

ANDRZEJ RADWAŃSKI

Struktury litoralne w liasie w Dolince Smytniej

STRESZCZENIE: Opisano ze spągu liasu wierchowego urozmaicone struktury litoralne, m. in. zasypaną w dojrzałym stadium rozwojowym falezę oraz system dajek i żył klastycznych. Występowanie systemu dajek w obrębie form brzegowych, przy rozwinięciu się poszczególnych dajek na płaszczyznach diaklaz skał noryckich, świadczy o tektonicznym zaangażowaniu noryku przed sedimentacją liasu i wyniesieniu go w strefę ługowania i wymywania odbywającego się przypuszczalnie przy głównym udziale wód morskich podniesionych kipiela powyżej poziomu morza. Przystudiowano także mikrorelief form brzegowych powstały w wyniku chemicznego wietrzenia w strefie abrazji.

Z wyższych ogniów liasu opisano ślady działalności drążących wieloszczetów *Potamilla reniformis* O. F. Müller oraz spróbowano odtworzyć warunki ekologiczne tych skałotoczy. Ogólnie biorąc biotopy *Potamilla* przywiązane były do facji sublitoralnej.

W niektórych chodnikach wieloszczetów zachowały się osady morskiego retyku, który zatem przynajmniej niegrubą warstwą musiał być osadzony w rejonie Dolinki Smytniej. Następstwo zjawisk sedimentacyjnych i erozyjnych zdaje się jednocześnie wskazywać, że zaburzenia starokimeryjskie miały tutaj znacznie silniejsze nasilenie po morskim retyku niż przed nim.

WSTĘP

W obrębie jednostek wierchowych Tatr kontakt klastycznego kompleksu liasowego z węglanowymi skałami triasu, których stropowe części zostały zaliczone do noryku (Kotański 1956), nie był dotychczas przedmiotem dokładniejszych opracowań. L. Horwitz i F. Rałowski (1922) w swym zestawieniu stanu wiadomości o liasie nie zajmują się szczegółowo jego stosunkiem do podłoża.

W czasie prac terenowych związanych z petrograficznymi badaniami nad liasem wierchowym stwierdziłem, że kontakt ten jest nadzwyczaj interesujący. Istnieją tu mianowicie ciekawe formy klifowe oraz dajki i żyły klastyczne liasu w noryku, które na pierwszy rzut oka mogłyby sugerować ząębienie się sedimentacyjne liasu z norykiem.

Omawiane struktury znalazłem tylko w jednym miejscu w Dolince Smytniej (jednostka Kominów Tylkowych), w górnej jej części, gdzie występuje szereg znanych odsłoneń. Zajmował się nimi kilkakrotnie Z. Kotański (1955a, 1956, 1959) opisując u podstawy liasu wielką megabrekcję złożoną z dolomitów noryku, którą zaliczył do klifowych, a więc transgresywnych (1955a), co stało się ważnym argumentem w rozważaniach stratygraficznych i paleogeograficznych (1956, 1959). Poza tymi odsłoneńciami wzdłuż całej Dolinki kontakt liasu z norykiem, który zresztą odsłania się bardzo sporadycznie, nie przedstawia niczego szczególnego — reprezentuje typowy przykład stosunku penakordantnego (Kotański 1959). Przeszukując go dokładnie nigdzie nie znalazłem interesujących mnie struktur.

Zająłem się natomiast bliżej materiałem otoczkowym zawartym w większych ilościach w spagu liasu, oraz sporadycznie rozrzuconym w wyższych jego ogniwach. Spośród otoczków wybrałem dolomity i wapienie noryckie, noszące ślady działalności skałotoczy, i opracowałem je dokładniej. Otoczki takie znane już były dawniej nie tylko z Dolinki Smytniej, lecz także z sąsiednich profilów liasowych w Dolinie Chochołowskiej (Kotański 1959) oraz z Bobrowca, gdzie zostały znalezione w czasie prac terenowych prowadzonych w Zakładzie Geologii Dynamicznej Uniwersytetu Warszawskiego przez mgr Z. Wójcika, i z jednostki Świerkul, gdzie napotkał je mgr W. Jaroszewski. Część okazów pochodzi ze zbiorów wymienionych osób, którym składam na tym miejscu podziękowanie za użyczenie mi materiału do opracowania.

Prace terenowe, które prowadziłem w sezonie letnim 1957 roku, zostały umożliwione mi dzięki życzliwości Prof. Dr. E. Passendorfera i Dr. Z. Kotańskiego, którym składam podziękowanie za opiekę i pomocną dyskusję w czasie opracowań kameralnych tematu. Szczególnie wdzięczny jestem Prof. Dr. M. Turnau-Morawskiej oraz Dr. Z. Kotańskiemu za poświęcenie kilku dni na przejrzenie ze mną szeregu odkrywek, związanych z opracowywanym zagadnieniem, i dyskusję w terenie.

OPIS I GENEZA STRUKTUR LITORALNYCH

Szereg najważniejszych odsłoneń, będących właściwie jedną wielką odkrywką sedimentacyjnego kontaktu liasu z norykiem, zaczyna się w miejscu, gdzie głębokie wcięcie żlebu Dolinki Smytniej, zaznaczające się wyraźnie powyżej górnej granicy lasu, ulega spłyceniu i zanika. Po wyjściu ze żlebu stajemy w dość szerokim i płytkim cieku, który w porze letniej jest najczęściej suchy, co umożliwia i ułatwia obserwacje. Początek odsłoneńca leży na wysokości 1450 m n.p.m., a dalej ciągnie się

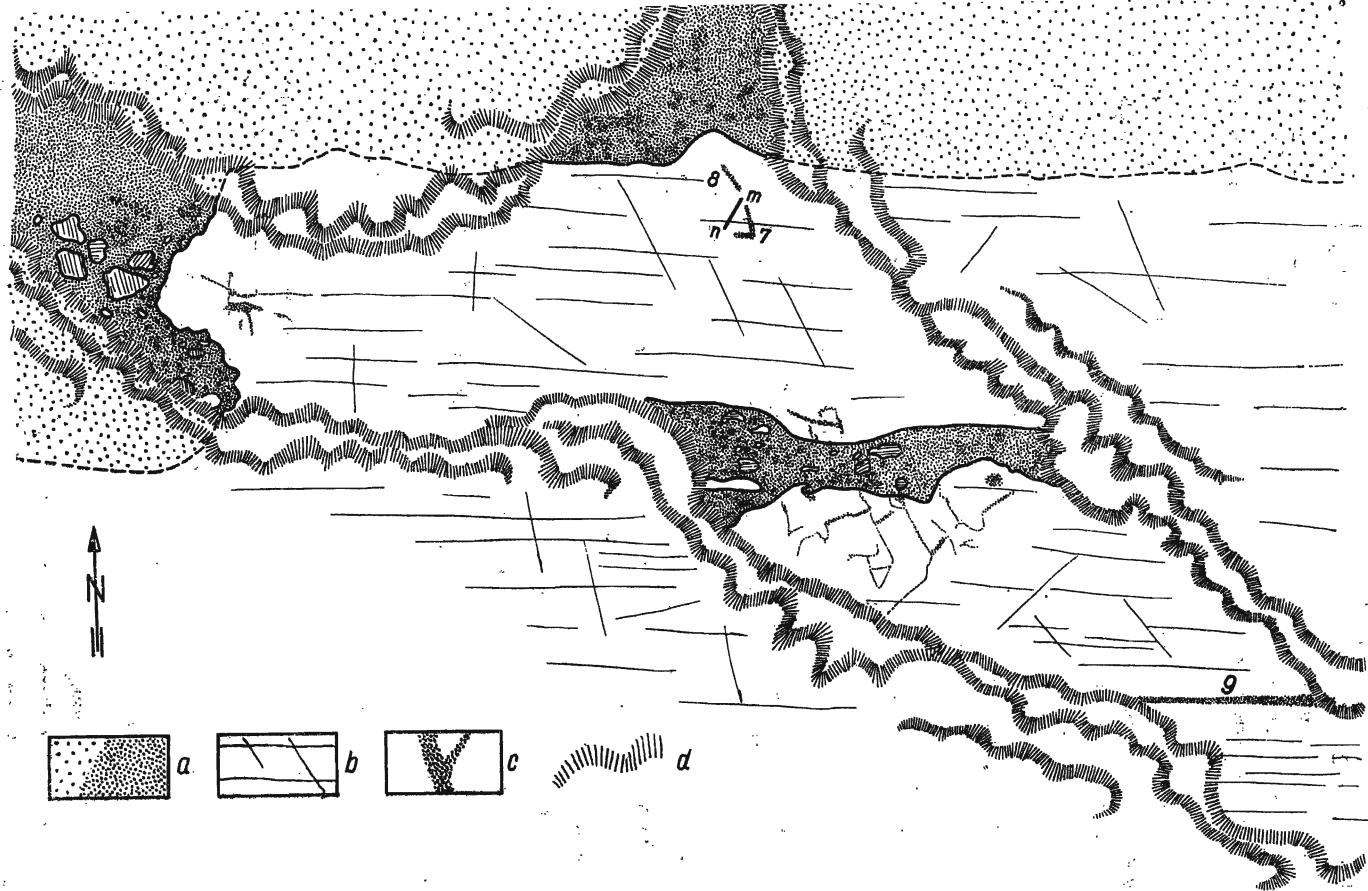


Fig. 1

Ogólny plan zjawisk litoralnych w liasie w Dolince Smytniej

Skala 1 : 170

a piaskowce liasu, b wapień i dolomity noryku (warstwowanie i diaklazy zaznaczone zupełnie schematycznie), c dajki i żyły piaskowców liasu (7-9), d granica zwietrzeliwy i gleby, m-n jak na fig. 6

General sketch map of littoral structures in the Lias of the Smytnia Valley

Scale 1 : 170

a Liassic sandstones, b Norian limestones and dolomites (lamination and diaclasses roughly indicated), c dikes and veins of Liassic sandstones (7-9), d boundary of the weathered detritus and soil, m-n see fig. 6

kilkanaście metrów wyżej. W miejscach tych najwyższe warstwy noryku nie leżą spokojnie pod przykryciem osadów liasu, lecz są skomplikowanie powycinane, a osady liasowe wnikają w głąb owych wycięć łącząc się w cały system zasypanych szczelin, jam, bądź nisz, i pojawiając się nieraz na kształt enklaw w warstwach noryckich znacznie poniżej właściwego spagu liasu.

Jedną z najbardziej rzucających się w oczy form jest pionowe załamanie powierzchni noryku powodujące gwałtowny skręt granicy noryk-lias prostopadle do normalnej jej rozciągłości. Bieg warstw noryku na tym odcinku wynosi 90° przy upadzie 70° S. Powierzchnia intersekcyjna ma analogicznie $66^\circ/32^\circ$ S, zatem leży pod dość znacznym kątem do płaszczyzn warstw. Otrzymaany obraz może więc dać już wyobrażenie o wyglądzie profilu. Po przywróceniu jego pierwotnego położenia, pionowe załamanie powierzchni noryku wobec morskich osadów wypełniających je, oraz istnienia obok szeregu struktur litoralnych, należy uważać za kopalne urwisko brzegowe (falezę, klif), które jednak nie musiało być zwrócone w stronę otwartego morza i bezpośrednio nad nim leżeć.

Stosunki widoczne w odsłonięciach wokół falezy są przedstawione na planie w skali 1 : 170 (fig. 1). Widać na nim, że głównymi składnikami morfologicznymi kopalnego brzegu morskiego są: powierzchnie abrazyjne, urwisko brzegowe (faleza, klif) wraz z podcięciami brzegu oraz system dajek i żył klastycznych. Przedstawiony plan obejmuje większość dających się zaobserwować struktur, bowiem odsłonięcie w cieku jest właściwie zupełnie płaskie. Przekroje prostopadłe, które są nieliczne i zajmują niewielkie powierzchnie, zostały na planie pominięte.

Przy opisie zjawisk litoralnych starałem się w miarę możliwości dostosować do nomenklatury, jakiej używa M. Klimaszewski (1957).

Powierzchnie abrazyjne

Na fig. 1 i 2 widać, że w odsłonięciach występują dwie powierzchnie odpowiadające, być może, dwóm poziomom abrazyji. Pierwsza z nich, dolna, rozwinięta jest u podstawy obserwowanego klifu i odpowiada tej samej fazie działalności, która utworzyła klifową ścianę. Górna powierzchnia leży nad klifem, na najwyższych partiach ówczesnego, stopniowo zatapianego ładu.

Próba określenia wzajemnego wieku obu powierzchni abrazyjnych jest dość trudna; w każdym razie wydaje się, że nie są one równowekowe. W przypadku starszego wieku dolnej powierzchni wraz z klifem trudno wytłumaczyć doskonale zachowanie falezy w jej dojrzałym sta-

dium rozwojowym, bowiem silna abrazja dająca górną powierzchnię musiała być wywołana znaczną działalnością kipieli, która zniszczyłaby „delikatne” niżej leżące struktury, a nawet, gdyby były one już zasypane piaskiem, piasek zostałby ze strefy kipieli z powrotem wyniesiony, natomiast śladów jego ewentualnej szybkiej diagenety, zabezpieczającej falezę, brak — byłyby one widoczne nad fależą, na przedłużeniu górnej

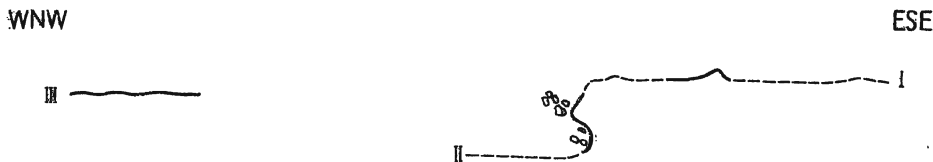


Fig. 2

Powierzchnie abrazyjne morza liasowego

Skala 1 : 500

I górna powierzchnia abrazyjna (starsza), *II* dolna powierzchnia (młodsza), *III* powierzchnia odsłaniająca się powyżej opisywanych odsłonieć

Abrasion surfaces of the Liassic sea

Scale 1 : 500

I upper (older) surface of abrasion, *II* lower (younger) surface of abrasion, *III* surface cropping out above the described exposures

powierzchni abrazyjnej. O wiele prościej będzie zatem przyjąć, że starszą jest powierzchnia górna, w obręb której, po jej wydzwignięciu, wciął się dolny poziom abrazyjny. Później, z chwilą zasypywania, najpierw ulegała pogażeniu dolna powierzchnia abrazyjna, a potem górna. Mimo takich sugestii wydaje się, że kryterium świeżości (obecność urwiska brzegowego) dolnej powierzchni abrazyjnej dla określenia jej wieku może być złudne, gdyż w sprzyjających warunkach zabezpieczających klif, górna powierzchnia abrazyjna mogłaby się rozwinąć po jego zasypaniu.

Spróbować oznaczyć wiek można by także z wzajemnego stosunku powierzchni. Pierwotnie najprawdopodobniej leżały one mniej więcej poziomo, a więc równolegle do siebie. Odległość ich przy klifie wynosi około 4 m. Niestety, dalej w górę odsłonieć linia intersekcyjna dolnej powierzchni wchodzi w prawe, pokryte glebą i zarośnięte zbocze cieku i niknie z oczu. Kilkadziesiąt metrów dalej, ale jednocześnie wyżej, pojawia się wprawdzie powierzchnia abrazyjna, jednakże niesposób ustalić jej związku z poprzednimi. Może ona odpowiadać zarówno dolnej jak i górnej (z uwagi na wygięcia całego kompleksu skalnego podczas fałdo-

wania nie da się odcyfrować paleohipsometrii); bądź nie odpowiada żadnej z nich, gdyż leży w stosunku do nich wyżej i dalej, a więc na liasowym brzegu morskim była przesunięta zarówno równoleżnikowo, jak i południkowo, zatem mogła należeć do obszaru, gdzie abrazja wcale nie musiała się zapisać dwiema odrębnymi powierzchniami.

Zarośnięcie zboczy cieku utrudnia też przestudiowanie morfologii obu powierzchni. Dolna jest właściwie całkowicie zasłonięta, górna odsłania się na niezbyt długim odcinku, co zostało zaznaczone na fig. 2. Jak widać z niego, powierzchnia abrazyjna nie jest formą płaską, lecz pełną zagłębień i garbów, z których największy ma 75 cm wysokości (fig. 1 i 2).

Istnienie powierzchni abrazyjnej w omawianych odsłonięciach pierwszy stwierdził Z. Kotański (1956, 1959). Nie jest to zresztą forma strukturalna odosobniona w Tatrach. E. Passendorfer (1950) zajął się odtworzeniem procesów abrazyjnych i opisem powierzchni abrazyjnej z eocenu okolic kamieniołomu Pod Capkami. Dobrze zachowane są powierzchnie rozdzielające poszczególne transgresje doggeru w wierzchołkach fałdowych (Rabowski 1931, Kotański 1959).

W badaniach nad powierzchniami abrazyjnymi interesujące spostrzeżenia poczyniono na terenie tektonicznie sztywnym — na obszarze Wyżyny Krakowskiej zalewanej wielokrotnie epikontynentalnymi morzami mezozoicznymi i trzeciorzędowymi. Udało się tutaj zbadać nie tylko wykształcenie i morfologię powierzchni, ale i ich rolę geograficzną (Dżużyński 1949, Alexandrowicz 1954, 1955, Bukowy 1956). Ważne są tu zwłaszcza spostrzeżenia S. Bukowego (1956), iż płaskie platformy abrazyjne turonu tworzyły się w czasie powolnej transgresji, natomiast santonńska powierzchnia abrazyjna świadczy o bardzo żywym reliefie w czasie szybkiej ingresji morza.

Opierając się na powyższych pracach i biorąc pod uwagę charakter powierzchni abrazyjnych w Dolince Smytniej, można sądzić, że zanurzenie liasowych powierzchni musiało być bardzo szybkie lub nawet gwałtowne, zwłaszcza że został pograżony klif w chwili swego pełnego rozwoju morfologicznego.

