wapieni z Kończystej w łusce Uplazu. Okruchy żółto wietrzejących dolomitów występują ponadto w zoogenicznych wapieniach z Kończystej w łuskach Kończystej i Bramy Kantaka, w których nie obserwuje się przerwy sedymentacyjnej.

Tak wielka luka sedymentacyjna nie jest znana ani z serii krizniańskiej, ani choczańskiej (por. Andrusov 1959), a podobne przerwy można znaleźć tylko w serii weporskiej (informacja ustna doc. dr Z. Kotańskiego). Z uwagi na analogie litologiczne łuskę Uplazu można zaliczyć do serii choczańskiej, natomiast czas trwania luki sedymentacyjnej wskazuje na podobieństwo do serii weporskiej, można więc twierdzić, że stanowi ona ogniwo przejściowe od serii choczańskiej do weporskiej. Łuskę tę można zatem uważać za najniższą jednostkę serii choczańskiej, lub nawet za jednostkę weporską. Wyższą jednostkę — już na pewno choczańską — stanowi łuska Kończystej, natomiast najwyższym elementem choczańskim jest łuska Bramy Kantaka (por. Kotański 1965a).

TEKTONIKA ŁUSEK CHOCZAŃSKICH

Stosunek łusek choczańskich do leżących pod nimi jednostek krizniańskich przedstawił S. Sokołowski (1961b) i Z. Kotański (1965a, b). Moim zadaniem jest natomiast omówienie wewnętrznej budowy łusek choczańskich.

Łuska Uplazu

Pełną genezę nazwy tej jednostki wyjaśnił Z. Kotański (1965a), który przedstawił również zmiany poglądów na jej pozycję tektoniczną.

Jednostka ta leży przeważnie na neokomie łuski Kotaszki, a jedynie w swym najbardziej północnym fragmencie nasuwa się na kwarcyty łuski Starych Kościelisk jednostki Bobrowca. Od wschodu kontaktem tektonicznym odgraniczona jest od jednostki Suchego Wierchu (Kotański 1965a).

Utwory tworzące łuskę Upłazu leżą niemal płasko na Hali pod Upłazem w normalnym położeniu (przekrój G-G', por. także Kotański 1965a). Najniższym ogniwiem należącym do omawianej jednostki są górnoanizyjskie dolomity, na których transgredują zoogeniczne wapienie z Kończystej. Wapienie te tworzą główną masę łuski i ku stropowi przechodzą w krynoidowe wapienie z Kończystej, które występują wąskim płatem w centralnej części łuski. Najwyższym ogniwiem wchodzącym w skład łuski Upłazu jest niewielkiej miąższości warstwa środkowoliasowych wapieni rogowcowych, których obecne występowanie, ograniczone jedynie do najwyższych punktów Hali pod Upłazem, jest wynikiem działania erozji. Zasięg tych utworów na mapie został przedstawiony na figurze 1, a prosta budowa łuski Upłazu stanowi wyraźny kontrast ze skomplikowaną budową jednostek krzyżniańskich w jej podłożu.

Łuska Kończystej

Nazwę wprowadził F. Rabowski (1930), obejmując nią dwa pasma — Kończystej Turni i Bramy Kantaka, które we wcześniejszym ujęciu (Rabowski & Goetel 1925) wraz z wapieniami liasowymi Hali pod Upłazem zaliczane były do wspólnej jednostki — łuski Upłazu. Nowsze opracowania tych jednostek wykazały konieczność wydzielenia somodzielnej łuski, która w obecnym ujęciu (Kotański 1965a) ograniczona jest do trzech turni: Kończystej, Zawieszistej i Eliaszowej. Według S. Sokołowskiego (1958, 1961) łuska Kończystej została wciśnięta w margliste łupki neokomu płaszczowiny reglowej dolnej. W obrębie serii reglowej dolnej w podłożu łuski Kończystej Z. Kotański (1965a, b) wydzielił trzy jednostki tektoniczne — od dołu łuskę Kiry Miętusiej, rozwleczoną łuskę Czarnej Turni w odwróconym położeniu i ścinającą je od góry łuskę Czerwonej Skałki. Wtłoczenie jednostek choczańskich spowodowało wtórne wspólne sfałdowanie tych łusek i powstanie fałdu polisyntetycznego (Kotański 1965b, tabl. I oraz przekrój A-A).

Zbadanie wewnętrznej struktury Kończystej Turni natrafia na poważne trudności spowodowane głównie niezgodnościami tektonicznymi między poszczególnymi ogniwami budującymi tę turnię, brakiem wyraźnego warstwowania wapieni oraz silnym pocięciem całego kompleksu skalnego przez szereg uskoków.

W obrębie łuski można wyróżnić dwa zasadnicze elementy — niższy zbudowany z utworów górnego triasu i najniższego liasu (warstwy gresteńskie), leżących w położeniu normalnym, oraz element wyższy, wtłoczony

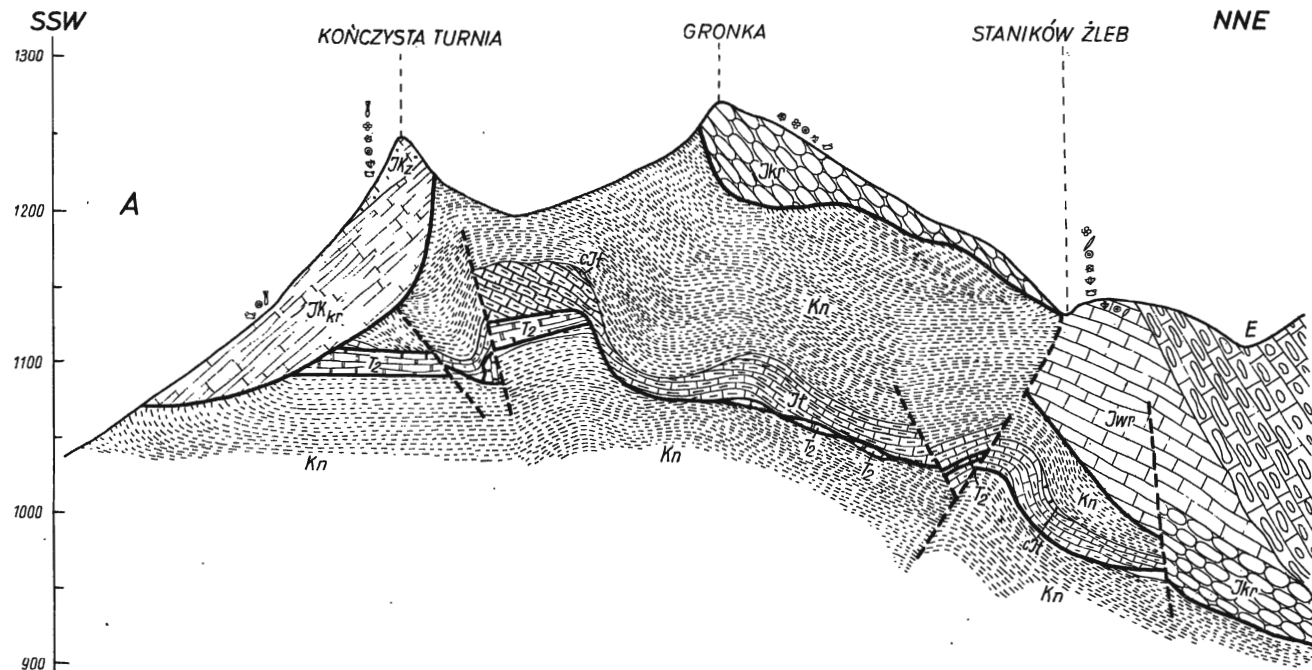


Fig. 4

Przekrój przez Kończystą i Gronkę do Staników Żlebu

Objaśnienia patrz fig. 1 i 3

Section through Kończysta and Gronka to Staników Żleb

For explanations see fig. 1 and 3

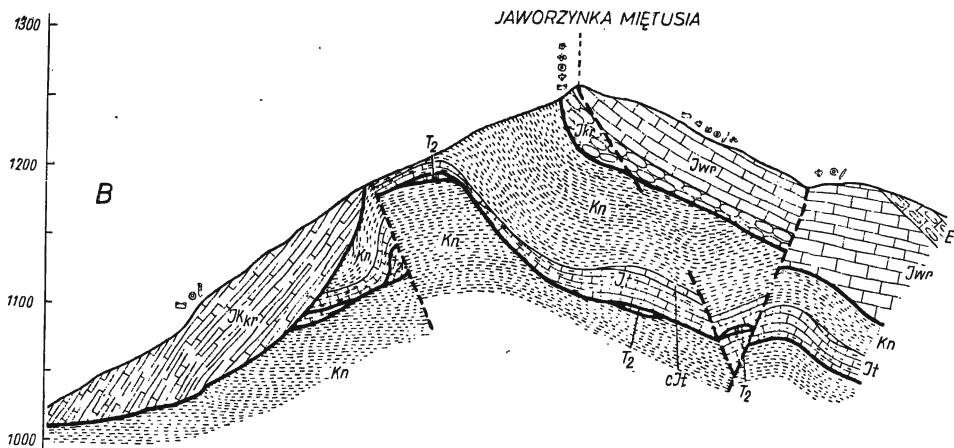


Fig. 5

Przekrój przez zleb między Kończystą i Eliaszową Turnią do Jaworzynki Miętusiej
Objaśnienia patrz fig. 1 i 3

