

ZBIGNIEW KOTAŃSKI i ANDRZEJ RADWAŃSKI

Fauna z *Pygope diphya* i limburgity w tytonie wierchowym Osobitej

STRESZCZENIE: W jednostce Kominów Tylkowych serii wierchowej Tatr Zachodnich w rejonie Osobitej została znaleziona krynoidowo-brachiopodowa facja tytonu z *Pygope diphya* (Col.). Z tą facją tytonu związane są erupcje limburgitowe dające lawy i materiały piroklastyczne. Zjawiska wulkaniczne są wynikiem młodokimeryjskiej fazy ruchów górotwórczych.

WSTĘP

Od dawna już limburgity rejonu Osobitej, jako jedyna skała wulkaniczna w Tatrach, budziły zainteresowanie geologów. Pomimo licznych badań zagadnienie ich genezy i wieku nie było dotychczas jednoznacznie określone. Ustalono jedynie, że limburgity są związane z serią wierchową, która w tym rejonie jest wykształconą odmiennie niż gdzie indziej w Tatrach. Wyższy malm charakteryzuje się tutaj obecnością przewodniej formy tytońskiej *Calpionella alpina*, a urgon wykształcony jest w specyficznej facji ciemnych wapieni z rogowcami. Limburgity pojawiają się lokalnie między malmem a neokomem-urgonem.

Te cechy facjalne stawiały Osobitą w bardzo specyficznej i do pewnego stopnia zagadkowej pozycji paleogeograficznej i tektonicznej (Passendorfer 1934, 1951, 1952, 1954).

W sierpniu 1959 r. mieliśmy możliwość, dzięki uprzejmości dra Milana Mišika z Uniwersytetu Jana Komenského w Bratysławie, zapoznać się dokładniej z budową geologiczną rejonu Osobitej. Celem naszej wyprawy były badania nad triasem i liasem wierchowym, które przeprowadziliśmy zachęceni przez prof. dra E. Passendorfera. W czasie tych badań natknęliśmy się jednak na pewne zupełnie nowe fakty, rzucające światło na wiek i genezę limburgitów.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

W dotychczasowych badaniach wysunęły się trzy zasadnicze problemy: 1. rodzaj skały wybuchowej i forma jej występowania, 2. pozycja stratygraficzna skał limburgitowych, 3. przynależność tektoniczna serii osadowej zawierającej limburgity i jej charakter facjalny.

Rodzaj skały wybuchowej i forma jej występowania

Skała wybuchowa nazwana później limburgitem została po raz pierwszy znaleziona w 1881 r. przez A. Altha i Fr. Bieniasza w Dolinie Bobrowieckiej (fide Kreutz 1913). Badacze ci nie opublikowali swych spostrzeżeń, jednak odtąd znane było występowanie bliżej nieokreślonej skały wulkanicznej w Zachodnich Tatrach.

Pierwszą wiadomość o tej skale opublikował V. Uhlig (1897), który dysponował również materiałem z Doliny Bobrowieckiej. Oznaczeń dokonał C. John, który określił te skały jako diabaz lub porfiryt diabazowy. Na mapie geologicznej V. Uhlig (1899) znaczy występowanie w dwóch miejscach diabazu i diabazowego migdałowca.

Skałę tę z petrograficznego punktu widzenia zamierzał zbadać również Z. Weyberg. Wśród zebranych przez siebie i M. Limanowskiego okazów badacz ten nie znalazł jednak wcale skał diabazowych, a jedynie jakieś skały silnie infiltrowane kalcytem i chlorytem, uchylające się spod wszelkiego oznaczenia (Weyberg 1902).

Wobec takiego stanu rzeczy szczegółowych badań podjął się z inicjatywy J. Morozewicza S. Kreutz. Potwierdził on występowanie skały wybuchowej w rejonie Osobitej, odkrył szereg jej nowych stanowisk które przedstawił na mapie oraz ustalił charakter petrograficzny skały (Kreutz 1909, 1912, 1913). Skała ta składa się z fenokryształów augitu tytanowego i rozłożonego oliwinu oraz izotropowego szkliwa przepelnionego drobnymi kryształami takiego samego augitu i trychitami magnezytu. Na podstawie składu mineralnego, analiz chemicznych i struktury S. Kreutz zalicza omawiane skały do limburgitów. Tekstura skały jest zbita lub pęcherzykowata i migdałowcowa. Migdały dochodzące do wielkości orzecha laskowego składają się z kalcytu i delessytu. S. Kreutz stwierdził także, że limburgit nie tworzy ciał magmowych, lecz jest zawarty w postaci fragmentów i brył w masie tufowej. Bryły limburgitu dochodzą według niego do wielkości głowy ludzkiej, a kształtem przypominają bomby wulkaniczne; drobniejsze fragmenty są kanciaste i nie mają prawidłowej formy.

Odnosnie do genezy opisanych skał wulkanicznych, w poglądach S. Kreutza można zauważyć znamiennej ewolucję. Początkowo (1909) był

on skłonny sądzić, że są to skały dostarczone przez wybuch wulkaniczny i utworzone w wyniku intruzji tufowego błota z fragmentami limburgitów i porwaków w szczelinę tektoniczną w wapieniach jurajskich. W tym ujęciu byłyby to więc procesy zbliżone do intruzji materiału wulkanów błotnych w sąsiedztwie wulkanów lawowych.

W pracy z 1913 roku, w której zestawił ostateczne rezultaty swych badań, S. Kreutz stwierdza, że tufy i zawarte w nich fragmenty limburgitów powstały w wyniku wybuchu wulkanicznego, prawdopodobnie podmorskiego, co — jego zdaniem — tłumaczy brak pokryw lawowych. Za przyjęciem wybuchu wulkanicznego na powierzchni ziemi, choć może pod powierzchnią morza, przemawia występowanie tufów w jednym stratygraficznie poziomie jury i udział ich wraz z wapieniami jurajskimi w późniejszych ruchach tektonicznych.

V. Uhlig na mapie z 1911 r. umieszcza cztery punkty występowania tufów limburgitowych, stosując już nomenklaturę petrograficzną S. Kreutza.

F. Rabowski (1933) potwierdził pogląd S. Kreutza, że skały limburgitowe występują w stałej pozycji stratygraficznej, tworząc ciągły poziom, możliwy do prześledzenia na większej przestrzeni, co przedstawił na mapie w skali 1 : 60 000. Przyjmował on raczej pierwszą tezę S. Kreutza o intruzywnym charakterze skał limburgitowych, a wiek tej intruzji określał na dolną kredę (po wapieniach z *Calpionella alpina*, a przed fałdowaniem środkowo-kredowym).

E. Passendorfer (1934, 1952, 1954) wyraża pogląd, że skały limburgitowe powstały w wyniku wybuchu podmorskiego wulkanu. Z odkrywek poniżej szczytu Osobitej opisuje on ponadto lawy limburgitowe, których nie widział S. Kreutz, ale które znane były F. Rabowskiemu.

V. Zorkovský (1949) uważa skały limburgitowe za efuzywy i eksplozywy oraz podkreśla, że prócz migdałowcowych limburgitów są w nich obecne również tufity limburgitowe, zawierające fragmenty wapieni krynowidowych.

