

KRZYSZTOF BIRKENMAJER i OLGA PAZDRO

## W sprawie tzw. „warstw ze Sztolni” w pienińskim pasie skałkowym Polski

**STRESZCZENIE:** Autorzy dyskutują nad problemem wieku i pozycji stratygraficzno-tektonicznej utworów znanych dotychczas pod nazwą aalenu fliszowego, dla których W. Sikora (1962a,b) zaproponował nową nazwę „warstw ze Sztolni”, zaliczając je do środkowej kredy. Na podstawie wykonanych badań geologicznych (K. Birkenmajer) i analizy mikrofaunistycznej próbek pobranych z omawianych utworów (O. Pazdro) autorzy przyjmują, że cytowane przez W. Sikorę (1962a,b) otwornice środkowokredowe najprawdopodobniej pochodzą z zanieczyszczeń. Na podstawie dotychczasowych danych należy utrzymać doggerski wiek i nazwę stratygraficzną aalenu fliszowego, natomiast należy zaniechać stosowania nazwy „warstwy ze Sztolni”. W części geologicznej pracy (K. Birkenmajer) przedstawiony jest profil stratygraficzny serii magurskiej (jura-paleogen) północnego obrzeżenia pienińskiego pasa skałkowego na wschód od Szczawnicy, stosunek transgresywnego paleogenu do utworów skałkowych, jak również zagadnienia strukturalne obszaru ze szczególnym uwzględnieniem fałdowań górnokredowych i popaleogeńskich.

### Część geologiczna

(napisał Krzysztof Birkenmajer)

#### WSTĘP

Przed kilku laty W. Sikora (1962a,b), przeprowadzając badania sedymentologiczne w strefie północnego obrzeżenia pienińskiego pasa skałkowego Polski na wschód od Szczawnicy, opisał w potoku Sztolnia koło Jaworek osady odpowiadające swoją charakterystyką litologiczną utworom aalenu fliszowego (Sikora 1962b, s. 204).

Mikrofauna oznaczona przez J. Blaicher z próbek łupków składała się z licznych otwornic z rodziny Lagenidae (bez bliższej charakterystyki), a w niektórych próbkach stwierdzono też występowanie kilku okazów *Globigerina infracretacea* Glaess. i *Ticinella roberti* Gand. Po-

nadto w jednej próbce znaleziono *Praeglobotruncana stephani stephani* (Gand.). Na podstawie tych otwornic W. Sikora (1962b) przyjął dolnocenomański wiek opisanych przez siebie utworów, nadając im nazwę *warstw ze Sztolni*.

Bezpośrednio wyżej (w sensie stratygraficznym), zdaniem W. Sikory (1962b), występuje cienki kompleks charakterystycznych osadów, a mianowicie (od dołu do góry):

a) Lupki ilaste, miejscami skrzemionkowane, zielone, zawierające liczne okazy *Plectorecurvoides alternans* Noth, jak też *Nodellum velascoense* Cushm., *Uvigerinammina jankoi* Majz. i *Haplophragmoides* sp. oraz radiolarie . . . . . 0,3 m

b) Lupki ciemnoszare, z nalotami tlenków manganu, z kilkunastoma wkładkami cienkich (1—7 cm) łupków bentonitycznych. W środku ogniwa występuje kilka cienkich wkładek (po ok. 15 cm) czarnych łupków bitumicznych z nalotami jarosytu, przypominających łupki menilitowe. Ponadto w górnej części ogniwa występuje kilka cienkich ławic ciemnoszarych, prawie czarnych piaskowców z licznymi kryształkami pirytu . . . . . ok. 2,0 m

c) Lupki ilaste, miejscami skrzemionkowane, zielone, zawierające radiolarie . . . . . 0,8 m

Powyższy kompleks ogniw (a—c), zaliczony przez W. Sikorę (1962b, fig. 2) do wyższego cenomanu, ma podścielać łupki warstw pstrych, które — jego zdaniem — reprezentują turon i niższy senon. Wyżej przychodzą warstwy inoceramowe (zaliczone do wyższego senonu, danu i paleogenu) i wreszcie piaskowiec magurski (zaliczony do dolnego eocenu).

W całości zespół warstw, od warstw ze Sztolni do piaskowca magurskiego włącznie, został zaliczony przez W. Sikorę (1962b) do serii magurskiej, nasuniętej na pas skałkowy od północy.

Warstwy ze Sztolni *sensu* W. Sikora zostały zaakceptowane przez S. Gerocha, L. Koszarskiego i M. Książkiewicza (in Bieda et al. 1963). Ich wiek, przyjęty początkowo jako cenoman niższy, został później określony jako alb (?)—cenoman (Blächer, Sikora & Żytko 1963).

Wyróżnienie przez W. Sikorę (1962b) warstw ze Sztolni, o charakterystyce litologicznej typowego aalenu fliszowego, wzbudziło zastrzeżenia autora (Birkenmajer 1963c), który, nie znając ścisłej lokalizacji profilu wyjściowego zbadanego przez W. Sikorę (co nie zostało podane w jego pracy), wysunął sugestię, że W. Sikora zaliczył do litotypu „aalenu fliszowego” zaklinowane w nim tektonicznie łupki kredowe, co musiało w konsekwencji spowodować zmianę wieku i nazwy całego ogniwa. Wydawało się to o tyle uzasadnione, że łupki aalenu fliszowego, a ściślej biorąc ogniwa bezpośrednio niższego (warstw podfliszowych właściwych — por. Birkenmajer & Pazdro 1963a), są litologicznie bardzo trudne do odróżnienia od niektórych łupków kredowych (warstw wronińskich, dawniej zaliczanych do „warstw podfliszowych” i uznawanych za aalen — por. Birkenmajer & Pazdro op. cit.). Nato-

miast z nie budzących zastrzeżeń utworów aalenu fliszowego została oznaczona przez O. Pazdro mikrofauna wskazująca (podobnie jak nie-liczne duże skamieniałości) na wiek dolnodoggerski (Birkenmajer & Pazdro 1963a,b; Birkenmajer 1963d).

Krytyczne stanowisko odnośnie do „warstw ze Sztolni” zajął również L. Watycha (1963, s. 375).

Dla rozstrzygnięcia nasuwających się wątpliwości, w jesieni 1963 r. autor odbył wycieczkę do potoku Sztolnia z dr W. Sikorą, który był uprzejmy wskazać odsłonięcie omawianych utworów, wybrane przez niego jako stratotyp warstw ze Sztolni. Odsłonięcie to znajduje się w środkowej części potoku, powyżej odkrywek piaskowca magurskiego, i było już uprzednio znane autorowi, który — kartując ten obszar w skali 1:10 000 w latach 1954—1955 (por. Birkenmajer 1960, fig. 2) — za-

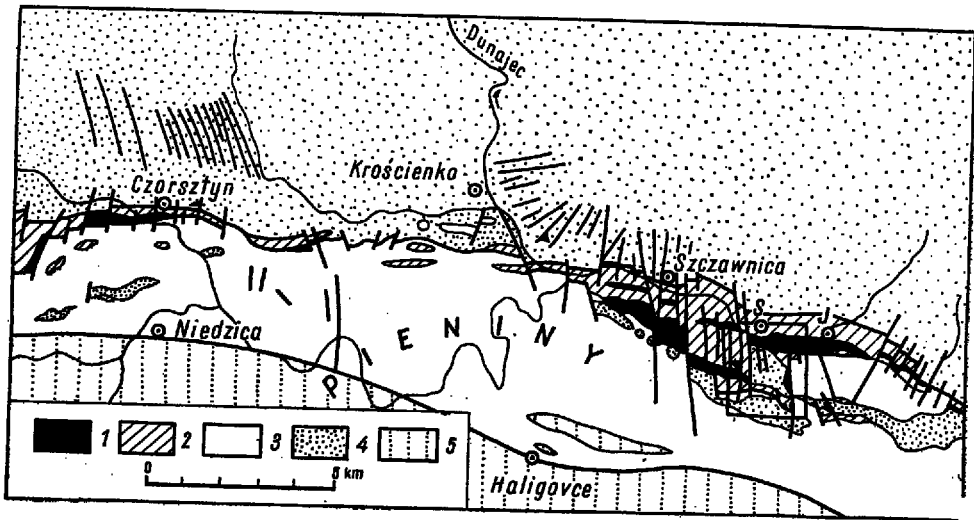


Fig. 1

Położenie obszaru przedstawionego na fig. 2 (prostokąt na południowy wschód od Szczawnicy), na tle pienięńskiego pasa skałkowego

1 jura i dolny neokom serii magurskiej; 2 górny neokom-senon serii magurskiej oraz górnokredowa osłona pasa skałkowego; 3 jura i kreda serii skałkowych; 4 paleogen serii magurskiej i pasa skałkowego; 5 paleogen serii podhalańskiej (także w pasie skałkowym); J Jaworki; S Szlachtowa. Utwory neogenu słodkowodnego i intruzje andezytowe pominięto. Grubsze linie oznaczają ważniejsze dyslokacje popaleogeńskie

Position of the area shown in fig. 2 (rectangle SE of Szczawnica) in the Pieniny Klippen Belt

1 Jurassic and Lower Neocomian of the Magura Series; 2 Upper Neocomian — Senonian of the Magura Series and the Upper Cretaceous Mantle of the Klippen Belt; 3 Jurassic and Cretaceous of the Klippen Series; 4 Palaeogene of the Magura Series and of the Klippen Belt (Mantle); 5 Palaeogene of the Podhale Series (also in the Klippen Belt — Mantle); J Jaworki; S Szlachtowa. Fresh-water Neogene deposits and andesite intrusions omitted. Heavy lines denote major post-Palaeogene dislocations

liczył występujące tu warstwy do aalenu fliszowego (bliższy opis i lokalizacja tego odsłonięcia zostaną podane niżej — por. fig. 1—4).