Section through the couloir between Kończysta and Eliaszowa Turnia to Jaworzynka Miętusia

For explanations see fig. 1 and 3

ny w warstwy gresteńskie i w neokom krziziański (przekroje E-E' i F-F'), zbudowany z utworów dolnej jury (środkowy lotaryng — toark) zapadających stromo na południe w pozycji odwróconej.

Niższy element występuje jedynie we wschodniej części łuski Kończystej w profilu „nad moreną” i pod Zawieszistą Turnią. W obrębie tego

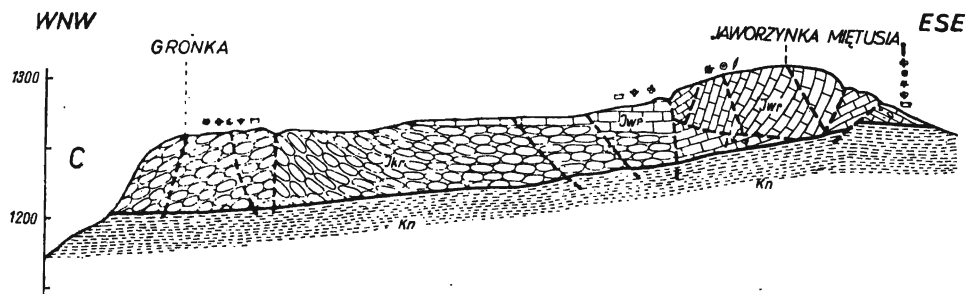


Fig. 6

Przekrój podłużny od Gronki do Jaworzynki Miętusiej

Objaśnienia patrz fig. 1 i 3

Longitudinal section from Gronka to Jaworzynka Miętusia

For explanations see fig. 1 and 3

elementu obserwuje się ponadto wewnętrzną niezgodność tektoniczną między górnym triasem a warstwami gresteńskimi.

S. Sokołowski (ankusz Hruby Regiel) zaliczył warstwy niższego elementu do płaszczowiny reglowej dolnej, natomiast Z. Kotański (1965a), opierając się na pozycji tektonicznej tej jednostki oraz na wykształceniu facjalnym tego zespołu warstw, wskazuje na możliwość jego przynależności do serii choczańskiej. Stwierdzenie, że górny trias leży tu wyraźnie na marglistych łupkach neokomu łuski Czerwonej Skalki, potwierdza sugestie Z. Kotańskiego (1965a) co do zaliczenia tego elementu do łuski Kończystej, którego warstwy stanowią poza tym logiczne uzupełnienie dolnej części profilu tej łuski.

Wyższy element, tworzący główną masę łuski Kończystej, znajduje się w pozycji odwróconej. Warstwy zapadają na południe osiągając bardzo duże upady, rzędu 60—70°. W elemencie tym, zbudowanym wyłącznie z wapieni łasowych, można wyróżnić siedem ogniw litologicznych. Kontakty między poszczególnymi ogniwami są zawsze dyskordantne, a ich wzajemne ułożenie jest tektonicznie skomplikowane.

Najbardziej pełny profil obserwuje się we wschodniej części łuski (przekrój E-E'). W przekroju tym Zawieszista Turnia jest zbudowana z zespołu warstw najwyższej części dolnego łasu, reprezentowanego przez wapienie plamiste, wapienie rogowcowe, a głównie wapienie pseudoolitowe, które występują wyłącznie w tej części łuski. Leżą one na młodszych ogniwach łasu — na silnie zredukowanych wapieniach z Kończystej i wapieniach rogowcowych wyższej części środkowego łasu. W kierunku wschodnim wymienione ogniwo z Kończystej wyklinowuje się, a jego miejsce zajmują silnie rozwinięte w tej części łuski wapienie rogowcowe (przekrój F-F').

Stratygraficznie najwyższe ogniwo w tym przekroju stanowią wapienie krynoidowe toanku, tworzące szczyt i grzędę Eliaszowej Turni. Podścielają one środkowolasowe ogniwa łuski.

W kierunku zachodnim można zaobserwować szybko postępującą redukcję ogniw najstarszych i najmłodszych na korzyść silnie rozwijających się wapieni krynoidowych z Kończystej. W efekcie, środkowa część łuski Kończystej zbudowana jest wyłącznie z tych wapieni (przekrój B-B').

Szczyt Kończystej Turni, stanowiący najbardziej zachodnią część tej jednostki, tworzą zoogeniczne wapienie z Kończystej, tylko tu reprezentowane. Ku dołowi (w odwróconym położeniu) przechodzą one, z zachowaniem ciągłości sedymentacyjnej, w młodsze podścielające je krynoidowe wapienie z Kończystej (przekrój A-A').

Łuska Kończystej jest pocięta szeregiem linii dyslokacyjnych o przebiegu zbliżonym do południkowego, co dodatkowo komplikuje jej budowę.

Wyraźny charakter tektoniczny granicy między łuską Kończystej a leżącymi pod nią jednostkami krizniańskimi podkreśla we wschodniej

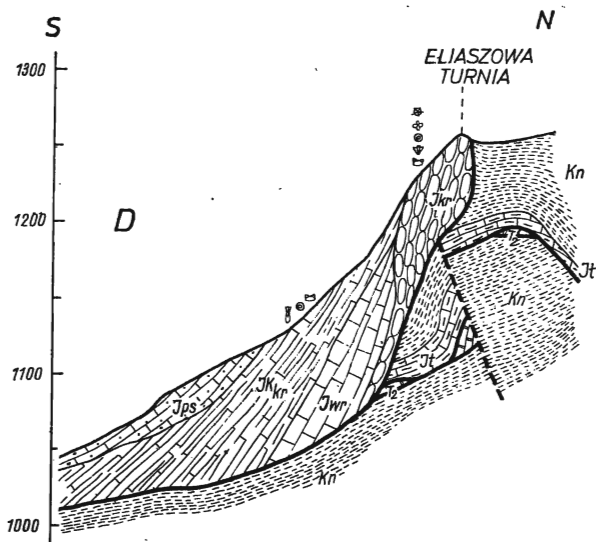


Fig. 7

Przekrój przez zachodnią część Eliaszowej Turni
 objaśnienia patrz fig. 1 i 3
 Section through western part of Eliaszowa Turnia
 For explanations see fig. 1 and 3

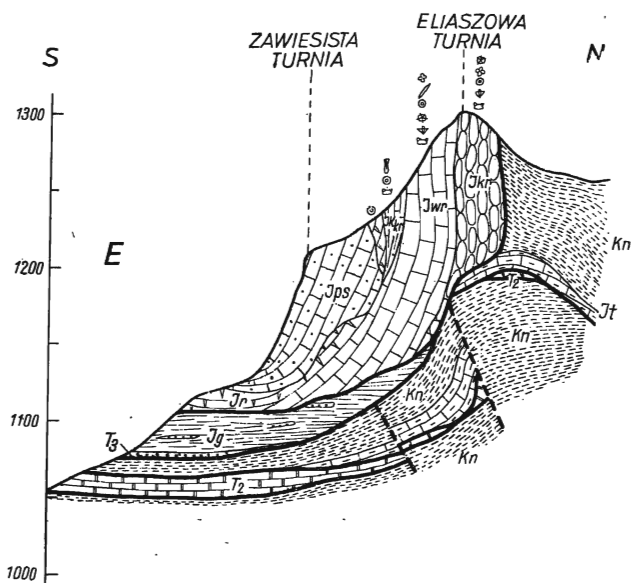


Fig. 8

Przekrój przez Zawieszistą i wschodnią część Eliaszowej Turni
 objaśnienia patrz fig. 1 i 3.
 Section through Zawieszista and the eastern part of Eliaszowa Turnia
 For explanations see fig. 1 and 3

części łuski bardzo silne tektoniczne zbrekcjowanie ogniw tworzących Eliaszową Turnię.