Faleza

Urwisko brzegowe (faleza, klif), będące brzegiem liasowego morza, powstało w obrębie wynurzonego kompleksu skał noryckich zbudowanych według Z. Kotańskiego (1956) głównie z dolomitów. Pionowa ściana odznacza się zawilą, mocno skomplikowaną w szczegółach rzeźbą, co wskazuje na pełny jej rozwój i dojrzałość morfologiczną. Najciekawszy wyciniek falezy, który odsłania się w cieku, przedstawiłem w skali 1 : 40 na fig. 3. Widać z niej, że oba brzegi falezy, dolny i górny, są zasłonięte rumoszem i glebą, przez co trudno określić całkowitą wysokość ściany. Ponieważ jednocześnie przekrój nie jest prostopadły (rysunek uległ więc

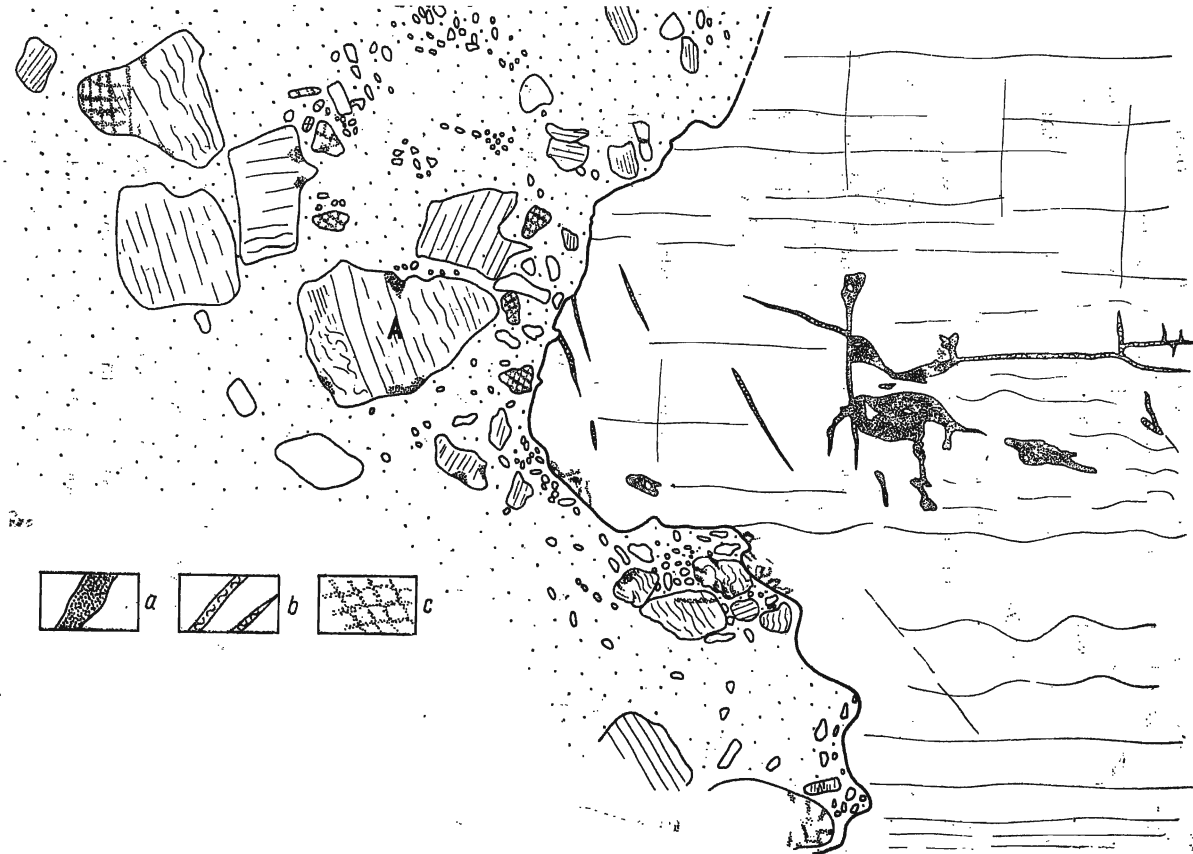


Fig. 3

Szczegółowy plan falezy (partia zachodnia z fig. 1)

Skala 1:40

a żyły klastyczne, *b* poszerzone diaklasy wypełnione substancją eluwialną, *c* szczelinki wietrze-
niowe. Warstwy noryku i liasu jak na fig. 1

Detailed sketch map of cliff (western part shown in fig. 1)

Scale 1:40

a clastic veins, *b* expanded diaclasses infilled by eluvial substance, *c* weathering fissures. Norian
and Liassic beds as in fig. 1

wyciągnięciu), można przyjąć tylko orientacyjnie, że rzeczywista wysokość klifu odpowiada mniej więcej wysokości oglądanej w cieku, tzn. wynosi około 4 m.

Przy ścianie brzegowej widać wiele oderwanych od niej bloków, które znajdują się w różnych stadiach obtaczania i pomniejszania oraz są wynoszone przez morze coraz dalej od brzegu. Kształty bloków są rozmaite; większych — raczej ostrokrawędziste, mniejszych — bardziej zaokrąglone. Powierzchnia głazów jest na ogół gładka, ale nie brak także licznych szczelinek wietrzeniowych rozwiniętych na całych głazikach lub w ich częściach. Bloki są przeważnie izometryczne, chociaż zdarzają się też wydłużone. Wśród tych ostatnich bywają wycięte zgodnie z warstwowaniem noryku, ale również i prostopadle, co starałem się zaznaczyć na fig. 3. Na niektórych głazach warstwowanie nie daje się obserwować, są one bowiem ułożone płaszczyznami warstw równoległe do odsłonięcia. Większe bloki mają powierzchnię ok. 0,25 m², zaś maksymalne rozmiary, jakie zauważyłem, sięgają do 1 m (pl. XIX, fig. 1). Największy blok skał noryckich (2,5 × 3,0 m) leży na górnej powierzchni abrazyjnej, zatem odpowiada innemu, nie zachowanemu klifowi.

Materiał abradowany ułożony jest bezładnie; prawidłowość można zauważyć tylko w dwóch miejscach — a) nagromadzenie okruchów w stropie podcięcia brzegu (podciosu brzegowego); jest to chyba uchwycenie końcowego momentu zasypywania. Gdy podcięcie było najpierw duże i puste, bloki były w nie wrzucane i z powrotem wynoszone podczas cofania się fali. Gdy później wobec zasypania piaskami stało się formą drobną, raczej wydłużoną norą, przyniesiony przez fale gruz nie mógł być już w całości zabierany podczas odpływu i nagromadzał się tutaj, niejako podsypując brzeg w czasie jego pogrążania; b) ławice zwirowe u góry falezy, rozciągające się mniej więcej przekątnie do warstwowania otaczających je piasków liasu — najprawdopodobniej odpowiadają sedymentacji w czasie turbulencji wód lub wypadaniu z wiru w czasie utraty jego siły nośnej.

Warunki panujące podczas istnienia klifu nie były wszędzie jednokowe. Mianowicie 10,5 m na E od opisanej ściany, a 5,5 m poniżej stropu noryku zaznacza się podcięcie, które najprawdopodobniej nie łączy się z poprzednim, lecz jest fragmentem osobnej ściany brzegowej o innej ekspozycji. Brak w tej stronie śladów podsypywania, bloki są nieliczne i rozrzucone nierównomiernie, przy czym przeważają wydłużone, leżące równoległe do uławicenia noryku i przebiegu podcięcia. Utworzył się tutaj natomiast skomplikowany system dajek i żył klastycznych, podczas gdy przy poprzednim podcięciu analogiczne struktury są bardzo nieregularne i rozwinięte fragmentarycznie.

Zachowanie się w osadach całej falez i bloków leżących miejscami blisko ściany i wyglądających jakby przed chwilą zostały oderwane od brzegu, świadczy o bardzo szybkim pogrążeniu brzegu morskiego, które przeszkodziło zniszczeniu nadzwyczaj nietrwałych struktur abrazyjnych. Zważywszy, że są to jednocześnie formy morfologiczne najczęściej lokalne, rzadkość ich występowania w stanie kopalnym jest wytłumaczona.

W Polsce kilka lat temu piękną falezę znalazł S. Dzużyński (1949) w obrębie piaszczystych wapieni keloweju transgredujących na paleozoiczny porfir Sanki. Jest to forma nieco mniejsza i sądząc z jej morfologii i obtoczenia głazów, w starszym stadium rozwojowym w stosunku do opisywanej falez liasowej. Inne znane z literatury polskiej przykłady zjawisk klifowych dotyczą samych powierzchni abrazyjnych, o czym wspominałem poprzednio, lub opierają się na odtwarzaniu działalności klifowej z analizy brekcji, względnie zlepieńców noszących charakter klifowy (K. Wójcik 1907, Passendorfer 1950, Książkiewicz — jedna z interpretacji (*haystack*) Bachowic — 1954, Alexandrowicz 1955). Jednakże określenie klifowej genezy psefitów jest bardzo trudne — za klifowy uważano bowiem przez dłuższy czas np. lądowy zlepieniec koperszadzki (Uhlig 1897) i myślachowicki (Zaręczny 1894, Czarnocki 1923). Ostatnio E. Passendorfer (1958) widzi w procesie powstawania zlepieńców eocenu spod Capek także współdziałanie procesów rzecznych.

Wietrzenie w obrębie falez

Interesująco przedstawia się mikromorfologia klifu i powierzchni abrazyjnej oraz relief bloków i otoczków. Okazuje się mianowicie, że w wielu miejscach piasek liasowy przenika znacznie w głąb tych elementów wypełniając drobne szczelinki i bruzdki, które jednak znacznie różnią się od form opisanych dalej jako dajki i żyły klastyczne. Długość wcięć wynosi od milimetra do 2 cm, a szerokość kilka lub kilkanaście razy mniej. Zakończenia ich są albo klinowate, albo zaokrąglone. Wypełnione szczelinki i bruzdki są miejscami tak gęsto ułożone obok siebie, że piasek liasowy sitowo przebija skałę norycką, co w przekroju daje bardzo urozmaicone i powikłane granice. Ściana brzegowa oraz górna powierzchnia abrazyjna zawierają wypełnione szczelinki tylko w niektórych miejscach, w pozostałych zaś wykazują doskonałą gładkość. Partie uszczelnione są tutaj pozostałościami po pierwotnej, całkowicie pokrytej szczelinkami, falezie i powierzchni abrazyjnej, niszczonej później przez abrazję.

Geneza wszystkich drobnych wcięć wiąże się z rozpuszczaniem wzdłuż powierzchni diaklaz, gdyż w wielu miejscach można zauważyć, że szczelinki i bruzdki są diaklazami poszerzonymi przez chemiczne wietrzenie.

W przypadku otoczaków wypełnienie głębokich bruzd podiaklazowych powoduje, że gdzieniegdzie otoczaki noryku stają się jakby inkrurowane piaskowcami liasu w dwóch przecinających się pod dużymi kątami kierunkach, co robi wrażenie kratkowania. Rysunek kratki zależy od głębokości powierzchni przecięcia otoczaka oraz od stopnia zwietrzenia (fig. 4). Relief otoczaków wskazuje na dość długie podleganie czynnikom wietrzeniowym, ale w warunkach bardzo spokojnych —



Fig. 4

Przekroje otoczaków skał noryckich zwietrzałych wzdłuż diaklaz. Szczelinki wypełnione piaskiem liasowym

Pomniejszone

Sections of pebbles of Norian rocks weathered along diaclases. Chinks infilled by Liassic sand

Reduced

z zupełnie bliskich — z brzegu łądu tuż nad falezą, gdzie dochodził rozprysk fal morskich.

Intensywność pojawiania się szczelinek jest różna i zależy od gęstości diaklaz. Poza tym rozpuszczanie zachodziło także wzdłuż spękań międzywarstwowych i mniej odpornych smug w obrębie sedymentów, w wyniku czego powstały jedyne w swoim rodzaju formy w przypadku wietrzenia otoczaków pochodzących z poziomów brekcji, przeważnie spływowych lub osuwiskowych, których jest dużo w stropie warstw noryckich (Kotański 1955, 1956, 1959). Gdy mianowicie ługowaniu uległo spoiwo brekcji, powstały najpierw otoczaki o dziwacznych wietrzeniowych kształtach, które następnie zostały zasypane piaskiem liasowym, a dziś robią w odkrywcę wrażenie dolomitowych brekcji osuwiskowych, ale już liasowych. W górnej części odsłoneń występują nawet całe ławice wydłużonych otoczaków o średnicach 10–30 cm, pochodzących wyłącznie z brekcji noryckich. Ławice te leżą w obrębie piaskowców liasowych, a poszczególne otoczaki wykazują zorientowanie zgodne z ułożeniem warstw piaskowca (pl. XX, fig. 1).

Opisany mikrorelief jest częsty, aczkolwiek nie obejmuje wszystkich form litoralnych. Rozwinąć mógł się bowiem tylko na tych warstwach i produktach ich niszczenia, które były silniej zdiaklazowane lub zbrekcjowane, a jednocześnie znalazły się w odpowiednich warunkach sprzyjających rozwojowi szczelinek (spokojne ługowanie i wymywanie).

Na fig. 3 zaznaczone są nadwietrzałe otoczaki oraz miejsca intensywniejszego pojawiania się szczelin na blokach i ścianie brzegowej.

Wietrzenie chemiczne prowadzące do podobnego uszczelnienia przywiązane jest w warunkach klifowych przede wszystkim do strefy rozprysku sięgającej nieraz kilkadziesiąt metrów ponad strefę przyboju (kipieli klifowej), w której nad działalnością chemiczną przeważa mechaniczna (abrazja). Rozprysk sięga jednak często na partie brzegowe, mniej lub bardziej wysoko położone nad falezą, gdzie panują procesy wietrzenia lądowego. Najprawdopodobniej w takiej właśnie strefie powstały otoczaki, których szczelinki zostały potem wypełnione piaskiem.

W przypadku opisywanej falezy wietrzenie chemiczne odgrywało dużą rolę w strefie abrazji, która jest doskonale zachowana. Natomiast strefa rozprysku, gdzie wietrzenie chemiczne przeważa nad mechanicznym, leżała na górnej (starszej) powierzchni abrazyjnej, która przypuszczalnie w czasie rozwoju leżącego niżej klifu ulegała wietrzeniu. Zniszczenie części form wietrzeniowych tej powierzchni i jej odmłodzenie zaszyły przypuszczalnie przy zanurzaniu się lądu, gdy górna powierzchnia znów znalazła się w strefie abrazji.

Dajki i żyły klastyczne

W obrębie struktur brzegowych liasowego morza przynoszone z lądu piaski wnikały w leżącej niżej spękane skały noryckie, tworząc urozmaicony system wypełnień, który w przeważającej części ma charakter zajęcia uprzednio wypłukanych szczelin. Jak widać z fig. 5 i plansz XXI i XXII wśród wypełnionych szczelin można wyróżnić dwa rodzaje:

1) szczeliny grubości rzędu 4-10 cm, o ścianach najczęściej równoległych do siebie, biegnące nierównolegle do warstw noryckich. Mają one przebieg zupełnie prosty lub są nieco wygięte z zachowaniem równoległości ścian (pl. XXII, fig. 1). Formy te będą nazywać dajkami klastycznymi (*clastic dikes*);

2) szczeliny grubości kilku milimetrów do paru (1-4) centymetrów; które — choć ogólny kierunek mają stały — w szczegółach są mocno urozmaicone, zmieniają bowiem nie tylko grubość, lecz również bieg i upad, a także wykazują liczne odgałęzienia, nieraz zgodne z warstwowaniem skał otaczających (pl. XXI, fig. 1 i 2). Formy te będą nazywać żyłami klastycznymi (*clastic veins*).

Użycie dla opisywanych struktur terminów dajki klastyczne (*clastic dikes*) i żyły klastyczne (*clastic veins*) wymaga pewnych wyjaśnień.

Struktury te są przede wszystkim rezultatem zasypania szczelin. Stosują dla nich nazwę dajek klastycznych zgodnie z klasyfikacją R. Shrocka (1948), który do tego rodzaju dajek zalicza formy:

a. intruzywne — gdzie materiał zostaje wprowadzony pod znacznym ciśnieniem od dołu, przy czym szczeliny tworzą się tuż przed intruzją (np. w czasie trzęsień ziemi) lub przez rozpychanie skał w czasie intruzji;

b. wypełniające od góry szczeliny uprzednio utworzone — gdzie materiał zostaje wprowadzony pod bardzo nieznacznym ciśnieniem lub po prostu wsypywany.

Podobną klasyfikację dajek klastycznych przeprowadził R. Garecki (1956), choć w szczegółach odbiega ona mocno od innych. Wielu jednakże autorów (np. Beets 1954, Fagerstrom 1955, Dżułyński & Radomski 1956) używa nazwy dajek klastycznych wyłącznie dla form powstałych w wyniku intruzji.

Odróżnianie klastycznych dajek od klastycznych żył jest przyjmowane przez niewielu autorów. Większość stosuje termin *dikes* bez względu na kształt opisywanych złazisk, który zresztą najczęściej jest dość regularny. Różnice w morfologii omawianych utworów mocno podkreślał jednak już Ch. Moore (1867) opisując regularne wypełnienia liasowe w wapieniu węglowym Anglii jako *dykes*, lekko sfalowane jako *veins*, a kręte jako *irregulare infillings*. Później ten pożyteczny podział zaczął zanikać. W. Cross (1894) opisując bardzo skomplikowany mikrosystem klastycznych wypełnień granitu Pikes Peak w Colorado używa wyłącznie terminu *dikes* dla form głównych; — drobniejsze nazywa *branches*, *connecting arms* i in. A. Pawłow (1896) i H. Arnold-Bemrose (1904) uważają pojęcia *dikes* (*dykes*) i *veins* dla osadowych utworów za równoznaczne.

W ostatnich czasach, gdy zajęto się różnorodnymi i mocno skomplikowanymi wypełnieniami, zwłaszcza intruzywnymi, rozdzielenie owych pojęć wydaje się być bardzo pożyteczne. Stosują je S. Dżułyński i A. Radomski (1956) dla struktur z fliszu karpacciego używając w polskim tekście celowo, co podkreślają, terminu *żyły klastyczne*, w angielskim streszczeniu pozostając jednak przy *clastic dikes*. Rozdzielenie to pojawia się także w nowszej literaturze radzieckiej (Dmitriev 1957).