Zbliżone do limburgitów skały, mianowicie melafirowe augityty i ich tufity występujące w neokomie płaszczowiny reglowej dolnej w Niżnych Tatrach były przedmiotem badań J. Koutka (1929, 1931). Podobne ekstruzywne skały znane są też z neokomu Wielkiej Fatry (Matějka in Koutek 1929).

Pozycja stratygraficzna skał limburgitowych

V. Uhlig (1897), a wraz z nim i S. Kreutz serię osadową zawierającą limburgity określali jako lias-jura aż do kredy. Według S. Kreutza wybuch wulkanu przypadł między wyższą jurą a kredą. Zauważył on, że

wulkanity związane są przeważnie z wapieniami krynoidowymi, które uważał za dogger. Należy tutaj stwierdzić, że ujęcie przez S. Kreutza pozycji stratygraficznej limburgitów i ich genezy jest zupełnie prawidłowe, a późniejsze badania niewiele przyczyniły się do dokładniejszego sprezyzowania tych kwestii.

F. Rabowski (1933) ustalił, że limburgity występują między malmem a neokomem-urgonem. Malm, jego zdaniem, jest w wielu miejscach wyciśnięty, a limburgity spoczywają wtedy wprost na wapieniach krynoidowych liasu. W stropie malmu znajdują się jasne wapienie z *Calpionella alpina* Lorenz, oznaczoną po raz pierwszy przez E. Passendorfera (in Rabowski 1933), co pozwala na określenie wieku tych wapieni na tyton-berias. Ponieważ w porwakach wapiennych znalezionych w limburgitach już przez S. Kreutza (1913) znajdują się również formy *Calpionella alpina* oznaczone przez Z. Sujkowskiego (in Rabowski 1933), F. Rabowski uznał, że limburgity są młodsze od wapieni kalpionellowych. Wapienie te, związane — jego zdaniem — z utworami neokomu, należą prawdopodobnie do walanżynu. To niezupełnie umotywowane stwierdzenie skłoniło F. Rabowskiego, który limburgity uważał za intruzyjne, do określenia wieku intruzji na okres po walanżynie a przed fałdowaniem środkowo-kredowym. Wiek utworów leżących na limburgitach F. Rabowski określił na neokom-urgon; orbitoliny świadczące o urgońskim wieku górnej części tej serii pierwszy znalazł Z. Sujkowski (in Rabowski 1933). Urgoński wiek wapieni potwierdził E. Passendorfer (1951) oraz D. Andrusov (1955 — fide R. Kušik 1959), który przytacza formy *Orbitolina bulgarica* (Toula) i *Salpingoporella mühlbergi* (Lor.).

R. Kušik (1959) zajmujący się ostatnio litologią skał rejonu Osobitej stwierdził w wapieniach malmu obfite nagromadzenie szczątków organicznych, takich jak lombardie (człony pelagicznych liliowców z rodzaju *Saccocoma*), globochety i dentaliny.

Liczni badacze (Morozewicz 1911, Kreutz 1913, Smulikowski 1929) zwracali uwagę na podobieństwo petrograficzne oraz wiekowe limburgitów i cieszynitów. Cieszynitom przypisywano w tym czasie powstanie po dolnej kredzie, co zgadzało się według F. Rabowskiego (1933) z wiekiem limburgitów. Jednakże wiek cieszynitów nie był z całą pewnością określony; J. Nowak (1930) wysuwał bowiem pogląd, że intruzja mogła nastąpić w górnej kredzie lub w trzeciorzędzie. Przekonywające dowody mioceńskiego wieku cieszynitów przytacza ostatnio K. Konior (1959).

Należy podkreślić, że cieszynity mają charakter intruzyjny, podczas gdy limburgity są natury ekstruzywnej, a obie skały różnią się ponadto wiekiem. Ewentualne ich podobieństwo jest więc raczej przypadkowe.

Przynależność tektoniczna serii osadowej z limburgitami
i jej charakter facjalny

V. Uhlig (1897) i S. Kreutz (1913) serie osadowe, w których zawarte są limburgity, zaliczali do serii wierchowej.

Wątpliwości co do przynależności tektonicznej neokomu-urgonu a wraz z nim i limburgitów miał F. Rabowski (1922, 1930). Zauważył on, że malm pod limburgitami jest mocno wytłoczony, a limburgity są również sprasowane. Miałoby to według niego wskazywać na istnienie przesunięcia lub nawet nasunięcia między malmem i limburgitami. Limburgity miały być spągami nasuniętych mas dolno-kredowych, które na zasadzie pewnych analogii facjalnych (podobieństwo do wapieni murańskich) zaliczał on do serii regłowej. Jednocześnie obecność formy *Calpionella alpina*, nieznaney dotychczas w serii wierchowej Tatr potwierdziła — jego zdaniem — powyższy pogląd.

D. Andrusov (1931, 1932) powrócił do pierwotnego poglądu S. Kreutza (1913) o przynależności malmu, limburgitów i neokomu-urgonu do serii wierchowej. Do takiego samego wniosku doszedł w końcu również F. Rabowski (1933), który dał pierwszy przekrój przez Osobitą, znacząc, na nim limburgity wraz z neokomem-urgonem w serii wierchowej.

Według E. Passendorfera (1951) obecność w serii wierchowej Osobitej malmu z kalpionellami, limburgitów oraz specyficznej facji urgonu świadczy o odmiennych warunkach tworzenia się tutejszej serii i może nawet nasuwać pewne refleksje co do bezpośredniego związku tej serii z serią wierchową Tatr Polskich.

Obecność formy *Calpionella alpina*, znanej z jednostek regłowych, skłania F. Rabowskiego i E. Passendorfera do szukania związków serii Osobitej z tworzącymi się dalej na południu seriami płaszczowiny regłowej (Rabowski 1922, 1930, Passendorfer 1934). F. Rabowski (1933) po uznaniu urgonu Osobitej za wierchowy przypisuje specyficznej facji urgonu pochodzenie najbardziej północne w wierchowym basenie sedymentacyjnym.

Późniejsze badania F. Rabowskiego (1954, 1959) wykazały, że w zachodniej części Tatr Polskich pojawia się tzw. płytowa facja urgonu a same organodetrytyczne wapienie urgońskie mają ciemne zabarwienie, co je nieco upodabnia do urgonu Osobitej, choć brak w nich rogowców.

Ostatnio J. Lefeld (1959) znalazł liczne Tintinnidae z dominującą *Tintinnopsella carpathica* Murg. & Filip. w serii Kominów Tylkowych w Dolinie Kościeliskiej, określając wiek zawierających je wapieni na berias. W dolno-kredowym zespole tintinnid obecna jest tu również *Calpionella alpina* Lorenz.

W świetle ostatnich badań widać więc, że wykształcenie facjalne

malmu i neokomu-urgonu Osobitej nie jest znów tak bardzo specyficzne, jak to dawniej przyjmowano.

Z przytoczonego powyżej zestawienia poglądów wynika, że zarówno zagadnienie genezy skał limburgitowych jak i ich wieku nie było dotychczas definitywnie rozwiązane.

