

Ludwik WATYCHA

Dolomity i dolomityczne brekcje triasowe w Skałce Maruszyńskiej

WSTĘP

W piśmiennictwie polskim ustalił się pogląd, wynikający z ponad półtorawiekowych badań terenowych, że w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego — jak podkreśla K. Birkenmajer (1973) — „...nie ma w ogóle wychodni triasowych skał *in situ*”. Twory te występują natomiast tylko na złożu wtórnym jako „egzotyki”, w postaci mniej lub bardziej obtoczonych okruchów osadowych różnych formacji triasowych, wśród których stwierdzono, m. in. szare dolomity ladyńskie. Te ostatnie stanowią także składnik materiału okruchowego wapieni krynoidowych (bajos serii czorsztyńskiej) oraz zlepieńców górnej kredy (K. Birkenmajer, 1959; Z. Kotański, 1963).

Kredowe egzotyki dolomitowe i wapienne — zdaniem Z. Kotańskiego (1963) — pochodzą z płaszczowiny chociażńskiej (reglowej górnej), która w czasie ruchów hercyńskich dotarła aż na Podhale. Niektóre z nich mogą pochodzić z serii przejściowych między skałkowymi a wierchowymi, ale które — jak zauważa Z. Kotański (1963) — „... trudno jest jednak ocenić”.

Odsłonięcia utworów triasowych zostały opisane w kilku miejscach w słowackiej części pienińskiego pasa skałkowego, m. in. w Skałce Hali-gowieckiej. Jej budowę i inwentarz stratygraficzno-litologiczny najobszerniej omawiają L. Horwitz i F. Rabowski (1930), D. Andrusov (1959), K. Birkenmajer (1959), Z. Kotański (1963) oraz M. Książkiewicz (1972). Opisują oni również inne jednostki z utworami triasowymi, jak np: skałkę koło Trenczyna (dolina Wagu), w której trias reprezentują tylko osady kajpru w facji karpackiej (piaskowce kwarcytowe, łupki pstre, dolomity, gipsy), a także skałkę z Poważa oraz skałki z rejonu Manin-Butkov (dolina Wagu), zbudowane m. in. z dolomitów triasowych. Te ostatnie zdaniem wymienionych autorów oraz wielu innych są facjalnie i tektonicznie zbliżone do utworów serii wierchowych, a nie do serii skałkowych.

Wśród tych jednostek najbardziej zbliżona do Skałki Haligowieckiej pod względem składu litologicznego utworów triasowych jest Skałka Maruszyńska. Jak można sądzić z opisu Z. Kotańskiego (1963), ma ona niektóre zespoły skalne wyraźnie podobne do brekcji dolomitowych i dolomitów tej skałki.

SKAŁKA HALIGOWIECKA

Pierwsze szczegółowe zdjęcie geologiczne Skałki Haligowieckiej wykonali L. Horwitz i F. Rabowski (1924, 1930). Wydzielili oni oprócz utworów paleogeńskich i kredowo-jurajskich również utwory triasowe, korygując w ten sposób zdjęcie V. Uhliga (1890), który za najstarsze uznał tu osady jurajskie. Według L. Horwitza i F. Rabowskiego środkowy trias reprezentują wapienie żółte i ciemnoniebieskie, mniej lub bardziej dolomityczne, na których leżą wapienie komórkowe kajpru. W utworach tych brak fauny.

L. Horwitz i F. Rabowski (1930) przyjmują za J. Nowakiem (1927), że utwory Skałki Haligowieckiej stanowią osobną płaszczowinę (haligowiecką), leżącą na płaszczowinie pienińskiej. Płaszczowiny te, odrębne od tatrzańskich, są zakorzenione na północ od kompleksu wierchowego. D. Andrusov (1934) wiąże tę jednostkę ze skałkami manińskimi.

K. Birkenmajer (1959) w utworach jurajskich i kredowych Skałki Haligowieckiej wydziela oprócz wapieni krynoidowych z rogowcami poziom radiolarytowy, wapienie pseudobulaste, rogowcowe oraz urgońskie, margle globotruncanowe i warstwy sromowieckie. Zdaniem tego badacza ogniwa te wiążą się bardziej z odpowiednimi ogniwami serii skałkowych niż serii tatrzańskich. Utwory te należą do odrębnej, najbardziej południowej serii skałkowej — haligowieckiej.