Morfologia dajek i żył

Przebieg najważniejszych dajek i żył przedstawiają fig. 1 i 5. Dajki według numeracji na tych figurach można scharakteryzować jak następuje:

Największa z odsłaniających się dajek (dajka 1), 105 cm długa, jest najpierw (w części E) zupełnie prosta, potem (ku W) zaczyna nieco undulować, wreszcie ulega silnemu przewężeniu i kończy się podłużną kieszenią. Grubość jej wynosi 8 cm na odcinku prostym. Przy zwięźeniu dajka ta mierzy około 1 cm, potem znów grubieje do 6-7 cm. W jednym z zagłębień oraz na zachodnim zakończeniu wypełnieniem dajki jest gruz dolomitowy, co zostało schematycznie zaznaczone na rysunku. Dajka z obu stron kończy się na prostopadle do niej biegnących żyłach.

Drugą dajką jest formą mniejszą, mało regularną w przebiegu i grubości, upodobnia się właściwie do żyły klastycznej. Miejsce największej jej miąższości zdaje się odpowiadać zmianie biegu na prawie równoległy do powierzchni odsłonięcia, przy czym żyła uległa już daleko posuniętej erozji.

Analogiczne zjawisko widać w dajce 3, która ku górze (ku N) ostro wchodzi w skałę, zaś ku dołowi (ku S) wychodzi w powietrze. Na rysunku zostało to zazna-

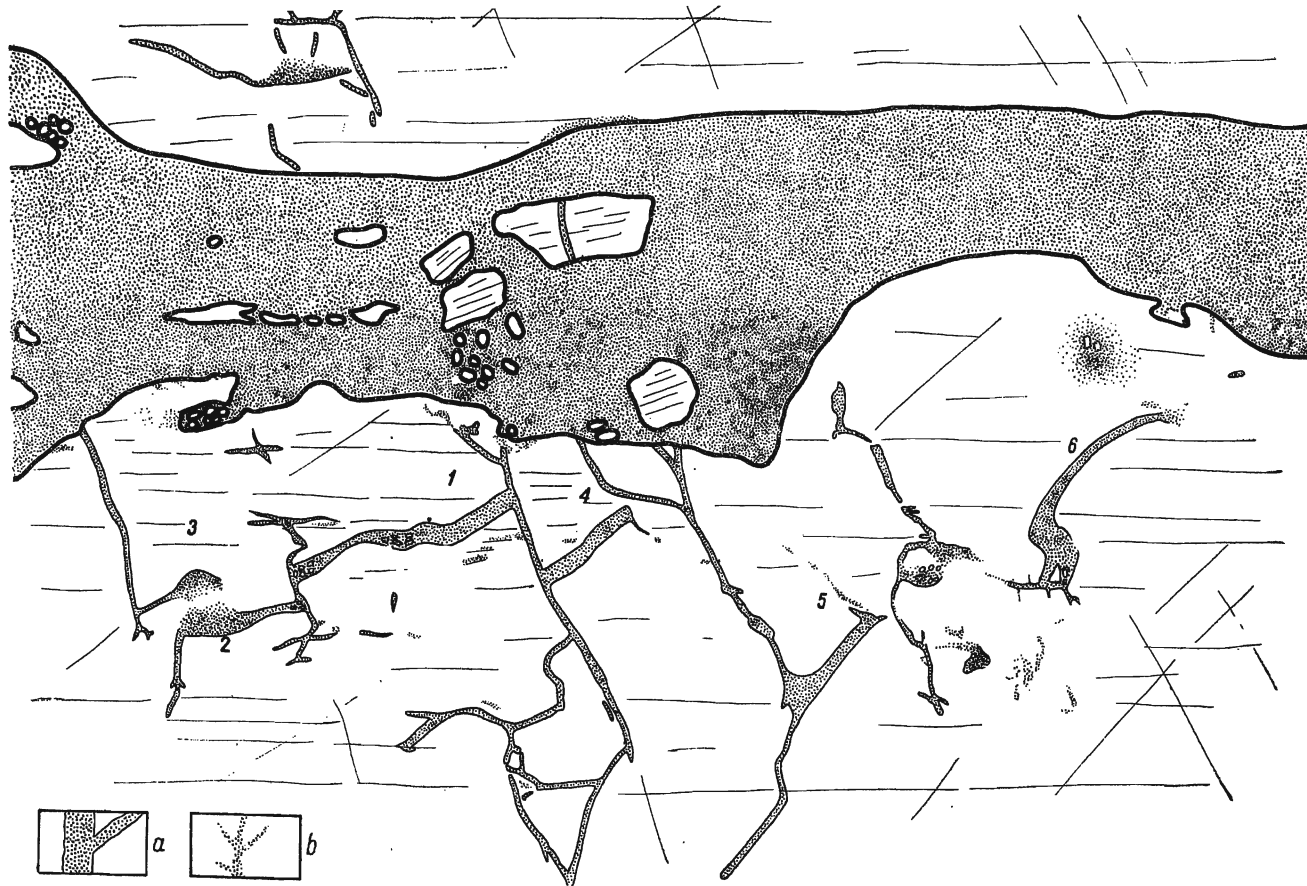


Fig. 5

Dajki i żyły klastyczne rozwinięte przy podcięciu brzegowym (partia centralna z fig. 1) Skala 1 : 35
a dajki i żyły klastyczne (1-6), *b* bardzo drobne żyły klastyczne i szczelinki wietrzeniowe. Warstwy noryku i liasu jak na fig. 1

Clastic dikes and veins formed at wave-out notch (centre of fig. 1). Scale 1 : 35
a clastic dikes and veins (1-6), *b* minute clastic veins and weathering fissures. Norian and Liassic beds as in fig. 1

czone przez rozmazanie i zakropkowanie granicy dajki. Dajka 3 przypuszczalnie łączyła się z dajką 2 nad powierzchnią dzisiejszego odsłonięcia.

Dajka 4 (pl. XXII, fig. 1) tworzy jedną z najbardziej charakterystycznych form. Ma długość 50 cm, a w przebiegu jej zaznacza się przesunięcie powtórzone przez obie ściany dajki bez zmiany jej grubości, która stale wynosi 7 cm. W dole dochodzi do żyły klastycznej biegnącej prostopadle do niej, w górze natomiast kończy się zupełnie ślepo z drobnym tylko i wąskim odgałęzieniem szybko wyklinowującym się ku SE.

Dajka 5 ma zupełnie prosty przebieg, około 50 cm długości a 5 cm szerokości. Z jednej strony kończy się także ślepo, mając wąskie odgałęzienia na rogach, podobnie jak dajka 4, a z drugiej — kończy się żyłą klastyczną, do której dochodząc zwiększa szybko swą grubość do 22 cm.

Dajka 6, o nieco łukowatym przebiegu, wychodzi na NE w powietrze, zaś ku SW grubieje od 4 cm do 6-8 cm i skręca w dół, w stronę systemu drobnych żyłek. Tu posiada raczej ślepe zakończenie o charakterze kieszeni, z gruzem dolomitowym w środku.

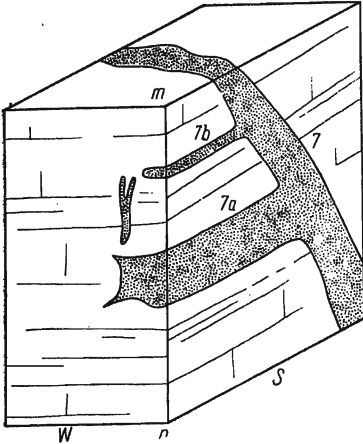


Fig. 6

Blokdiagram klastycznej dajki (dajka 7 na fig. 1). Skala 1:20
Krawędź m-n odpowiada odcinkowi m-n na fig. 1

Block-diagram of clastic dike (dike 7 in fig. 1). Scale 1:20
Edge marked m-n corresponds to analogously marked segment of straight line in fig. 1

Duża dajka 7 o długości około 1 m zapada w podłoże ku W. Odchodzą od niej prostopadle dwie mniejsze dajki, zajmując położenie zgodne z warstwowaniem dolomitów noryckich, przez co tworzą formy, które można by nazwać sillami klastycznymi. Wzdłuż odcinka m-n odsłania się przekrój poprzeczny pozwalający na prześledzenie przebiegu dajek w przestrzeni. Blokdiagram tego wycinka jest przedstawiony na fig. 6.

Dajka 8 ma kierunek zbliżony do dajki 7, lecz zanurza się w głąb pod kątem prawie prostym. Jest lekko wygięta, ma długość 65 cm, a grubość 8 cm. Kończy się ślepo z obu stron. Cechą charakterystyczną jest brak, w przeciwieństwie do poprzednich, gładkich ścian — od obu jej bowiem ścianek biegnie szereg drobnych szczelin wypełnionych tym samym co dajka materiałem. Szczelinki są różnej grubości i wnikają na boki na 1—2 cm.

Nieco poniżej tych odsłonieć, w dnie ciek, między warstwami noryku, zupełnie zgodnie z ich przebiegiem, pojawia się na przestrzeni 4 metrów „warstwa” piaskowców liasu (punkt 9 na fig. 1). Miejsce to rzuca się wyraźnie w oczy, gdy idzie się z dołu, a „warstwa” początkowo niezupełnie odsłonięta ciągnęła się w poprzek całego ciek i miała stałą miąższość 10 cm. W pierwszej chwili było to zjawisko zagadkowe, zdające się świadczyć, że sedimentacja klastyczna typu liasowego pojawiła się już w morzu górno-triasowym. Po dokładnym odsłonięciu okazało się, iż

„warstwa” ta już w odległości 1 m dalej na E zwiększa swą grubość do 30 cm i staje się mniej regularna. Poza tym, chociaż bieg jej rzeczywiście jest zgodny z biegiem warstw noryckich, to jednak upad zdecydowanie się różni i wynosi około 50° N, podczas gdy zespół warstw noryku upada 50° , ale na S. „Warstwa” stanowi więc wielką dawkę klastyczną, która na powierzchni intersekcyjnej wychodzi dokładnie równolegle do stratyfikacji osadów, w których powstała, przez co upodabnia się z jednej strony do klastycznego sillu, z drugiej zaś do normalnej warstwy. Dajka ta leży najniżej spośród znanych — wyznacza maksymalne przenikanie szczelin w skały podłoża. Odległość jej od górnej powierzchni abrazyjnej wynosi 11 m, co nie jest zresztą wartością specjalnie dużą w porównaniu z podobnymi genetycznie przypadkami. W wąwozie Kraków dogger wnika bowiem w trias na głębokość ok. 40 m (Kotański 1956), a na obszarze Mendip dajki liasu w wapieniu węglowym sięgają do głębokości 80 m (Moore 1867).

Cechą charakterystyczną wszystkich dajek z Dolinki Smytniej jest posiadanie przekrojów zbliżonych do niewielkich prostokątów. Geometryczna forma dajek musi zatem odpowiadać płaskim, mniej lub więcej wydłużonym prostopadłościom. Zakończenie takich prostopadłości można obserwować w odgałęzieniach dajki 7 (fig. 1) na prostopadłym przekroju. Wycinek odsłonięcia przedstawiony jest na blokdiagramie (fig. 6). Na ścianie W widać wyraźnie, że dajki 7a i 7b biegnące zgodnie z ułożeniem warstw noryku kończą się prostopadłymi ścianami, przy czym grubsza dajka (7a) na rogach posiada drobne żyłki. Do samego końca obie dajki mają jednakową grubość, nie cieniejąc i nie zwążając się.

Rzadziej dajki kończą się inaczej, mianowicie stopniowo tracą swą miąższość i regularny przebieg, przechodząc w formy żyłowe, prędzej lub później wyklinowujące się.

Żyły, zarówno tworzące się z dajek, jak i samodzielne (przynajmniej w intersekcji) oraz łączące poszczególne dajki ze sobą — *connecting arms* W. Crossa (1894), *feeder dike* J. Andersona (1944) — mają grubość średnio 1-1,5 cm, na ogół dość zmienną w poszczególnych odcinkach. Ściany bywają nieregularne, często nierównoległe do siebie. Jedne z żył wiją się, inne raczej trzymają się prostego kierunku. Miejscami tworzą większe kieszenie i jamy o różnych zarysach (fig. 3 i 5). Zakończenia żył są albo ślepe, podobnie jak dajek, albo stanowią przejścia do coraz drobniejszych żyłek o przekroju kilku (1-2) mm, przeważnie wijących się wężykowato — wówczas zawierają jeszcze ziarna piasku wypełniającego. Dalej żyłki te cienieją coraz bardziej, a szerokość ich staje się mniejsza od średnicy ziarn piasku — wówczas wypełnieniem staje się żółty dolomityczny margiel. W tych miejscach detrytyczna żyłka nabiera charakteru szwu falistego (*undulation seam*), a sam margiel staje się podobny do *stylolitic*

clay skin — terminy N. Prokopovicha (1952). Analogiczne, lecz raczej proste zakończenia dajek piaszczystych opisał W. Cross (1894), z granitów Pikes Peak, gdzie stają się one błonkowatymi utworami wnioskującymi nawet w szczeliny łupliwości poszczególnych ziarn skaleni.

Drobne wężykowate żyłki i szwy faliste często powstają na rogach ślepo kończących się dajek, co widać dobrze na dajkach 4, 5, 7a i 8 (fig. 1, 5 i 6).

Związek dajek z diaklazami

Rozmieszczenie dajek, regularnych żył oraz ogólny kierunek żył wijących się wskazuje wyraźnie na pewne kierunki, które nie wynikają z litologii warstw triasu, w których są rozwinięte. Są to zatem kierunki nowe, z których na powierzchni intersekcyjnej wyraźnie widać dwa.

Kierunki te okazały się zgodnymi z kierunkami najwyraźniejszych diaklaz, a nieraz dajki lub żyły kończą się diaklazą. Zważywszy, że diaklasy nie mogły przystosować się do zadziwiająco regularnego kierunku dajek, przyjąć trzeba, że to dajki rozwinęły się na płaszczyznach tektonicznych.

Diaklasy wobec tego muszą być ponoryckie a przedliasowe, tzn. odpowiadają powszechnym w tym czasie w Tatrach zaburzeniom starokimeryjskim (Kotańskij 1956).

Starokimeryjskie diaklasy w czasie późniejszych ruchów w tych stronach nie zostały odmłodzone — przynajmniej nie można stwierdzić zaburzeń tektonicznych w materiale wypełniającym dajki.

Związek stylolitów z dajkami

Zakończanie się dajek stylolitami typu szwu falistego (*undulation seam*), a nawet szwu falisto-stylolitowego (*half undulation — half stylolitic seam* — terminologia Prokopovicha 1952), bądź tworzenie się szwów w dolnym miejscu dajki, ale w kierunku mniej więcej zgodnym z kierunkami diaklaz, które warunkowały powstawanie dajek i żył wskazuje, że procesy prowadzące do utworzenia szczelin z jednej strony, a stylolitów z drugiej, były podobnej natury. W każdym bądź razie szwy faliste musiały powstać po lityfikacji osadów noryckich, często bowiem biegną prostopadle do ich warstewkowania (pl. XXI, fig. 1).

Rozwijanie się stylolitów wzdłuż diaklaz zostało wykazane stosunkowo niedawno (Blake & Roy 1949, Rigby 1953), co stało się ważnym wydarzeniem w badaniu tych zagadkowych struktur. Wymienieni autorzy stwierdzili, że stylolity utworzone zostały w wyniku działalności wody wzdłuż diaklaz odbywającej się równocześnie z fazą kompresyjną dzia-

łałności tektonicznej. Opierając się na ich badaniach można uważać, że początek ługowania skał noryckich wzdłuż diaklaz i powstawanie prócz szwów także otwartych szczelin, dających po wypełnieniu dajki, przypadały na okres kompresji w czasie trwania zaburzeń starokimeryjskich.

Formy powstałe w wyniku erozji dajek i żył

Opisane powyżej struktury są wyraźnymi dajkami i żyłami, tzn. zapadają w głąb od powierzchni odsłonięcia, są widoczne na przekrojach prostopadłych do niej i mają wyraźne zakończenia. Prócz tego istnieją jednak formy, wzmiankowane przy opisie dajek, które na swych końcach są bardzo niewyraźne, robią wrażenie rozmazujących się i trudno określić, gdzie się zaczynają i kończą. Są też żyłki nie wiążące się z nimi, które są niewyraźne na obu swoich końcach. W innych przypadkach zdaje się, że piasek liasowy w ogóle nie jest przywiązany do jakichś żył lub przynajmniej nieregularnych kieszeni, gdyż tworzy rozmazującą się we wszystkich kierunkach formę wyglądającą na syngenetyczne spiaszczenie osadów noryckich lub jakby nachłapanie piasku czy błota na dzisiejszą powierzchnię odsłaniającej się skały. Formy te nie zapadają w głąb skały lub czynią to bardzo nieznacznie, bowiem dają się całkowicie zdrapać lub odłupać. Największa z nich, o powierzchni do 30×30 cm, została zaznaczona na fig. 5 tuż nad dajką 6.

Sądzę, że niewyraźne fragmenty dajek i żył są miejscami zmieniania przez nie biegu ze skośnego do powierzchni odsłonięcia na równoległy do niej, natomiast zjawiska pozorujące spiaszczenie są w istocie erozyjnymi resztkami dajek i żył biegnących mniej więcej równoległe do odsłonięcia i coraz bardziej z dnia na dzień rozmywanymi i usuwanymi. W niektórych miejscach pozostałościami dajek są już tak nieznaczne ilości piasku, że są to tylko pojedyncze ziarna leżące z dala od siebie.

Porównanie morfologiczne z innymi dajkami

Obfitość miejsc wychodzenia dajek i żył w powietrze, częste ich zakończenia i erozyjne pozostałości wskazują, że omawiane ciała są niewielkich rozmiarów we wszystkich trzech kierunkach, a tym samym są nieporównywalne z permanentnie ciągnącymi się nie tylko przez wiele metrów, lecz nawet do kilkudziesięciu kilometrów dajkami klastycznymi opisywanymi z różnych krajów.