STRATYGRAFIA SERII OSADOWEJ ZAWIERAJĄCEJ LIMBURGITY I ICH WIEK

Lias — dogger — malm

Lias wierchowy w rejonie Osobitej wykazuje według F. Rabowskiego (1933) wyraźną dwudzielność. W dole jest to seria piaskowcowo-rogowcowa, a nad nią leży seria piaszczystych wapieni krynoidowych. Według niego bezpośrednio na liasie leży malm, analogiczny do malmu z Doliny Chochołowskiej.

Jak wynika z obserwacji pierwszego z autorów (Kotański 1959b), w tej serii można wyróżnić również i dogger. Górną część wapieni krynoidowych liasu należy uznać za bajos, podobnie jak to ma miejsce w Dolinie Chochołowskiej (Kotański 1959a). Na nim leżą czerwone drobnokrynoidowe wapienie batonu, a wyżej — różowo-zielonkawe zbite wapienie kełoweju. Ogniwa te można wyróżnić na zasadzie analogii z fałdem Giewontu, gdzie wiek ich jest udokumentowany paleontologicznie. Należy przy tym zauważyć, że istnieją stopniowe przejścia od liasu do doggeru i malmu, a poszczególne piętra doggeru nie są od siebie oddzielone powierzchniami abrazyjnymi. R. Kuśik (1959) wydzielił ostatnio dogger w rejonie Osobitej, zaliczając jednak do niego tylko górną część kompleksu wapieni krynoidowych, tzn. bajos.

Zasadniczy typ znanego dotychczas malmu stanowią różowe i jasnoszare, zbite wapienie. Wapienie różowe występujące w dolnej części można uznać za oksford, zaś wapienie szare — za kimeryd. Serię tę badał pod względem petrograficznym R. Kuśik (op. cit.), który znalazł wspomniane uprzednio mikroorganizmy.

Zdaniem F. Rabowskiego (1933) malm Osobitej ma niewielką miąższość, często jeszcze zredukowaną tektonicznie, tak że miejscami zanika zupełnie, a limburgity leżą bezpośrednio na wapieniach krynoidowych liasu. Z badań naszych wynika, że wyprasowanie takie nie istnieje, a limburgity nigdzie nie leżą na liasie.

Tyton krynoidowo-brachiopodowy

Ponad zbitymi wapieniami oksfordu-kimerydu leży znów seria wapieni krynoidowych, o miąższości około 20 m, z którymi związane są skały limburgitowe.

Seria wapieni krynoidowych składa się z naprzemianległych war-

stewek szaro-różowawych wapieni krynoidowych oraz zbitych nieco jaśniejszych wapieni pelitowych, zawierających miejscami sporadyczne *Calpionella elliptica* Cadisch i *Calpionella alpina* Lorenz. Przewarstwienia te powtarzające się cyklicznie są bardzo wyraźne w dolnej części serii, a poszczególne ławiczki mają miąższość od 0,5 cm do kilku centymetrów. Między ławiczkami wapieni krynoidowych i pelitowych występują cieniutkie zielonkawe warstewki tufitowe, powtarzające się miejscami kilkakrotnie. Tufity te są zupełnie podobne do występującej wyżej głównej masy tufitów limburgitowych. W ławiczkach wapieni krynoidowych można znaleźć stosunkowo liczne, drobne, w postaci płatków fragmenty tychże samych tufitów.

Górna część serii krynoidowej składa się z brunatno-czerwonych wapieni krynoidowych z bardzo grubymi (do 1 cm) członami liliowców. Drobne fragmenty krynoidów tworzą często samodzielne ławiczki, podkreślające warstwowanie. Stratyfikację podkreśla również obecność czerwonych wkładek wapieni pelitowych, nieco jaśniejszych wewnątrz ławiczek. Również i w tej części serii krynoidowej występują fragmenty zielonych tufitów.

Cechą charakterystyczną wapieni krynoidowych jest obecność w nich dość częstych ziarn detrytycznego kwarcu o znacznych rozmiarach dochodzących do 2 mm. Ziarna są dobrze obtoczone, o różnym zabarwieniu, a ich ułożenie w osadzie wskazuje na transport przez prądy denne.

Ponad brunatno-czerwonymi wapieniami krynoidowymi leży główna masa tufitów limburgitowych, na której spoczywają organodetrytyczne ciemne wapienie neokomu-urgonu z licznymi rogowcami.

Już sama pozycja serii krynoidowej w profilu stratygraficznym pozwala na ustalenie, że należy ona do górnej części malmu, odpowiadającej — być może — tytonowi. Pogląd ten w zupełności został potwierdzony przez znalezienie w serii krynoidowej dość bogatej fauny.

Głównym składnikiem znalezionej zespołu faunistycznego poza liliowcami i wymienionymi kalpionellami są brachiopody. Wśród nich szczególnie liczne są brachiopody z gatunku *Pygope diphya* (Col.) widoczne na fotografiach (pl. LVI, fig. 1 i 2). Poza tym wyróżnić można *Glossothyris* cf. *bouéi* (Zeuschn.), *Terebratula* sp. i *Rhynchonella* sp. Z innych grup zwierzęcych częste są niespłaszczone belemnity, tworzące miejscami masowe nagromadzenia, otwornice, skalcytyzowane radiolarie, aptychy, małże, nieregularne małe jeżowce, lombardie oraz zęby rekinów.

Powyzszy zespół faunistyczny z przewodnią formą *Pygope diphya* (Col.) oraz kalpionellami wskazuje na tytoński wiek serii krynoidowej. Obecny jest też tu glon *Globochaete alpina* Lombard.

Znalezienie w Tatrach tytonu w facji krynoidowej z medyterańską formą *Pygope diphya* obok znanego tytonu-beriasu w facji kalpionello-

wej rzuca nowe światło na stosunki facjalne tego piętra. Najbliższym obszarem występowania tytonu krynoidowego jest Pieniński Pas Skalkowy, gdzie w serii czorsztyńskiej występują m. in. znane od dawna wapienie krynoidowe z brachiopodami z grupy *Pygope diphya* (Birkenmajer 1958). W Tatrach krynoidowa facja tytonu pojawia się w najbardziej zachodniej części jednostki Kominów Tylkowych, natomiast ku wschodowi zanika i w polskiej części Tatr nie jest dotychczas znana.

Pewne światło na zmienność facjalną malmu w jednostce Kominów Tylkowych rzuca znalezienie w Dolinie Kościeliskiej oolitowej serii wyższego malmu. Facja ta, o płytkowodnym charakterze może być odpowiednikiem krynoidowo-brachiopodowej facji tytonu spod Osobitej.

Obecność w tytońskich wapieniach krynoidowych Osobitej stosunkowo licznych, dobrze obtoczonych ziarn detrytycznego kwarcu, bez wątplenia pochodzenia terrygenicznego, świadczy o erozji subaeralnej zachodzącej na sąsiednich obszarach, skąd przynoszony był materiał do morza.