Z wymienionej odkrywki (fig. 4B), w której omawiane utwory odsłaniają się na przestrzeni około 10 m, zostały pobrane próbki do badań mikrofaunistycznych co 1—1,5 m, w ilości 6 (po ok. 2 kg każda), z tym że pobierano dwa komplety próbek *a* i *b*, próbki *b* traktując jako kontrolne (w dyspozycji dr W. Silkory).

Ponieważ omawiane odsłonięcie „warstw ze Sztolni” (vel aalenu fliszowego) znajduje się tuż nad powierzchnią wody potoku i bywa zalwane w czasie przyboru wody, bezpośrednio zaś powyżej znajduje się cienka pokrywa akumulacyjna tarasu czwartorzędowego, liczone się z możliwością zanieczyszczenia materiału obcym elementem mikrofaunistycznym. Aby temu zapobiec, już w czasie pobierania próbek, do torebek wkładano tylko większe okruchy łupków, usuwając pył i namul zbierający się na fugach łupliwości i kliważu. Następnie przed szlamowaniem próbek kompletu *a* w laboratorium, każdy okruch łupku był starannie myty prądem bieżącej wody, zanim został włożony do roztworu soli Glauberskiej. Substancje zmyte z powierzchni okruchów łupków, które — jak się okazało — zawierały nieco mikrofauny, zebrano z każdej próbki osobno na sicie do celów porównawczych.

W wyniku tak starannie przeprowadzonego postępowania wyeliminowano zupełnie możliwość zanieczyszczenia próbek materiałem namytym przez wody potoku i wody roztopowe, co znalazło następnie potwierdzenie przy wstępnym przeglądaniu przeszlamowanego materiału przez doc. dr S. Gerocha, który stwierdził w nich materiał mikrofaunistycznie jednolity. Na tym miejscu autor chciałby zaznaczyć, że powyższa procedura czyszczenia i szlamowania próbek, a następnie przebierania mikrofauny, była dokonywana pod bezpośrednią kontrolą autora i doc. dr S. Gerocha, któremu autorzy niniejszej pracy pragną wyrazić wdzięczność za pomoc i życzliwe zainteresowanie problemem.

Badania mikrofaunistyczne, wykonane z kolei przez współautorkę (O. Pazdro) niniejszego artykułu na próbkach kompletu *a*, stwierdziły w zespole otwornic brak form charakterystycznych dla środkowej i górnej kredy, które natomiast znalazły się w materiale zmytym z powierzchni łupków (a więc pochodziły z zanieczyszczeń). Zespół mikroorganizmów z łupków, według badań O. Pazdro, jest bardzo zbliżony do zespołów z innych próbek aalenu fliszowego, do zespołów z warstw nadfliszowych i warstw nadposidoniowych, co sugeruje ich wiek doggerski (patrz niżej). Podobny wniosek o raczej jurajskim charakterze mikrofauny wynika też z badań małżoraczków z pobranych próbek, które są przedmiotem osobnego opracowania J. Błaszyka (1966).

W wyniku powyżej wzmiankowanych analiz mikrofaunistycznych, jak i w świetle innych danych z obszaru pasa skałkowego (Polski, autor (Birkenmajer 1965) zajął stanowisko odnośnie do „warstw ze Sztolni”,

uznając, że środkowokredowy wiek opisanych pod tą nazwą osadów nie może być utrzymany i że należy je — jak poprzednio — zaliczać do aalenu fliszowego. Poniżej zostanie podane bliższe uzasadnienie tego wniosku, jak też opis odsłoneń na tle budowy geologicznej najbliższego otoczenia potoku Sztolnia.

## BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU POTOKU SZTOLNIA

### *Uwagi ogólne*

Budowa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego w okolicy potoku Sztolnia koło Jaworek (na wschód od Szczawnicy) została przedstawiona na figurach 2 i 3A, B. W strukturze geologicznej tego wycinka pasa skałkowego uczestniczą jednostki skałkowe: braniska, niedzicka i czorsztyńska, częściowo także czertezicka (które nie będą przedmiotem bliższej charakterystyki w niniejszej pracy), następnie utwory jurajskie i kredowe serii magurskiej, wreszcie utwory paleogenu serii magurskiej, stanowiące częściowo osłonę sedymentacyjną serii skałkowych. W środkowej części obszaru występuje ponadto dajka andezytowa.

Całość utworów jurajsko-kredowych i paleogeńskich jest silnie sfałdowana i złuskowana, przy czym liczne są odwrócenia tektoniczne i obalenia warstw, oraz nasunięcia zarówno ku północy, jak i ku południowi. Utwory bardziej plastyczne, jak utwory aalenu fliszowego i kredowych warstw pstrych serii magurskiej, często wykazują strukturę diapirową. Część nasunięć jest wieku popaleogeńskiego, część natomiast jest odnieszona do sfałdowań przedpaleogeńskich (patrz niżej).

Dyslokacje poprzeczne do pasa skałkowego, tj. o przebiegu południkowym, w większości popaleogeńskie, rozbijają sfałdowane utwory na bloki tektoniczne. Centralną część obszaru przedstawionego na figurze 2 tworzy synklina piaskowca magurskiego, obcięta od wschodu i zachodu uskokiemi, zaś od północy i południa oddzielona podłużnymi dyslokacjami od jurajsko-kredowego podłoża. W kontakcie tektonicznym z piaskowcem magurskim, reprezentującym jako całość formę rowu tektonicznego, występują też lokalnie wytłoczone warstwy szczawnickie (w facji południowej — warstwy zlatniańskie), stanowiące pierwotne bezpośrednie podłoże piaskowca magurskiego, ławice zaś piaskowca magurskiego są silnie zaburzone i często tektonicznie odwrócone.

Od wschodu synklina piaskowca magurskiego kontaktuje wzdłuż skomplikowanej dyslokacji ze zrębem tektonicznym, zbudowanym z serii czorsztyńskiej i nasuniętej na nią serii niedzickiej. Od południa i północy synklina piaskowca magurskiego kontaktuje z silnie sfałdowanymi

utworami kredowymi i jurajskimi serii magurskiej, dalej na południe znajduje się strefa zbudowana w przewadze z serii braniskiej, wykazującej wsteczne złuszkowanie ku południowi, i najdalej na południe — wzdłuż granicy państwowej — występuje synkлинаłne pasmo paleogenu skałkowego (warstwy zlatniańskie i podmagurskie), stanowiącego osłonę skałkową. Paleogen leży tutaj niezgodnie na sfałdowanych i zdenudowanych utworach jurajskich i kredowych serii braniskiej, niedzickiej i czertezickiej.

### Opis odsłoneń

Z uwagi na cel niniejszej pracy, którym jest wyjaśnienie zagadnienia tzw. „warstw ze Sztolni”, zostaną poniżej podane wybrane profile geologiczne ilustrujące omawiane zagadnienie.