Dla przykładu można podać dajki Kalifornii (Diller 1890 — fide Pavlow 1896), masywu granitowego Pikes Peak w Colorado (Cross 1894, Vitanage 1954), okolic Jeziora Aralskiego (Garecki 1956), fliszu andyjskiego w Peru i Ekwadorze (Brown 1938, Baldry 1938, Anderson 1944), fliszu Karpat (Dżułyński & Radomski 1956), dalradu Szkocji (Smith & Rast 1958) itd., co nawet w części nie wyczerpuje miejsc ich występowania i liczby autorów zajmujących się nimi.

Ze względu na wielkość, dajki liasowe można porównać z formami nazywanymi przez P. Vitanage'a (1954) *dikelets*. Przestrzennie rzecz biorąc, żyły liasowe są wypełnieniami płaskich szczelin o powierzchni kilku do kilkunastu metrów kwadratowych, które ślepo lub klinowato kończą się we wszystkich kierunkach, dajki zaś mają postać płaskich prostopadłościów, przypominających grube deski.

Ramonage. Embrionalne formy żył. Eluwium szczelinowe

Ponieważ forma dajek i żył wskazuje na wypełnienie otwartych szczelin, zaś materiał w nich zawarty jest wapnistym piaskowcem kwarcowo-dolomitowym identycznym z nadległymi piaskowcami liasowymi, powstanie dajek i żył przez wysypanie lub napławienie osadów liasowych w leżące niżej szczeliny w skałach noryckich, jest sprawą oczywistą. Zauważyć można również charakterystyczną selekcję okruszków skalnych — mianowicie w żyłach brakuje większych otoczków skał kwarcowych czy kwarców żyłowych, podczas gdy znajdują się tu duże kawałki

wapieni i dolomitów noryckich. W szczelinach penetrował zatem tylko drobniejszy materiał egzotyczny (co było uwarunkowane wielkością ujść szczelin oraz ich połączeń), który mieszał się z autochtonicznym gruzem o znacznie większych frakcjach. Ostatni składnik jest rezultatem procesu zwanego przez P. Pruvosta (1943) *ramonage* (czyszczenie komina). Okruszki skał noryckich powstały przez mechaniczne odrywanie od ścian szczelin wystających fragmentów, które były zbyt duże, by mogły następnie zostać rozpuszczone lub wyniesione na zewnątrz. Dajki 1 i 6 w niektórych partiach zawierają produkty takiego *ramonage*, które zostały uwieszone w labiryncie szczelin i złożone w ślepych zaułkach, gdzie zdobywają przewagę nad normalnym wypełniającym piaskowcem (fig. 7).

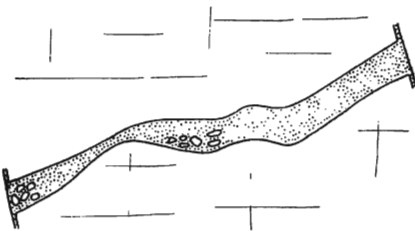


Fig. 7

Produkty mechanicznego czyszczenia ścian szczelin (*ramonage*) złożone w zagłębieniu i zakończeniu dajki (dajka 1 na fig. 5)

Skala 1 : 20

Products of mechanical smoothing (*ramonage*) of fissure walls laid down in a depression and at the termination of dike (dike 1 in fig. 5)

Scale 1 : 20

Okruszki z przecieranych ścian widoczne są także na planszy XXI, fig. 2 i pl. XXII, fig. 1).

Komunikacja w obrębie labiryntu była na tyle dobra, że zasypujący go piasek dotarł do wszystkich jego kanałów, co miejscami chyba

musiało być wspomagane dodatkowym ciśnieniem — tam mianowicie, gdzie piasek o średnicy 1-2 mm wypełnia żyłki tej samej grubości, przez co warstwa wypełniająca staje się jednoziarnowa.

A zatem procesami powodującymi otworzenie szczelin, poszerzenie ich do ostatecznej wielkości i wygładzenie ścian było ługowanie i wymywanie substancji węglanowej i ilastej oraz mechaniczny *ramonage* wykonywany przez cyrkulującą wodę i wsypywane lub napławiane piaski.

W niektórych jednakże miejscach geneza szczelin i ich wypełnienia jest bardziej skomplikowana. Żyłki są tam nieregularne, drobne, o grubości kilku milimetrów, często kieszeniowate, a wypełnione w znacznym stopniu lub całkowicie żółtym margłem dolomitycznym. Margiel wypełnia także zgrubienia w obrębie szczelin diaklazowych, a czasem jest go tyle, że zapełnia większe żyłki nawet do 1 cm grubości. Zważywszy, że stanowi on często również wypełnienia zakończeń żył klastycznych i ich odgałęzień (zwłaszcza *clay skin* w szwach falistych), uważam go za eluwiium rozpuszczanych skał noryckich, a wszystkie drobne szczelinki wypełnione nim za embrionalne formy dajek i żył klastycznych. Gdy szczelinki uległy poszerzeniu i łączyły się z sobą, zaczął dostawać się do nich piasek kwarcowy, który mieszał się z marglistym szlamem eluwiialnym. Dotarcie piasku znaczyło często zamarcie procesów rozpuszczania i nierozwijanie się dalej pewnych szczelin, które do dziś zachowały się w początkowej swej postaci. Drobne żyły wypełnione substancją marglistą właściwie nie należą już do *klastycznych*. W opisywanym przypadku wiążą się jednak bardzo wyraźnie z partiami szczelin wypełnionych piaskiem i stopniowo w nie przechodzą.

Wypełnienia węglanowe opisywane były np. jako *sediment dike* (Kramer 1934 — żyły dolomitowe w obrębie czerwonych łupków permskich w Texasie). Z. Kottański (1959) wypełnienia szczelin w wapieniach triasowych przez wapienie doggeru w jednostce Giewontu nazywa *żyłami osadowymi*. Podobne żyły opisywali także Du Noyer (1860) z oldredu Anglii (fide P. Pruvost 1943) oraz O. Ganss (1938) z masywu Dachsteinu. W tym ostatnim miejscu na znacznych przestrzeniach lias (wapień hierlatzki) zachował się wyłącznie w ciągach szczelin (*Zugspalten*) utworzonych przez ługowanie wapieni dachsteińskich wzdłuż spękań tektonicznych i zapelnienie szczelin sedimentami węglanowymi straconymi z wody i wymieszanymi z eluwiami przyniesionymi z wydzwigniętych miejscami ponad poziom morza stref antyklinalnych.

Niektóre struktury świadczą o tym, że eluwiium szczelinowe było przypuszczalnie natury koloidalnej, a w każdym razie było półpłynną masą nabywającą niekiedy już charakteru ciała stałego. Na figurze 8 widoczny jest fragment rozgałęziającej się żyły klastycznej, która w rozwi-

dleniu została zatkana gałką substancji eluwialnej wykazującej budowę charakterystyczną dla usuwających się lub spływających osadów ilastych, przypominającą trochę struktury robaczkowe (Kotański 1955b). Najprawdopodobniej powstała w innym miejscu partia nieco już zestarzałego eluwium została powtórnie nasycona wodą i w postaci błota spłukana w niższe szczeliny, a z powodu dużej lepkości uwięziona w wąskim rozwidleniu jednej ze szczelin.

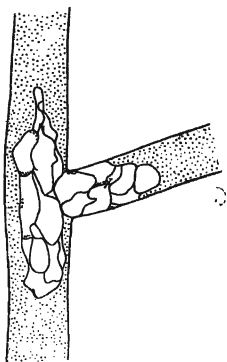


Fig. 8

Gałka substancji eluwialnej uwięziona w rozwidleniu żyły klastycznej
Nieco pomniejszone

Ball of elluvial substance trapped in a bifurcation of the clastic vein

Slightly reduced

W innych miejscach często wśród piasków i gruzu wypełniającego szczeliny można znaleźć podobne gałki lub całe smugi eluwialnego marglu, nieraz obficie inkrustowane lub wymieszane z piaskiem kwarcowym.

Struktury zbliżone do robaczkowych obserwowano w obrębie dajek klastycznych niejednokrotnie. P. Vitange (1954) na podstawie doświadczeń O. Jenkinsa uważa, że powstały one w wyniku wciskania w szczeliny później przynieszonego materiału piaszczystego w materiał wcześniej złożony w szczelinach, który uległ już częściowej konsolidacji. J. Monroe (1932) (fide P. Vitange) analogiczne zaburzenia w opracowywanych przez siebie dajkach z Teksasu uważa natomiast za wynik osuwania się sedymentu w szczelinach.

W największej ilości przypadków początkowe stadia rozwojowe dajek i żył klastycznych rozwinięte są tuż przy ścianie brzegowej (fig. 3), choć forma ich jest bardzo urozmaicona i odbiega od kształtu postaci dojrzałych. Poza tym w tej stronie żyłki są raczej rozwinięte w kierunkach zgodnych z warstwowaniem i prostopadłych do niego, co przypuszczalnie stoi w związku ze zmianą kierunku szczelin. W innych miejscach odsłoneń formy początkowe rozmieszczone są sporadycznie, choć miejscami gromadzą się w całe grupy drobnych szczelinek, np. na powierzchni między dajką 5 a 6 (fig. 5).

Geneza systemu dajek i żył

W rozmieszczeniu dojrzałych form dajek i żył można również zauważyć prawidłowość. Mianowicie zupełnie nie zależy ono od własności litologicznych warstw noryku, w obrębie których dajki się rozwijają, ale za to widać, że przywiązane jest głównie do pewnej części fałszy, mianowicie do bardzo silnego podcięcia brzegu. Część fałszy, w której dajki się rozwinięły, może być wprawdzie zbudowana ze skał nieco bardziej

zaangażowanych tektonicznie, co nawet mogło w konsekwencji powodować mniejszą odporność na późniejsze procesy prowadzące do ługowania wzdłuż diaklaz i dające szczeliny, ale co nie może tłumaczyć pojawienia się tych procesów. System dajek i żył gęsto przecinających skałę poniżej podcięcia zajmuje na powierzchni intersekcyjnej około 20 m². Na pozostałej powierzchni odsłonięcia, mającej dwieście kilkadziesiąt metrów kwadratowych, dajki i żyły rozrzucone są sporadycznie i różnią się między sobą kształtami oraz stadium rozwoju. Zważywszy, że poza podcięciem falez omawiane formy w postaci całego systemu nigdzie się nie rozwijają — w wyższych partiach falez są jedynie ich początkowe stadia (słabe ługowanie i wypłukiwanie), a formy dojrzałe sporadycznie, w innych profilach i odsłonięciach brak ich zupełnie — można z dużym prawdopodobieństwem uznać związek dajek i żył z podcięciem brzegowym za uzasadniony genetycznie — dajki i żyły klastyczne związane byłyby z działalnością fal lub bryzgów przyniesionych przybojem ku falezie. Sprecyzowany horyzont może odpowiadać ustabilizowaniu się poziomu zasięgu kipieli bądź rozprysku.

Szczeliny w kompleksie skał noryckich powstały zatem w wyniku działalności wód morskich, w środowisku przejściowym (częściowo subakwalnym, częściowo subaeralnym) w klifie, a więc zasadniczo jeszcze na lądzie. W tworzeniu się ich mogły pewną rolę odgrywać także wody opadowe lub gruntowe penetrujące w szczelinach skalistego brzegu. Nie widać natomiast jakichkolwiek śladów procesów krasowych, które nie miały odpowiednich warunków do rozwinięcia się.

Przedstawione wyżej procesy tłumaczą powstanie szczelin, trudno natomiast przy ich pomocy wyjaśnić specyficzne prostopadłościennymi kształtami niektórych z nich, dających po zapełnieniu dajki klastyczne (fig. 6).

Działalnością fali przybojowej sprężającej wodę, a zwłaszcza powietrze w szczelinach klifu przypuszczalnie można też wytłumaczyć wspomniane (str. 248) wypełnienia wąskich szczelin tej samej (a chwilami zdaje się nawet nieco większej) grubości piaskiem. Z działalnością fal w obrębie falez byłyby zatem związane nie tylko procesy powstawania szczelin, lecz także ich zapełniania. Obu procesom towarzyszyła jednocześnie postępująca abrazja, o czym świadczą bloki klifowe już przecięte żyłami klastycznymi. Bloki z żyłami świadczą też o stosunkowo szybkiej diagenizie, skoro zawartość żył nie uległa wymyciu podczas obróbki w wodzie.

Litoralna, klifowa geneza systemu liasowych dajek i żył klastycznych jest o tyle interesująca, że choć gęste, często skomplikowane uszczelinienie dzisiejszych brzegów abradowanych jest bardzo pospolite, to rzadko dochodzi do zachowania go w stanie kopalnym. Najczęściej są to jedynie sporadyczne szczeliny, np. znalezione w abradowanej powierzchni porfiru Sanki pod Krakowem przez S. Dżużyńskiego

(1949) lub występujące w kopalnych powierzchniach abrazyjnych na bazaltach hawajskich (Stearns 1938). Żył osadowe związane z powierzchniami abrazyjnymi są także bardzo charakterystyczne dla jednostki Giewontu w Tatrach (Kotański 1959). Inne znane opisy dotyczą wypełnienia szczelin różnej genezy (powstałych na łądzie i potem zanurzonych, otwartych przez podmorskie trzęsienia ziemi lub zaburzenia mas) w strefach już znacznie bardziej odległych od brzegu (Moore 1867, Pawlow 1896, Kramer 1934, Ganss 1938, Anderson 1944, Strachan, Temple & Williams 1948).

STOSUNEK LIASU DO NORYKU

Pewne z opisanych faktów, a więc poziom zwietrzałych otoczków brekcji noryckiej, pseudosill klastyczny, odcinki żył klastycznych wypełnione substancją marglistą podobną do niektórych marglistych dolomitów noryku, erozyjne resztki dajek i żył klastycznych wyglądające na syngenetyczne spiaszczenie noryku — mogły przed zbadaniem sugerować synchroniczność facji węglanowej noryku z facją klastyczną liasu, a tym samym ciągłość sedymentacji od noryku do liasu, zatem pomieszczenie w obrębie obserwowanych warstw również retyku.

Podobny wniosek wyciągnąć można było z podanego przez Z. Kotańskiego (1956, 1959) faktu występowania w stropowych warstwach noryku Dolinki Smytniej licznych otoczków kwarcu, co niejako mogłoby być zaczątkiem dolno-jurajskiej sedymentacji klastycznej. Szukając źródła kwarcu dla osadów liasowych zainteresowałem się tym składnikiem. Okazało się jednak, że są to wyłącznie konkretce krzemionkowe równomiernie rozrzucone w osadzie, miejscami zaś ułożone w sznureczki zgodnie z warstwowaniem. W takim przypadku poszczególne konkretcyjki (kształtu nieraz doskonale kulistego, o średnicy 1-2 mm, a nierównej powierzchni) zlewają się z sobą w drobne utwory warkoczykowate lub nerkowate, wydłużone wzdłuż warstw, posiadające w centrum większą konkretcję o średnicy dochodzącej do 5 mm. Konkretcyjki zdają się być przywiązane do warstewek fanokrystalicznych — wapiennych, a raczej unikają dolomitowych, choć może to być zjawiskiem pozornym dzięki przewadze ławiczek wapiennych w omawianej serii.

Pod mikroskopem widać, że składnikiem budującym konkretcję jest kwarc ułożony w sferolity bez zaznaczającego się jądra. Granica sferolitów z tłem jest na ogół ostra, choć nie brak również stopniowego przechodzenia przez wąską strefę graniczną złożoną z sitowo przenikającego się kwarcu i substancji węglanowej z otaczającej skały. W tej ostatniej pojawiają się również miejscami drobne płatki kwarcowe o słabo wyrażonej sferolityczności lub stanowiące część prawidłowego sferolitu.

Analogiczne konkretcje były przedmiotem pracy A. Cailleux (1947).

Węglanowy kompleks warstw noryckich z Dolinki Smytniej powstał w morzu (Kotański 1956), w którym — jak wynika z moich obserwacji —

z chwilą ustania wpływów klastycznych facji kajprowych (karniku) nie pojawiają się więcej elementy terrygeniczne, prócz najdrobniejszych mętów dających zanieczyszczenia margliste, oraz krzemionki tworzącej najrozmaitsze krzemienie (Passendorfer 1954, Kotański 1956) i opisane drobne konkrecyjki kwarcowe. Konkrecyjki te przywiązane są do ławic węglanowych i unikają mętów klastycznych, co wraz z przechodzeniem w soczewki, a nawet drobne warstewki wskazuje na syngenetyczne powstanie w morzu noryckim.

Warunki panujące w noryckim morzu w rejonie dzisiejszej Dolinki Smytniej zmieniają się jednak wyraźnie już na prawym zboczu Doliny Kościeliskiej (Gubalec), gdzie pojawiają się ziarna kwarcu powyżej 3 mm średnicy (Kotański 1956), których w Dolince Smytniej nie udało mi się znaleźć.

Nie są to konkrecje — z okazów użyczonych mi przez Dr Z. Kotańskiego wykonano szlify. Widoczne pod mikroskopem ziarna kwarcu wykazują pokrój subangularny, są nieco nerkowate, częściowo z powodu mozaikowej budowy, a miejscami dzięki kalcyfikacji posuwającej się do granic ziarn ku środkowi. Na powierzchni wyszlifowanej widać, że ziarna są dobrze wysortowane, o średnicy ok. 3 mm, niektóre wydłużone do 4,5 mm. Nie tworzą własnych ławiczek, lecz są rozrzucone w spoiwie brekcji wyglądającej na spływową, w okruchach brekcji zaś brak ich zupełnie. Makroskopowo ziarna z Gubalca nieraz są trochę podobne do konkrecji krzemionkowych z Dolinki Smytniej, co przypuszczalnie stało się przyczyną mylnego oznaczenia konkrecji jako ziarn detrytycznego kwarcu.

Widać więc, że szereg omówionych zjawisk z Dolinki Smytniej tylko pozorowało ciągłość sedymentacji i stopniowe przechodzenie facji noryckiej w liasową, ku czemu skłaniałem się w pierwszej fazie badań.