Z. Kotański (1963) zajmuje się głównie utworami triasu. Najniżej wyróżnił on dolomity płytowe, jasnoszare (po zwiertzeniu ciemnożółte), z rzadkimi wkładkami łupków dolomitycznych, które zawierają w strobie krystaliczne dolomity cukrowate, z ciemnoczarnymi laminami oraz ciemne wapienie. Utwory te, o łącznej miąższości około 25 m, należą do kampułu górnego. Na nich leżą wapienie ciemnoszare, drobnokrystaliczne oraz dolomity cukrowate, jasnoszare o warstewkowaniu ziarenkowym, a wyżej żółte dolomity z przewarstwieniami pasiastych wapieni, tworzące razem kompleks 35 m miąższości, którego wiek określa na dolny anizyk. Do anizyku zaliczył on również nadległe jasnoszare dolomity drobnokrystaliczne, silnie spękane oraz niebieskoszare wapienie.

Na tych sfałdowanych, silnie zbrekcjowanych oraz ściętych przez erozję osadach leżą bezpośrednio utwory liasu. Wapienie komórkowe uznane przez L. Horwitza i F. Rabowskiego (1930) jako utwory kajprów, są według Z. Kotańskiego scementowanymi brekcjami i piargami, których spoiwo nie zostało jeszcze zupełnie wypłukane.

Porównując osady Skałki Haligowieckiej z osadami triasu i jury

serii tatrzańskich badacz ten stwierdza, że są to utwory przejściowe między seriami wierchowymi a skałkowymi.

Na ten zróżnicowany litologiczno-stratygraficznie, jak i tektonicznie obraz Skałki Haligowieckiej nieco odmienne światło rzuca interpretacja M. Książkiewicza (1972). Autor ten zauważa, że różnice między utworami jednostki pienińskiej a utworami Skałki Haligowieckiej nie są tak wielkie, jak między nimi a jednostką czorsztyńską. Dlatego Skałkę Haligowiecką trzeba traktować jako łuskę (fałdo-łuskę) nasuniętą na elementy pienińskie, a nie jako odrębną płaszczowinę. Najstarsze elementy Skałki Haligowieckiej, które mają w nadkładzie elementy jurajsko-kredowe przechodzące w trzeciorzęd podhalański, wiążą się z elementami wierchowymi. Sfałdowane i wypiętrzone serie wierchowe w rejonie tatrzańskim zostały w rejonie skałkowym przykryte po turonie osadami młodszymi. Serie reglowe natomiast nie sięgają pasma skałkowego. Według M. Książkiewicza ostateczny obraz tektoniczny tego rejonu powstał w czasie trzeciorzędowych ruchów górotwórczych.

SKAŁKA MARUSZYŃSKA

Brekcje dolomityczne i dolomity Skałki Maruszyńskiej znalazłem późną jesienią 1971 r. na północnym zboczu wzniesienia Tutkowska Rola (fig. 1). Znajduje się ono ok. 1 km na północ do Maruszyny Górnej, w źródłowej części potoku Trawne.

Między utworami jurajsko-kredowymi serii pienińskiej wychodzą tu na powierzchnię jasne, zabarwione ochrowożółto, ilaste, maziste zwietrzeliny, zmieszane z drobnym, ostrokrawędzistym gruzem skalnym oraz ławice jasnoszarych skał, pokruszonych, częściowo scementowanych spoiwem wapiennym lub ilasto-dolomitowym.

W próbkach pobranych z powierzchni stwierdzono pod mikroskopem dolomity bardzo drobnokrystaliczne, silnie spękane, z wkładkami ilastymi. Mają one miejscami — oprócz ziarn krystalicznego dolomitu — okrągławe, wydłużone eliptycznie, podobne do glonów, ciemne plamki często o granicach rozmytych. Formy te miejscami były dość liczne. Ponieważ próbki te dostarczyły zbyt mało danych, w 1972 r. pobrałem większą ich ilość z odsłoneń wykonanych w kilku miejscach profilu (fig. 2). Próbki te zostały przebadane przez A. Maliszewską w 1973 r., a wyniki badań opublikowano w osobnym opracowaniu.