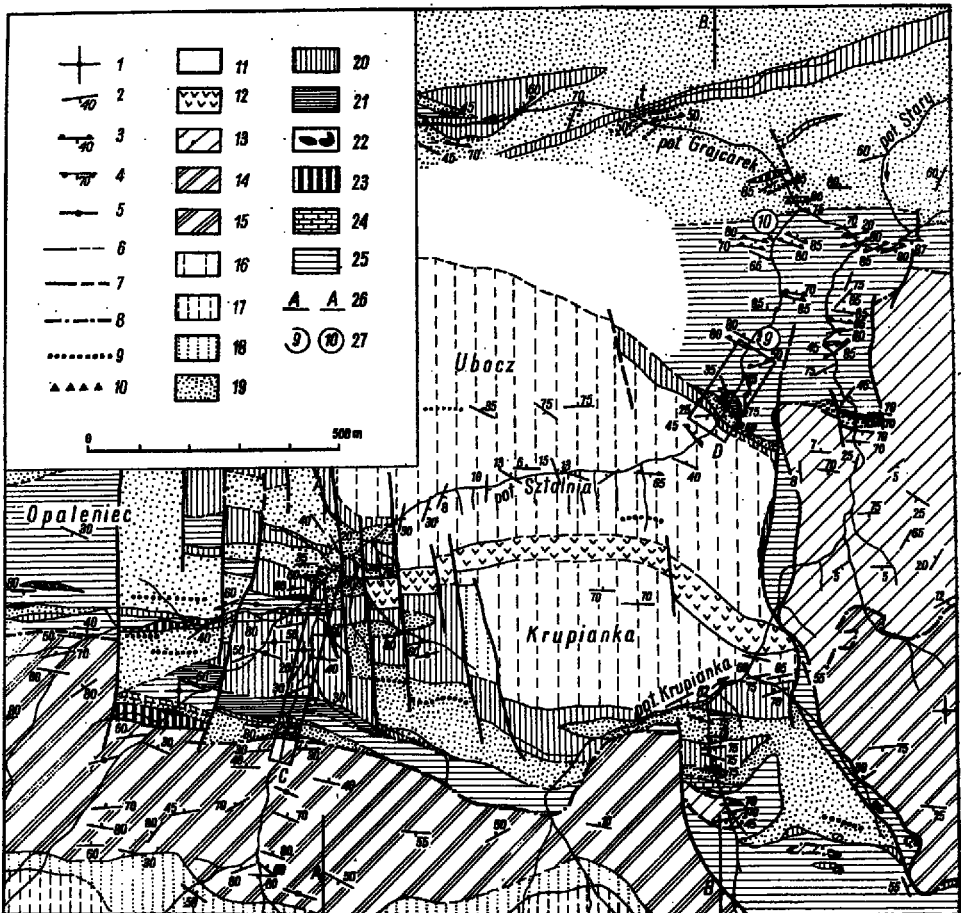


Fig. 2

*Odślonięcie w górnej części potoku Sztolnia (fig. 4A)*

W górnej części potoku Sztolnia, poniżej dużego wodospadu, odsłania się profil przedstawiający strefę kontaktu tektonicznego jednostki braniskiej z serią magurską. Seria braniska, tworząca próg wodospadu, zbudowana jest z odwróconej tektonicznie (i obalonej ku południowi) synkliny, której jądro stanowi czerwony wapień bulasty kimerydu (2), północne zaś skrzydło — czerwone radiolaryty oksfordu górnego (1). Radiolaryty oksfordu kontaktują wzdłuż dyslokacji zapadającej ku północy pod kątem 75—80° z serią magurską. Na samym kontakcie widzimy około 4-metrową warstwę czarnych łupków i silnie mikowych szarych piaskowców aalenu fliszowego (3a). Dalej ku północy występuje tektonicznie odwrócony kompleks warstw jarmuckich (7) o miąższości około 13 m, składających się z silnie wapnistych szarozielonych piaskowców (niekiedy z wkładkami zlepnięcia — z), w ławicach 0,03—0,75 m (zwykle 0,05—0,1 m), z niewielką ilością marglistych łupków szarozielonych. W tym kompleksie występuje wkładka brekcji sedimentacyjnej (br) o miąższości 1,2—1,5 m. Brekcja ta składa się głównie z ziarn kwarcu i okruchów skał egzotycznych, dobrze lub słabo obtoczonych, o rozma-

Fig. 2

Schematyczna mapa geologiczna okolic potoku Sztolnia w Jaworkach

1 warstwy poziome; 2 bieg i upad warstw; 3 bieg i upad warstw w położeniu normalnym (określonym na podstawie hieroglifów i struktur sedimentacyjnych); 4 bieg i upad warstw w położeniu odwróconym (określonym na podstawie hieroglifów i struktur sedimentacyjnych); 5 bieg przy upadach pionowych; 6 kontakty stratygraficzne i tektoniczne stwierdzone i przypuszczalne; 7 uskoki stwierdzone i przypuszczalne; 8 kontakty tektoniczne między głównymi jednostkami strukturalnymi; 9 wkładki zlepńców; 10 wkładki brekcji sedimentacyjnych; 11 gruba pokrywa utworów tarasowych czwartorzędu; 12 andezyt; 13 seria czorsztyńska nierozdzielona; 14 seria niedzicka nierozdzielona; 15 seria braniska nierozdzielona; 16 piaskowiec magurski; 17 warstwy podmagurskie; 18 warstwy szczawnickie w facji południowej (warstwy zlatniańskie); 19 warstwy jarmuckie; 20 warstwy pstre, „horyzont korelacyjny” („łupki manganowe”) i radiolaryty środkowokredowe; 21 warstwy wronińskie; 22 wapień rogowcowy; 23 radiolaryty czerwone, zielone i manganowe; 24 łupki posidoniowe; 25 aalen fliszowy (16—25 — seria magurska); 26 przekroje geologiczne (por. fig. 3A, B); 27 miejsca i numery próbek na mikrofaunę poza obszarami określonymi jako „C” i „D”; t stanowisko tuffitów w warstwach pstrych; C obszar przedstawiony na profilach geologicznych (fig. 4A—C); D obszar przedstawiony na szkicu geologicznym (fig. 5)

Geological sketch (without Quaternary cover) of the area of the Sztolnia creek

1 horizontal beds; 2 strike and dip; 3 strike and dip of normal strata (based on hieroglyphs and other sedimentary structures); 4 strike and dip of overturned strata (based on hieroglyphs and other sedimentary structures); 5 strike of vertical dip; 6 stratigraphic and tectonic contacts observed and supposed; 7 faults observed and supposed; 8 tectonic contacts between the major structural units; 9 intercalations of conglomerates; 10 intercalations of sedimentary breccias; 11 thick Quaternary cover; 12 andesite; 13 Czorsztyń Series, not subdivided; 14 Niedzica Series, not subdivided; 15 Branisko Series, not subdivided; 16 Magura Sandstone; 17 Sub-Magura Beds; 18 Szczawnica Beds, southern facies (Zlatne Beds); 19 Jarmuta Beds; 20 Variegated Beds, „Cenomanian key horizon” („Manganese Shales”) and Middle Cretaceous radiolarites; 21 Wronine Beds; 22 Cherty Limestones; 23 Red-, Green- and Manganese Radiolarites; 24 Posidonia Shales; 25 Flysch Aalenian (16—25 — Magura Series); 26 geological cross-sections (cf. figs. 3A, B); 27 localization of microfaunal samples out of the areas determined as „C” and „D”; t tuffite locality within the Variegated Beds; C area shown in geological profiles (figs. 4A—C); D area shown in geological sketch (fig. 5)

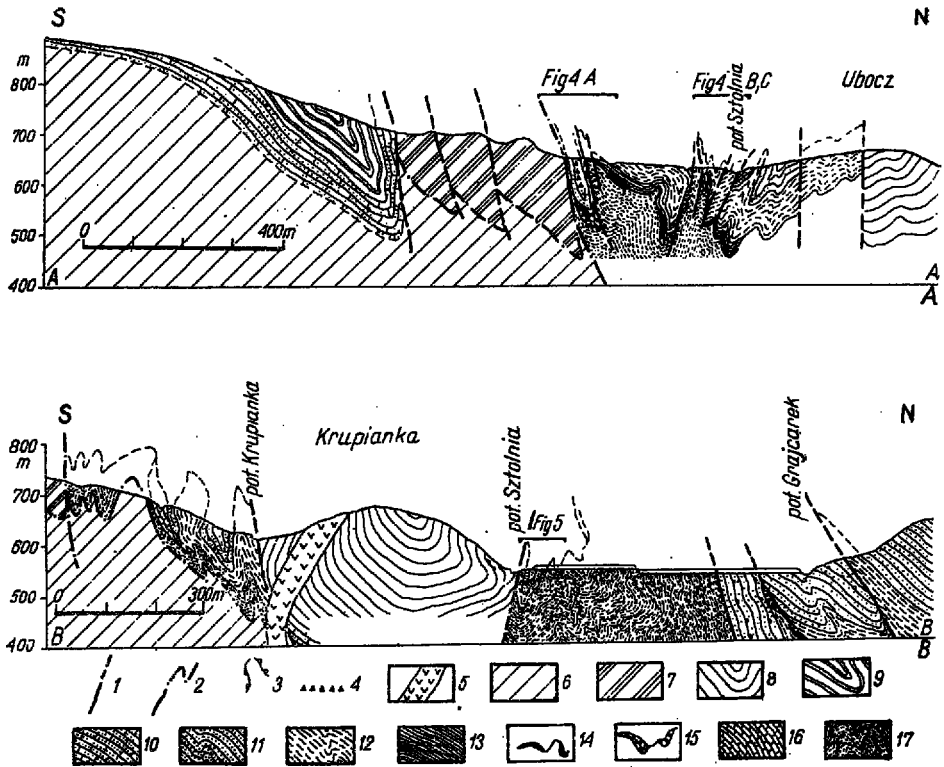


Fig. 3

#### A, B Przekroje geologiczne w okolicy potoku Sztolnia w Jaworkach

1 uskoki i mniejsze nasunięcia; 2 ważniejsze nasunięcia laramijskie i popaleogeńskie; 3 położenie hieroglifów spągowych; 4 wkładki brekcji sedimentacyjnych; 5 intruzja andezytowa; 6 seria czorsztyńska (częściowo także seria czertezicka, niedzicka i braniska); 7 seria braniska; 8 piaskowiec magurski; 9 warstwy podmagurskie; 10 warstwy szczawnickie w facji południowej (warstwy zlatniańskie); 11 warstwy jarmuckie; 12 warstwy pstre, „horyzont korelacyjny” („łupki manganowe”) i radiolaryty środkowokredowe; 13 warstwy wronińskie; 14 wapień rogowcowy; 15 radiolaryty czerwone, zielone i manganowe; 16 łupki posidoniowe; 17 aalen fliszowy (8–17 seria magurska)