Struktury rozwinięte w górnej części Dolinki Smytniej są jednak na tyle ciekawe, że śmiało można porównać z bardzo złożonymi, a przez wiele lat zupełnie zagadkowymi położeniami osadów, które panują np. w Basenie Paryskim, gdzie stosunek montu do senonu przez wiele dziesiątków lat pobudzał wyobraźnię badaczy. Najnowszą syntezę tych zagadnień daje M. Gignoux (1950); otóż np. w Vigny koło Reims moncki tzw. „calcaire pisolithique”, będący faktycznie wapieniem litotamniowym, wypełnia abrazyjne podcięcia brzegowe, które nieraz mają kształt płaskich nisz równoległych do warstwowania wapiennych skał kampanu. Otrzymany w dzisiejszych odsłonięciach intersekcyjny obraz przypomina zupełnie normalne następstwo warstw tak, że przez długi czas wielu autorów uważało mont za wkładkę stratygraficzną w kredzie senońskiej. Dziś kredę uznano za kampan i udowodniono istnienie poważnej luki sedymentacyjnej obejmującej mastrycht i dan — podobnie zatem jak w Dolince Smytniej miała tam miejsce znaczna erozja, choć wykształciły się jednocześnie struktury doskonale pozorujące ciągłość osadzania.

PALEOGEOGRAFIA TRANSGRESJI LIASOWEJ

Zjawiska abrazyjne rozwinięte są dobrze w górnej części Dolinki Smytniej, podczas gdy u jej podnóża, tj. w Dolinie Kościeliskiej wykazują

stosunkowo małą działalność, co mogłoby wskazywać na zmienność równoleżnikową liasowego brzegu. Jednakże miejsca te, jak wykazali L. Horwitz i F. Rabowski (1922) są oddalone od siebie nie tylko równoleżnikowo, lecz także południkowo w obrębie jednostki Kominów Tylkowych. Mianowicie górne profile w Dolince Smytniej leżały bardziej na południu w basenie sedymentacyjnym, przez co zbliżone były do serii Czerwonych Wierchów. Zbliżenie, wobec poziomego biegu podłużnej osi jednostki Kominów Tylkowych na tym terenie, równa się różnicy hipsometrycznej poszczególnych, równowiekowych odsłoneń, tzn. dla odkrywki z falezą wynosi około 350 m w stosunku do profilu przy krzyżu Pola oraz około 150 m w stosunku do profilu wzdłuż Gładkiego Żlebu (profile opracowane przez Z. Kotańskiego 1959). Nie są to wprawdzie wielkości znaczne, ale może nasunąć się pytanie, czy pojawienie się falezy nie jest wynikiem zbliżenia do obszaru sedymentacyjnego jednostki Czerwonych Wierchów i Giewontu, który podczas liasu był łądem (Horwitz & Rabowski 1922, Kotański 1956, 1959).

Odpowiedź na to pytanie jest raczej negatywna. Podcięcie brzegowe widoczne w centralnej części figury 1 (nad systemem dajek) mogło powstać przy ścianie abradowanej o ekspozycji bądź północnej, bądź południowej, bowiem w obu przypadkach obraz intersekcyjny jest analogiczny. Widoczny z lewej, a więc zachodniej strony, podcięty brzeg był skierowany ku zachodowi. W górze dolinki było zatem przypuszczalnie kilka abradowanych ścian, nie można jednak ustalić ogólnego położenia klifu w stosunku do otwartego morza. Poza tym faleza nie leży w najwyższych hipsometrycznie partiach noryku, które ciągną się wyżej nad Dolinką Smytnią, a posiadają na sobie jedynie powierzchnię abrazyjną wraz z brekcjami klifowymi.

Sprawa wielkości abrazyji wykonanej przez morze liasowe, rozpatrzona przez Z. Kotańskiego (1956, 1959) także nie rozwiązuje tej kwestii. Drobne osady morskiego retyku zostały tutaj całkowicie usunięte, noryckie zaś zabradowane w różnym stopniu. Dzisiejsza miąższość tego ostatniego piętra wynosi w profilu przy falezie 32 m, w profilu Gładkiego Żlebu — 130 m. Profile te według Z. Kotańskiego wykazują jednak znaczne różnice w wykształceniu osadów, zatem strata 100 m miąższości wynika zarówno z przyczyn sedymentacyjnych jak i abrazyjnych — niesposób więc ustalić wpływu każdej z przyczyn osobno.

Z rozważań tych wynika brak podstaw do wyciągnięcia wniosków o wpływie brzegu łądu Czerwonych Wierchów-Giewontu na rozwój zjawisk litoralnych liasu. L. Horwitz i F. Rabowski (1922) wykazywali natomiast znaczny wpływ tego brzegu na czas transgresji i na rozkład facji w samym liasie. Odnośnie do czasu transgresji wymienieni autorzy uwa-

żali za możliwe ustalenie jej w górze Dolinki Smytniej dopiero w swoim trzecim poziomie, tj. o dwa poziomy wyżej niż w dolnych partiach Smytniej.

Doskonale zachowanie się struktur litoralnych w górnej części dolinki świadczy wyraźnie, że transgresja liasowa musiała tam być nadzwyczaj szybka, nie ma jednak danych, czy równie szybko zajmowała partie w innych przekrojach wzdłuż Dolinki Smytniej. Można co najwyżej podejrzewać taki jej przebieg. Zatem wiek transgresji byłby raczej na całym obszarze mniej więcej ten sam, co jest zgodne z wnioskami Z. Kotańskiego (1959) wyprowadzonymi na podstawie analizy profilów litologicznych całego liasu.

SKAŁOTOCZE *POTAMILLA RENIFORMIS* [O. F. Müller] I ICH EKOLOGIA

Warunki panujące w morzu liasowym jednostek wierchowych sprzyjały rozwojowi skałotocy (litofagów), które pozostawiły liczne dowody swej działalności. Są nimi chodniki (korytarze) obficie przenikające skałę podłoża, tj. węglanowe skały noryckie — a zachowane prawie wyłącznie w otoczakach tych skał. Wszystkie skałotocze należą do jednego rodzaju, a pierwszą wzmiankę podał o nich z Dolinki Smytniej i Doliny Chochołowskiej Z. Kotański (1959).

Morfologia korytarzy

Korytarze liasowych skałotocy są rurkowate, o doskonale okrągłym przekroju, izodiametryczne przez całą długość, pozbawione zgrubień i przewężeń, i mające gładką powierzchnię, bez jakichkolwiek wyrostków i odgałęzień. Przeważają formy o średnicy 2-3 mm z maksymalną wielkością zmierzoną na jednym okazie 3,7 mm (1-6 na fig. 9). Pozornie zresztą średnica wydaje się być znacznie większą z powodu skośności przekrojów. Prócz wymienionych form „dużych” istnieje szereg okazów o całej skali rozmiarów poprzecznych, ale zauważyć można, że form o średnicach około 1 mm (od 0,75 mm do 1,4 mm) jest specjalnie dużo. Formy te, które orientacyjnie nazywam „małymi” (7 na fig. 9), mają prócz wielkości cechy identyczne z „dużymi”.

Podłużny kształt korytarzy jest prawie prosty (2 i 3 na fig. 9), nieco zundulowany (5 na fig. 9), rzadziej silnie wykręcony (6 na fig. 9), całkiem sporadycznie zdarzają się okazy sierpowato wygięte (1 na fig. 9); tylko jeden wygląda jakby był zgięty o kilkanaście stopni (4 na fig. 9). Okazy sierpowate częste są tylko gdzieś tam, wiele ich znajduje się w otoczaku przedstawionym na planszy XXII, figurze 2. Zupełnie nie zauważyłem form poskręcanych, zwiniętych itp.

Całkowita długość chodników jest trudna do określenia. Najdłuższe odpreparowane korytarze, jakimi dysponuję, mierzą 1,5—2 cm, z górną granicą 3 cm; największy, liczący 3,2 cm, przebija otoczak na wylot.

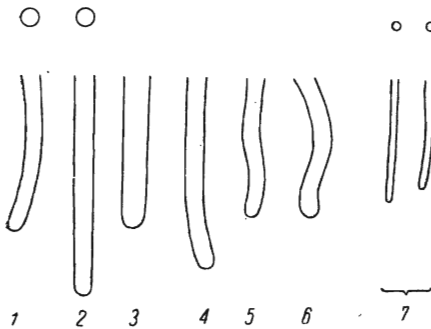


Fig. 9

Przekroje przez korytarze *Potamilla reniformis* O. F. Müller z liasu wierchowego. 1-6 formy duże, 7 formy małe
Wielkość naturalna

Sections of borings of *Potamilla reniformis* O. F. Müller from high-tatric Lias. 1-6 "large" forms, 7 "small" forms
Natural size

miejsu drażyły prostopadle do powierzchni i to bardzo gęsto — znajduje się tu 8 wylotów chodników na 2,2 cm². Sporadyczne chodniki, jakie znalazłem na górnej powierzchni abrazyjnej, ustawione są pod średnimi lub prostymi kątami do niej. Plansza XXIV, figura 3 ukazuje otoczak, który — jak mi się wydaje — był przedmiotem wiercenia w tej postaci, w jakiej zachował się w osadzie — zawiera on m.in. chodniki ustawione prawie równoległe do powierzchni otoczaka.

Korytarze są wyłącznie pojedyncze. Sierpowate mają kształt wycinka obwodu koła o dużym promieniu i w żadnym przypadku nie tworzą pętli. Nigdzie nie zauważyłem U-kształtnego zawracania chodników, ani ułożenia ich parami koło siebie, co jest cechą diagnostyczną niektórych skałotoczy.

Korytarze zupełnie nie posiadają rozgałęzień i nie przecinają się. Natomiast w dwóch przypadkach widać, że spośród blisko siebie położonych chodników, jeden dochodzi do ścianki drugiego i tu się kończy.

Ponieważ, jak wspomniałem, korytarze zachowane są w otoczakach, ujścia mogły być obcinane i nie można ocenić długości chodnika w chwili posiadania swego gospodarza. W miejscach, które uznać można za zakończenia, widać, że korytarze kończyły się jak palec u rękawiczki (określenie F. Ellenbergera 1947), tzn. są zaokrąglone, ale bez nabrzmienia.

Kierunek drażenia korytarza w stosunku do powierzchni, od której rozpoczęło się wiercenie jest rozmaity. Otoczak na planszy XXII, figurze 2 jest pocięty, niby gęstym splotem, chodnikami we wszystkich, bezładnie ułożonych kierunkach. Na planszy XXIV, figurze 1 widać odpreparowane w obrębie otoczaka marglistego dolomitu kanały, które ułożone są prawie równoległe, co wygląda zupełnie jak mięso przepuszczone przez maszynkę. Przypuszczalnie pierwotnie skałotocze w tym

Formy małe zachowują się identycznie jak duże. Na otoczaku przedstawionym na planszy XXIV, figurze 1 istnieje forma mała drażąca w opuszczonym korytarzu formy dużej, w tym samym zresztą kierunku. Figura 2 na planszy XXIV z kolei przedstawia przypadek predyspozycji do wiercenia — chodniki nie przecinają się z sobą, biegną w różnych kierunkach, ale kierunki te przywiązane są przede wszystkim do dwóch płaszczyzn przecinających się pod dużym kątem. Jedynym wytłumaczeniem tej regularności jest przyjęcie działalności skałotoczy wzdłuż płaszczyzn diaklaz (przypuszczalnie nadwietrzalnych). Ostatnie dwa fakty wskazują, że skałotocze potrafiły znajdować nieco lepsze warunki ułatwiające drażenie i wykorzystywały je.

Przynależność systematyczna

Chodniki omawianych skałotoczy lasowych pod względem kształtu i wielkości są nadzwyczaj podobne do opisanych przez F. Ellenbergera (1947) jako należących do rodzaju *Potamilla* (familia Sabellidae, ordo Polychaeta). Według tego autora formy, którymi się zajął, są identyczne z dzisiejszym gatunkiem *Potamilla reniformis* O. F. Müller.

Praca F. Ellenbergera dotyczy najrozmaitszych struktur w kredzie stwardniałej w Meudon pod Paryżem. Wśród wydrzeń i kanałów, prócz zupełnie zagadkowych, istnieją też inne, dobrze nadające się do określenia. Są to m.in. perforacje małżów (*Lithodomus*) oraz wieloszczetów (*Polydora* i *Potamilla*). Wydrżenia ostatniego rodzaju są uderzająco podobne do lasowych tatrzańskich, jedynie rozmiary mogą mieć nieco większe — średnicę 2-6 mm, a długość do 10 cm.

W obrębie dostępnej mi literatury zoologicznej nie napotkałem ścisłej diagnozy korytarzy dzisiejszej *Potamilla reniformis* O. F. Müller 1771 = *Sabella saxicola* Grube 1861 = *Sabella saxicava* de Quatrefages 1865 itd. — vide P. Fauvel (1927). Wśród prac geologiczno-paleontologicznych istnieją tylko skąpe wzmianki o tym skałotoczu, najczęściej bez opisu korytarzy. Stąd pomiary i rysunki F. Ellenbergera są jedynymi znanymi mi dotyczącymi kopalnych *Potamilla*.

Ponieważ nie dysponuję zbiorami porównawczymi: wydrzeń dokonywanych przez dzisiejsze wieloszczety, których w Polsce brak, mogę określić przede wszystkim przynależność moich form do rodzaju *Potamilla* Malmgren oraz, opierając się na pracy F. Ellenbergera, uznać wielkie podobieństwo ich do dzisiejszego gatunku *Potamilla reniformis* O. F. Müller powszechnie żyjącego w Atlantyku, Morzu Śródziemnym, morzach północnych i in. (Fauvel 1927). Rozpiętość czasowa tej formy — od retyku (patrz dalej) do dziś — byłaby więc znaczna. Nie należy jednak zapominać, że jest ona właściwie liptogatunkiem mogącym, anatomicznie rzecz biorąc, odpowiadać całemu szeregowi rozwojowemu, a na-

wet niespokrewnionym gatunkom. Z drugiej strony filogenetyczny konserwatyzm u Chaetopoda jest powszechnie znany.

Mimo tego rodzaju zastrzeżeń formę liasową będą nazywał dalej *Potamilla reniformis* O. F. Müller, gdyż nazwa ta już została użyta przez F. Ellenbergera dla korytarzy form kopalnych.

Ponieważ inne litofagi spośród Polychaeta Sedentaria (Tubicola) są stosunkowo pospolite w stanie kopalnym, zwłaszcza *Polydora* i pokrewne (Łomnicki 1886, Douvillé 1907, Prell 1926, Abel 1935, Ellenberger 1947, Roger 1952, Shrock & Twenhofel 1953, Lessertisseur (1955), rzadkość *Potamilla* może wydać się dziwna. Do takiej sugestii skłania obfitość jej w liasie wierchowym Tatr (okazy opisywane pochodzą z jednostki Kominów Tyłkowych, mgr W. Jaroszewski zaś pozwolił mi zapoznać się także z kilkoma okazami z liasu opracowanej przez siebie (1957) jednostki Świerkul) i niezadkie występowanie w hard ground na pograniczu kredy i trzeciorzędu Basenu Paryskiego. Można zapytać, czy przypadkiem prostota chodników *Potamilla reniformis* O. F. Müller nie jest przyczyną niezauważania działalności tych zwierząt w tym samym czasie w innych rejonach geograficznych. Chodniki są bowiem jedynym śladem, jaki *Potamilla reniformis* O. F. Müller po sobie zostawia. Rodzaj *Potamilla*, podobnie jak cała rodzina Sabellidae, do której należy, nie posiada żadnych elementów mogących podlegać fosylizacji. Sugestia R. Abrarda (1946), że w korytarzach kopalnych pierścienic winny znajdować się szczęki, którymi pierścienice wiercą, są nieporozumieniem, bowiem rodzina ta szczęk nie posiada. *Polydora* (należąca do innej rodziny, Spionidae), jeden z największych niszczyteli skał znanych w stanie kopalnym i dziś, wierci, a raczej trze swoje chodniki ostrymi nieraz żąbkowanymi szczecinkami piątego i ewentualnie ostatnich segmentów (informacja de Saint-Josepha w pracy H. Douvillégo 1907). O ile się orientuję nie czyniono dotąd jednak analogicznych spostrzeżeń dla *Potamilla*. Rodzina Sabellidae nie posiada również wieczek (opercula), które niekiedy u rodzin posiadających je, np. u Serpulidae, zachowują się, a którym ostatnio przypisuje się nawet wartość stratygraficzną (Wrigley 1949).

Ekologia

Ślady działalności *Potamilla reniformis* O. F. Müller w liasie wierchowym występują prawie wyłącznie w otczakach. Interesującym byłoby stwierdzenie, czy ten powszechny zespół liptocenotyczny jest auto- czy allochtoniczny, — tzn. czy skałotocze drażyły drobny gruz i otczaki, przede wszystkim dolomitów, żyjąc w strefie jego depozycji, czy też drażyły wystające elementy noryckie bądź wielkie bloki w strefie przybrzeżnej. Jednakże ustalić fakt borowania bloku (otczaka, żwiru) można tylko wtedy, gdy mamy widoczną podziurawioną „korę” i nieruszone „jądro”, a zależy to od głębokości penetracji drażących organizmów (np. mały *Pholas* draży do 30 cm, z wieloszczetów *Dipolydora* 14 cm, *Potamilla* 10 cm, *Polydora* 1,5-2 cm).

W osadach górnego liasu panują piaskowce i brekcje dolomitowo-krynowidowe o średnicy okruchów poniżej 1 cm (Horwitz & Rabowski 1922, Kotański 1959), wśród których okruchy skał noryku albo są nieru-

szone, albo przedrażone całkowicie. Sugestie moje idą w kierunku wykazania, że ten drobny gruz nie mógł być biotopem dla omawianych wieloszczetów. Już bowiem współwystępowanie okruchów nieruszonych i całkowicie podziurawionych sprawia trudność dla przeciwnej interpretacji. Poza tym ślady działalności skałotoczy noszą najdrobniejsze okruchy. Są na nich nie tylko ślady kilku korytarzy, lecz również misterne formy wycięć aż po „kołnierzyki” pojedynczych korytarzy (pl. XXIII, fig. 1). Żłobienia znać na brzegach okruchów o średnicy 2-3 mm. Wątpliwe, by wieloszczety, których korytarzyki miały co najmniej kilka centymetrów, drażyły tak małe otoczaki; wątpliwe, by drażyły otoczaki nawet mniejsze od średnicy własnego chodnika. Chodzi tu o aspekt etologiczny — skałotocz borował w celu zdobycia mieszkania, które było niezbędne do wykonywania jego normalnych czynności fizjologicznych. Wydaje się więc, że niekorzystne pod tym względem, drobne (poniżej 1 cm) frakcje nie mogły być przedmiotem jego zainteresowania, zwłaszcza że obok leżą nieruszone okruchy 1-2 cm. Poza tym borowanie obiektów tak małych i labilnych, że ciała nie można by przyczepić, jest nie do pomyślenia. Ewentualny argument „autochtoniczności” misternych wycięć i kołnierzyków nie jest przekonujący. Zachowanie się ich zawdzięczamy wypełnieniu osadem podczas transportu, który nawet mógł być dość znaczny. Sedymenit górno-liasowy miał charakter subklastycznej brai krynoidowej, która mogła dodatkowo amortyzować uderzenia i tarcie.