Łuska Bramy Kantaka

Po raz pierwszy jednoznacznie nazwał ten odrębny element tektoniczny — łuską Bramy Kantaka Z. Kotański (1965a). Uprzednio pasmo Bramy Kantaka łączył S. Sokółowski (1958, 1961) bezpośrednim skretem synklinalnym z łuską Kończystej Turni.

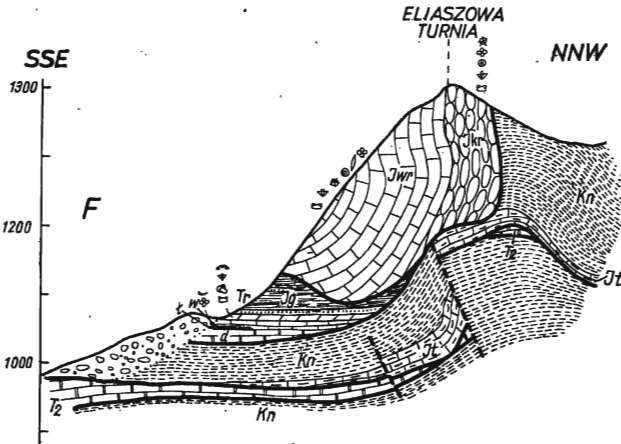


Fig. 9

Przekrój przez żleb za moreną i Eliaszowa Turnia

Objaśnienia patrz fig. 1 i 3

Section through the couloir beyond the moraine and Eliaszowa Turnia

For explanations see fig. 1 and 3

Jednostka ta występuje w Bramie Kantaka w Dolinie Kościeliskiej i kontynuuje się ku wschodowi poprzez południowe zbocza Małego Regła, Staników Żleb, Gronkę do hali Jaworzynka Miętusia, natomiast ku zachodowi ciągnie się wąskim pasem poprzez halę Kopka niemal do Doliny Lejowej (K. Guzik — arkusz Hruby Regiel). Zbudowana jest ona z wapieni środkowego i górnego liasu, których kontakt z podłożem jest wszędzie tektoniczny.

Łuska Bramy Kantaka na odcinku między Doliną Lejową a Bramą Kantaka leży na neokomie łuski Kiry Miętusiej i ewentualnie na malmie fałdu rozwleczonego Kiry Miętusiej. Od Bramy Kantaka na wschód do hali Jaworzynka Miętusia jednostka ta leży na marglistych łupkach Czerwonej Skałki (Kotański 1965a).

Bezpośredni kontakt tektoniczny łuski Bramy Kantaka z podścielającymi ją marglistymi łupkami neokomu serii regłowej dolnej udało się

prześledzić na niewielkim odcinku w jaskini w Staników Żlebie, w której obserwuje się kontakt wapieni liasowych z neokomem (pl. IX, fig. 1). Tektoniczny charakter tego kontaktu podkreślony jest wyraźnymi, doskonale czytelnymi strukturami mikrotektonicznymi.

Utwory tworzące łuskę Bramy Kantaka znajdują się w pozycji odwróconej, o biegu warstw zbliżonym do południkowego i dość stromych upadach (do 60°). Cały ten kompleks jest zrzucony w kierunku północnym systemem pionowych uskokuw wieku przedoceńskiego, o przebiegu E-W, pod pokrywą transgredujących na te osady utworów eoceńskich (przekrój A-A'). Wyraźnie zaznacza się schodowy charakter tego systemu dyslokacji. Upady łagodnieją w miarę posuwania się w kierunku północnym, w elementach które uległy zrzuconiu.

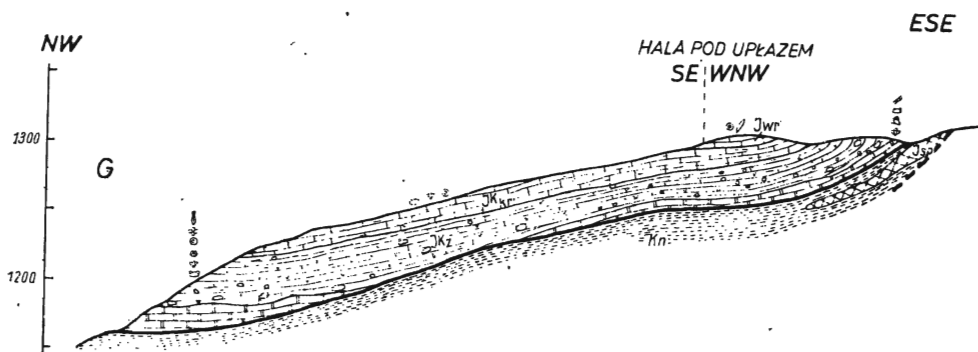


Fig. 10

Przekrój łuski Uplazu na Hali pod Uplazem

Objaśnienia patrz fig. 1 i 3

Section of the Uplaz scale in Hala pod Uplazem

For explanations see fig. 1 and 3

W skład łuski Bramy Kantaka wchodzi zoogeniczne wapienie z Kończystej, występujące wyłącznie na wschodnim zboczu Jaworzynki Miętu-siej. Wyższe ogniwo tej jednostki — krynoidowe wapienie z Kończystej — odślania się jedynie na niewielkim odcinku w Staników Żlebie. Pozycja tektoniczna tych utworów jest trudna do wyjaśnienia. Wapienie rogowco-we środkowego liasu, odporne na wietrzenie, zaznaczają się jako dodatnie elementy morfologiczne. Powyższe ogniwa podścielają krynoidowe wa-pienie toarku (przekrój B-B').

Łuska Bramy Kantaka jest pocięta licznymi dyslokacjami dwóch generacji, związanych zapewne z okresem szariażu. Wcześniej omówione dyslokacje równoleżnikowe i południkowe, przecinające tylko łuskę Bra-my Kantaka, a nie kontynuujące się w utwory eoceńskie, powodują lokal-ne zmiany biegów i upadów warstw (przekrój C-C' i pl. I). Młodsze dyslo-kacje — pœoceńskie, o przebiegu NNE-SSW, przecinają łuskę Bramy

Kantaka i neokom podścielający tę jednostkę i kontynuują się w granicznym z nią od północy zlepieńcu eoceńskim.

Wiele z zaobserwowanych stref dyslokacyjnych jest silnie zażelazionych. Brak śladów żelaza w podścielających łuskę Bramy Kantaka utworach neokomu wskazuje, być może, na przedszariażowe pochodzenie mineralizacji hematytowej (sugestia ustna doc. dra Z. Kotańskiego).

Z analizy mapy wynika ściśle powiązanie rozprzestrzenienia czerwonego zlepieńca eoceńskiego z silnie zażelazionymi w licznych strefach dyslokacji utworami łuski Bramy Kantaka. Obecność czerwonego zabarwienia zlepieńców w najniższych ogniwach środkowego eocenu, który ku stropowi przechodzi w zlepieńce szare, świadczy o erozji utworów łuski Bramy Kantaka w początkowym okresie transgresji. Przyjmowany dotychczas pogląd, w myśl którego zabarwienie czerwonego zlepieńca jest wynikiem stosunków paleogeograficznych panujących w środkowym eocenie, nie tłumaczy lokalnego rozprzestrzenienia tych utworów. Istnieją więc podstawy, by przyjąć dominujący wpływ związków żelaza, pochodzących z erodowanych skał łuski Bramy Kantaka, na zabarwienie czerwonego zlepieńca eoceńskiego (ustne sugestie doc. dra Z. Kotańskiego).

*Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6
Warszawa, w grudniu 1966 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ANDRUSOV D. 1936. Subtatranské prikrovy Západnich Karpát. — *Carpatica* 1, Praha.
- 1959. Geológia československých Karpát. Zv. SAV. Bratislava.
- GOETEL W. & SOKOŁOWSKI S. 1930. Tektonika serii reglowej okolicy Zakopanego (La structure tectonique de la zone subtatrique aux environs de Zakopane). — *Rocz. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 6. Kraków.
- GUZIK K. 1936. O stratygrafii triasu płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej) (Über die Stratigraphie der Trias in der oberen subtatrischen Decke in der Hohen Tatra und im Chocz-Gebirge). — *Ibidem*, t. 12.
- 1959. Niektóre zagadnienia stratygrafii liasu-doggeru płaszczowiny reglowej dolnej w Tatrach (Notes on some stratigraphic problems of the Lias-Dogger rocks in the lower sub-Tatric nappe of the Tatra Mountains). 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). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 149. Warszawa.
- GUZIK K. & KOTAŃSKI Z. 1963. Tektonika regli zakopiańskich (La tectonique de la zone subtatrique de Zakopane). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 13, nr 3/4. Warszawa.
- KOTAŃSKI Z. 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach (Tectogénèse et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras). — *Ibidem*, vol. 11, nr 2/3.
- 1965a. Budowa geologiczna pasma reglowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską (La structure géologique de la chaîne subtatrique entre

- la vallée de Mała Łąka et la vallée Kościeliska dans les Tatras Occidentales). — *Ibidem*, vol. 15, nr 3.
- 1965b. Przekrój geologiczny wschodniego zbocza Doliny Kościeliskiej w Tatrach w historycznym rozwoju (La coupe géologique du versant est de la vallée Kościeliska dans les Tatras Occidentales dans son développement historique). — *Ibidem*.
- 1965c. Analogie litologiczne triasu tatrzańskiego z triasem wschodnioalpejskim (Analogies lithologiques entre le Trias de Tatra et celui des Alpes orientales). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 35. Kraków.
- MAPA geologiczna Tatr Polskich w skali 1:10 000, arkusz Hruby Regiel, 1958—1961. Wydawn. Geol. Warszawa.
- MATEJKA A. & ANDRUSOV D. 1930. Kritická poznámka o subtatranských přikrovcích ve Vysokých Tatrách (Remarque critique). — *Věstn. Státn. Geol. Úst. ČSR*, roč. 6. Praha.
- NAGRABECKA E. 1961. Zdjęcie geologiczne strefy kontaktu płaszczowiny reglowej dolnej i górnej między Doliną Kościeliską i Jarońcem w Tatrach. Archiwum Zakładu Kartowania Geologicznego U.W. Warszawa.
- RABOWSKI F. 1931. Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Kondratową (Quatre coupes géologiques entre les vallées de Kościeliska et de Kondratowa dans la Tatra). — *Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 6, z. 4. Warszawa.
- 1954. Stosunki strukturalne tatrzańskich płaszczowin reglowych na prawym zboczu Doliny Kościeliskiej w okolicy Upłazu Miętusiego i ich znaczenie (Les rapports structuraux entre les nappes subtatransques de la Tatra sur le versant droit de la vallée Kościeliska aux environs de l'Upłaz Miętusi et leur signification). W: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, w Pieninach i na Podhalu, t. 1 (*In: From the geological researches in Tatra, Pieniny Mountains and in Podhale*, v. 1). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 86. Warszawa.
- RABOWSKI F. & GOETEL W. 1924. O budowie pasma reglowego w Tatrach (La structure de la zone subtatransque). — *Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Inst. Géol. Pol.)*, nr 8. Warszawa.
- RABOWSKI F. & GOETEL W. 1925. Budowa Tatr. Pasma reglowe (Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtatransque). — *Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 3, z. 1/2. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. 1925. Spostrzeżenia nad wiekiem i wykształceniem liasu reglowego w Tatrach (Die Beobachtungen über das Alter und Entwicklung des subtatranschen Lias in Tatragebirge). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 2. Kraków.
- 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych (Les Tatry Bielskie. La Géologie de leurs versants méridionaux). — *Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.)*, t. 4. Warszawa.
- 1959. Zarys geologii Tatr (Outlines of geology of the Tatra Mountains). 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). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 149. Warszawa.
- 1961a. Uwagi o wynikach nowych badań nad tektoniką Tatr (Remarks of the new researches on the tectonic in the Tatra Mts.). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 30, z. 4. Kraków.
- 1961b. Wycieczka G₁. W: Przewodnik do tras wycieczkowych XXXII Zjazdu PTG w Zakopanem w 1959 r. (*Guide des excursions de la XXXII Réunion Scientifique de la Société Géologique de Pologne à Zakopane, 1959*). Kraków.

- SOKOŁOWSKI S. & KOTAŃSKI Z. 1959. Wycieczka D₂. W: Przewodnik XXXII Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Tatrach i na Podhalu, 3—7 wrzesień 1959. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. & KOTAŃSKI Z. 1961. Wycieczka D₂. W: Przewodnik do tras wycieczkowych XXXII Zjazdu PTG w Zakopanem w 1959 r. Praca zbiorowa pod Redakcją Z. Kotańskiego, E. Passendorfera i S. Sokołowskiego (Guide des excursions de la XXXII Réunion Scientifique de la Société Géologique de Pologne à Zakopane, 1959). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 30, z. 4. Kraków.
- STACHE G. 1868. Ueber des Auftreten der Kössenerschichten in Gebiete der Hohen Tatra. — Verh. Geol. Reichsanst., Nr 5, S. 99—102. Wien.
- UHLIG V. 1897. Geologie des Tatragebirges. I Th. Einleitung und stratigraphischer Theil. — Anz. Akad. Wiss math. nat. Kl., Bd. 64. Wien.
- ZEJSZNER L. 1856. Monograficzny opis wapienia liasowego w Tatrach i przyległych pasmach karpackich. — Roczn. Tow. Nauk. Krak., t. 6. Kraków.

P. Grabowski

**GEOLOGY OF THE CHO CZ SCALES
OF UPLAZ, KOŃCZYSTA AND BRAMA KANTAKA EAST OF THE
KOŚCIELISKA VALLEY**

(Summary)

ABSTRACT: The stratigraphy and geological structure are here discussed of the Chocz scales in the Western Tatras, east of the Kościeliska Valley. The Chocz scales consist of three small but distinct nappe scales which have been overthrust from the south and are called the Uplaz scale, Kończysta scale and Brama Kantaka scale (Kotański 1965a, b). New lithostratigraphic members have been differentiated in the Liassic beds by the writer and microfacially characterised. This led to a detailed description of the tectonic structure of the above scales. Their geological structure is in a great measure affected by dislocations of various generations whose importance has thus far been under-estimated.

The presence in the nearest neighbourhood of Przysłop Miętuśi and the Hala pod Uplazem (eastern side of the Kościeliska Valley in Western Tatras) of tectonic units, that are exotic to the adjacent rocks, has been long known (Zejszner 1856, Stache 1868, Uhlig 1897). During the more recent times this region has been the object of detailed investigations by S. Sokołowski (1924). Quite lately that author has made a detail 1:10,000 map of this region and presented its geology in detailed sections (Sokołowski 1961b). After much controversy (Rabowski & Goetel 1924, 1925) these units, known as the scale of Uplaz and the scale of Kończysta, were referred to the Chocz nappe (Matějka & Andrusov 1930, Andrusov 1936, Guzik 1936, Sokołowski 1948, 1959). The substratum of the Chocz scales has recently been very thoroughly investigated by Z. Kotański (1965a, b), who distinguished several separate nappe scales within the Krizna series. As another Chocz scale (in addition to the two previously known scales of Uplaz and Kończysta) he also differentiated the scale of Brama Kantaka.

Within the occurrence area of the Chocz scales the present writer has done some detailed geological mapping that led to the differentiation within the Liassic beds of Chocz of numerous lithostratigraphic members, both on the map and in sections. These members have been microfacially characterised in full detail (comp. plates and figures). The differentiation of these members has resulted in a much more exact description than heretofore available of the internal structure of the

Chocz scales which form klippes "swimming" in the Križna substratum (chiefly on Neocomian marls — also comp. Sokołowski 1961b and Kotański 1965b). The structure of these scales has been shown in sections.

In accordance with the concept of Z. Kotański (1965a, b) it may be supposed that the scales of Kończysta and of Brama Kantaka are characterised by a continuous profile bearing intrageosynclinal features, while the scale of Upłaz, characterised by a major stratigraphic lacuna and by the transgression of the Middle Liassic into the Upper Anisian is intrageoanticlinal in character. It is not excluded that, according to the oral suggestion of Dr. Z. Kotański, the Upłaz scale derives from the zone of Vepor which has lately been assigned an intrageoanticlinal character by the Slovakian geologists.

The present paper has been worked out under the guidance of Dr. Z. Kotański to whom the writer wishes to convey his words of thanks for the numerous discussions and unstinted help both in the field and the laboratory as well as during the drawing up of final conclusions and the preparation of the paper for the printing press.