#### A, B Geological cross-sections in the area of the Sztolnia creek

1 faults and minor overthrusts; 2 major overthrusts, Laramide and post-Palaeogene; 3 position of sole markings (hieroglyphs); 4 intercalations of sedimentary breccias; 5 andesite intrusion; 6 Czorsztyń Series (partly also Czertezik-, Niedzica- and Branisko Series); 7 Branisko Series; 8 Magura Sandstone; 9 Sub-Magura Beds; 10 Szczawnica Beds, southern facies (Złatne Beds); 11 Jarmuta Beds; 12 Variegated Beds, „Cenomanian key horizon” („Manganese Shales”) and Middle Cretaceous radiolarites; 13 Wronine Beds; 14 Cherty Limestones; 15 Red-, Green-, and Manganese Radiolarites; 16 Posidonia Shales; 17 Flysch Aalenian (8–17 Magura Series)

rach 0,1–1,5 cm, w spoiwie ilasto-piaszczystym. Obficie występują także nieobtoczone okruchy czerwonych łupków typu łupków z warstw pstrych serii magurskiej, o rozmiarach 1–20 cm. Okruchy te nie wykazują uporządkowania.

Dalej w kierunku północnym widzimy wytłoczone łupki czerwone warstw pstrych (6b) o miąższości około 1 m, z którymi kontaktują tektonicznie zbrekcjo-



wane czarne łupki i szare piaskowce miłkowe aalenu fliszowego (3b), o miąższości około 1,5 m. Z aalenem fliszowym bezpośrednio kontaktują tektonicznie od północy warstwy uznane za wronińskie (4a—e), o miąższości niekompletnej (wskutek kontaktów tektonicznych) około 16 m. Są to margliste łupki niebieskawoszare lub zielonawe, fukoidowe, niekiedy z drobną miką, a niekiedy z pomarańczowymi nalotami wietrzennymi. W części stratygraficznie niższej zawierają one agregaty kryształów pirytu (do 10 cm średnicy), w części zaś wyższej — konkrecje i warstewki niebieskawoszarych, plamistych, żelazistych wapieni i dolomitów (często z agregatami kryształów pirytu w jądrze), o średnicy 0,15—1 m i grubości 0,1—0,3 m. Z warstw wronińskich zostały pobrane próbki na mikrofaunę, która — według wstępnej analizy doc. dr S. Gerocha — przedstawiała się następująco:

warstwa 4b: bogata mikrofauna, Nodosariidae, małżoraczki, radiolarie,

warstwa 4c: bogata mikrofauna, Nodosariidae, *Ramulina* sp. (2 egz.), *Globotruncana* sp. ? (1 egz.), małżoraczki, radiolarie,

warstwa 4e: Nodosariidae, *Ramulina* sp. (1 okaz), małżoraczki.

Próbki z omawianych warstw, określonych jako warstwy wronińskie, zostały z kolei przejrzone przez O. Pazdro, która stwierdziła, że „całość zespołu otwornic ma raczej charakter jurajski. Jedynie obecne we wszystkich trzech próbkach okazy zbliżone do *Lenticulina ouachensis* (Sigal), formy uznanej za przewodnią od hoterywu do aptu, mogą budzić wątpliwości. Są jednak mniejsze, bardziej płaskie, i z drugiej strony zbliżone do form zaliczonych przez Kaptarenko do *L. polymorpha* (Terquem), notowanej w liasie i doggerze. Stan zachowania nie upoważnia do ścisłego oznaczenia. Najliczniejsze są okazy *Lenticulina* ex gr. *muensteri*, następnie *L. subalata*, *L. varians*, dosyć liczne są ułamki otwornic z rodzajów *Dentalina* i *Nodosaria*, po kilka okazów *Pseudonodosaria*, *Lagena*, *Spirulina*, *Ramulina*, znikoma ilość form zlepieńcowatych, brak form charakterystycznych. Jedyny okaz, który by można zaliczyć do rodzaju *Globotruncana* z dużym zastrzeżeniem ze względu na stan zachowania, nie daje pewności”. Małżoraczki zbadane uprzejmie przez dr J. Szczechurową i dr J. Błaszyka są źle zachowane, co nie pozwala na ich dokładne oznaczenie. Jednakże najliczniejsze formy zostały oznaczone jako *Ogmoconcha* sp., który to rodzaj należy do rodziny Healdiidae. Zarówno rodzaj jak i cała rodzina są charakterystyczne dla liasu i wymierają pod koniec liasu, względnie w doggerze.

Jak zatem widać, materiał mikrofaunistyczny z warstw uznanych za warstwy wronińskie, na podstawie charakteru litologicznego i pozycji w profilu geologicznym, ma charakter niejasny, kontrowersyjny. Być może, że przyszłe badania bardziej bogatego materiału mikrofaunistycznego rozwiążą kwestię.

Bezpośrednio nad warstwami wronińskimi występuje kompleks warstw o miąższości około 2 m (5a—c), odpowiadających środkowokredowym radiolarytom. W części niższej (5a) są to łupki czarnozielone i szarozielone, zawierające *Ammobaculites* sp. (1 egz.), małżoraczki (1 egz.) i radiolarie, wyżej (5b) występują łupki czarne i zielone (jasnozielone, z grynspanowym odcieniem), z dwiema wkładkami czarnych i czarnozielonych łupków krzemionkowych, 3—5 cm miąższości. Łupki nie dostarczyły mikrofauny. W części najwyższej (5c) występują łupki szarozielone lub szare, czasem z żółtymi nalotami, które zawierają *Ammobaculites* sp. (3 ułamki) i radiolarie (oznaczenia doc. dr S. Gerocha). W najwyższej części łupki są tektonicznie zlustrowane i barwa ich jest niemal czarna. W profilu nie rozpoznano odpowiedników tzw. „łupków manganowych” („oenomański horyzont korelacyjny”), które prawdopodobnie uległy wyłoczeniu tektonicznemu.

W najbardziej północnej części profilu (zwłaszcza na prawym brzegu potoku) występują warstwy psre, reprezentowane przez wiśniowoczerwone łupki.