W obrębie wapieni wyższego liasu prawego zbocza Doliny Chochołowskiej znane są ławice otoczków (średnicy 1-3 cm) skał noryckich (Kotański 1959). Jak zauważyłem, w obrębie jednych ławic borowanie jest nadzwyczaj intensywne, a w obrębie innych brak go prawie zupełnie. Prostszy tłumaczeniem jest naprzemianległe przynoszenie żwirów z obszaru biotopu skałotoczy i miejsc abiotycznych, niż pulsacyjne zjawianie się omawianych zwierząt w następujących po sobie ławicach.

W osadach środkowego liasu panują piaskowce kwarcowo-dolomitowe z przewagą kwarcowych (Horwitz & Rabowski 1922, Kotański 1959), które są zespołem jednostajnym o grubości ziarn zbyt małej, by można było znaleźć ślady skałotoczy.

W liasie dolnym natomiast znajdują się podziurawione otoczaki skał noryckich, jednakże rozstrzygnięcie tutaj, co było przedmiotem drażenia (skaliste dno czy otoczek), nie jest łatwe. Figura 3 na planszy XXIV przedstawia otoczek o wymiarach $3,5 \times 6$ cm, który zdaje się wskazywać, iż jako taki był przedmiotem drażenia — przekroje korytarzy są zgrupowane po brzegach i biegną raczej ku środkowi otoczaka. Identyczne otoczaki jako przedmioty drażenia opisuje np. Alb. Heim (1919) z morskiej molasy alpejskiej, a S. Alexandrowicz (1955) z doggeru kra-

kowskiego. Na figurze 2 planszy XXIV widoczny jest natomiast otoczek o rozmiarach prawie dwa razy większych — $5,5 \times 10$ cm — zupełnie dokładnie i bez zróżnicowania podziurawiony w całej swej masie. Przyпускаjąc, że fakty te odpowiadają przywiązaniu skałotoczy do nisz ekologicznych, które rozciągały się przekątnie do następstwa frakcji materiałów klastycznych składanych w pewnej odległości od brzegu.

W obrębie form falezowych wykształconych w spągu liasu udało się znaleźć zaledwie kilka pojedynczych chodników około 1 cm długich na górnej powierzchni abrazyjnej. Sam brzeg zatem i klifowe blokowisko nie stanowiły korzystnego środowiska dla wieloszczetów — żyły one w nieco głębszych (kilka do kilkunastu metrów) i spokojniejszych wodach.

Materiały uzyskane z całego obszaru występowania liasu od Doliny Kościeliskiej po Bobrowiec dowodzą zatem, że działalność litofagów *Potamilla* prowadzona przede wszystkim w niszach ekologicznych przywiązana była do pewnych obszarów, które mogły obejmować bądź wystające elementy skał noryckich ponad powierzchnię sedymentacji liasu (ostańce abrazyjne, niekoniecznie nawet wystające ponad powierzchnię morza), bądź skupiska większych bloków i otoczków, choć nie w samej strefie kipieli. Istnieje zresztą ciągły szereg — monolity skalne — bloki podcięte, ale jeszcze nieruszone — bloki nieco przetransportowane — itd., aż po coraz drobniejsze okruchy i otoczki. Chodziło mi więc o odnalezienie granicy, kiedy przy zmniejszaniu frakcji pewien fragment skalny przestaje być właściwym biotopem drążących wieloszczetów liasowych. Obserwacje moje wskazują na niemożliwość penetracji skałotoczy w ostatnie ogniwa tego szeregu, które właśnie tworzą większość osadów górnego liasu, a w obrębie których ślady skałotoczy są nadzwyczaj częste. Tutaj współwystępowanie okruchów nie podziurawionych i całkowicie podziurawionych jest efektem wymieszania jednocześnie niszczonych „kor” i „jąder” partii skalnego dna, skałek, bądź dużych otoczków.

Jako jedną z przyczyn określających zasięg nisz ekologicznych można uważać za F. Ellenbergerem (1947) obecność algowych zarośli pokrywających zupełnie skalne partie morskiego dna. Autor ten uważa, że algi nie tylko nie dopuszczały skałotoczy do twardej skały, ale również zabezpieczały dawniejsze kanaliki (różnej genezy, nie tylko po skałotoczach) przed zasypaniem, przez co w niektórych miejscach zachowały się puste do dziś, np. w Bellevue pod Paryżem we wspomnianej kredzie stwardniałej.

Poza tym *Potamilla* przypuszczalnie nie we wszystkich swych stanowiskach drążyła skałę. Dziś bowiem *P. reniformis* O. F. Müller żyje często w tubach między kamieniami, w szczelinach skał itp. nie drążąc — taka właśnie została po raz pierwszy znaleziona i opisana przez O. F. Müllera (1771) w przybrzeżnych wodach Holms Fjordu na Islandii. Podobnie zjawisko u *Polydora* opisał A. Söderström (1923). Znane jest ono także u skałotoczy innych grup zwierzęcych, np. u jeżowca

Paracentrotus lividus L., u którego z kolei ma charakter geograficzny (Abel 1935 i in.). Obserwacje A. Söderströma wskazują też, że drążące *Polydora* wiercą różnej wielkości korytarze i poszczególne osobniki kryją w skale mniej lub bardziej tylko część swego ciała.

Mimo złożoności powyższych rozważań ekologicznych wydaje się, że ze zmienności liasu w profilu pionowym, wobec konsekwentnego pogłębiania facji, można uchwycić sukcesję poziomą. W facjach klifowych prawie zupełnie brak drążących wieloszczetów, w facjach sublitoralnych ma miejsce duży ich rozwój i borowanie przez nie skalistego dna, bloków i większych otoczków, a w facjach szelfowych — zanik biotopów, a jedynie zachodzi redepozycja przyniesionych z poprzednich facji poniszczonych ich mieszkań.

Największa ilość śladów *Potamilla* w noryckich okruchach w obrębie wyższego liasu może wskazywać na optimum rozwojowe tych organizmów, ale też może wynikać ze zdecydowanej przewagi węglanowych skał noryckich wśród dostarczanych w tym czasie elementów terygenicznych, a skały te były jedynymi obiektami działalności drążących *Potamilla*.

ŚLADY OSADÓW MORSKIEGO RETYKU

Ogromna większość chodników *Potamilla* z Dolinki Smytniej wypełniona jest tym samym materiałem, który tworzy tło zawierające podziurawione otoczaki, tzn. wapnistym piaskowcem kwarcowo-dolomitowym lub drobnokrynoidowym, charakterystycznym dla osadów liasu. W odsłonięciach na zboczach Doliny Chochołowskiej jest to także ciemny wapień — tam mianowicie, gdzie otoczaki znajdują się w ławicach wapiennych. Wypełnianie otworków odbywało się więc podczas składania dziurawych otoczków do osadu.

W sporadycznych jednak przypadkach chodniki *Potamilla* zajmuje ciemny, na powierzchni wietrzejącej nieco czekoladowy wapień o strukturze drobnoorganodetrytycznej. Nie ulega więc wątpliwości, że istnieją dwa rodzaje wypełnień, co może świadczyć o przyniesieniu otoczków ze skałotoczami z innego regionu facjalnego lub o innym wieku osadu zawartego w wydrążeniach. Znalezione w Dolince Smytniej okazy wskazują na ostatnią możliwość. Są tu bowiem otoczaki posiadające oba „rodzaje” skałotoczy (pl. XXIII, fig. 2), przy czym wyraźnie widać, że „ciemne” są starsze i same ulegają borowaniu przez młodsze, „jasne”.

Czym jest osad wypełniający pierwszą generację chodników? Wiekowo musi być starszy od górnego liasu, w którego brekcjach dolomitowo-krynoidowych został znaleziony, a młodszy od noryku, w którym

wypełnia korytarze. Jak zauważył jeszcze w terenie Dr Z. Kotański, wypełnienie to bardzo przypomina niektóre wapienie z serii leżącej pod liasem w Dolinie Chochołowskiej, przypuszczalnie wieku retyckiego. Wydaje się, że jest to jedyny wiek, jaki można przypisać znalezionym wypełnieniom, gdyż specyficzna facja retyku wyżej się nie pojawia, a brak jest w liasie Dolinki Smytniej śladów jakiejś większej erozji sformacyjnej, z którą można by wiązać ewentualne doszczętne usunięcie osadów tej facji. Przyjęcie retyckiego wieku tych wypełnień w prosty sposób tłumaczy zniknięcie osadów całego piętra w czasie erozji i abrazji przedliasowej i dolno-liasowej.

Istnienie w Dolince Smytniej śladów morskiego zalewu retyckiego wskazuje na bezpośrednią łączność morza z okolic Doliny Chochołowskiej i Bobrowca znanego dzięki badaniom V. Uhliga (1897), F. Rabowskiego (1922) i Z. Wójcika (1956) z morzem, którego osady zostały niedawno znalezione nad wąwozem Kraków (Kotański 1956).

Dokładniej określić miejsce powstania znalezionych na drugorzędym złożu osadów można na podstawie wyznaczenia kierunku przyniesienia klastycznych materiałów. Przekątne warstwowanie ławic liasowych wskazuje na transport z południa. Skoro przez cały lias dostarczany był gruz dolomitów noryckich, to musiały one być erodowane również na południu; jeśli jednocześnie facje sukcesywnie się pogłębiają przez lias do doggeru i malmu, to musiało zachodzić przekraczające ku południowi położenie liasu oraz dalsze rozprzestrzenienie na południe w stosunku do liasu nie tylko noryku (co stwierdził już Z. Kotański 1956), lecz także morskiego retyku. Zasięg ostatniego piętra ku południowi musiał być znaczny, gdyż otoczaki noryku z retyckim wypełnieniem korytarzy skałotoczy pojawiają się w wyższym liasie. Podobne stosunki panują też w okolicy Bobrowca, gdzie jednocześnie retyk leży na miejscu w spągu liasu; mianowicie w żlebie Jasiorów nad Polaną Chochołowską Z. Wójcik (1956) znalazł w wyższym liasie otoczek wapienia oolitowego retyku wskazujący na erozję serii retyckiej w rejonie alimentującym.

A zatem śladowe morskie osady retyckie Dolinki Smytniej powstały na jej długości geograficznej, lecz dalej na południe, w tych partiach basenu sedymentacyjnego, które po sfałdowaniu jednostek wierzchowych zostały całkowicie usunięte przez erozję.

PODSUMOWANIE

Przedstawione fakty pozwalają zrekonstruować ogólny obraz następstwa zjawisk i procesów terenu Dolinki Smytniej na pograniczu triasu i jury, jak następuje. Po osadzeniu się noryku następnym sedymen-

tem jest morski retyk, zachowany wyłącznie w otworach skałotoczy. Ponieważ morfologia ich chodników wskazuje na drążenie twardej skały, musiały przed retykiem zajść procesy lityfikacyjne, co mogło być nawet połączone z wynurzeniem. Morskie osady retyku były przypuszczalnie bardzo skąpe, co znacznie ułatwiało późniejsze rozmycie, które nastąpiło po emersji obszaru sedymentacyjnego.

Ponieważ diaklazy, wzdłuż których rozwinęły się dajki i żyły klastyczne są wieku pónoryckiego a przedliasowego, silna zaś erozja (usunięcie osadów retyku, rozwój abrazji) ma wiek poretycki a przedliasowy, wydaje się wysoce prawdopodobne, że w rejonie sedymentacyjnym Dolinki Smytniej najwyraźniejsze zaburzenia w położeniu osadów połączone z ostatecznym ich zlityfikowaniem oraz spękaniem miały miejsce po morskim retyku, a przed liasem. Były to zaburzenia starokimeryjskie, które według badań Z. Kotańskiego (1956, 1959) były powszechne w jednostkach wierchowych, choć miały różne nasilenie w poszczególnych rejonach basenu morskiego.

Powracające morze dolno-liasowe (synemur dolny wg Horwitza i Rabowskiego 1922) atakowało obszar morfologicznie zmieniony, podatny na rozwój abrazji. Czynniki ten spowodował całkowite usunięcie zwierzeli subaeralnych i osadów retyku, jeśli nie dokonały tego w zupełności poprzednie procesy lądowe, oraz rozpoczął niszczenie jeszcze głębiej leżącego kompleksu noryckiego. Jednym z pierwszych przejawów działalności morza jest także ługowanie i wymywanie szczelin diaklazowych. Utworzone szczeliny zostały zasypane przez świeżo przyniesione piaski kwarcowe (przez rzeki z obszaru lądowego obejmującego rejon jednostek Czerwonych Wierchów i Giewontu — Kotański 1956) i produkty niszczenia dolomitów, w rezultacie czego powstały dajki i żyły klastyczne. Jednocześnie z zasypywaniem szczelin rozwija się w dalszym ciągu abrazja, której wynikiem jest odrywanie od brzegów bloków skalnych z już wypełnionymi szczelinami.

Urozmaicona linia zachowanej falezy wskazuje na dojrzałe jej stadium rozwojowe. Kanciaste bloki przetaczane przez fale mogły zachować swe ostre kształty tylko przy krótkotrwałym wystawieniu na działanie wzburzonego morza. Faleza, tak jak szybko się zrodziła i doszła do znacznych rozmiarów, tak również szybko zaczęła się pogrążyć, przez co w pewnym momencie znów wróciła na swe poprzednie miejsce niedawno wydzwignięta starsza powierzchnia abrazyjna. Po pewnym czasie strefa intensywnego zasięgu fal poczęła się przesuwac w odleglejsze rejony, a faleza uległa całkowitemu pogrążeniu w osadach, które noszą coraz słabsze ślady działalności abrazyjnej. Rozwija się sedymentacja liasowa, nikną oznaki niepokoju i zaburzeń.

Opisane procesy można ująć krócej w następującym zestawieniu:

	zasypanie klifu	{	sedymantacja piasków kwarcowo-dolomitowych
dolna część dolnego liasu	powstanie klifu	{	c. abrazja skał z żyłami b. zasypanie szczelin: dajki i żyły klastyczne a. dokończenie wymywania szczelin
	wynurzenie	{	rozwój lądowej morfologii i hydrografii (przyniesienie piasków), usunięcie zwietrzeliny i osadów morskich retyku
		{	zaburzenia starokimeryjskie — lityfikacja osadów i powstanie systemu diaklaz, początek ługowania wzdłuż diaklaz
retyk		{	sedymantacja ciemnych wapieni lumachellowych działalność skałotoczy
			lityfikacja osadów, prawdopodobne wynurzenie
noryk			sedymantacja naprzemianległych wapieni i dolomitów

Zestawienie to wskazuje, że w ciągu niewielkiego okresu, między ustąpieniem morza retyckiego a powrotem morza dolno-liasowego, zaszły liczne procesy zmieniające wygląd już złożonych osadów oraz zmieniające stosunki paleogeograficzne warunkujące transport materiału z lądu i powstawanie następnych osadów.

*Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w listopadzie 1958 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ABEL O. 1935. Vorzeitliche Lebensspuren. Jena.
- ABRARD R. 1946. Sur les tubulures de la craie de Meudon. — C.-R. somm. Soc. Géol. de France, no. 9. Paris.
- ALEXANDROWICZ S. 1954. Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej (Turonian of the southern part of the Cracow Upland). — Acta Geol. Pol., vol. IV/3. Warszawa.
- 1955. Szczątki fałszywej jurajskiej w Szklarach koło Krzeszowic (Remains of the Jurassic cliff in Szklary near Krzeszowice in the region of Cracow). — Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 97. Warszawa.
- ANDERSON J. 1944. Clastic dikes of the Chira and Verdun formations northwestern Peru. — J. Geol., vol. 52, no. 4. Chicago.
- ARNOLD-BEMROSE H. 1904. On some Quartzite-Dykes in Mountain-limestone near Snelston (Derbyshire). — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 60/3. London.
- BALDRY R. 1938. Slip-planes and breccia zones in the Tertiary rocks in Peru. — Ibidem, vol. 94.
- BEETS C. 1954. Sand dykes in the Miocene of ASL oilfield Western Sinai, Egypt. — Geol. en Mijnbouw, 16/1. Gravenhage.
- BLAKE D. & ROY C. 1949. Unusual stylonolites. — Amer. J. Sci., 247. New Haven.
- BROWN C. 1938. On the theory of gravitational sliding applied to the Tertiary of Ancon, Ecuador. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 94. London.
- BUKOWY S. 1956. Geologia obszaru pomiędzy Krakowem a Korzkwią (Geology of the area between Cracow and Korzkwia). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 108. Warszawa.
- CAILLIEUX A. 1947. Concretions quartzzeuses d'origine pédologique. — Bull. Soc. Géol. France, 17. Paris.
- CROSS W. 1894. Intrusive sandstone dikes in granite. — Bull. Geol. Soc. Amer., 5. Washington.
- DMITRIEV G. 1957. Kłastičeskie żyły i dajki v ugodnych płastach i vteščajuščych porodach Intinskovo mestorożdenia. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 115/5. Moskwa.
- DOUVILLÉ H. 1907. Perforations d'Annélides. — Bull. Soc. Géol. France, 7, s. 4. Paris.
- DŻUŁYŃSKI S. 1949. Spostrzeżenia nad utworami litoralnymi jury brunatnej na południe od Krzeszowic (Littoral deposits of the Middle Jurassic South of Krzeszowice). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XIX. Kraków.
- DŻUŁYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1956. Zagadnienie żył klastycznych w osadach fliszowych na tle sedimentacji fliszu karpaccyckiego (Clastic dikes in the Carpathian Flysch). — Ibidem, t. XXVI.
- ELLENBERGER F. 1947. La probléme lithologique de la craie durcie de Meudon. — Bull. Soc. Géol. France, 17. Paris.
- FAGERSTROM J. 1955. Unusual desiccation cracks in the Benwood limestone of eastern Ohio. — Bull. Geol. Soc. Amer., 66/3. New York.
- FAUVEL P. 1927. Polychètes sédentaires. In: Faune de France, 16. Paris.
- GANSS O. 1938. Zugspalten im Dachsteingebiete. — Geol. Rundschau, Bd. 29, H. 7/8. Stuttgart.
- GARECKI R. 1956. Kłastičeskie dajki. Izv. Akad. Nauk SSSR, s. geol., nr 3. Moskwa.
- GIGNOUX M. 1950. Géologie stratigraphique, ed. IV. Paris.
- HEIM ALB. 1919. Geologie der Schweiz, Bd. I. Leipzig.