Wapienie krynoidowe łączą się sedymentacyjnie z szarymi, zbitymi wapieniami niższego tytonu — ławiczki krynoidowe zanikają i cała skała przechodzi ku dołowi w wapienie pelitowe. Zawierają one masowo *Calpionella alpina* Lorenz i *Calpionella elliptica* Cadisch, co stwierdziliśmy w szlifach uprzejmie użyczonych nam przez prof. E. Passendorfera, a pochodzących z dawnych zbiorów, na których opierał wnioski F. Rabowski. Skały, z których zostały zrobione szlify, mają strukturę bardzo zbliżoną do omawianych szarych wapieni pelitowych. Ku dołowi przechodzą one w ciemnoszare wapienie należące zapewne do kimerydu. W innych jednak miejscach granica kimerydu z tytonem jest ostra, a w wapieniach krynoidowych znajdują się liczne fragmenty ciemnoszarych otwornicowych wapieni kimerydu. Świadczy to o spłyceciu zbiornika, dotarciu podstawy falowania do dna, przerwaniu sedymentacji i wreszcie erozji poprzednio złożonych osadów.

Opisane powyżej zaburzenia sedymentacyjne w tytonie rejonu Osobitej oraz dowody wynurzeń na sąsiednich terenach położonych przypuszczalnie na zachodzie należy wiązać z jakąś młodokimeryjską fazą orogeniczną. Obecność w tytonie łądu w zachodniej części Karpat Centralnych zaznaczyła się pojawieniem się w wapieniach krynoidowych Pienińskiego Pasa Skalkowego w dolinie Wagu ziaren klastycznego kwarcu (Andrusov 1953), brak natomiast kwarcu w tytonie polskiej części Pienin (Birkenmajer 1958).

W świetle przedstawionych faktów, z młodokimeryjską fazą górotwórczą należy także wiązać erupcje limburgitowe w tytonie Osobitej.

Stwierdzona przez F. Rabowskiego (1933) mała miąższość zbitych wapieni malmu nie jest spowodowana wyciśnięciami, lecz zmiennością facjalną. Jak już stwierdziliśmy, górna część malmu (tyton) jest wykształ-

cona częściowo w postaci wapieni krynoidowych, które — być może — mogą miejscami schodzić również do niższych pięter malmu tak, że w efekcie zbite wapienie mogą zanikać prawie zupełnie, jak to ma istotnie miejsce w kilku profilach. W profilach takich limburgity związane są jednak zawsze z wapieniami krynoidowymi, które oddzielone są od krynoidowych wapieni liasu-doggeru jedynie cienką serią zbitych wapieni. Te ostatnie mogły być wtedy łatwo przeoczone, a cała seria krynoidowa uznana za lias, bezpośrednio na którym leżałyby limburgity. Znalezienie takich właśnie profilów stało się zapewne przyczyną zgoła nieprawdopodobnego wniosku F. Rabowskiego o bezpośrednim położeniu limburgitów na liasie.

Limburgity

Obecność przewarstwień tufitowych w wapieniach krynoidowych tytonu świadczy z jednej strony o ekstruzywnym charakterze skał limburgitowych, a z drugiej strony jest dowodem ich tytońskiego wieku.

Główna faza erupcji limburgitowej, której efektem są opisywane przez poprzednich autorów skały wulkaniczne, była poprzedzona licznymi drobniejszymi ekstruzjami. Zaznaczyły się one w naszym rejonie przewarstwieniami tufitowymi i stały się przyczyną charakterystycznej cykliczności sedymentacji wapieni tytońskich. Cienkie warstewki tufitów były wielokrotnie rozmywane, a fragmenty ich znajdują się obecnie na złożu wtórnym w wapieniach krynoidowych. Na podstawie szerokiego rozprzestrzenienia cienkich warstewek tufitów, w których brak grubszego materiału piroklastycznego, można przypuszczać, że zasadniczym czynnikiem transportu popiołu wulkanicznego był wiatr. Produktami głównej fazy erupcji są tufity popiołowe, tufity lapillowe, konglomeraty tufitowe i wylewy law. Tufity składają się z masy chlorytowo-kalcytowej (Kreutz 1913), która przypuszczalnie powstała z całkowitego przeobrażenia drobnego tufu wiroklastycznego; nie zawierają one świeżego materiału piroklastycznego. Zawierają go natomiast tufity lapillowe i konglomeraty tufitowe. W tych ostatnich bloki dochodzą, jak wspomnieliśmy za S. Kreutzem, do wielkości głowy ludzkiej i przypominają bomby wulkaniczne.

Poszczególne eruptywy rozmieszczone są niejednolicie w obrębie wychodni skał limburgitowych. W Dolinie Juraniowej, sądząc z opisu S. Kreutza (1913) występuje tylko tufit. W najbardziej znanych odsłonięciach na prawym brzegu Doliny Bobrowieckiej występuje tufit lapillowy oraz konglomerat tufitowy. Składa się on z masy tufitowej, w której tkwią sporadycznie fragmenty ciemnobrunatnego drobnomigdałowcowego limburgitu, dochodzące do wielkości pięści. W konglomeracie S. Kreutz (1909, 1913) znalazł liczne okruchy szarych wapieni, z których Z. Sujkowski opisał później formę *Calpionella alpina* (in Rabowski 1933). Na

północnych zboczach Kiczera, w dolinie Kwaśne i na Kiecurze występują tufity. Dalej ku zachodowi w Kamiennym Żlebie opadającym do Suchej Doliny znów pojawiają się konglomeraty tufitowe, z których S. Kreutz opisał największe kawałki limburgitu przypominające kształtem bomby wulkaniczne (1909, 1913).

W kamieńcu potoku w Suchej Dolinie znaleźliśmy wielką bryłę lawy limburgitowej o typowym wyglądzie lawy sznurowej (pl. LIII i LIV) przewiniętą z fragmentami różowych wapieni krynoidowych należących do tytonu (pl. LV). Na kontakcie z lawą wapień krynoidowy jest spieczony, jakby zmurszały i odbarwiony. Sznurowa struktura limburgitu świadczy o wylewnym charakterze erupcji lawowej, odbywającej się najprawdopodobniej w warunkach płytkomorskich. Przewinięcie lawy z osadem krynoidowym dokumentuje tytoński wiek wylewu.

Na zachodnim zboczu Doliny Suchej oraz w dolnej części wschodniego zbocza Osobitej znowu ciągną się cienkim pasem tufity, natomiast pod szczytem Osobitej znajduje się in situ gruba, około 25 m licząca masa lawowa i konglomeraty tufitowe. Lawy są bardzo zróżnicowane — można wyróżnić odmiany zbite oraz migdałowcowe o różnym zabarwieniu. Wśród law migdałowcowych (pl. LVI, fig. 3) są odmiany o różnej wielkości, kształcie, zawartości mineralnej, stopniu wypełnienia i barwie migdałów. Poszczególne odmiany przechodzą nawzajem siebie na przestrzeni kilkudziesięciu centymetrów — jednego metra. Ponieważ jest to jedyne dotychczas znane występowanie dużej ilości lawy należy uważać, że punkt ten był blisko położony od centrum erupcji.

Skąły limburgitowe znajdują się również na zachodnim zboczu Osobitej.