Dolomity i brekcje dolomityczne tworzą soczewkę, rozciągającą się z zachodu na wschód, o długości ok. 300—350 m, szerokości od paru do ok. 26 m. (fig. 2). Przeważają tu brekcje o różnym stopniu rozdrobnienia (dolomity detrytyczne — dolorudyty według A. Maliszewskiej) od piasku krystalicznego (cukrowatego) i drobnoziarnistej dolomitowej miazgi ilasto-marglistej (zwietrzelina łupków) do gruzu, powstałego ze zwietrzenia dolomitów. Część brekcji powtórnie silnie scementowana tworzy parumetrowej grubości ławice (margliste dolomity algowe w odmianie mikrytowo-spartywowej i mikrytowej — A. Maliszewska, 1974). Skały te zabarwione są na kolor żółtoochrowy, lokalnie z odcieniem szarym, miejscami nakrapiane ciemnymi punktami wodorotlenków żelaza lub

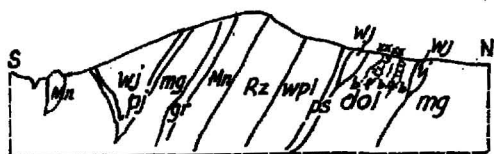


Fig. 2. Przekrój geologiczny przez Skałkę Maruszyńską
Geological section across the Maruszyńska Klippe
Objaśnienia jak na fig. 1
Explanations see Fig. 1

substancji organicznej. Niekiedy zaznacza się w nich słabe warstwowanie i pasiastość. Miejscami skała jest jasnoszara od nagromadzenia alg.

Ziarno przeważnie jest drobne lub bardzo drobne (dolomity mikrytowo-spartowe), makroskopowo jak gdyby zlewne (dolomity mikrytowe), tylko lokalnie grubsze, cukrowate. Okruchy skalne, o formach nieregularnych wielościągów ostrokrawędzistych, mają różną wielkość (od paru milimetrów do 4 cm). Okruchy spojone są brunatnożółtą substancją dolomitową niekiedy wapienną, pelitową lub krystaliczną, która w płytkach cienkich ma postać żyłek wypełnionych dolomitami i uwodnionymi związkami żelaza. W niektórych brekcjach w masie pelitowej fragmenty dolomitu są jakby obtoczone, zawieszane w całej masie, nie kontaktują ze sobą.

Dosyć często w okruchach z ławic dolomitowych obserwuje się liczne, drobne pory (tekstura porowata) oraz kawerny (średnicy od 1 mm do 1 cm), wydłużone, rozmieszczone przeważnie nieregularnie, rzadziej w postaci smug. Wypełnione są one brunatnożółtą substancją dolomitową, często z kryształami dolomitu, rzadziej kalcytu. W płytkach cienkich ma ona postać drobnych skupień grubokrystalicznego dolomitu z wrostkami wodorotlenków żelaza. Substancja ta w czasie wietrzenia rozpada się najwcześniej i szybko jest usuwana, w wyniku czego skała przybiera wygląd komórkowej. Szczególnie wyraźnie uwidacznia się to w warstwie przypowierzchniowej.

Dolomity mikrytowo-spartowe mają strukturę biogeniczną, drobno-krystaliczną. Elipsoidalne formy glonowe są w nich rzadsze (30%) niż w dolomitach mikrytowych (80%). Szczeliny spękań wypełnia dolomit.

Dolomity mikrytowe są skałami twardymi, silnie pociętymi spękaniami, z kawernami wypełnionymi lub pustymi. W płytce cienkiej wy-

żyn, T — wapienie dursztyńskie, muszlowiec rogożnicki, tyton — berias, BT — wapienie: bulasty, czorsztyński i dursztyński, kimeryd, Kr — wapienie krynoidowe (biały, szary, czerwony), bajos-baton

Q — Quaternary, undivided (fluvio-glacial and fluvial sediments, Pleistocene-Holocene); Qt — peat bogs, Qd — diluvial clays and weathering covers; Podhale flysch: wsz — Szaflary beds (Upper Eocene); Magura series in the peri-klippen facies: wT — beds from the Turbacz — Palaeocene-Lower Eocene, wn — Nowy Targ beds, Turonian-Danian; Pieniny Klippen Belt series: wj — sandstones, conglomerates, pj — red shales and variegated Jarmuta beds, Campanian-Maestrichtian, ws — Sromowce beds, Senonian, mg — red and variegated Globotruncana marls, Upper Cenomanian-Santonian, mz — green Globotruncana marls, Lower Cenomanian, mg — Globotruncana marls, undivided, Cenomanian-Santonian of all the series; Braniska and Pieniny series: gr — Globigerina-radiolaria marls, Barremian-Albian, Mn — cherty limestones, Callovian-Barremian, R — undivided radiolarites, usually green and light-coloured, Oxfordian, Rc — red radiolarites, Upper Oxfordian, Rz — green radiolarites, Rm — manganese radiolarites, Lower Oxfordian, wpi — Super-Posidonia beds, Bajocian-Bathonian, ps — Posidonia beds, Aalenian, dol — Maruszyńska dolomites and dolomitic breccias, Triassic; Czorsztyń series: Puchów marls, Upper Cenomanian-Campanian, TN — Dursztyń, Łysa, and Spisz limestones, Tithonian-Valanginian, T — Dursztyń limestones, Rogożnik coquinite, Tithonian-Berriasian, BT — limestones: nodular, Czorsztyń and Dursztyń, Kimmeridgian, Kr — crinoidal limestones (white, grey, red), Bajocian-Bathonian