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 6
Warsaw, December 1966*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I—IX
DESCRIPTION OF PLATES I—IX

PL. I

Widok z Kończystej Turni na pasmo Gronka — Jaworzynka Miętusia (łuska Brama Kantaka) oraz na Eliaszową i Zawieszistą Turnię (łuska Kończystej). Widoczne dobrze zaznaczające się w morfologii dyslokacje poprzeczne. Oznaczenia wydzieleni litostratygraficznych patrz fig. 1

View from Kończysta Turnia onto the Gronka — Jaworzynka Miętusia range (scale of Brama Kantaka) also onto the Eliaszowa Turnia peak and Zawieszista Turnia (scale of Kończysta). Transversal dislocations are readily discernible in the morphology of the terrain. For lithostratigraphic determinations see fig. 1

PL. II

Widok z Sywarowego na Eliaszową, Zawieszistą i Kończystą Turnię. Zaznaczono granice litostratygraficzne i linie tektoniczne. Poniżej Eliaszowej Turni zaznaczony został niższy element łuski Kończystej złożony z warstw górnotriasowych i dolnoliassowych (profil nad moreną). Oznaczenia wydzieleni litostratygraficznych patrz fig. 1

View from Sywarowy onto the turnie (peaks) of Eliaszowa, Zawieszista and Kończysta showing lithostratigraphic boundaries and tectonic lines. Below the Eliaszowa Turnia is indicated the lower element of the scale of Kończysta consisting of Upper Triassic and Lower Liassic beds (section above the moraine). For lithostratigraphic determinations see fig. 1

PL. III

Fig. 1

Ściana skalna pod halą Jaworzynka Miętusia. Widoczne strome upady i południkowe biegi oraz silne zaangażowanie tektoniczne wapieni rogowcowych tej części łuski Bramy Kantaka

Rock wall along the hala Jaworzynka Miętusia showing steep dips and southward strikes, also the strong tectonic disturbance of cherty limestones in this part of the Brama Kantaka scale

Fig. 2

Fragment południowej ściany Jaworzynki Miętusiej (łuska Bramy Kantaka). Rogowce podkreślają warstwowanie kompleksu skalnego. Widoczne silne zaangażowanie tektoniczne całego kompleksu

Fragment of the southern wall of Jaworzynka Miętusia (Brama Kantaka scale). The cherts stress the bedding of the rock complex, whose strong tectonic disturbance is distinctly seen

PL. IV

Fig. 1

Jaskinia w Staników Żlebie z kontaktem wapieni liasowych łuski Bramy Kantaka z podścielającymi je marglami neokomskimi serii kriżniańskiej, w których można prześledzić struktury mikrotektoniczne

Cave in the Staników Żleb valley showing the contact of the Liassic limestones of the Brama Kantaka scale with underlying Neocomian marls of the Križna series where microtectonic structures may be traced

Fig. 2

Zoogeniczne wapienie z Kończystej środkowego liasu. Widoczne okruchy żółto wietrzejących dolomitów triasowych. Wschodnie zbocze Jaworzynki Miętusiej, łuska Bramy Kantaka

Zoogenic limestones from Kończysta, Middle Liassic in age. Fragments of yellow weathered Triassic dolomites are visible. Eastern slope of Jaworzynka Miętusia, Brama Kantaka scale

PL. V

Fig. 1

Wapień zoogeniczny retyku. Liczne skorupy małżów, brachiopodów, ślimaków i otwornic z niekompletnymi otoczkami onkolitowymi. Zaznacza się warstwowanie materiału organodetrytycznego. Niższy element łuski Kończystej, profil nad moreną

Rhaetic zoogenic limestones. Numerous shells of pelecypods, brachiopods, gastropods and foraminifers with incomplete onkolitic rims. Well indicated bedding of the

organodetrital material. Lower element of the Kończysta scale, section above the moraine

Fig. 2

Stropowa część silnie piaszczystych wapieni retyku z dużą ilością ziarn kwarcu terrygenicznego. Widoczne są okruchy skorup małżów i rozproszone onkolity.
Niższy element łuski Kończystej, profil nad moreną

Upper side of distinctly sandy Rhaetic limestones with a large admixture of terrigenous-quartz grains. Fragments of the shells of pelecypods and dispersed onkolites are visible. Lower element of the Kończysta scale, section above the moraine

PL. VI

Fig. 1

Retyk łuski Bramy Kantaka z otoczków w eocenie. Sparytowy wapień onkolitowy. Otoczki onkolitów i liczne okruchy skorup małżów impregnowane są synsedymen-tacyjnie związkami żelaza. Hala Jaworzynka Miętusia

The Rhaetic of the Brama Kantaka scale from pebbles in the Eocene. Sparitic onkolitic limestone. Onkolite rims and numerous shell fragments of pelecypods are impregnated synsedimentarily by iron compounds. Hala Jaworzynka Miętusia

Fig. 2

Dolny lias łuski Bramy Kantaka. Sparytowy piaszczysty wapień krynowidowy zawierający okruchy fauny z otoczkami onkolitowymi; okruchy te są często impregnowane związkami żelaza. Hala Jaworzynka Miętusia

Lower Liassic of the Brama Kantaka scale. Sparitic sandy crinoidal limestone containing faunal fragments with onkolitic rims; these fragments are often impregnated by iron compounds. Hala Jaworzynka Miętusia

PL. VII

Fig. 1

Sparytowy wapień pseudooolitowy dolnego liasu. Niektóre pseudooidy łączą się łańcuszkowo. Zawiesista Turnia, łuska Kończystej

Sparitic pseudo-oolitic limestone of the Lower Liassic. Some of the pseudo-oids intertooth. Zawiesista Turnia, Kończysta scale

Fig. 2

Okruch dolomitu triasowego w zlepieńcowatych i zoogenicznych wapieniach z Kończystej z wydrążeniami skałotoczy, wypełnionymi organodetrytycznym materiałem środkowego liasu, bądź też wypełnionymi wtórnym sekrecyjnym kalcytem. Jedno z wydrążień wypełnione częściowo osadem, a częściowo wtórnym kalcytem. Hala pod Upłazem, łuska Upłazu

Fragment of Triassic dolomite in conglomeratic and zoogenic limestones from Koń-

czysta with borings of lithophags filled with Middle Liassic organodetrital material or with secondary secretion calcite. One of the borings is partly filled with deposit, partly with secondary calcite. Hala pod Upiązem, Upiąz scale

PL. VIII

Fig. 1

Zoogeniczny wapień z Kończystej środkowego liasu. Pokruszone skorupy małżów, brachiopodów, krynoidy, kolce jeżowców i otwornice. Hala pod Upiązem, łuska Upiązu

Zoogenic limestone from Kończysta of the Middle Liassic. Broken up shells of pelecypods, brachiopods, crinoids, needles of echinoids, and foraminifers. Hala pod Upiązem, Upiąz scale

Fig. 2

Silnie potrzaskany i przepojony związkami żelaza wapień krynoidowy górnej części środkowego liasu. Widoczne są liczne okruchy skorup małżów i brachiopodów oraz skorupki otwornic. Gronka, łuska Bramy Kantaka

Crinoidal limestone of the upper part of the Middle Liassic strongly cracked and impregnated by iron compounds. Numerous shell fragments of pelecypods and of brachiopods, also tests of foraminifers. Gronka, Brama Kantaka scale

PL. IX

Fig. 1

Wkładka spongiolitu wapnistego w rogowcowych wapieniach środkowego liasu. Widoczne są chalcedonowe igły gąbek. Jaworzynka Miętusia łuska Bramy Kantaka

An intercalation of calcareous spongiolite in cherty limestones of the Middle Liassic. Chalcedony sponge spicules are visible. Jaworzynka Miętusia, Brama Kantaka scale