- HORWITZ L. & RABOWSKI F. 1922. O liasie i doggerze wierchowym w Tatrach (Sur le Lias et le Dogger haut-tatriques de la Tatra). Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), nr 3. Warszawa.
- JAROSZEWSKI W. 1957. Geologia pasma Świerkul (On the geology of the Świerkule range in the Tatra Mts.) — *Acta Geol. Pol.*, vol. VII/4. Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M. 1957. Geomorfologia. Łódź-Kraków.
- KOTAŃSKI Z. 1955a. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative of genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the high-tatric Triassic in the Tatra Mts.) — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXIV. Kraków.
- 1955b. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr (Vermicular limestones from the high-tatric Middle Triassic of the Tatra Mts.) — *Acta Geol. Pol.*, vol. V/3. Warszawa.
- 1956. O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach (Stratigraphic and palaeogeographic problems in the high-tatric Keuper). — *Ibidem*, vol. VI/3.
1959. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich. W: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, t. IV (Stratigraphical sections of high-tatric series in the Polish Tatra Mts. In: From geological researches in the Tatra Mts., vol. IV). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 139. Warszawa.
- KRAMER W. 1934. Dolomite dikes in the Texas Permian. — *J. Geol.*, vol. 42, no. 2. Chicago.
- KSIAŻKIEWICZ M. 1954. Jura i kreda Bachowic (The Jurassic and Cretaceous of Bachowice). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXIV. Kraków.
- LESSERTISSEUR J. 1955. Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. — *Mém. Soc. Géol. France, N. sér.*, vol. 34, fasc. 4. Mémoire no. 74. Paris.
- ŁOMNICKI M. 1886. Słodkowodny utwór trzeciorzędny na Podolu Galicyjskiem (Tertiäre Süßwasserbildung in Galizisch Podolien). — *Spraw. Kom. Fizjogr. A. U. w Krakowie (Bericht d. Fiz. Com. d. Akad. d. Wissensch. in Krakau)*, t. XX. Kraków.
- MOORE C. 1867. On abnormal conditions of secondary deposits when connected with the Sommersetshire and South Wales coal-basin; and on the age of the Sutton and Southerndown series. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 23. London.
- MÜLLER O. F. 1771. Von Würmern des süßen und salzigen Wassers mit Kupfern. Kopenhagen.
- PASSENDORFER E. 1950. Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression éocène dans la Tatra). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XX. Kraków.
- 1954. Jak powstały Tatry. Wyd. III, uzup. Warszawa.
- 1958. W sprawie sedymentacji eocenu tatrzańskiego (About sedimentation of the Eocene in the Tatra). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VIII/3. Warszawa.
- PAVLOW A. 1896. On dikes of Oligocene sandstone in the Neocomian clays of the district of Alatyry, in Russia. — *Geol. Mag.*, 3. London.
- PRELL H. 1926. Fossile Wurmrohren. *N. Jb. Min. Geol. Pal.*, Bd., 53, Abt. B. Stuttgart.
- PROKOPOVICH N. 1952. The origin of stylolites. — *J. Sedim. Petrol.*, 22/4. Menasha.
- PRUVOST P. 1943. Filons clastiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 13. Paris.
- De QUATREFAGES M. 1865. Histoire naturelle des Annelés marins et d'eau douce. Paris.

- RABOWSKI F. 1922. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1921 w Tatrach, w Niżnich Tatrach, na płycie Muranów i w Pieninach (Compte-rendu des explorations effectuées en 1921 dans la Tatra, la Basse Tatra, le plateau de Muranów et dans les Piénines). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), nr 3. Warszawa.
- 1931. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1930 w Tatrach (Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1930 dans la Tatra). — Ibidem, nr 30.
- RIGBY J. 1953. Some transverse stylolites. — J. Sedim. Petrol., 23/4. Menasha.
- ROGER J. 1952. Classe des Chaetopodes. In: Piveteau J., Traité de Paléontologie, 2. Paris.
- SHROCK R. 1948. Sequence in layered rocks. New York — Toronto — London.
- SHROCK R. & TWENHOFEL W. 1953. Principles of Invertebrata Paleontology. New York — Toronto — London.
- SMITH A. & RAST N. 1958. Sedimentary dykes in the Dalradian of Scotland. — Geol. Mag., 95. Hertford.
- SÖDERSTRÖM A. 1923. Über das Bohren der *Polydora ciliata*. — Zool. Bidrag 8. Uppsala.
- STEARNS H. 1938. Ancient shore lines on the island of Lanai, Hawaii. — Bull. Geol. Soc. Amer., 49. Washington.
- STRACHAN I., TEMPLE J. & WILLIAMS A. 1948. The age of the neptunian dyke at Hazler Hill. — Geol. Mag., 85, Hertford.
- UHLIG V. 1897. Geologie des Tatragebirges. — Denkschr. Wiss., Bd. 64, H. 1, Wien.
- VITANAGE P. 1954. Sandstone dikes in the South Platte Area, Colorado. — J. Geol., vol. 62, no. 5. Chicago.
- WÓJCIK K. 1907. Exotica fliszowe Kruhela Wielkiego pod Przemyślem (Exotische Blöcke im Flysch von Kruhel Wielki bei Przemyśl). — Bull. Int. Acad. Pol. Kraków.
- WÓJCIK Z. 1956. Stratygrafia, tektonika i sedymentologia serii wierchowej na lewym zboczu Doliny Chochołowskiej, między Przełęczą Bobrowiecką i Zawiesistą. — Praca magisterska wyk. w Zakł. Geol. Dynam. U. W., nie publikowana.
- WRIGLEY A. 1949. Les opercules de Serpulidés de l'Éocène du Bassin de Paris. — Bull. Soc. Géol. France, 19. Paris.

A. РАДВАНЬСКИ

ЛИТОРАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ В ЛЕЙАСЕ В СМЫТНЕЙ ДОЛИНКЕ

(ЗАПАДНЫЕ ТАТРЫ)

(Резюме)

Рассматриваемые литоральные структуры находятся в Смытней Долинке в подошве лейаса автохтонной верхнетатранской (верховой) единицы серии Тьльковых Коминов в Западных Татрах. Самой важной формой является фалеза, сохранившаяся в зрелой стадии развития, что указывает на весьма быстрое погружение материка, построенного из норийских пород и что позволяет считать

лейасовую трансгрессию весьма быстрой. Ввиду того, что существуют два береговых обрыва с разными экспозициями, трудно определить, с которой стороны находилось открытое море и трудно определить, лежала ли фалеза непосредственно над ним.

В пределах фалезы развились в изобилии дайки и кластические жилы, в особенности же у одного из береговых обрывов, что позволяет предполагать, что трещины образовались вследствие выщелачивания морской водой. Группировка их на одном уровне могла бы свидетельствовать об установлении на протяжении некоторого времени предела зоны прибоя или распыскивания. Дайки и жилы, в преобладающей части, выполнены морскими песками лейаса, а затем в зоне прибоя происходил не только размыв трещин, но также происходило их заполнение.

Часть жил выполнена желтой мергелистой субстанцией, которая встречается также спорадически в выполнении даек, а почти всегда выступает в окончании жил, в местах их выклинивания, а также в отходящих от жил стилолитовых швах. Таким образом, эта субстанция эллювиального происхождения, а присутствие ее в трещинах свидетельствует об их несовершенном промывании перед заполнением песком.

Общее расположение даек указывает на какую то предрасположенность в их образовании. Принимая во внимание, что дайки и большие жилы развились в двух пересекающихся направлениях и сами часто заканчиваются диаклазой, образование их следует связывать с древне-кимерийскими тектоническими нарушениями, которые согласно с исследованиями З. Котаньского (1956) были повсеместными в верхнетатранской серии. Развитие стилолитовых швов вдоль диаклазов и перемещение их в кластические жилы свидетельствуют о том, что процесс выщелачивания вдоль диаклазов начался еще во время древне-кимерийских движений. Окончание его наступило в литоральной зоне, во время вторжения нижнелейасового моря.

Материк, на который ингридировало нижнелейасовое море, образовался во время древне-кимерийских движений после рэта, так как следовые его отложения сохранились как выполнение корридоров вертящих полихетов в норийских гальках доломитов, находящихся в отложениях верхнего лейаса. Ввиду отсутствия следов рэта в выполнении даек и кластических жил, вскрытие диаклазовых трещин на поверхность должно было произойти в период, когда рэтские отложения были уже с поверхности устранены.

Комплекс литоральных форм пополняют абразионные поверхности, лежащие под и над клифом. Идеальное сохранение фалезы кажется свидетельствовать о том, что она является фрагментом

последнего акта абразионного действия на этой территории, а затем береговая стена вместе с нижней абразионной поверхностью образовалась путем врезания в верхний абразионный уровень, который тем самым является старшим.

Описаны также проявления химического выветривания, происходящего в зоне абразии, которое привело к очень густой трещиноватости некоторых партий фалезы, верхней абразионной поверхности, больших блоков, а иногда даже к полному перерезыванию трещинками меньших галек. Формы выветренных трещин, по сравнению с дайками и кластическими жилами, являются микрорельефом.

В отложениях нижнего лейаса упомянутых выше лежащих литоральных образований находятся гальки доломитовых норийских пород, принесенные из сублиторальной зоны. В большинстве случаев они продырявлены более или менее от края либо во всей своей массе вертящими полихетами *Potamilla reniformis* O. F. Müller, принадлежащими к семейству Sabellidae. Самый клиф не был однако-же соответствующим местом для их развития и следы упомянутых организмов там отсутствуют, кроме нескольких корридоров, лежащих на верхней абразионной поверхности.

В отложениях высшего лейаса, указывающего на все более значительное углубление моря, буренные *Potamilla*'ми гальки подвергаются все большему раздроблению, что приводит одновременно к исчезновению биотопов этих вертящих организмов.

Литоральные структуры, в данное время, выступают единственно в одной партии обнажений контакта норийского яруса с лейасом в верхних партиях Смытней Долинки.

A. RADWAŃSKI

**LITTORAL STRUCTURES (CLIFF, CLASTIC DIKES AND VEINS,
AND BORINGS OF POTAMILLA) IN THE HIGH-TATRIC LIAS**

(Summary)

ABSTRACT; Description is given of littoral structures such as cliff with blocks, surfaces of abrasion, clastic dikes and veins, also weathering fissures, excellently preserved in the lower high-tatric Lias of Smytnia Valley (Polish Western Tatra).

Common borings of the polychaete *Potamilla*, noted in pebbles of Norian dolomites, belong to sub-littoral structures.

The land, on whose shores littoral structures were formed during the Liassic transgression, is built of carbonate rocks of the Norian stage. Rhaetic sediments, however, occur in some polychaete borings. Clastic dikes and veins have formed on diacalse surfaces and are filled by Liassic material only. Hence, the elevation above sea level of the sedimentary complex in the Smytnia Valley, associated with the lithification and diacalse of sediments, must be post-Rhaetic but pre-Liassic.

No detailed studies have thus far been undertaken on the contact of the Triassic with the Jurassic in the parautochthonic high-tatric series, outcropping in the Smytnia Valley. L. Horwitz and F. Rabowski (1922) turned their attention to the stratigraphy only of the Jurassic deposits, dating the bottom of the series as Synemurian. The top part of the Triassic was by Z. Kotański (1956, 1959) referred to the Norian. The cliff breccia only is recorded by him (1955a, 1956, 1959) from the base of the Lias.

The studied littoral structures crop out only in the upper part of the Smytnia Valley, at an altitude of about 1450 m a.s.l., in the bed of gully.

SURFACES OF ABRASION

Fig 2. shows the presence of three abrasion surfaces, two of which are exposed. The western one of the surface is not connected either with that overlying or that underlying the cliff. It may, possibly, not even be a prolongation of either of them since it stretches into meridional and equatorial directions where the same abrasion may not have developed two different surfaces.

The abrasion surface overlying the cliff is not uniform, but with many hummocks and depressions. The highest hummock is 75 cm in height, 2 m at the base. Many weathering fissures and sporadical borings of *Potamilla* are encountered.

The age of the surface underlying the cliff differs from that of the overlying one. The behaviour of the cliff apparently indicates that it is

a fragment of the last period of abrasion in this area. Hence, the formation of the cliff (littoral wall) together with its lower surface would be due to incision into the upper abrasion level which is consequently of an older age.

CLIFF

The cliff (figs 1 & 3) is the result of abrasive action of the Liassic sea eroding land built up of carbonate complexes, mainly of dolomitic Norian rocks (Kotański 1956, 1959). It presents a strikingly diversified relief, suggestive of its maximum development and preservation within deposits at its morphological maturity. Its height may be roughly estimated as four m.

A talus of blocks broken off from the shore occurs at the cliff. The larger blocks, up to 1 m. (pl. XIX, fig. 1.) are more angular, the smaller ones more rounded. The largest block of the Norian rocks, with dimensions of 2.5×3.0 m. rests on the upper surface of abrasion and, therefore, was associated with another cliff that has not been preserved.

The uniform arrangement of blocks along the whole cliff, from bottom to top, as well as gravel beds due to action of turbulent waters showing diagonal bedding in relation to the adjacent Liassic sandstones, all indicate the time of their deposition. It must have continued throughout the subsidence of the cliff, simultaneously with the sedimentation of immense amount of quartz-dolomite sands under which the entire sea shore was buried.

The wave-cut notch, shown centrally in fig. 1, probably belongs to another cliff, differently exposed. Different conditions must have prevailed here, responsible for the formation of clastic dikes and veins.

Two cliff walls occur, therefore, within the outcrop, one looking west, the other north or south (the meaning of the visible intersectional picture is uncertain). Hence it is difficult to determine the position of the open sea or to ascertain whether the cliff occurred right on the sea shore.

The beautiful preservation of the cliff and the varied relief forms of the upper abrasion surface suggest great abruptness of the Liassic transgression.

Weathering in the cliff area

Locally the surface of abrasion and the littoral wall are densely cut up by closely netted minute chinks of a few millimetres, infilled by

Liassic sand. Elsewhere, the littoral structures are perfectly smooth. The conditions here apparently correspond to the abrasive action in previously fissured cliff areas.

Frequently the chinks have a regular course and show their correspondence to directions of or their termination in diaclasses. This weathering process was of chemical nature and occurred within the reach of the action of sea breakers or the overlying zone of dispersion (spray zone). Pebbles of Norian rocks have also been weathered in the latter zone, most likely on the shore just above the cliff. These pebbles were parallelly grooved in several directions corresponding to those of diaclasses. The grooves were subsequently infilled by sand. The present intersectional picture of pebbles is that of a surface seemingly sand-incrusted, in a two-directional pattern crossing at highly obtuse angles (figs. 3 and 4).

Chemical weathering occurred here also along the bedding plane and the less resistant laminae, also involving the matrix of the sedimentary breccias, plentiful within the upper Norian beds (Kotański 1956). At first sight after the matrix had been leached and replaced by Liassic sand, the pebbles of these breccias have the appearance of elements of sedimentary breccias formed during the Lias. Complete layers consisting of this type of pebbles only, occur among Liassic sands above the outcrop with the cliff (pl. XX, fig. 1).

CLASTIC DIKES AND VEINS

Wave-cut notches are not the only ones to occur on the shore of the Liassic land. The sands transported here infilled a complicated pattern of fissures, by way of which they penetrated into the substratum, down to a depth of 11 m from the level of the upper abrasion surface formed in the uppermost parts of the then existing land. After being infilled the fissures, extremely regular in course, produced forms by the writer referred to as clastic dikes and veins. In Shrock's (1948) classification they belong to „clastic dikes formed by filling of surface fissures”.

Clastic dikes are by the writer distinguished from clastic veins on morphological differences.

Clastic dikes have formed by the filling of fissures, on the whole not less than 4 to 10 cm across, with walls in most cases mutually parallel. These fissures run in a straight or somewhat meandering line, with the walls continually parallel. Their strike is oblique in relation to the bedding of rocks within which they have been formed (figs. 1 & 5; pl. XXII, fig. 1).

Clastic veins, on the other hand, have formed by the filling of fissures much narrower across, mostly from 1 to 1.5 cm, though chinks only a few millimeters across are also encountered. On the whole these chinks have a constant trend but vary in such details as width, dip, and strike. Moreover they have numerous branchings of the type of minute chinks running transversely to or concordantly with the surrounding rock beds, or of the type of undulation seams (figs. 1 & 5; pl. XXI, figs. 1-2).

The length of dikes shown in section is up to 1.05 m (dike 1 in fig. 5), that of veins attains 2.6 m (fig. 5 — vein connecting dike 1 with dike 4 and penetrating deeper down).

Dike 9 (fig. 1) has penetrated deepest into the substratum. It crops out to the surface almost concordantly with Norian beds. Along 2 m it has a constant thickness of 10 cm, farther east widening up to 30 cm. This dike is exposed over an area of 4 m transversing between Norian beds the gully bed and giving the semblance of a normal stratum. However, it represents neither a stratum nor a clastic sill since it has a dip of 50° to the north while the substratum beds here dip likewise at an angle of 50° but to the south.

A feature characteristic of all dikes is that in section they resemble small rectangles, hence their geometric figure must correspond to more or less elongated parallelograms. Their completely blind terminations, without thinning out, are observable in vertical section of the sill-like bifurcations of dike 7 (fig. 1) which has served in the plotting of a block-diagram (fig. 6). Occasionally the dikes terminate by gradually thinning out and deviating from their regular course, first to become vein-like and finally wedge out completely.