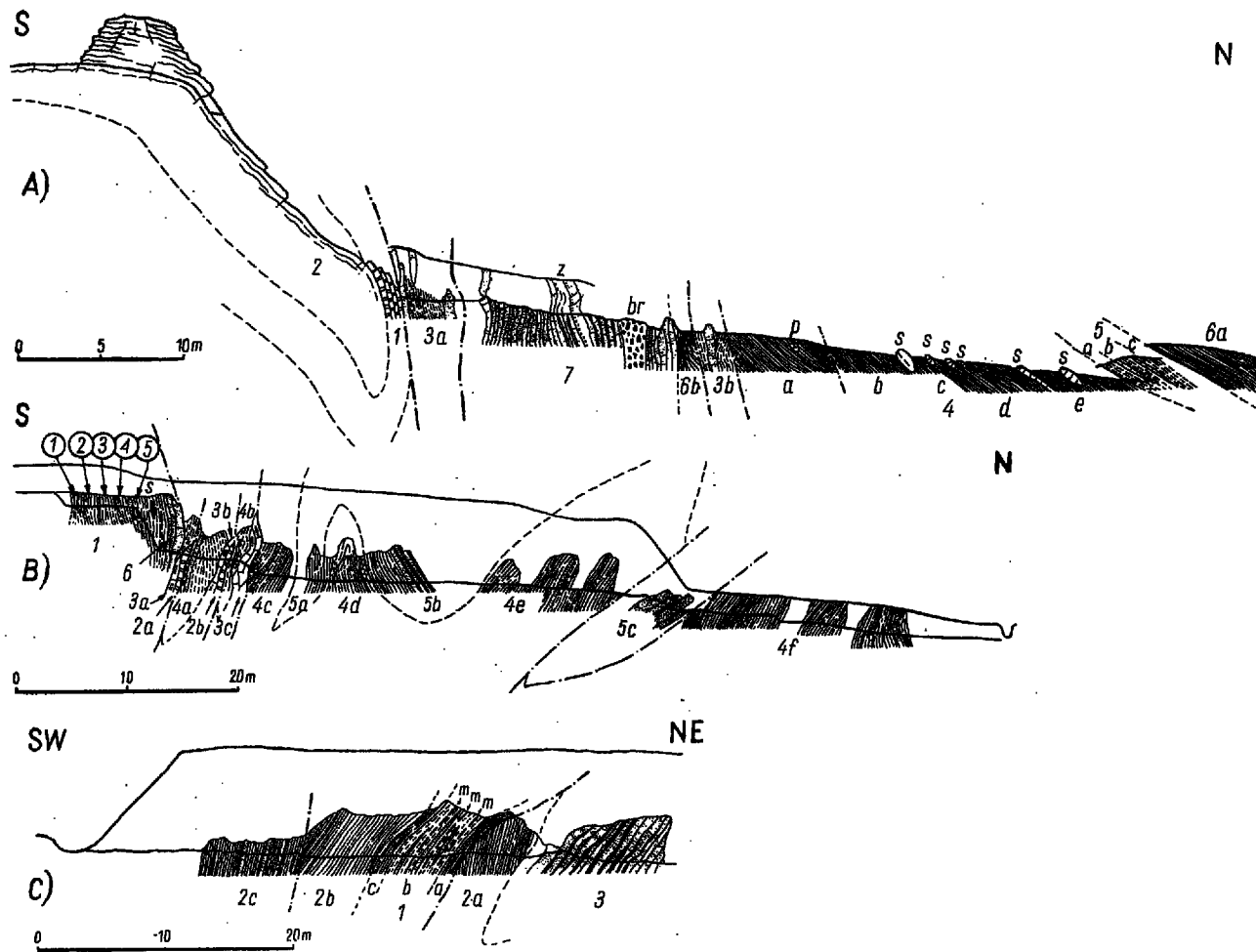


Fig. 4

*Odstąpienie w środkowej części potoku Sztolnia (fig. 4B)*

W środkowej części potoku Sztolnia, poniżej małego wodospadu, widoczny jest silnie zaburzony tektonicznie profil geologiczny jury i kredy serii magurskiej. Próg wodospadu tworzą utwory aalenu fliszowego (1), reprezentowane przez szare i czarne łupki z bardzo drobną mika, z cienkimi wkładkami szarych, laminowanych, silnie mikowych piaskowców, zwykle 0,01—0,05 m, w jednym przy-

Fig. 4

**A Profil geologiczny w górnej części potoku Sztolnia poniżej dużego wodospadu (por. fig. 2)**

Seria braniska: 1 radiolaryty czerwone; 2 wapień bulasty. Seria magurska: 3a, b aalen fliszowy; 4a—e warstwy wronińskie (p konkracje pirytu, s konkracje wapienia i dolomitu żelazistego); 5a—c poziom łupków radiolariowych i radiolarytów środkowokredowych; 6a, b warstwy pstre; 7 warstwy jarmuckie z zaznaczonym położeniem hieroglifów (br wkładka brekcji sedimentacyjnej, z wkładka zlepieńca). Linia kropka-kreska oznacza kontakty tektoniczne

**A Geological profile of an outcrop in the upper part of the Sztolnia creek (below big waterfall)**

Branisko Series: 1 Red Radiolarites; 2 Nodular Limestone. Magura Series: 3a, b Flysch Aalenian; 4a—e Wronine Beds (p pyrite concretions, s ferruginous dolomite and limestone concretions); 5a—c horizon of Middle Cretaceous Radiolaria shales and radiolarites; 6a, b Variegated Beds; 7 Jarmuta Beds, sole markings indicated (br intercalation of sedimentary breccia, z intercalation of conglomerate). Dashed-pointed line denotes tectonic contacts

**B Profil geologiczny odsłonięcia w środkowej części potoku Sztolnia, poniżej małego wodospadu (por. fig. 2)**

Seria magurska: 1 aalen fliszowy (liczby w kółkach oznaczają próbki na mikrofaunę — por. tab. 2; s soczewka syderytu); 2a radiolaryty zielone; 2b radiolaryty czerwone; 3a—c wapień rogowcowy; 4a—f warstwy pstre (zaznaczono położenie hieroglifów we wkładkach piaskowców); 5a—c warstwy jarmuckie w odmianie fliszowej (łupki i piaskowce). Linia kropka-kreska oznacza kontakty tektoniczne

**B Geological profile of an outcrop in the middle course of the Sztolnia creek (below small waterfall) — cf. fig. 2**

Magura Series: 1 Flysch Aalenian (numbers in circles refer to the microfaunal samples — see chart 2; s siderite lense); 2a Green Radiolarites; 2b Red Radiolarites; 3a—c Cherty Limestone; 4a—f Variegated Beds (position of sole markings indicated); 5a—c Jarmuta Beds, flysch facies (shales and sandstones). Dashed-pointed line denotes tectonic contacts

**C Profil geologiczny odsłonięcia w środkowej części potoku Sztolnia, bezpośrednio poniżej odsłonięcia poprzedniego (por. fig. 2 i 4B)**

Seria magurska: 1a—c „horyzont korelacyjny” („łupki manganowe”; m wkładki łupków menilitowych); 2 warstwy pstre; 3 warstwy jarmuckie w facji fliszowej. Linia kropka-kreska oznacza kontakty tektoniczne

**C Geological profile of an outcrop in the middle course of the Sztolnia creek, north of the outcrop shown in figs. 2 and 4B**

Magura Series: 1a—c „Cenomanian key horizon” („Manganese Shales”; m intercalations of menilite-type shales); 2 Variegated Beds; 3 Jarmuta Beds, flysch facies. Dashed-pointed line denotes tectonic contacts

padku do ponad 1 m miąższości ławic. W łupkach występuje cienka (0,01 m) soczewka szarego wapnistego syderytu. Niekompletna miąższość aalenu fliszowego wynosi tutaj około 10 m. Stąd zostały pobrane próbki do badań mikrofaunistycznych w 1963 r. przy współudziale dr W. Sikory (próbki 1—6, komplet a i b), których bliższa charakterystyka podana jest w części mikropaleontologicznej niniejszej pracy, w opracowaniu O. Pazdro (por. tab. 2). Należy nadmienić, że na tym odsłonięciu (jak też na odsłonięciach w dolnej części potoku Sztolnia — patrz niżej) W. Sikora (1962b) oparł wyróżnione przez siebie „warstwy ze Sztolni”.

Na północ od wodospadu występuje wąska strefa zbudowana z silnie wyłożonych tektonicznie trzech łusek radiolarytów zielonych (2a) i czerwonych (2b) oksfordu i wapieni rogowcowych (3a—c) dolnego neokomu. Wapienie tworzą soczewkowate ławice 0,01—0,1 m miąższości, barwy jasnoszarej, z ciemniejszymi podłużnymi plamkami, z rzadkimi soczewkami czarnych rogowców, na powierzchniach zaś ławicowej oddzielności występuje czarny łupek o miąższości 0,5—1 cm.

Łuski utworów jurajskich powciskane są w wiśniowoczerwone, ceglasto-czerwone lub pstre łupki warstw pstrych (4a—c), które zawierają cienkie wkładki zielonych piaskowców wapnistych. Dalej ku północy warstwy pstre tworzą jądro małej stojącej antykliny (4d), następnie łuskę (4e) nasuniętą ku północy na warstwy jarmuckie, i wreszcie występują w najbardziej północnej części odsłonięcia (4f). Warstwy jarmuckie (5a—c), stanowiące najmłodsze ogniwo w profilu, reprezentują spagową część tych warstw, o rozwoju łupkowo-piaskowcowym (zbliżonym do warstw inoceramowych). Na kontakcie z warstwami pstryimi są to szare łupki płytkowe, margliste, z wkładkami piaskowców wapnistych podobnej barwy, o miąższości ławic 0,02—0,1 m (5a—b). Piaskowce (5c), tworzące ławice o miąższości 0,05—0,7 m, są silnie wapniste, zawierają drobną mękę i zwęglony detrytus roślinny, na świeżo mają barwę niebieskawą, po zwietrzeniu żółtoszarą, i przeławiczone są cienkimi łupkami marglistymi podobnej barwy, o miąższości 0,02—0,1 m.