kazują strukturę biogeniczną, bardzo drobnokrystaliczną i pelitową. Zawierają więcej substancji ilastej niż poprzednie oraz drobne skupienia substancji organicznej. Występują w nich ślady pseudomorfoz po skorupach rozdrobnionej fauny. Cement wiążący brekcję w szczelinach składa się z dolomitu oraz uwodnionych związków żelaza.

Na dolomitach tych, zapadających stromo (60—65°) na południe, leżą ciemne łupki i wapienie plamiste warstw posidoniowych i nadposidoniowych, o miąższości ok. 12 m (fig. 2). Wapienie nadposidoniowe przechodzą ku górze w radiolaryty zielone, jasnozielone i żółtawe (miąższość ok. 18 m), a te znów w wapienie rogowcowe (miąższość 10—15 m).

Na wapieniach rogowcowych leżą margle ciemnoszare i zielone, których dolna część (niewielkiej miąższości) może należeć do margli globigerynowo-radiolariowych, a pozostała do czerwonych margli globotruncanowych.

Opisane wyżej utwory wchodzące w skład Skałki Maruszyńskiej przylegają od południa do ogniw następnej skałki pienińskiej. Od strony północnej natomiast — jak można wnioskować ze zwietrzliny — przylegają do margli globotruncanowych kredy górnej, oddzielonych miejscami soczewkami zlepieńców jarmuckich. Utwory te, jak i następne występujące na północy, prawdopodobnie należą już do serii braniskiej.

Skałka Maruszyńska znajdująca się na wzniesieniu Tutkowska Rola stanowi najbardziej zachodnią część grupy skałek serii pienińskiej, ciągnących się od Szaflar (Ranysberg), przez Żar do Maruszyń Górną. Na zachód od Tutkowskiej Roli — w rejonie potoku Trawne — starsze elementy tej grupy wyklinowują się i schodzą pod najmłodsze ogniwa kredy górnej (margle globotruncanowe, warstwy sromowieckie, warstwy jarmuckie i in.) oraz trzeciorzędu.

Należy podkreślić, że wielkość ogniwa dolomitowego oraz stan zachowania skały, szczególnie brekcji, nie pozwalają na uznanie Skałki Maruszyńskiej za olbrzymiej wielkości egzotyk sedymentacyjny (olistolit).

Opisane wyżej skały są według A. Maliszewskiej (1975) dolomitami algowymi, osadzonymi w zbiorniku morskim z dala od brzegu. Wody tego zbiornika, znacznie zasolone, miały odczyn alkaliczny. Bardzo drobne uziarnienie skał świadczy o tworzeniu się dolomitu równocześnie z sedymentacją osadów węglanowych lub niewiele później. Przekrystalizowanie miało miejsce w późnym okresie przemian diagenetycznych, lecz przed zbrekcjowaniem. Wtedy też skała stała się porowata.

Dolomity zawierają przekrystalizowane fragmenty szczątków fauny oraz miejscami dość liczne, zatarte formy algowe. Nie są to jednak wystarczające dowody dla bezspornego określenia ich wieku. Wydaje się, że dolomity te, z uwagi na ich stan, dowodów takich nie dostarczą. Na wiek triasowy może wskazywać jedynie ich wykształcenie litofajalne.

Układ tektoniczny oraz pozycja stratygraficzna między utworami kredy górnej a utworami doggeru (ew. liasu górnego) wcale nie przesądza ich przynależności do skałki południowej (Tutkowskiej Roli), ani też nie deklaruje ich wieku, a to dlatego, że pospolitym zjawiskiem w paśmie skałkowym jest przetasowanie poszczególnych grup czy też pojedynczych ogniw, skrócone miąższości oraz luki stratygraficzne.

W związku z tym mogą kontaktować ze sobą najrozmaitsze ogniwa poszczególnych serii skalnych lub ich fragmenty.