Po głównym okresie erupcji limburgitów nastąpiła wyraźna zmiana charakteru sedymentacyjnego — rozpoczęło się osadzanie ciemnych, organodetrytycznych wapieni neokomu-urgonu z rogowcami. Należy przy tym zaznaczyć, że górna granica wieku wylewów limburgitowych nie jest ściśle określona, gdyż nie jest dotychczas dokładnie znany wiek najniższych warstw neokomu.

ZAKOŃCZENIE

Jak wynika z przedstawionych powyżej faktów, w rejonie Osobitej należącym do wierzchovej jednostki Kominów Tylkowych zupełnie wyraźnie zaznaczyły się w tytonie ruchy młodokimeryjskie, które doprowadziły nawet do intensywnej działalności wulkanicznej. Zaburzenia młodokimeryjskie na sąsiednich terenach stwierdzili D. Andrusov (1953) i K. Birkenmajer (1958) w Pienińskim Pasie Skałkowym oraz J. Fülöp (1953) w górach Gerecsé w północnych Węgrzech. Synorogeniczna faza tytońska

znana jest także w różnych rejonach Alp Zachodnich (Mazenot 1939, Arkell 1956) i w innych częściach geosynkliny alpejskiej, a szczególnie na Krymie i Kaukazie, gdzie miała największe nasilenie (Muratov 1959).

Ruchy młodokimeryjskie doprowadziły do wynurzeń kordyliery w geosynklinie Karpat Zewnętrznych. Kordyliery te były źródłem materiału klastycznego, który pojawia się w tytonie w wielu punktach zewnętrzniego pasa skałkowego. W innych miejscach ruchy te doprowadziły do nasilenia transgresji, w efekcie czego np. w Andrychowcu tyton leży nawet bezpośrednio na krystalniku (Książkiewicz 1956).

Wydaje się, że źródła materiału klastycznego w tytonie Osobitej nie należy jednak szukać w kordylierych Karpat Zewnętrznych, gdyż brak jest materiału terrygenicznego w tytonie serii pienińskiej sensu lato, której obszar sedymentacyjny leżał między basenem karpackim i tatrzańskim. Najbardziej prawdopodobnym obszarem alimentacyjnym klastycznego kwarcu w tytonie Osobitej jest jakaś kordyliera w zachodniej części geosynkliny Karpat Zewnętrznych.

Dokładniejsze badania nad tytonem Osobitej i limburgitami są w toku.

*Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, we wrześniu 1959 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ANDRUSOV D. 1931. Zpráva o geologických výzkumech v masívu Vysokých Tater v létě roku 1931 (Compte rendu des recherches géologiques exécutées dans le massif de la Haute Tatra en 1931). Věst. Stat. Geol. Úst. ČSR, roč. 7. Praha.
- 1932. O pokračování ležaté vrásy Czerwonych Wierchoů ve skupině Osobité a o postavení tatranských limburgitů (Sur la continuation du pli couché des Czerwone Wierchy dans le groupe de l'Osobité et sur la position des limburgites de la Tatra. — Ibidem, roč. 8.
- 1953. Étude géologique de la zone des Klippes internes des Karpates occidentales. — Geol. Práce Slov. Akad. Vied a Umení, v. 34. Bratislava.
- ARKELL W. J. 1956. Jurassic geology of the world. Edinburgh—London.
- BIRKENMAJER K. 1958. Submarine erosional breaks and late jurassic synorogenic movements in the Pieniny Klippen-Belt geosyncline. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, Sér. Sci. Chim., Géol., Géogr., vol. VI, no. 8. Warszawa.
- FÜLÖP J. 1958. A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei (Die Kretazeischen Bildungen des Gerecse — Gebirges). — Geol. Hungarica, s. geol., vol. 11. Budapest.
- KONIOR K. 1959. Charakter i wiek intruzji skał magmowych Śląska Cieszyńskiego (Le caractère et l'âge des intrusions des roches magmatiques de la Silésie de Cieszyn). — Acta Geol. Pol., vol. IX/4. Warszawa.

- KOTAŃSKI Z. 1959a. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich (Stratigraphical sections of the high-tatric series in the Polish Tatra Mts.). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 139. Warszawa.
- 1959b. Nowe ogniwa stratygraficzne w serii wierchowej rejonu Osobitej (New Stratigraphical investigations in the high-tatric series in the Osobita region — Slovakian Western Tatra). — *Przegląd Geol.*, nr 12 (81). Warszawa.
- KOUTEK J. 1929. Předbřežna zpráva o geologických studiích na severozápadě Nízkých Tater (Communication préliminaire sur les recherches géologiques exécutées dans la partie nord-ouest de la Basse Tatra). — *Věst. Stat. Geol. Úst. ČSR*, roč. 5. Praha.
- 1931. Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater (Études géologiques dans la partie nord-ouest de la Basse Tatra). — *Sborn. Stat. Geol. Úst. ČSR*, sv. 9. Praha.
- KREUTZ S. 1909. Skała limburgitowa w Tatrach (Limburgitfels im Tatragebirge). — *Kosmos*, t. 34. Lwów.
- 1912. O tatrzańskim limburgicie. *Księga Pam. XI Zjazdu Lek. Przyr. w Krakowie 1911*. Kraków.
- 1913. O limburgicie w Tatrach (Der Limburgit im Tatragebirge). — *Bull. Acad. Sci. de Cracovie, Cl. Sci. Math.-Nat., sér. A*, vol. 53. Kraków.
- KSIAŻKIEWICZ M. 1956. Jura i kreda Bachowic (The Jurassic and Cretaceous of Bachowice). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXIV. Kraków.
- KUŠIK R. 1959. Litológia sedimentárnych sérií územia Oravic (Zur Lithologie der sedimentären Serien des Gebietes von Oravice). — *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied*, roč. 10. Bratislava.
- LEFELD J. 1959. Tintinnidae z serii Kominów Tylkowych (Tintinnidae from Kominy Tylkowe series in the Polish Tatra Mts.). — *Przegląd Geol.*, nr 8 (77). Warszawa.
- MAZENOT G. 1939. Les Palaehoplitidae tithoniques et berriasiens du sud-est de la France. — *Mém. Soc. Géol. France, N. ser.*, vol. 18, Mém. no. 41. Paris.
- MOROZEWICZ J. 1912. *In: Księga Pam. XI Zjazdu Lek. Przyr. w Krakowie 1911*, str. 221. Kraków.
- MURATOW M. 1949. Tektonika i istorija razvitija alpijskoj geosynklijalnoj oblasti juga evropejskoj časti SSSR i sopredelnych stran. Moskwa-Leningrad.
- NOWAK J. 1930. Zur Altersfrage der Intrusionsgesteine der Teschener Decken. — *Bull. Acad. Pol. Sci., sér. A*. Kraków.
- PASSENDORFER E. 1951. Jura Tatr. Kreda Tatr. *In: Reg. Geologia Polski, tom I — Karpaty, zeszyt 1 — Stratygrafia*. Kraków.
- Jak powstały Tatry. Wyd. I — Lwów-Warszawa, 1934. Wyd. II — Warszawa, 1952. Wyd. III uzup. — Warszawa, 1954.
- RABOWSKI F. 1922. *In: Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 1. Warszawa.
- 1930. O pochodzeniu limburgitów tatrzańskich i o stosunku wzajemnym płaszczowin, wyobrubnionych między pasmem Skalek a górami Veporu (Sur la provenance des limburgites de la Tatra et sur les relations réciproques des nappes situées entre la zone des Klippes et les monts Vepor). — *Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. VI. Warszawa.
- 1933. Spostrzeżenia geologiczne w grupie Osobitej (Observations géologiques dans le groupe de l'Osobita, Tatra). — *Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 35. Warszawa.