Veins either resulting from modified dikes or formed independently (at least as seen in intersection), also those connecting the particular dikes (the connecting arms of Cross 1894; the feeder dike of Anderson, 1944) have a less regular course, hence their sections vary. Sporadically, the veins form pockets and pits (figs. 3 & 5). They end blindly, similarly as dikes, or gradually thin out into minute veins, 1-2 mm in diameter, mostly meandering. At that stage the infilling sand grains are still encountered. In their farther course, however, they taper increasingly, so as to be less than a sandgrain across and are filled up by a marly yellow substance. In these places the detritic vein takes on the character of an undulation seam while the marl filling becomes like stylolitic clay skin (terms used by Prokopovich, 1952).

Minute meandering veins often passing into undulation seams also develop at the corners of blindly ending dikes (dikes 4, 5, 7a and 8 in figs. 1, 5 and 6).

The arrangement pattern of dikes, and regular veins, also the main trend of the meandering veins obviously indicate certain directions not resulting from the lithology of the substratum of dikes. These directions have been shown concordant with the directions of the most distinct diaclasses, while dikes or veins often terminate as diaclasses. These, therefore, must be dated as post-Norian but pre-Liassic, hence associated with old-Cimmerian disturbances which, according to Z. Kotański (1956) were at that period of common occurrence within the Tatra Mts.

The termination of dikes in stylolites of the type of undulation seams of even half undulation-half stylolitic seams (terms used by Prokopovich, 1952) indicate the analogous nature of processes responsible for the formation, on the one hand of fissures, on the other of stylolites. The same applies to the formation of seams in any one spot of the dike, but in a direction always approximately agreeing with those of diaclasses which had a bearing on the formation of dikes and veins. In any case the seams must have developed after the lithification of Norian deposits, since they often run vertically to their lamination (pl. XXI, fig. 1). On the basis of research work done by D. Blake & C. Roy (1949), also by J. Rigby (1953) the leaching of Norian rocks along diaclasses, and the formation of stylolites may supposedly be referred to the compression period during the old-Cimmerian disturbances. It should be noted that the above named processes occurred simultaneously with or only just prior to the development of fissures which, after being infilled produced dikes.

In addition to the here mentioned forms of definite shape, the occurrence has been noted of Liassic sandstone not associated with dikes or even irregular pockets but smeared out at random and having the appearance of sand splotched over and glued to the recent surface of the rock (e.g. sandstone stain just above dike 6 in fig. 5). Such forms are the erosive remnants of dikes and veins which run more or less parallel to the outcrop. Sometimes these remnants are confined to detached, loosely spaced sand grains.

The morphology of dikes and veins indicates the infilling of open fissures. The material they contain is calcareous quartz-dolomite sandstone identical with the overlying Liassic sandstones. These features suggest that the dikes and veins have been formed by the infilling or influx of Liassic sediments into the underlying Norian rocks. Fractions of gravel observed elsewhere in the Lias are absent from the exotic arenaceous material filling the fissures. On the other hand the occurrence in them is noted of large dolomite fragments (pl. XXI, fig. 2; pl. XXII, fig. 1). Hence it may be supposed that the net of fissures communicated with the surface by means of narrow chinks subsequently modified into veins,

while the dikes of this system are isolated (fig. 5). This, however, did not check the fact that outjuttings — too large to be subsequently dissolved or carried to the surface — were broken off the fissure walls by migrating sands (the ramonage of Pruvost, 1943). In some places the rubble thus formed accumulated more plentifully, e.g. in depressions and blind ends of dikes (fig. 7).

The minute veins are sometimes infilled not by sand but by dolomitic yellow-coloured marl. It also fills some diacalse fissures or thickenings within them, as well as the endings of some veins. Marl, therefore, constitutes here the eluvium of dissolved Norian rocks, while the structures it infills are the initial stages of clastic dikes and veins. The eluvial substance was half-consolidated, creeping down or flowing into lower fissures, as is suggested by its vermicular-like structures. The migration of eluvium gave rise to the formation in fissures of marl balls (fig. 8) or marl streaks within the sandstone infilling the fissure. These balls and streaks display rich sand incrustations also suggestive of their semi-consolidated condition. The leaching of fissures was, therefore, a calm process and the resulting system did not initially communicate with the deposition sites of transported sand. As soon as communication was opened up the Liassic sand started to penetrate downwards and was mixed up with the eluvial fissure slime. The penetration of sands probably put an end to the dissolving processes and checked further development of these fissures, hence they have persisted in their embryonal form. Such embryonal veins occur foremost close to the cliff wall (fig. 3).

Mature forms of dikes and veins, on the other hand, are assembled distinctly below the wave-cut notch (central part of fig. 1), shedding some light on their origin. The dikes and veins have been formed by the infilling of fissures outwashed by the action of breakers which sprayed the cliff. Their arrangement on a constant level is due to a period of stabilised reach of the action of breakers and spray.

Thus, fissures in Norian rocks owe their origin to the action of sea water in transitional environment (partly subaquatic partly subaerial) in a cliff, hence truly still on land. Rainwater or ground water penetrating into the fissures of the rocky shore may also have participated in their formation, but there are no remnants of karst processes which met here with conditions unfavourable to their development.

The action of sea breakers compressing the air in cliff fissures may be responsible for the infilling of narrow veinlets with sand of the same or sometimes even coarser fraction. Hence it may be inferred that wave action on the cliff is associated not only with the formation of fissures but likewise with their infilling.

RELATION OF THE LIAS TO THE NORIAN

Before being examined several of the structures here reported upon, at first sight suggested the contemporaneous formation of sediments of the carbonate facies, so characteristic of the Norian, with those of the clastic facies typical of the Lias, and their gradual mutual replacement in the vertical stratigraphic column. These structures are: the clastic dike cropping out in conformity with Norian beds, the horizon of weathered pebbles due to erosion of Norian breccias, parts of veins infilled by yellow marly eluvial substance closely resembling some Norian marly dolomites, remnants persisting after the erosion of dikes and veins giving the semblance of syngenetic sandiness of the Norian sediments. Subsequently, however, these appearances proved fictitious, while in reality there exists a marked discontinuity of sedimentation between the carbonate Norian facies and the clastic Liassic facies.

BORINGS OF POTAMILLA

Conditions prevailing in the Liassic sea were highly favourable to the thriving of lithophagae which have left copious evidence of their activities. They are the numerous canals burrowed in the substratum, i.e. the carbonate Norian rocks, preserved almost exclusively in pebbles of these rocks. All the lithophagae are congeneric. Their first mention was made by Z. Kotański (1959).

The contour of the canals is shown in sections (text fig. 9, pl. XXII, fig. 2 and pl. XXIV). The canals there are pipe-like, with perfectly circular section, isodiametric throughout their length, without thickenings or constrictions, terminating — according to a term used by F. Ellenberger — as a glove finger. The canal surface is smooth, not outjutting or bifurcating. Their average diameter ranges between 2 and 3 mm, never exceeding 3.7 mm. In addition to the "large" forms the occurrence has been noted of smaller specimens. Forms with the average diameter of 1 mm (ranging from 0.75 to 1.4 mm) are the most numerous. These forms, named "small" for the sake of convenience, have features analogous to the "large" forms.

The elongated contour of the canals is almost rectilinear, gently undulating, only rarely strongly flexed or crescent. One of the specimens has the appearance of being bent at an angle of about 15°.

Since the canals have been preserved in pebbles it is difficult to determine the length of the canal occupied by lithophagae during their lifetime. The longest fragments of borings noted in pebbles vary from 1.5 to 2 cm., very rarely attaining 3 cm. The maximum specimen is 3.7 cm. long and pierces the full length of the pebble.

The borings run in various directions in relation to the surface of of the same plate contains, among others canals almost parallel to the surface, very closely spaced as 8 outlets fit into 2.2 cm². Pebble in fig. 3 of the same plate contains, among others canals almost parallel to the surface. Sporadically canals on the upper surface of abrasion are placed at intermediate angles.

The canals burrowed by lithophagae are single. They do not bifurcate or intersect.

Characteristic borings of lithophagae agree with those ascertained by F. Ellenberger (1947) as borings of polychaete of genus *Potamilla* Mgrn. According to that author his forms are identical with the living species *Potamilla reniformis* O. F. Müller (= *Sabella saxicola* Grube = *Sabella saxicava* de Quatrefages).

Some individuals of *Potamilla* seem to have been more successful in finding living conditions better adapted to their burrowing habits. Fig. 2 in pl. XXIV shows a pebble where the borings though not intersecting but running in various directions, are clearly associated with two planes intersecting at almost right angles. Lithophagae here burrowed along the planes of diaclasses which had, probably, been partly weathered. In fig. 1 of pl. XXIV we can see a "small" form boring in an abandoned canal of a "large" form.

Observations undertaken to establish the ecology of *Potamilla reniformis* O. F. Müller indicate that lithophagae lived in ecological niches which occurred diagonally to the fraction sequence of clastic materials deposited at a certain distance from the shore. They are seldom present in the cliff facies, but they overcrowded the sub-littoral facies burrowing through the rocky floor, blocks and larger pebbles. In the shelf facies the biotopes disappear — the dominant process here is the redeposition of the damaged dwelling places of lithophagae, transported from formerly occupied areas, which had been crushed into rock fragments only a few millimetres in size but still bearing traces of burrowing (pl. XXIII, fig. 1).

REMAINS OF RHAETIC SEDIMENTS

The main part of *Potamilla* borings is infilled by the same materials as that in which the pebble lies. Sporadically, however, they are filled with dark micro-organic detritic limestone not recorded from the Lias. A pebble has been discovered (pl. XXIII, fig. 2) showing the existence of two generations of lithophagae. The "light" (Liassic) generation is younger than the "dark". Dr Z. Kotański asserts that the dark filling greatly

resembles Rhaetic sediments from the neighbouring sections worked out by him. The Rhaetic age seems reasonably assignable to the first generation of lithophagae from the Smytnia Valley.

CONCLUSIONS

The examined structures shed a light on the processes occurring within the sedimentation area of the Smytnia Valley at the contact of the Triassic with the Jurassic. Marine Rhaetic preserved in lithophagae borings only is the next sediment following Norian deposition. Since the morphology of their canals suggest burrowing in hard rock, lithification processes must have occurred prior to the Rhaetic, possibly even in association with emergence.

Diaclases along which the clastic dikes and veins formed are of pre-Norian and post-Liassic age, while intense erosion (denudation of Rhaetic sediments, development of abrasion) occurred in post-Rhaetic but pre-Liassic time. It, therefore, seems very probable that in this region the strongest disturbances of the position of sediments, connected with their final lithification and fissuring, must have taken place after the Rhaetic but before the Lias. These were old-Cimmerian disturbances, according to Z. Kotański (1956, 1959) very common in high-tatric units, though of varying intensity in the several regions of sea basin.

The repeated transgression of the Lower Liassic sea attacked an area morphologically altered and less resistant to abrasion. Besides the formation of typical cliff structures we may infer here processes connected with dissolution and later outwashing of diacalse fissures, probably by the agency of sea breakers rising high above their normal reach. Liassic sand infilled or influxed these fissures to produce clastic dikes and veins. In a short time sand had been deposited in such vast abundance that the cliff structures were buried in the sediments, the sea shore migrated into more distant areas, while calm conditions of Liassic sedimentation prevailed in the here studied region.

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa, November 1958*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XIX-XXIV

DESCRIPTION OF PLATES XIX-XXIV

PL. XIX

Największy blok (A na fig. 3 w tekście) w obrębie falezy. Widać na nim warstwowanie z zaburzeniami sedymentacyjnymi (schematycznie zaznaczone także na fig. 3)

Fot. Z. Kotański

Largest block (marked A in text-fig. 3) within the cliff. Note lamination with sedimentary disturbances (schematically in fig. 3 also)

PL. XX

Ławice zwietrzałych otoczków (jasne) z poziomów brekcji noryckich leżące w piaskowcach liasu (ciemne). Poniżej młotka przekrój gruboskorupowego małża liasowego

Fot. Z. Kotański

Layers of weathered pebbles (light) from Norian breccia horizons in Liassic sandstones (dark). Section of thick-shelled Liassic lamellibranch (below hammer)

PL. XXI

Fig. 1

Żyła klastyczna z odgałęzzeniami oraz odchodzącymi od niej szwami stylolitowymi
Nieco zm.

Fot. B. Daćków

Clastic vein with bifurcations and stylolitic seams

Slightly reduced

Fig. 2

Żyła klastyczna z okruchami dolomitów (ciemne) oderwanymi od ścian szczeliny. W wapieniu noryckim konkretyki kwarcowe (jasne plamki) bezładnie rozrzucone bądź zlewające się w soczewki zgodnie z warstwowaniem

× 0,5

Fot. B. Daćków

Clastic vein with dolomite fragments (dark) broken off the fissure walls. Minute quartz concretions (light patches) fortuitously dispersed in Norian limestone; or fused into lenses conformably to the bedding

× 0,5

PL. XXII

Fig. 1

Dajka klastyczna (4 na fig. 5 w tekście) dochodząca do wąskiej żyły klastycznej i tu kończąca się. W podłożu — skale noryckiej — zaburzenia sedymentacyjne

Fot. Z. Kotański

Clastic dike (dike 4 in text-fig. 5) reaching to the narrow clastic vein and terminating there. Sedimentary disturbances within the substratum of Norian rock

Fig. 2

Otoczek dolomitu noryckiego ze skałotoczami. Lias dolny. Małe Kopisko.

Coll. Z. Wójcik

Nieco zm.

Fot. J. Błaszyk

Pebble of Norian dolomite with lithophagae. Lower Lias. Mt. Małe Kopisko

Slightly reduced

PL. XXIII

Fig. 1

Drobny gruz dolomitowy ze śladami skałotoczy. Lias górny. Dolinka Smytnia
Nieco pow.

Fot. J. Błaszyk

Fine dolomitic rubble with lithophagae borings. Upper Lias. Smytnia Valley
Slightly magnified

Fig. 2

Otoczak dolomitu z dwiema generacjami skałotoczy: ciemne wypełnienia retyckie,
jasne liasowe. Lias górny. Dolinka Smytnia

× 2,5

Fot. J. Błaszyk

Dolomite pebble with two generations of lithophagae: dark infillings are Rhaetic,
light ones Liassic. Upper Lias. Smytnia Valley

× 2,5

PL. XXIV

Fig. 1 i 2

Korytarze *Potamilla reniformis* O. F. Müller odpreparowane z otoczaka marglistego.
Lias dolny. Dolinka Smytnia

fig. 1 × 2

fig. 2 × 1,5

Fot. J. Błaszyk

Figs. 1 and 2

Borings of *Potamilla reniformis* O. F. Müller etched from a marly pebble. Lower
Lias. Smytnia Valley

fig. 1 × 2

fig. 2 × 1,5

Fig. 3

Otoczak dolomitu noryckiego ze skałotoczami. Lias dolny. Dolinka Smytnia

Wielkość nat.

Fot. J. Błaszyk

Pebble of Norian dolomite with lithophagae. Lower Lias. Smytnia Valley

Natural size







Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2

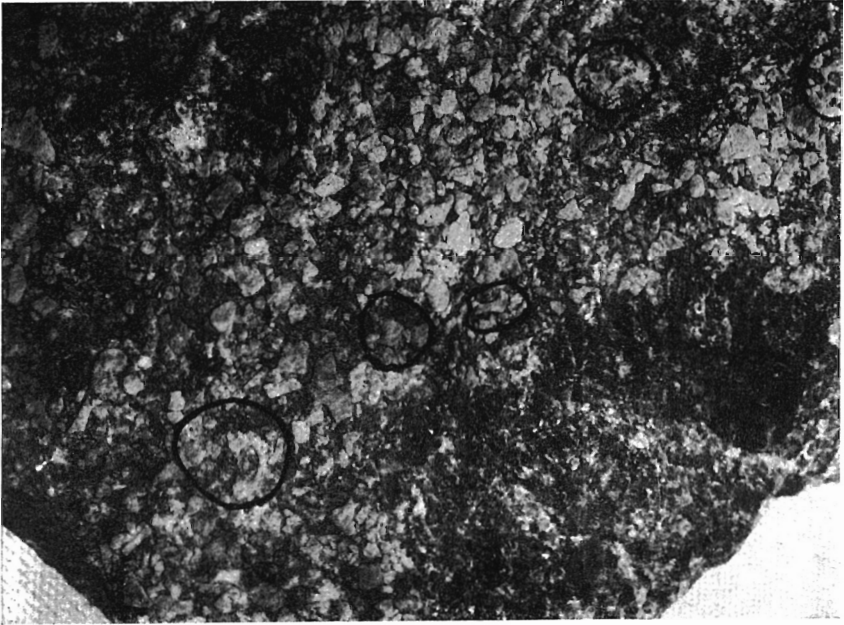


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2

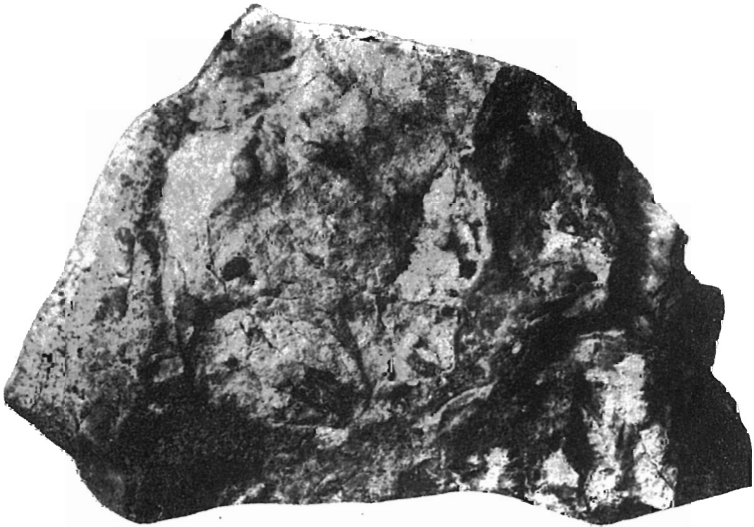


Fig. 3