W przypadku Skałki Maruszyńskiej za wiązaniem dolomitów z warstwami posidoniowymi, a następnie przez radiolaryty i wapienie rogowcowe z marglami globotrunkanowymi (fig. 2) przemawia nie tylko sekwencja stratygraficzna poszczególnych ogniwi, lecz przede wszystkim ich budowa i położenie. Utwory te tworzą razem soczewkowaty dyskoid lub też łuskę, obciążoną płaszczycznymi ścinaniami wyższego rzędu, co wyraźnie odgranicza ją od sąsiednich form (fig. 1).

Dolomity byłyby więc najniższym, najstarszym elementem stratygraficznym tej skałki, a ponieważ należy ona do jednostki pienińskiej, byłyby one w ogóle najstarszym ogniwem rozpoznanym w serii pienińskiej oraz w pozostałych seriach polskiej części pienińskiego pasa skałkowego.

Margle globotrunkanowe, które jak wspomniano wyżej, przylegają od północy do dolomitów, otulają warstwy sromowieckie leżące w zgniecionej synklinie. Stanowią one południową część sąsiadującego od północy soczewkowatego dyskoidu (łuski), którego ogniwa są facjalnie zbliżone do utworów serii braniskiej. Z tego względu wydaje się, że omawiane dolomity leżą na północnym skraju jednostki pienińskiej, jak gdyby w strefie przejściowej do serii braniskiej.

Wiek dolomitów i brekcji dolomitowych Skałki Maruszyńskiej z braku wyraźnych dowodów faunistycznych czy florystycznych można ustalić jedynie na podstawie analogii litologicznej. Utwory te nie mogą być młodsze od triasu, za czym przemawia wykształcenie litologiczne mezozoicznych ogniwi skalnych występujących zarówno w paśmie skałkowym, jak i w regionach sąsiednich (na południu i na północy), tj. w Tatrach oraz w Polsce południowej. Dolomity i brekcje dolomitowe (jak wykazuje dotychczasowa wiedza) nie występują tam ani w formacjach starszych, ani też w młodszych od triasu. Na wiek triasowy wyraźnie wskazują wyniki badań petrograficznych A. Maliszewskiej (1975).

Dolomity kajpru znalezione w pienińskim pasie skałkowym w postaci egzotyków lub na złożu pierwotnym wykształcone są w facji karpackiej i jak dolomity tatrzańskie różnią się od maruszyńskich czy też haligowieckich (Z. Kotański, 1963).

Dolomity maruszyńskie pod względem litologicznym wykazują największe podobieństwo z dolomitami kampilu górnego, wydzielonymi przez Z. Kotańskiego (1963) w Skałce Haligowieckiej i należałoby je wiązać z tym piętnem. Mimo zbliżonej miąższości nie można ich łączyć z dolomitami anizyku i ladynu, gdyż te ostatnie zawierają więcej wapieni i łupków. W związku z tym wiek ich nie może być bliżej sprecyzowany — najwyższy trias dolny—trias środkowy.

W Skałce Maruszyńskiej występują ławice dolomitów komórkowych. Dlatego też analogiczne utwory stwierdzone w Skałce Haligowieckiej są właśnie wapieniami komórkowymi, jak to określają L. Horwitz i F. Rabowski (1930), a nie brekcją sedimentacyjną, jak to interpretuje Z. Kotański (1963). Dolomity komórkowe Skałki Haligowieckiej byłyby więc jedynie wynikiem skrasowienia tych skał po ich wypiętrzeniu (przed liasem, a może nawet i później).

Stanowisko tektoniczne Skałki Maruszyńskiej jako zdecydowanie

wewnątrzskałkowe wyróżnia ją od pozostałych skałek, występujących na skraju pasma skałkowego. Niektóre z nich są bardziej podobne do grupy skał tatrzańskich niż skał pasma pienińskiego. Świadczy o tym stwierdzenie, że płaszczowina pienińska zawierała i zawiera nadal w głębi najstarszy mezozoik, który mimo podobieństwa makroskopowego jest odmienny od tatrzańskiego. Analiza petrograficzna sugeruje, że omawiane dolomity wykazują pewne podobieństwo z dolomitami regionu śląsko-dąbrowskiego (mezozoik południowopolski; A. Maliszewska, 1975).

Dolomity Skałki Maruszyńskiej makroskopowo najbardziej zbliżone są do brekcji dolomitowej i do dolomitów serii reglowej (choczańskiej), ale czy wiążą się one ze skałami serii tatrzańskiej, czy też nie, na to będzie można odpowiedzieć dopiero po przeprowadzeniu pełnych badań geochemicznych skał serii tatrzańskich, Skałki Haligowieckiej i skał pienińskiego pasa skałkowego.