- 1933. Spostrzeżenia geologiczne w grupie Osobitej (Sur quelques recherches géologiques dans le groupe de l'Osobita — Tatra Occidentale). Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. VII. Warszawa.
 - 1954. Badania w grupie Kominów Tylkowych, wykonane w r. 1938 (Recherches géologiques de la région de Kominy Tylkowe 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 Western Tatra). — Prace I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. XXVII. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. 1929. Materyały do znajomości skał magmowych Śląska Cieszyńskiego. — Arch. Tow. Nauk. we Lwowie, dział III, vol. 5. Lwów.
- UHLIG V. 1897. Geologische Karte des Tatragebirges. — Denkschr. Wiss., Bd. 64. Wien.
- 1899. Die Geologie des Tatragebirges. II—IV Th. — Ibidem, Bd. 68.
 - 1911. Tatry. Mapa geologiczna z objaśnieniami polsko-niemieckimi 1:75 000. Nakład P.A.U., wyd. Mil. Geogr. Inst. Wiedeń.
- WEYBERG Z. 1902. Przyczynki do petrografii trzonu krystalicznego tatrzańskiego. — Pam. Tow. Tatr., 23. Kraków.
- ZORKOVSKÝ V. 1949. Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska (The basic eruptives in the Mesozoic of western and central Slovakia). — Práce Štat. Geol. Úst., sv. 26. Bratislava.

Э. КОТАНЬСКИ и А. РАДВАНЬСКИ

**ФАУНА С РYГОРЕ ДИРНУА И ЛИМБУРГИТЫ В ТИТОНЕ ОСОБИТОЙ
(СЛОВАЦКИЕ ЗАПАДНЫЕ ТАТРЫ)**

(Резюме)

В автохтонной единице Тыльковых Коминов верховой (верхне-татранской) серии Татр в районе Особитой найдено титон крыноидно-брахиоподовой фаши с обильной фауной *Pugore diphya* (Col.) и *Glossothyris cf. bouéi* (Zeuschn.).

В титоне района Особитой происходили неокимерийские тектонические движения, которые изменили условия седиментации и привели к развитию вулканизма. Продуктами титонских вулканических экструзий являются лимбургитовые туфиты, лапидли, туфитовые конгломераты и лавы. Туфиты в тонких пластах прослаиваются с крыноидно-брахиоподовыми известняками, а местами подверглись размьгтию и были редепонированы в известняках как мелкие обломки.

Z. KOTAŃSKI & A. RADWAŃSKI

**HIGH-TATRIC TITHONIAN IN THE OSOBITA REGION, ITS FAUNA WITH
PYGOPE DIPHYA AND PRODUCTS OF VOLCANOES**

(Summary)

ABSTRACT: In the autochthonous unit of Kominy Tylkowe, in the high-tatric series of the Osobita region (Tschecho-Slovakia) Tithonian strata appears in the specific crinoidal-brachiopodian facies with abundant fauna of *Pygope diphya* (Col.). During the Tithonian occurred young-Cimmerian tectonic disturbances which changed the prevailing sedimentation conditions and evoked volcanic phenomena. Various limburgite lavas and tuffites were produced in the Tithonian extrusions.

The Osobita region in the autochthonous unit of the high-tatric series was investigated by many geologists mainly in connection with the occurrence of volcanic rocks in this region. These are tuffites containing fragments and blocks of lava. The blocks were petrographically investigated by S. Kreutz (1913) and defined as limburgites. Besides the blocks the present authors have found larger bodies of limburgites, thus far not described.

According to S. Kreutz (1909) the origin of limburgite rocks is connected with the intrusion of tuffitic mud into tectonic fissures. Later (1913) this author expressed the opinion that these rocks are simply tuffs formed by eruption of a probably submarine volcano. This later view was not accepted by all investigators, e. g. F. Rabowski (1933), continued to regard limburgites as intrusions. On the age of included rocks and tectonic situation of the whole series he determined the age of the intrusion as Lower Cretaceous (after the limestones with *Calpionella alpina* and before the Middle-Cretaceous orogenic movements during which the Tatra Mts. were folded). According to the opinion of S. Kreutz (1913) the tuffs were deposited in one stratigraphic level between the Jurassic and the Cretaceous.

The investigations of the present authors admitted the statement that the limburgite rocks are connected with a crinoidal-brachiopodian facies of the Tithonian, unknown thus far in Tatra and palaeontologically documented by the brachiopods of the species *Pygope diphya* (Col.) (pl. LVI, fig. 1 & 2). Besides this form in the Tithonian faunistic association occur: *Glossothyris* cf. *bouéi* (Zeuschn.), *Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp. and other brachiopods, numerous nonflattened belemnites, Aptychi, irregular echinoids, shark teeth, forminifers, calcified Radiolaria and ossicle of the pelagic crinoids *Saccoma* sp. Alga *Globochaete alpina* Lombard occurs also.

The Tithonian limestones are about 20 m. thick and show characteristic cyclic sedimentation appearing as alternation of crinoidal and pelitic limestones. Among the limestone layers appear minuscule tuffitic laminae, often leaf-thin; the tuffitic material is also dispersed in the crinoidal limestones. The tuffites present the first signs of volcanic activity in the investigated sedimentary region. According to the over-mentioned observations this activity began in the Tithonian.

The main phase of eruption producing volcanic ashes, lapilli, tuffite conglomerates and lava bodies took place in the upper part of the Tithonian, before the here occurring Neocomian. The lava has locally a ropy structure (pl. LIII, LIV). It occurs in the crinoidal sediments as structures resembling the flow-rolls (pl. LV). On the contacts crinoidal sediments show baking and beaching effects. In one of the outcrops the lava series has over 25 m. thickness and is composed of limburgites varying in structure from compact to vesicular and amygdaloidal (pl. LVI, fig. 3).

The intense volcanic activity in the high-tatric Tithonian of the Osobita region and the change from pelagic conditions of sedimentation (Lower Malm) to shallow water environment (organo-detrital crinoidal-brachiopodian limestones, reworking of tuffites and *Calpionella* limestones with *Calpionella elliptica* Cadisch and *Calpionella alpina* Lorenz), often containing grains of terrigenous quartz, point to a young-Cimmerian phase of orogenic movement in this region. This phase, most often as synorogenic movements, is known in the Tithonian of the Pieniny Klippen Belt (Andrusov 1953, Birkenmajer 1958), mounts Gerecse in north Hungary (Fülöp 1958), different regions of the Alps (Mazenot 1939, Arkell 1956) and other parts of the Alpine geosyncline (Muratov 1949).