Omawiane spagowe ogniwo warstw jarmuckich zostało uznane przez W. Sikorę (1962a,b) za warstwy inoceramowe.

*Odsłonięcie w środkowej części potoku Sztolnia, na północ od odsłonięcia poprzedniego (fig. 4C)*

Odsłonięcie to było obiektem badań W. Sikory (op. cit.), który tu właśnie wyróżnił tzw. „cenomański horyzont korelacyjny” w serii magurskiej pasa skałkowego. To ogniwo (1a—c), o miąższości 3—3,5 m<sup>1</sup>, może być podzielone na trzy części.

Najniższą warstwę (1a — poziom c Sikory?), o miąższości około 0,5 m, tworzą miękkie łupki nieco bitumiczne, czarne i szarozielone z 1-centymetrową soczewką szarego piaskowca pirytowego. Wyżej występują blaszkowate łupki rdzawożółte i szare, niekiedy z nalotami związków manganowych (1b — poziom b Sikory), około 2 m miąższości, z żółtymi nalotami jarosytu, łupki czarne typu menilitowego (m), w warstewkach 5—10 cm miąższości, z kryształkami epigenetycznego gipsu, oraz szarozielone margle łupkowate (łupki bentonityczne), w warstewkach podobnej miąższości. Wśród łupków stwierdzono występowanie trzech soczewkowatych wkładek laminowanych drobnoziarnistych piaskowców kwarcytowych szarych lub czarnych, 1—3 cm miąższości. Najwyższą warstwę (1c — poziom a Sikory?), o miąższości 0,5—0,8 m, stanowią łupki szarozielone oraz łupki czar-

<sup>1</sup> Na figurze 4C miąższość ogniwa 1a—c została nieco powiększona w stosunku do podanej skali, dla lepszego oddania szczegółów.

ne drobnolaminowane, z cienką wkładką 0,5–1 cm drobnoziarnistego piaskowca szarego o laminacji przekątnej. Powyższy kompleks warstw 1a–c został zaliczony przez W. Sikorę (op. cit.) do wyższego cenomanu.

Kolejnym ogniwem są warstwy pstre (2a–c), wykształcone jako łupki i łupki płytkowe nieco margliste, wiśniowoczerwone i zielone (pstre), które w najbardziej południowej części profilu zawierają kilka wkładek drobnoziarnistych wapnistych piaskowców zielonych, o miąższości 3–10 cm. Warstwy pstre (2b, c) występują bezpośrednio w nadkładzie „cenomańskiego horyzontu korelacyjnego”, ale także pod nasunięciem tektonicznym tego ostatniego kompleksu (2a). Najmłodszym ogniwem (3) są warstwy jarmuckie (niższe ogniwo tych warstw), wykształcone jako szare, szaroniebieskie i żółtawe, wapniste piaskowce, z nalotami pomarańczowymi, w ławicach 0,05–0,5 m, przewarstwione łupkami marglistymi szarozółtymi, niebieskawymi (po zwietrzeniu żółtymi), o miąższości 0,02–0,1 m. Warstwy te odpowiadają „warstwom inoceramowym” W. Sikory.

*Odśnieżenie w dolnej części potoku Sztolnia (fig. 5)*

W dolnej części potoku Sztolnia, na północ od synkliny piaskowca magurskiego Krupianki-Uboczy, odsłonięcia utworów kredowych serii magurskiej są słabe i zmieniają się z roku na rok w zależności od działalności erozyjnej i akumulacyjnej potoku. Stan odsłoneń z 1963 roku przedstawiony jest na figurze 5.

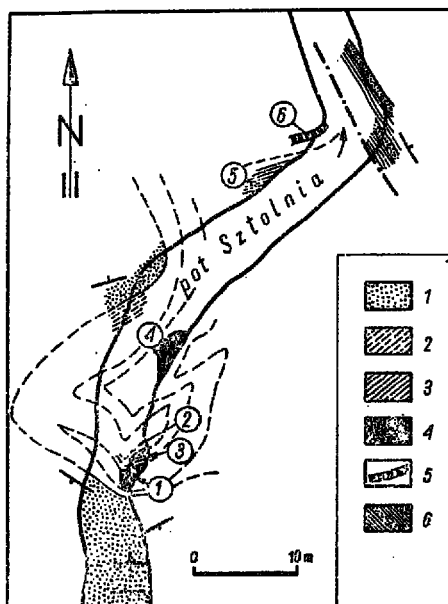
Fig. 5

Miejsca pobrania próbek w dolnej części potoku Sztolnia (por. fig. 2)

Seria magurska: 1 warstwy jarmuckie; 2 warstwy pstre; 3 łupki zielonoszare (spągowa część warstw pstrych); 4 łupki czarne i ciemnoszare („cenomański horyzont korelacyjny”); 5 radiolaryty zielonobrunatne (środkowokredowe); 6 aalen fliszowy. Liczby w kółkach odnoszą się do badanych próbek na mikrofaunę, omówionych w tekście

Localization of samples for microfauna from the lower course of the Sztolnia creek (cf. fig. 2)

Magura Series: 1 Jarmuta Beds; 2 Variegated Beds; 3 green-grey shales (bottom part of the Variegated Beds); 4 black and dark grey shales („Cenomanian key horizon”); 5 green-brown radiolarites (Middle Cretaceous radiolarites); 6 Flysch Aalenian. Numbers in circles refer to microfaunal samples



Pomiędzy odkrywkami aalenu fliszowego i piaskowców warstw jarmuckich widoczne były niewielkie odkrywki, w przewodzie łupkowych skał kredowych. Za najstarsze ogniwo zostały uznane zielonobrunatne radiolaryty (prawdopodobnie alb), tworzące kilka ławic o miąższości 2–5 cm, przedzielonych szarozielonymi łupkami radiolariowymi (próbka 6) o podobnej miąższości. Wyższym ogniwem są

czarne i ciemnoszare łupki o miąższości około 0,5 m, które zawierają: *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. cf. apenninica* (Renz), *Praeglobotruncana stephani* (Gand.), *P. stephani turbinata* (Reichel) i *Thalmaninella reicheli* (Mornod) (próbka 1), bądź też (w próbie 4) *Praeglobotruncana stephani* (Gand.) i *Pseudovalvulineria cf. kelleri* (Mjatljuk) — oznaczenia S. W. Alexandrowicza i S. Gerocha (por. Birkenmajer 1965, s. 348). Otwornice te wskazują na górnocenomański wiek czarnych łupków, które winny być zaliczone do tzw. „cenomańskiego horyzontu korelacyjnego”.

Kolejnym ogniwem są szare, szarzielone łupki (próbki 3, 5), o miąższości 0,5 m, bez mikrofauny. Mogą one stanowić przejście do łupków warstw pstrych. Te ostatnie, reprezentowane przez wytłoczone tektonicznie czerwone łupki, zawierają mikrofaunę odpowiadającą turonowi (zespół A — por. Birkenmajer & Geroch 1961): *Uvigerinammina jankoi* Majzon, *Clavulinoides cf. amorphus* Cushm., *Thalmannammina* sp., *Recurvoides* sp., *Plectina* sp. (oznaczenia S. Gerocha).

W latach 1954—1955 odsłonięcia przedstawione na figurze 5 nie były widoczne, gdyż potok płynął nieco dalej ku zachodowi. W jego lewej (zachodniej) skarpie odsłaniała się wówczas mała skałka wapienia rogowcowego tytono-neokomu (fig. 2), która obecnie nie jest widoczna (uległa wyerodowaniu przez potok, lub zakryciu przez materiał zboczowy).

Na północ od odsłoneń utworów kredowych, opisanych powyżej, aż do ujścia potoku Sztolnia do potoku Grajcarek występują silnie sfałdowane utwory aalenu fliszowego, o sumarycznej miąższości około 200 m. Te utwory były drugim punktem lokalizacyjnym dla wyróżnionych przez W. Sikorę (1962b) „warstw ze Sztolni”. Są to łupki czarne i szare, nieco mikowe, z wkładkami silnie mikowych szarych lub czarnych, drobnoziarnistych piaskowców hieroglifowych, o warstwowaniu laminowanym i frakcjonalnym (ławice o miąższości 0,15—0,5 m). Stosunek łupków do piaskowców jest zmienny, ale zwykle łupki przeważają nad piaskowcami. W stratygraficznie niższej części aalenu fliszowego (blisko ujścia potoku Sztolnia do potoku Grajcarek) piaskowce mogą być wapniste, drobnozlepieficowate, i zawierają szkony liłkowców (Sikora, 1962b, wspomina również o występowaniu innych szkarłupni i igieł gąbek). Całość utworów aalenu fliszowego odpowiada głównie środkowej, a częściowo dolnej, części tego ogniwa.