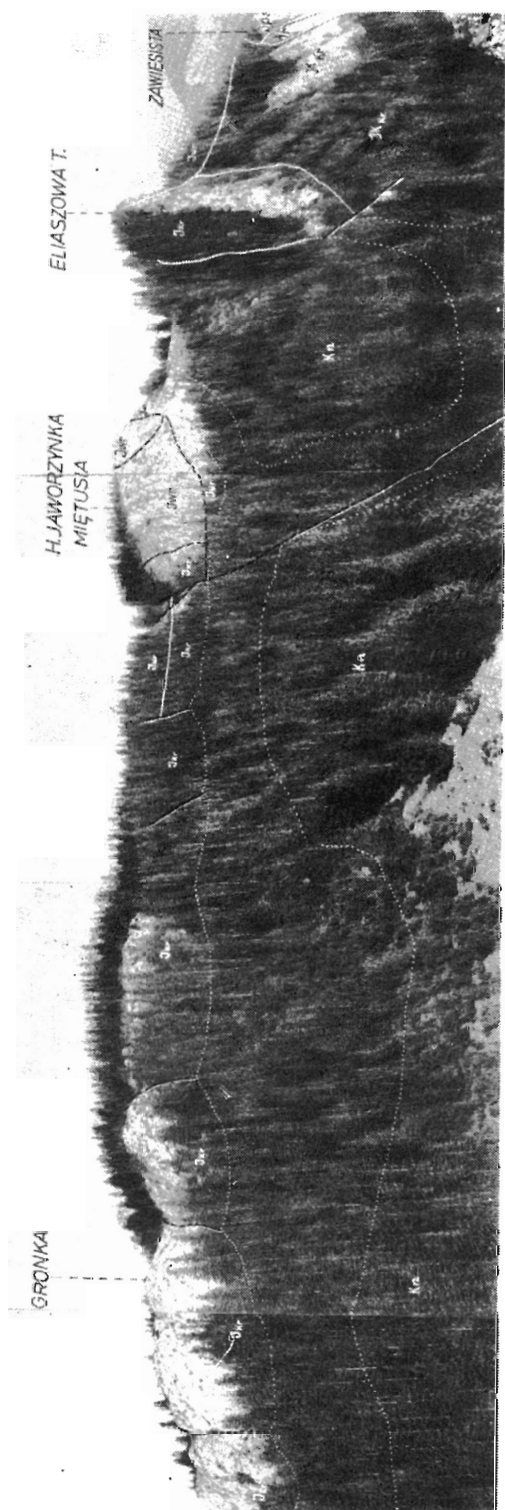
Fig. 2

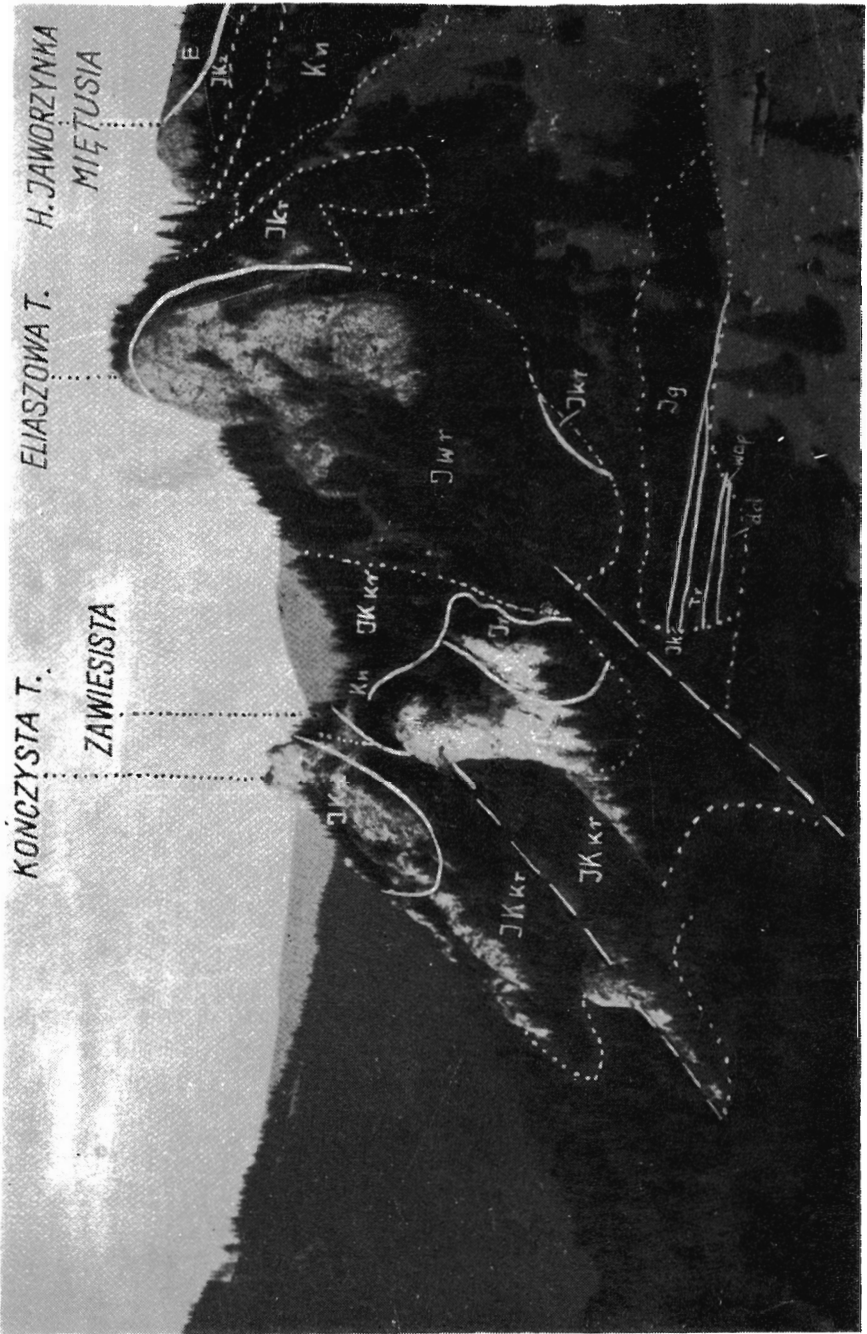
Wkładka wapnistych spongiolitów z domieszką materiału organodetrytycznego w wapieniach rogowcowych środkowego liasu. Widoczne są skorupy brachiopodów, zsylikowane krynoidy oraz chalcedonowe igły gąbek. Staników Żleb, łuska Bramy Kantaka

Intercalation of calcareous spongiolites with an admixture of organodetrital material in cherty limestones of the Middle Liassic. Shells of brachiopods, silicified crinoids and chalcedony sponge spicules are visible. Staników Żleb valley, Brama Kantaka scale

Zdjęcia szlifów w powiększeniu ok. 15 X. Fotografie wykonali M. Browarski i P. Grabowski

Photographs of thin sections magnified about X 15. Photographs by M. Browarski and P. Grabowski