After the young-Cimmerian disturbances and the main phase of eruptions in the Osobita region prevailed the sedimentation of dark organo-detrital limestones with cherts and leading fauna of Urgonian (Passendorfer & Sujkowski in Rabowski 1933, Andrusov 1955) in the top of the series.

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa, September 1959*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ LIII-LVI

DESCRIPTION OF PLATES LIII-LVI

PL. LIII

| | |
|--|--------------|
| Blok lawy limburgitowej o strukturze sznurowej z fragmentami tytońskiego osadu krynoidowego. | Skala w cm |
| Block of limburgite lava with ropy structure and fragments of the Tithonian crinoid sediment | Scale in cm. |

PL. LIV

| | |
|---|--------------|
| Limburgitowa lawa sznurowa (fragment bloku z pl. LIII). | Skala w cm |
| Limburgite ropy lava (part of block figured plate LIII) | Scale in cm. |

PL. LV

| | |
|---|--------------|
| Inny fragment bloku pokazanego na pl. LIII. Widoczne przewijanie się lawy i tytońskiego osadu krynoidowego | Skala w cm |
| Another part of block figured in pl. LIII. Structure resembling the flow-rolls of the lava and Tithonian crinoid sediment | Scale in cm. |

PL. LVI

Fig. 1

| | |
|--|--------------------|
| <i>Pygope diphya</i> (Col.) w tytońskim wapieniu krynoidowym. Widok od strony grzbietowej. Negatyw w skale i pozytyw w plastelinie | Wielkość naturalna |
| <i>Pygope</i> sp. in the Tithonian crinoid limestone. Dorsal view | Natural size |

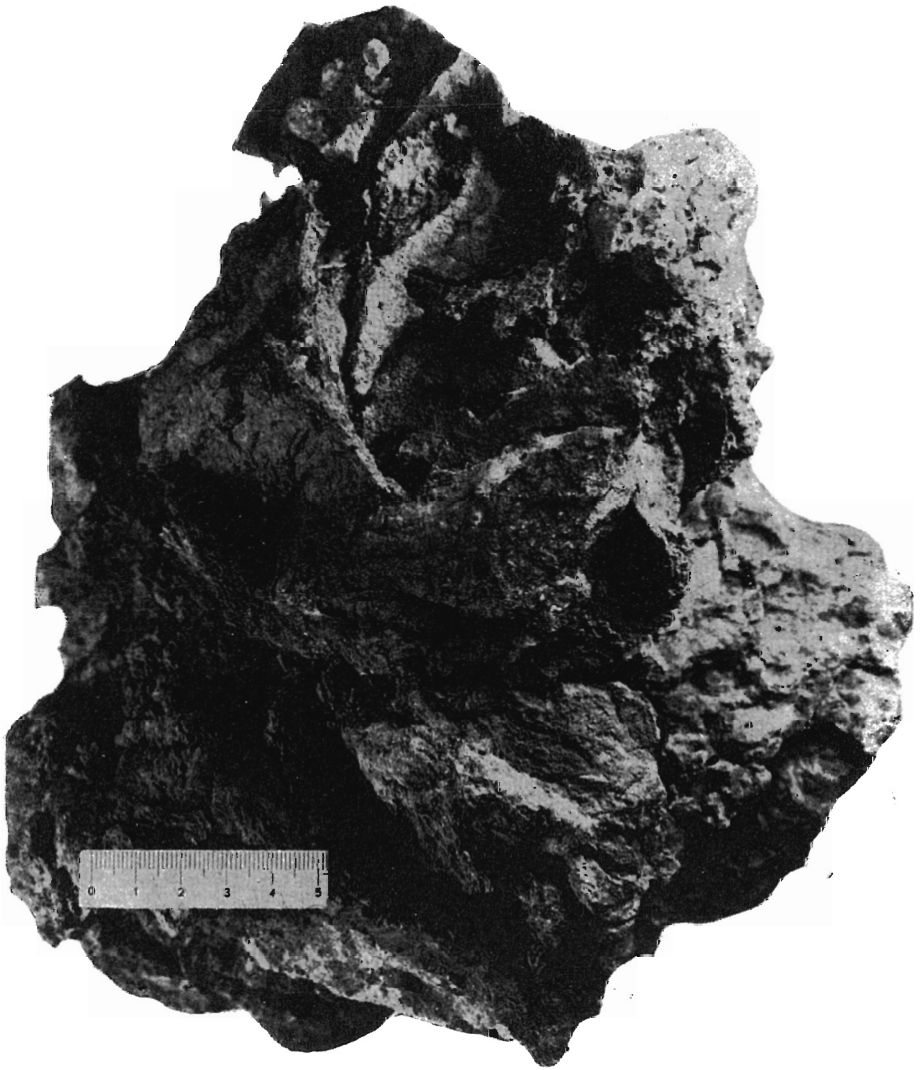
Fig. 2

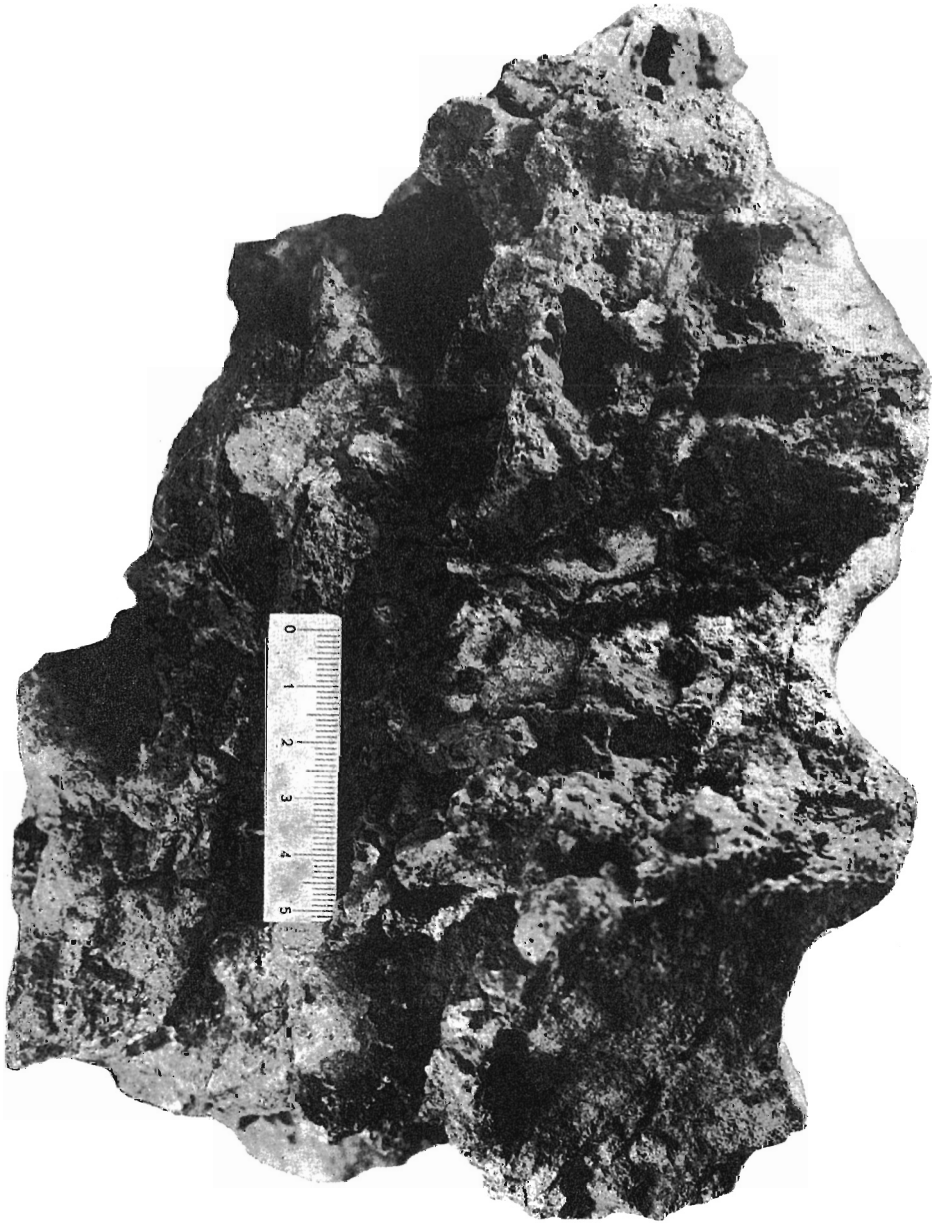
| | |
|---|--------------------|
| Inny okaz <i>Pygope diphya</i> (Col.) | Wielkość naturalna |
| Another specimen of <i>Pygope diphya</i> (Col.) | Natural size |