Z łupków aalenu fliszowego zostały pobrane próbki<sup>2</sup> (nr 9 i 10 — por. fig. 2) opisane w części mikropaleontologicznej niniejszej pracy przez O. Pazdro (tab. 2).

#### ZAGADNIENIE NAZEWNICTWA OMAWIANYCH UTWORÓW

Przedstawione powyżej materiały geologiczne, a zwłaszcza profile geologiczne odsłoneń (fig. 4A, B) wskazują, że utwory określane przez autora jako aalen fliszowy, zaś przez W. Sikorę (1962b) jako „warstwy ze Sztolni”, nie występują w pozycji takiej, jakiej należałoby się spodziewać, gdyby przyjąć za W. Sikorą (1962b) ich cenomański (czy albsko-cenomański) wiek, tj. między warstwami wronińskimi (neokom górny — alb), a warstwami pstrymi (turon — senon dolny, lub najwyż-

<sup>2</sup> Próbkę te zostały poddane analogicznym procesom dokładnego oczyszczenia jak w przypadku próbek 1—6 z środkowej części potoku Sztolnia (patrz wyżej). W 1963 r. próbki nie oczyszczone należą do wykazywały obecność pojedynczych *rotalipor* i *praeglobotruncan*, często o odmiennym zabarwieniu i stanie zachowania od pozostałych otwornic pochodzących z samych łupków.

szy cenoman — senon dolny). (Widać to zwłaszcza na przykładzie profilu geologicznego podanego na figurze 4A, który na odcinku środkokredowym wykazuje stosunkowo niewielkie zaburzenia tektoniczne.

Podobne wnioski o wieku omawianych warstw wynikają z analizy otwornic zbadanych przez O. Pazdro i małżorzeczków zbadanych przez J. Błaszyka. W zespołach otwornicowych występują co prawda także formy długowieczne, o zasięgu stratygraficznym jura-kreda, jednak brak jest form ograniczonych w występowaniu wyłącznie do kredy (zwłaszcza kredy środkowej), szereg zaś otwornic uważa się za typowe formy doggerskie (nawet dolnodoggerskie — aaleńskie). Stąd też wydaje się usprawiedliwiony wniosek, że cytowane przez W. Silkora (op. cit.) globotrunkany, globigeryny i ticinelle zostały wymyte z odpowiednich utworów środkowokredowych serii magurskiej, czy serii skałkowych i napławione przez wody potoku bądź wody roztopowe do otwartych spękań w łupkach doggeru dolnego, a więc pochodzą z zamieczyń.

W obecnym stanie badań można zatem utrzymać doggerski wiek i nazwę stratygraficzną *aalenu fliszowego* dla omawianych utworów, a w konsekwencji należy zaniechać stosowania nazwy „warstwy ze Sztolni”, z uwagi na priorytet terminu stratygraficznego „aalen fliszowy”.

#### STRATYGRAFIA SERII MAGURSKIEJ W OKOLICY POTOKU SZTOLNIA

Badania omówione w niniejszej pracy potwierdzają pogląd autora (Birkenmajer 1965) o występowaniu ogniw jurajskich i neokomskich (uważanych poprzednio za „północną odmianę serii bramskiej”) w profilu stratygraficznym serii magurskiej północnego obrzeżenia pienińskiego pasa skałkowego Polski. Profil stratygraficzny serii magurskiej w obszarze przedstawionym na figurze 2 nie jest, niestety, kompletny i wykazuje szereg luk spowodowanych silnymi zaburzeniami tektonicznymi. Najstarszym ogniwem są tu utwory fliszowe aalenu, najmłodszym — warstwy podmagurskie i piaskowiec magurski eocenu (fig. 6 i 7 oraz tab. 1). Stosunek paleogenu do utworów senońskich serii magurskiej, a także stosunek paleogenu do serii skałkowych, stanowią osobne zagadnienia wiążące się z przyjmowanymi przez autora fałdowaniami górnekredowymi (laramijskimi) w tej strefie serii magurskiej i pasa skałkowego. Problemy te będą naświetlone w następnym rozdziale.

#### *Aalen fliszowy*

Utwory aalenu fliszowego są najstarszym stwierdzonym ogniwem serii magurskiej rozpatrywanego obszaru. Osiągają one tutaj miąższość około 200 m i są reprezentowane przez dolne i środkowe partie ogniwa

(Birkenmajer 1963d). Są to łupki czarne i szare, młkowe, z wkładkami silnie młkowymi, szarych lub czarnych drobnoziarnistych piaskowców hieroglifowych, o warstwowaniu laminowym i frakcyjnym. Ławice piaskowców zwykle nie przekraczają 0,5 m miąższości, łupki zaś wyraźnie przeważają nad piaskowcami. W niższej części aalenu fliszowego piaskowce mogą być wapieniste, a także występują drobnoziarniste zlepki wapieniste, zawierające człony liliowców, fragmenty innych szkarłupni i igły gąbek. W łupkach występuje w przewodzie mikrofauna otwornicowa, reprezentowana przede wszystkim przez rodzaje i gatunki z rodziny (Nodosariidae; poza otwornicami występują licznie radiolarie i małżoraczkki, rzadsze są człony liliowców, fragmenty szkieletowe innych grup szkarłupni, małże, ślimaki, zęby ryb i igły gąbek. Znaczenie stratygraficzne ważniejszych gatunków otwornic podane jest w części mikropaleontologicznej pracy przez O. Pazdro, zaś małżoraczków — przez J. Błaszyka (1968).

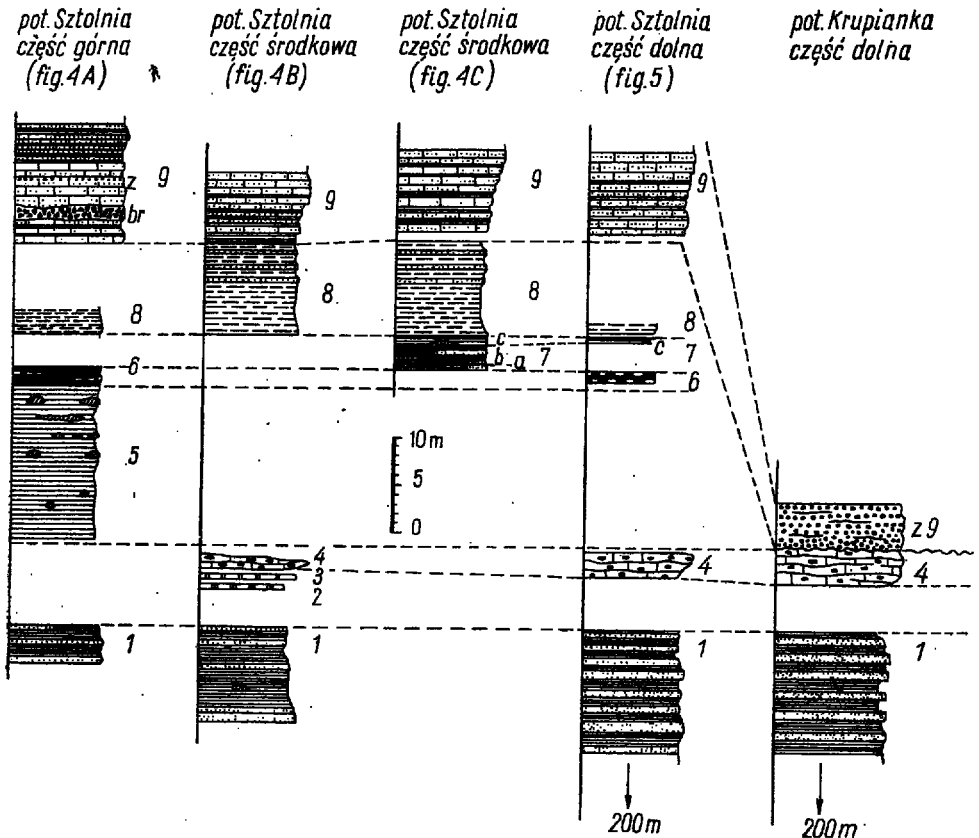


Fig. 6



Kontakty spągowe i stropowe aalenu fliszowego w badanym obszarze mają charakter tektoniczny.

### *Łupki posidoniowe*

Łupki posidoniowe odsłonięte są tylko w jednym miejscu, w prawym górnym dopływie potoku Krupianka. Ich pozycja geologiczna między aalenem fliszowym i warstwami jarmuckimi serii magurskiej wskazuje, że do tej serii winny być zaliczone. Są to łupki margliste i łupkowate wapienie margliste ciemnoszare, czarne, z drobną minką, z dużą ilością odcisków skorupek małżów *Posidonia alpina* (Gras). Wiek łupków posidoniowych, przez analogię z serią braniską i pienińską, określa się jako aalen — bajos środkowy. Miąższość ich (niekompletna) nie przekracza 30 m. Kontaktują tektonicznie z aalenem fliszowym i warstwami jarmuckimi.