Obecnie na podstawie wstępnych badań geochemicznych, wykonanych przez J. Calikowskiego i B. Gondek (praca w druku), zarysowują się wyraźnie różniące się dwie grupy skalne. Jedną z nich to flisz podhalański ze swoim starszym podłożem, w skład którego mogą wchodzić tatrzańskie serie reglowe i wierchowowe, a w rejonie przyskałkowym jeszcze inne skały. Druga grupa natomiast to pieniński pas skałkowy i jego podłoże.

Badania te potwierdzają wyrażoną wcześniej przez J. Calikowskiego, B. Gondek i K. Szpanier (1968) opinię, że węglowodory występujące w dużej ilości w skałach fliszu podhalańskiego nie pochodzą z tego fliszu, lecz ze skał przykrywających. Węglowodory te są odmienne od węglodorów epi- i syngenetycznych z osadów pasma skałkowego (dogger — kreda).

Oznacza to, że starsze podłoże, będące źródłem węglodorów, jest w obydwu grupach odmienne. Zbiorniki, w których tworzyły się osady tych grup, nie wiązały się ze sobą, były zróżnicowane, a procesy sedymentacyjno-diagenetyczne przebiegały w nich inaczej.

Badania geochemiczne, które w tym aspekcie należałoby przeprowadzić na skałach serii wierchowowej i reglowej, Skałki Haligowieckiej oraz skałki z Drużbaków, mogą wyjaśnić, które serie tatrzańskie i jak głęboko zalegają pod fliszem podhalańskim oraz jakie inne serie mogą jeszcze tu wchodzić w rachubę. Skałka Haligowiecka, zależnie od wyników badań, będzie należała do grupy pienińskiej lub tatrzańskiej, bądź też do innej grupy, pośredniej.

Z badań petrograficznych nad egzotykami fliszu podhalańskiego północnego skrzydła niecki podhalańskiej (A. Maliszewska, praca w druku) wynika, że skały krystaliczne i osadowe (paleozoik-mezozoik), z których zbudowany jest flisz warstw szaflarskich, poza nielicznymi przypadkami są odmienne od tatrzańskich i pienińskich.

Oznacza to, że serie skalne, które obecnie sąsiadują ze sobą, w okresie triasu osadzały się w basenach rozdzielonych strefami rozrastającymi się niekiedy do dużych lądowych barier. Przegrody te w wyniku zróżnicowanych ruchów starszego podłoża (począwszy od mezozoiku) malały, a nawet zanikały, co pozwalało na łączenie się niektórych basenów. Podczas tych ruchów starsze podłoże ciągle się kurczyło, było wchłaniane fragmentami w głąb. W okresie kreda górna — oligocen obszarem takim,

w którym systematycznie wciągane były w głąb poszczególne odcinki zawarte między Tatrami a kordylierami północnymi, był rejon odpowiadający mniej więcej współczesnemu pasmu skałkowemu (zapadlisko pienińskie; L. Watycha, 1968). W wyniku tych przesunięć tektonicznych nastąpiło ogromne zredukowanie podłoża (rzędu 150—200 km), które pozwoliło na zbliżenie pozostałych na powierzchni jednostek geologicznych na odległość, jaką stwierdza się współcześnie.

Institut Geologiczny
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 13 lutego 1974 r.

PIŚMIENNICTWO

- ANDRUSOV D. (1934) — O tektonickém postavení Haligovského útesu w Pěnínach. Vestn. St. Geol. Úst. ČSR, 10. Praha.
- ANDRUSOV D. (1959) — Geologia československých Karpát. 2, Slov. Akad. Vied. Bratislava.
- BIRKENMAJER K. (1959) — Znaczenie Skałki Haligowieckiej dla geologii Pienińskiego Pasa Skałkowego. Roczn. Pol. Tow. Geol., 29, p. 73—88, nr 1. Kraków.
- BIRKENMAJER K. (1973) — Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia, 1, cz. 2, Mezozoik. Pieniński Pas Skałkowy. Wyd. Geol. Warszawa.
- CALIKOWSKI J., GONDEK B., SZPANIER K. (1968) — Geochemiczna charakterystyka bituminów fliszu podhalańskiego. Kwart. geol., 12, p. 916—934, nr 4. Warszawa.
- CALIKOWSKI J., GONDEK B. (praca w druku) — Charakterystyka geochemiczna węglowodorów występujących w skałach jury i kredy pienińskiego pasa skałkowego oraz kredy i paleogenu fliszu magurskiego i paleogenu fliszu podhalańskiego.
- HORWITZ L., RABOWSKI F. (1924) — Skałka Haligowiecka. Posiedz. nauk. PIG, 8, p. 27—28. Warszawa.
- HORWITZ L., RABOWSKI F. (1930) — Przewodnik do wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny (18—21.V.1929). Roczn. Pol. Tow. Geol., 6, p. 109—160. Kraków.
- KOTÁŇSKI Z. (1963) — O triasie Skałki Haligowieckiej i pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej. Acta geol. pol., 13, p. 295—309, nr 2. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1972) — Budowa geologiczna Polski. Tektonika, 4, cz. 3, Karpaty. Wyd. Geol. Warszawa.
- MALISZEWSKA A. (1975) — Skały dolomitowe z Maruszyzny. Kwart. geol., 19, p. 299—301, nr 2. Warszawa.
- MALISZEWSKA A. (praca w druku) — Zlepienie numulitowo-dyskocyklinowe paleogenu podhalańskiego (z rejonu Zaskale-Białka).
- NOWAK J. (1927) — Zarys tektoniki Polski II Zjazd słow. Geogr. Kraków.
- UHLIG V. (1890) — Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. 2. Der pienninische Klippenzug. Jb. Geol. Reichsanst. Jg. 40, p. 559—824. Wien.