Fig. 3

| | |
|--|--------------------|
| Limburgit migdałowcowy spod szczytu Osobitej | Wielkość naturalna |
| Amygdaloidal limburgite found near Osobita Mount | Natural size |

Wszystkie zdjęcia wykonał J. Błaszyk
All photographs taken by J. Błaszyk





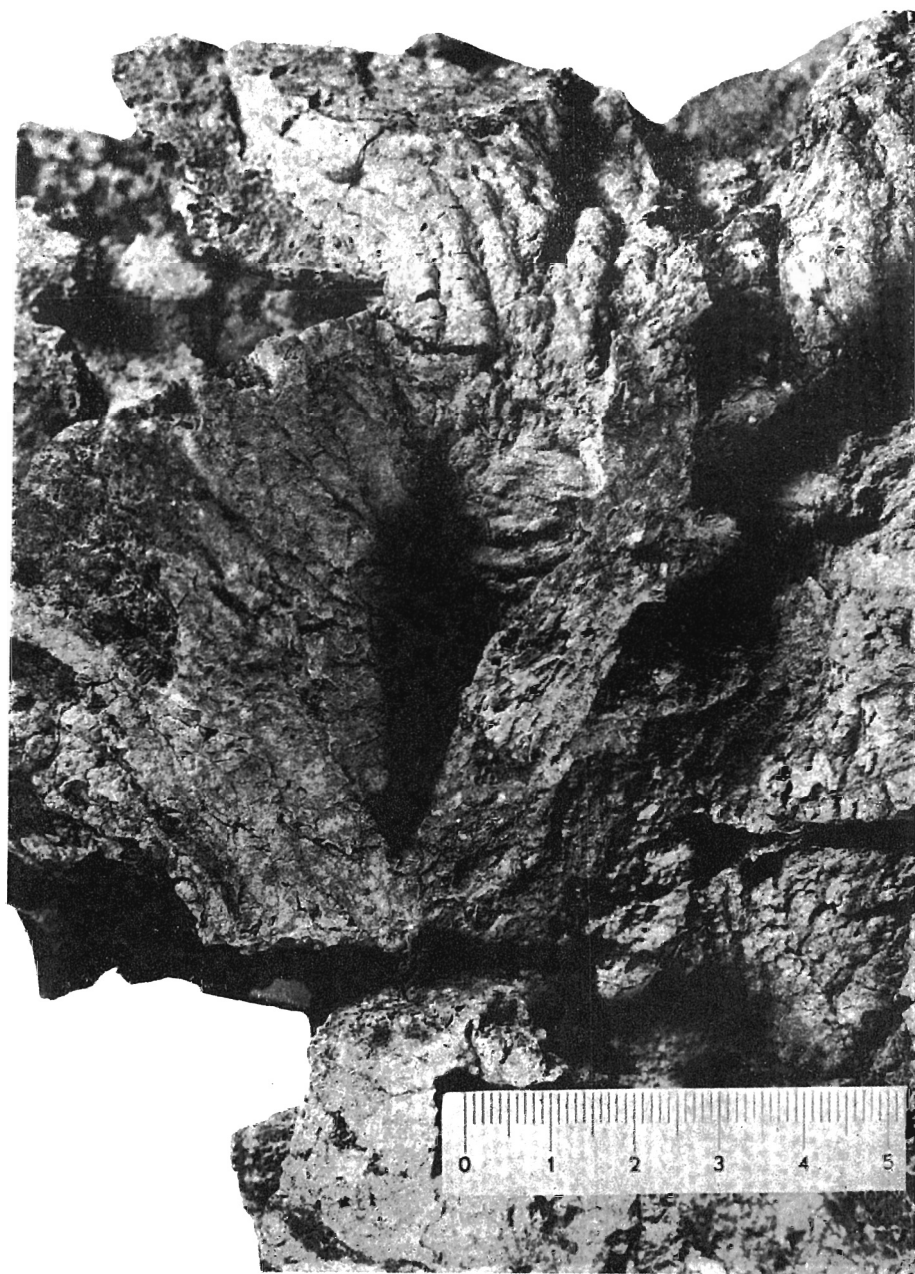




Fig. 1

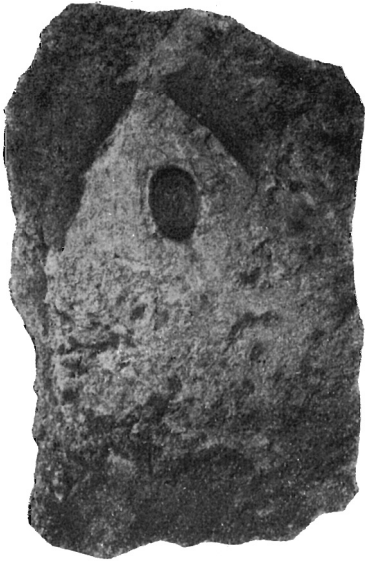


Fig. 2

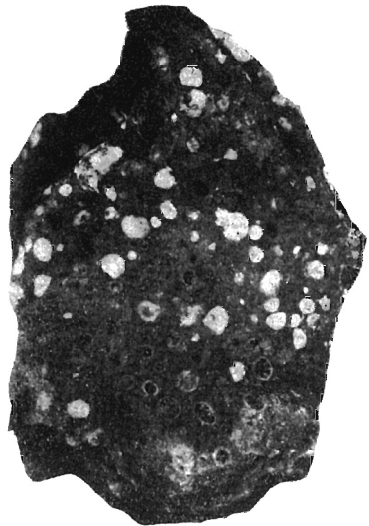


Fig. 3