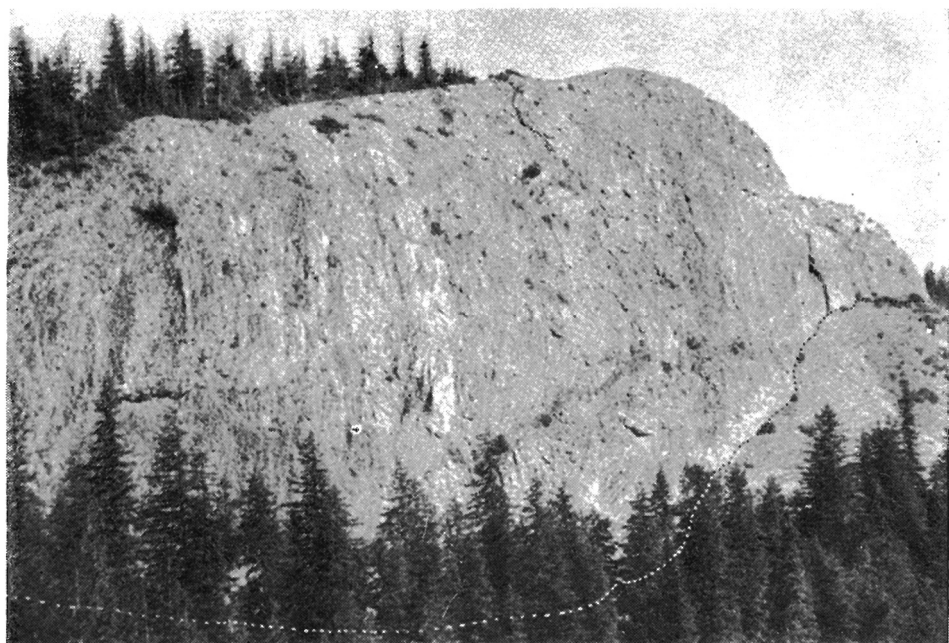


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1

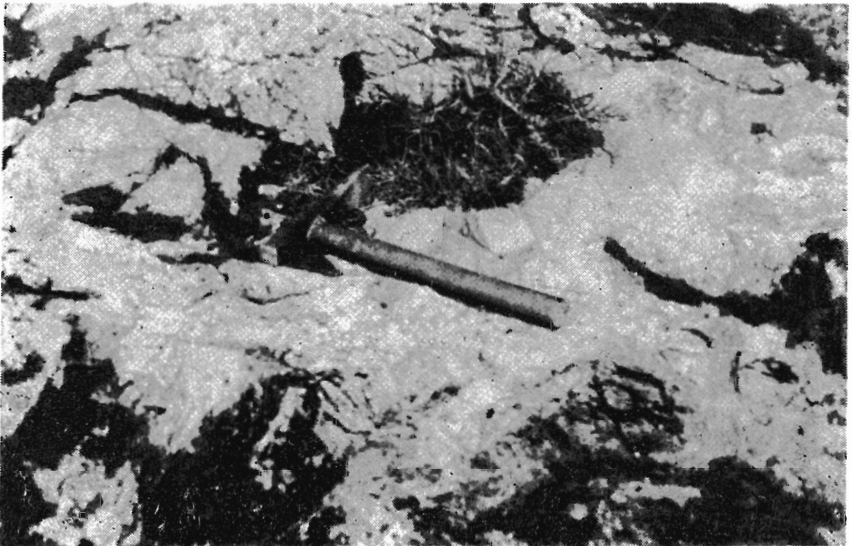


Fig. 2

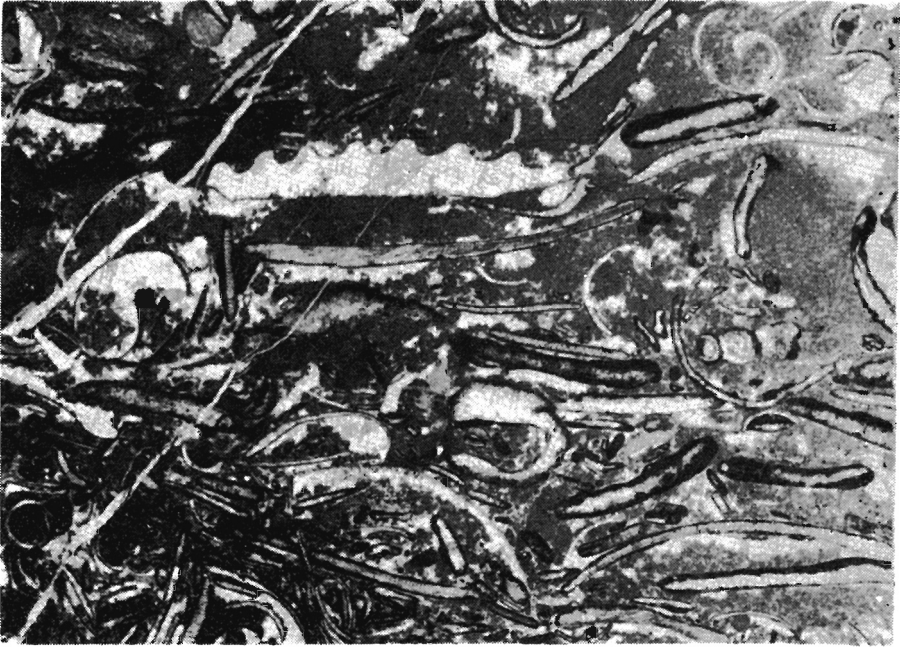


Fig. 1

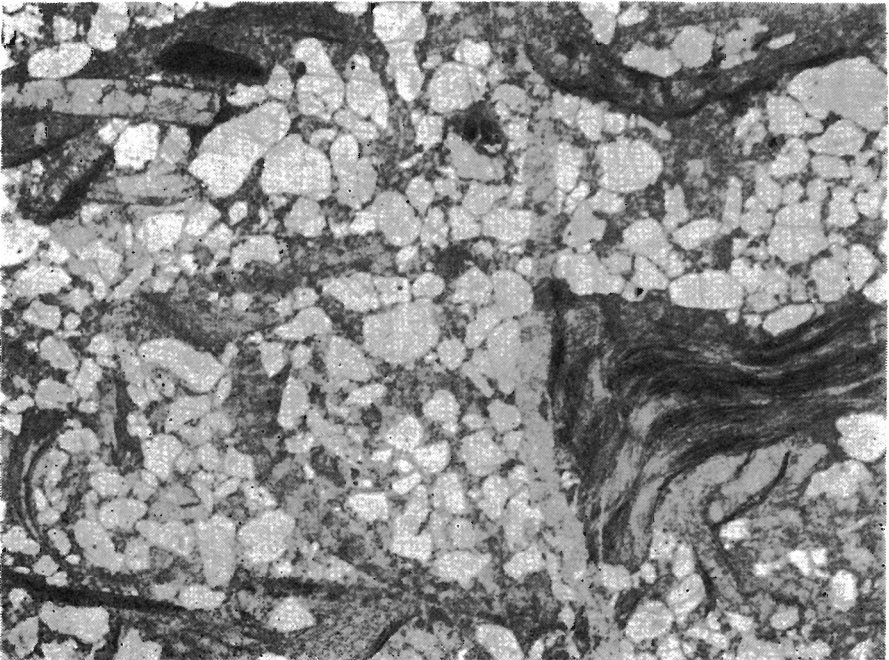


Fig. 2

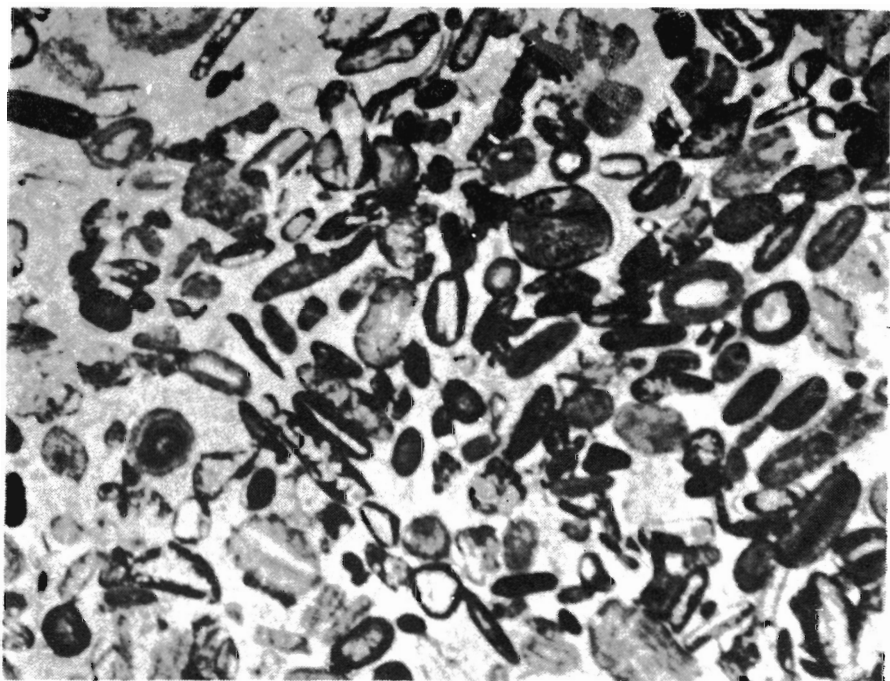