WATYCHA L. (1968) — Wstępna ocena warunków i możliwości powstawania ropy naftowej w utworach wschodniej części fliszu podhalańskiego, Kwart. geol., 12, p. 898—915, nr 4. Warszawa.

Людвик ВАТЫЧА

ДОЛОМИТЫ И ДОЛОМИТОВЫЕ БРЕКЧИИ ТРИАСА МАРУШИНСКОГО УТЕСА

Резюме

Доломиты и доломитовые брекчии залегают *in situ* в Марушине на северном склоне возвышенности Тутковска Роля, где они образуют линзу длиной около 350 м и шириной от 2 до 26 м в средней части. К этим круто лежащим породам (60—65°) прилегают с юга посидониевые и надпосидониевые (доггер) пласты, переходящие вверх по разрезу в радиолариты и роговиковые известняки (мальм — неоком), на которых залегают глобигериново-радиолариевые и глоботрункановые (мел) мергели (фиг. 1). Вместе они образуют линзоватую вытянутую с запада на восток форму, тектонически уточненную, отдельные элементы которой выклиниваются, ограниченные поверхностями среза. Отложения этого утеса относятся к пеннинской серии.

С севера к доломитам прилегают глоботрункановые мергели браниской серии. Между ними залегают линзы ярумуцких конгломератов с многочисленными разной окатанности обломками доломитов.

В составе марушинского доломита преобладают брекчии различной раздробленности — от глинисто-пылистой массы до песка и щебня — сцементированные местами в глыбы и слои. В этих брекчиях, рассыпающихся на поверхности, сохранилось несколько слоев твердых доломитов, очень сильно растрескавшихся, светлой охристо-желтой окраски, местами серой от скоплений водорослей. В этих породах местами появляется слабо выраженная слоистость. В этих доломитах биогенной структуры, А. Малишевска (1974) выделила микритово-спаритовую и микритовую разновидности.

Мелкокристаллические микритово-спаритовые доломиты хаотичной структуры содержат меньшее количество (до 30 %) эллипсоидальных скоплений водорослей, нередко размозженных, чем микритовые доломиты (80% и более). Эти последние содержат кроме того больше глинистой субстанции, чем микритово-спаритовые доломиты, а также следы псевдоморфоз, после остатков раковин, а местами скопления гидроокисей железа.

Некоторые доломиты в этих слоях имеют округлые каверны и поры, частично заполненные доломитово-железистой субстанцией, частично пустые (ячеистые доломиты). Трещины так же как и каверны заполнены желто-коричневым доломитом с примесью гидратированных окислов железа, местами с кристаллами кальцита.

Марушинские доломиты по А. Малишевской (1974) являются водорослевыми доломитами, осадившимися в морском бассейне вдали от берегов. Воды этого бассейна были значительно засолены. Высокая мелкозернистость этих пород свидетельствует о образовании доломитов одновременно с седиментацией карбонатных пород или немного позднее. Перекристаллизация карбонатов происходила в период диагенетических изменений, но до брекчирования. Литофациальное строение этих доломитов, по данным А. Малишевской, ука-

зывает на триасовый возраст. Это установлено, ввиду отсутствия четких фаунистических и флористических данных, по литологической аналогии, прежде всего с отложениями нижнего кампилья Галиговецкого утеса, выделенного З. Котаньским (1963).

Марушинские доломиты являются самым нижним и одновременно самым древним стратиграфическим звеном не только пенинской, но и остальных серий польской части Пенинской утесовой зоны.

Описываемые доломиты, несмотря на их сходство под микроскопом с татрскими сериями, с фацальной точки зрения ближе к отложениям триаса Силезско-Краковского района (А. Малишевска, 1974). Отличие этих доломитов, и всего пенинского мезозоя, от пород татрского района (несмотря на некоторое сходство) подтверждается геохимическими исследованиями (Я. Цаликовски, Б. Гондек, К. Шпанер, 1968). Они показывают отличие углеводородов пород пенинской серии и их фундамента от углеводородов подхалиянского палеогена и его фундамента, которые могут быть представлены верховой и реглевой сериями, а также и другими — особенно в районе пограничья подхалиянского палеогена с утесовой зоной.

Из этого следует, что породы обеих этих групп (периода триас-юра) осаждались в различных бассейнах, не соединенных между собой и имеют, различную историю.

Ludwik WATYCHA

TRIASSIC DOLOMITES AND DOLOMITIC BRECCIAS OF THE MARUSZYNA KLIPPE

Summary

Dolomites and dolomitic breccias occur *in situ* at Maruszyna in the northern slope of the Tutkowska Rola hill, where they form a lense approximately 350 m long and 2—26 m thick in its middle portion. In the south, to the steeply inclined rocks (60—65°) adhere Posidonia and Super-Posidonia beds (Dogger) that grade upwards into radiolarites and cherty limestones (Malm-Neocomian) overlain by Globigerina-radiolaria and Globotruncana marls (Cretaceous) (Fig. 1). All these rocks occur in a lense-like form extending E — W, and tectonically compressed. Its elements wedge out between shear surfaces. The whole sequence is classified into the Pieniny series.

In the north Globotruncana marls belonging to the Branisko series adhere to the dolomites. Within these marls lenses of Jarmuta conglomerates occur that contain very abundant and differently rounded dolomite fragments.

Within the Maruszyna dolomites breccias prevail, the size of their constituents ranging from fine argillaceous flour, through sand, to rubble. Locally they are cemented to compact blocks or beds. In these breccias, disintegrated at the surface, a few layers of hard very heavily fractured dolomites have been preserved. The dolomites are light in colour, ocher-yellow and locally attain a grey colouring due to algal accumulations. Occasionally a faint banding may be seen. Within these biogenic dolomites the micrite-sparite and micrite varieties have been distinguished by A. Maliszewska (1974).

The ellipsoidal, frequently blurred, algal concentrations are less abundant (up to 30%) in the fine-crystalline micrite-sparite dolomites than in the micrite varieties (80% and over) that, in addition, contain more clay matter and pseudomorphs traces after shell remnants and occasionally iron hydroxides concentrations.

Some dolomites of these layers have rounded caverns and pores partly filled with dolomitic-ferruginous substance and partly void (cavernous dolomites). Like the caverns, the fissures are filled with yellow-brown dolomite containing hydrated iron oxides admixtures and occasionally calcite crystals.

According to A. Maliszewska (1974) the Maruszyna dolomites are algal dolomites laid down far from the shore of their marine depositional basin in considerably saline waters. The fine grain size indicates these dolomites to have been formed simultaneously with the deposition of the entire carbonate series or slightly later. The carbonates were subject to recrystallization during the period of diagenetic alterations but prior to the brecciation. According to A. Maliszewska the lithofacies development points to the Triassic age of the rocks. In absence of palaeontological evidence this assumption has been based on lithological analogies, chiefly to the Lower Campilian sediments distinguished by Z. Kobański (1963) in the Haligovce Klippe.

The Maruszyna dolomites are the lowest and the oldest stratigraphic member not only of the Pieniny series, but also of all the remaining series of the Polish part of the Pieniny Klippen Belt.

Despite the macroscopic similarities to the Tatra series the dolomites — as to their facies development — are closer to the Triassic sediments of the Cracow-Silesia region (A. Maliszewska, 1974). The distinctness of the dolomites, and even of the entire Pieniny Mesozoic, from the rocks of the Tatra region (despite certain analogies) has been confirmed by geochemical examinations (J. Calikowski, B. Gondek, K. Szpanier, 1968) that revealed the hydrocarbons of the Pieniny series and its basement to differ from those of the Podhale Palaeogene and its basement.

Consequently the rock groups (of Triassic-Jurassic age) had a different history and were laid down in different depositional basins between which no communication existed.