Fig. 1

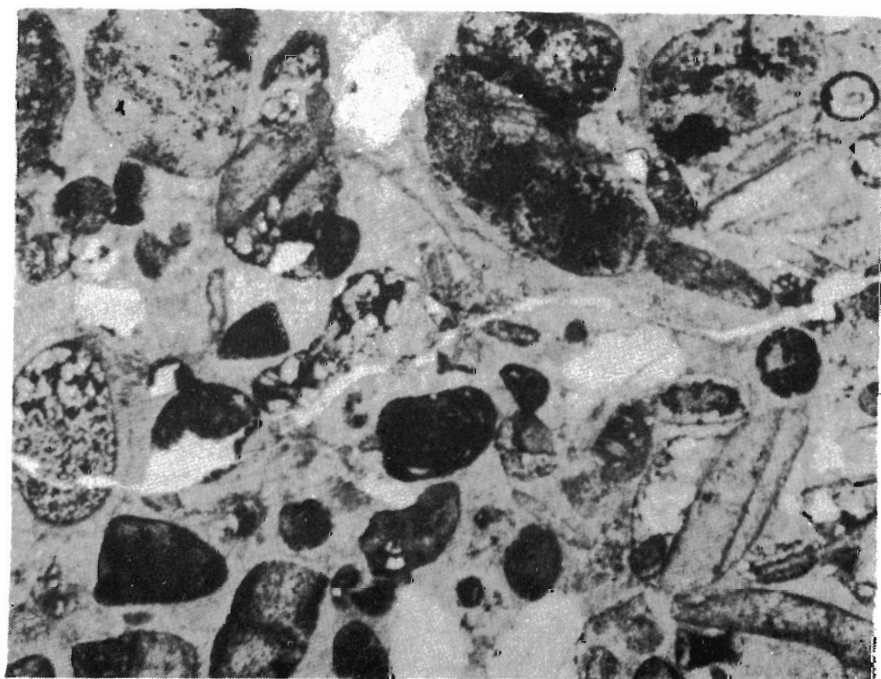


Fig. 2

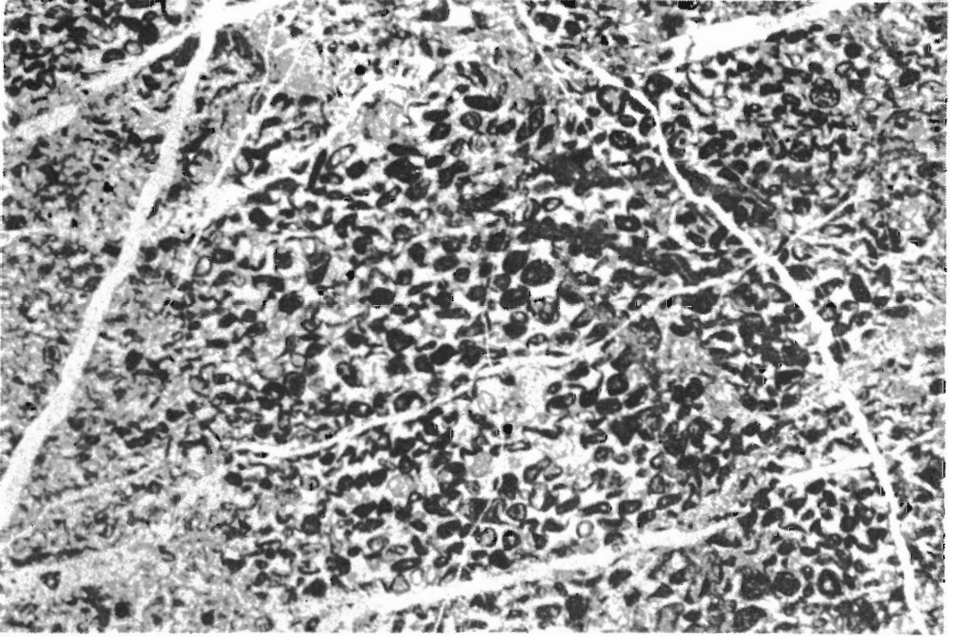


Fig. 1

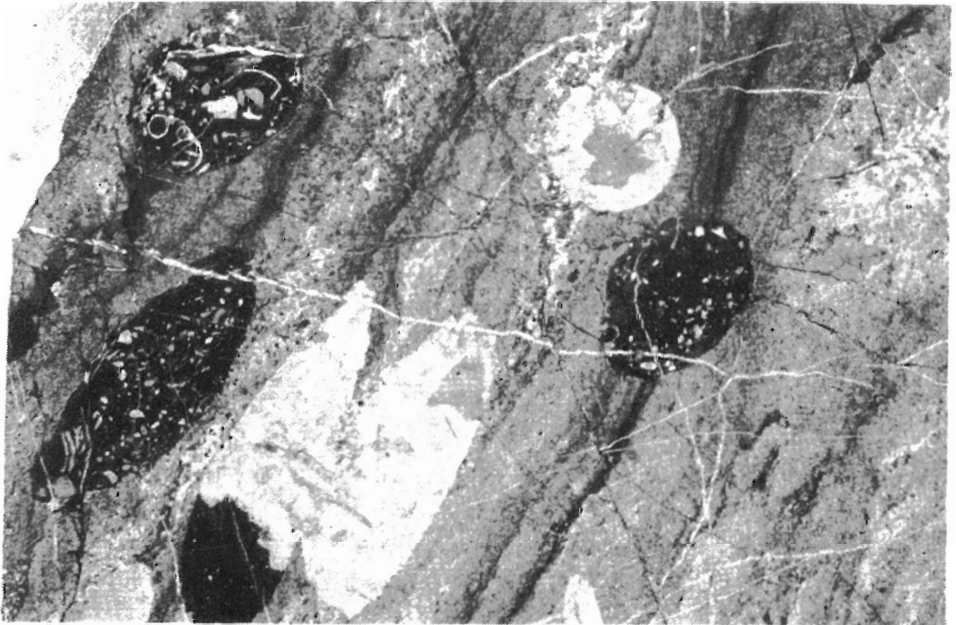


Fig. 2



Fig. 1

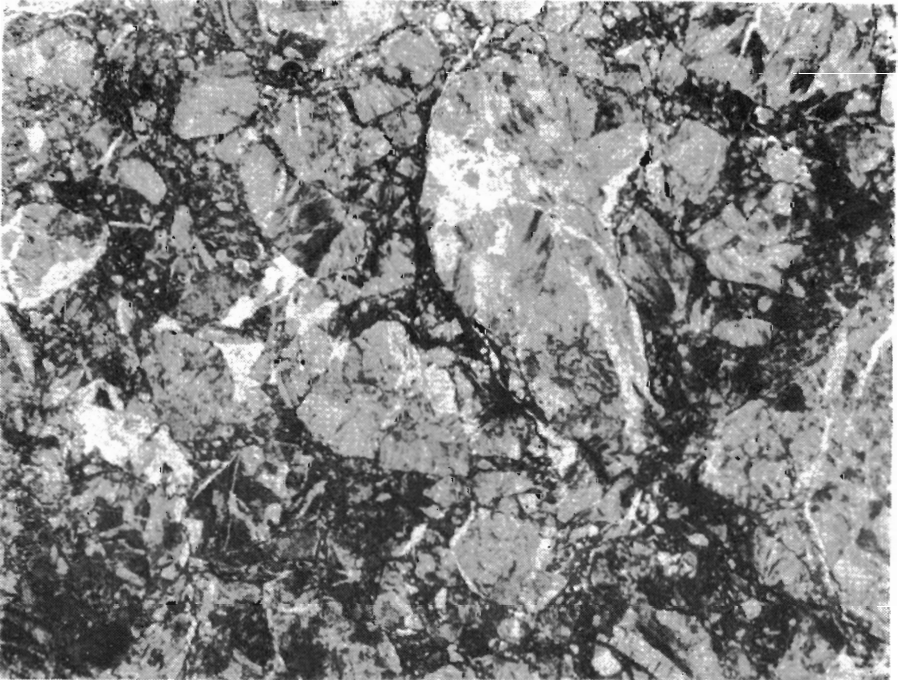


Fig. 2

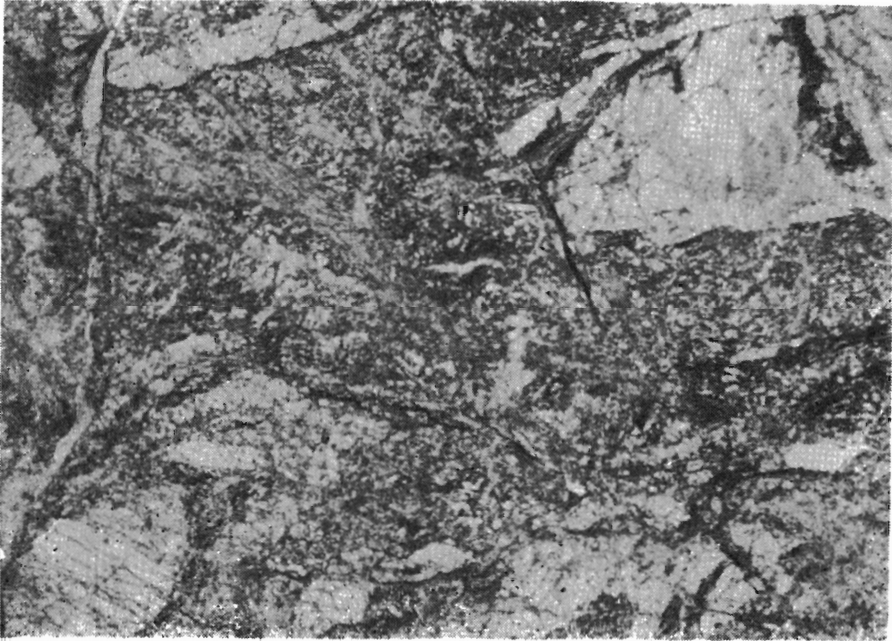


Fig. 1



Fig. 2