### *Radiolaryty manganowe*

Są to cienkoławicowe rogowce radiolariowe (2—5 cm miąższości ławic) barwy czarnej, zielonej, z czarnymi plamkami, przeławicone bezwapnistymi łupkami o podobnych barwach. Na powierzchni wietrzejącej radiolaryty, a także łupki, pokrywają się zwykle czarnymi lub

Fig. 6

Zestawienie profiliw geologicznych serii magurskiej w okolicach potoku Sztolnia 1 aalen fliszowy (łupki i piaskowce, czasem z soczewkami syderytów); 2 radiolaryty zielone (oksford); 3 radiolaryty czerwone (oksford); 4 wapień rogowcowy (tyton — neokom dolny); 5 warstwy wronińskie (łupki z koncentracjami pirytu oraz żelazistego wapienia i dolomitu: neokom górny — alb); 6 łupki radiolariowe, łupki krzemionkowe i radiolaryty (alb); 7a—c „łupki manganowe” (cenoman) z wkładkami piaskowców i łupków typu menilitowego (w warstwie b); 8 warstwy pstre (łupki z wkładkami piaskowców: cenoman-kampan); 9 warstwy jarmuckie (piaskowce i łupki z wkładkami brekcji sedimentacyjnych — br oraz zlepnie — z: mastrycht)

Stratigraphical columns of the Magura Series in the vicinity of the Sztolnia creek 1 Flysch Aalenian (shales and sandstones, sometimes with siderite lenses); 2 Green Radiolarites (Oxfordian); 3 Red Radiolarites (Oxfordian); 4 Cherty Limestone (Tithonian — Lower Neocomian); 5 Wronine Beds (shales with concretions of pyrite and ferruginous limestone and dolomite: Upper Neocomian — Albian); 6 radiolarian shales, siliceous shales and radiolarites (Albian); 7a—c „Manganese Shales” (Cenomanian) with intercalations of sandstone and menilite-type shales (bed b); 8 Variegated Beds (shales with sandstone intercalations: Cenomanian-Campanian); 9 Jarmuta Beds (sandstones and shales with intercalations of sedimentary breccias — br, and conglomerates — z: Maestrichtian)

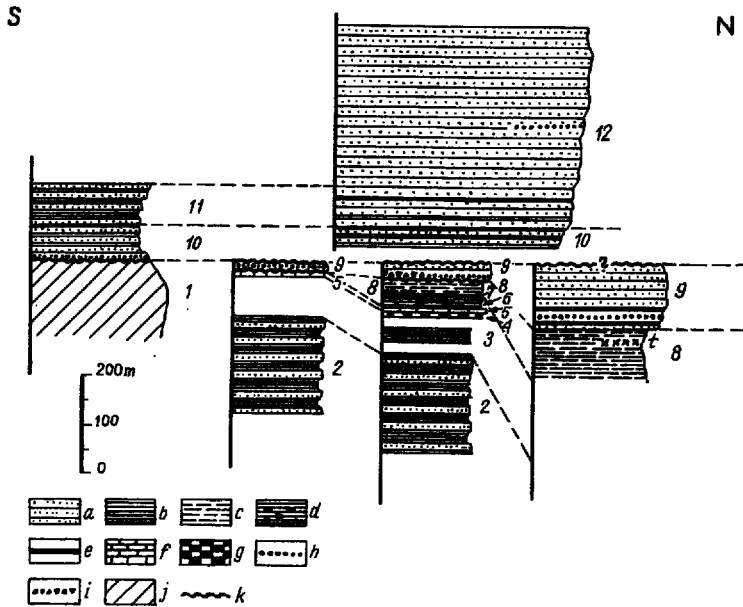


Fig. 7

#### Syntetyczne profile geologiczne serii magurskiej w okolicy potoku Sztolnia

1 serie skałkowe sfałdowane i zerodowane w górnej kredzie. Seria magurska: 2 aalen fliszowy (aalen dolny); 3 łupki posidoniowe (aalen górny — bajos środkowy); 4 radiolaryty manganowe, zielone i czerwone (kelowej-oksford); 5 łupki i margle aptychowe (kimeryd) oraz wapień rogowcowy (tyton — barrem dolny); 6 warstwy globigerynowo-radiolariowe i warstwy wronińskie (barrem górny — alb); 7 radiolaryty, łupki radiolariowe (alb) i „łupki manganowe” (cenoman); 8 warstwy pstre (cenoman-kampan, t wkładki tufitów); 9 warstwy jarmuckie (mastrycht); 10 warstwy zlatniańskie (eocen dolny); 11 warstwy podmagurskie (eocen dolny); 12 piaskowiec magurski (eocen dolny ? — eocen środkowy); a piaskowce; b łupki; c łupki z wkładkami piaskowców; d łupki z konkrecjami pirytu oraz żelazistego wapienia i dolomitu; e łupki radiolariowe, radiolaryty, łupki bitumiczne, „manganowe” i menilitowe; f wapień rogowcowy oraz margle i łupki aptychowe; g radiolaryty; h zlepience; i brekcje sedimentacyjne; j podłoże skałkowe; k niezgodności kątowe i erozyjne

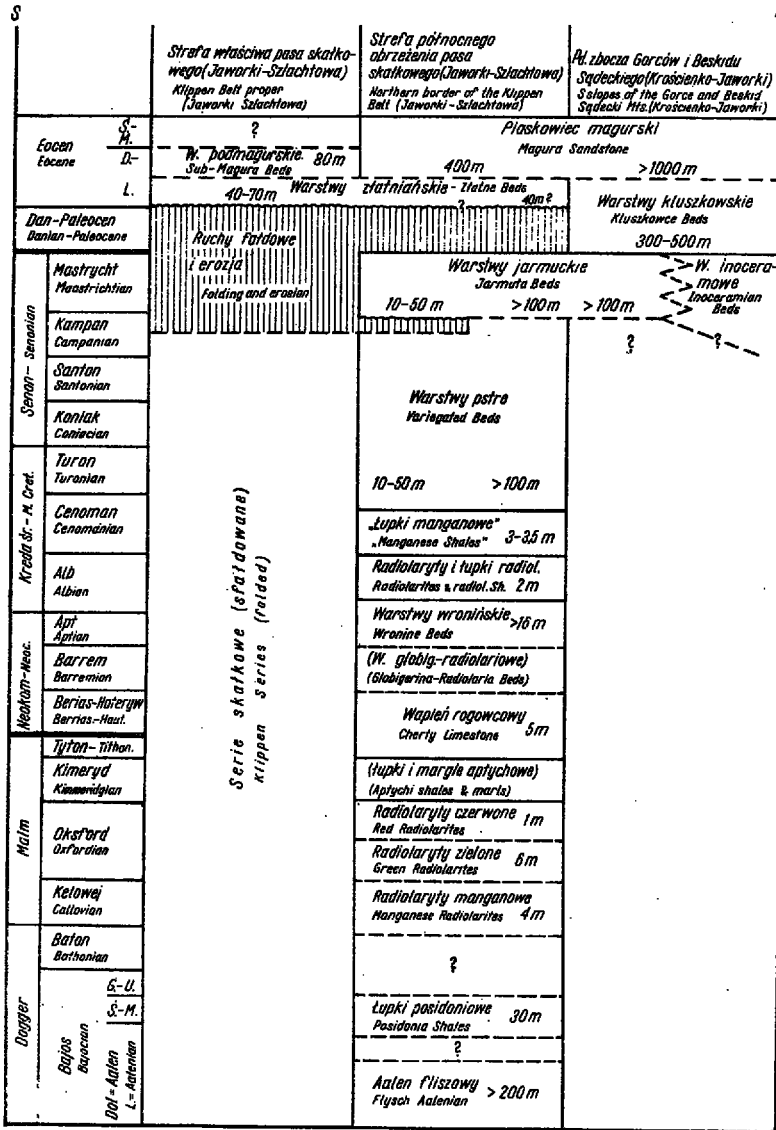
#### Synthetic geological columns of the Magura Series in the vicinity of the Sztolnia creek

1 Klippen Series folded and eroded during the Upper Cretaceous. Magura Series: 2 Flysch Aalenian (Lower Aalenian); 3 Posidonia Shales (Upper Aalenian — Middle Bajocian); 4 Manganese-, Green-, and Red Radiolarites (Callovian-Oxfordian); 5 Aptychi Marls and Shales (Kimmeridgian) and Cherty Limestone (Tithonian — Lower Barremian); 6 Beds with Globigerinids and Radiolarians and Wronine Beds (Upper Barremian — Albian); 7 radiolarites and Radiolaria Shales (Albian) and „Manganese Shales” (Cenomanian); 8 Variegated Beds (Cenomanian-Campanian, t tuffite intercalations); 9 Jarmuta Beds (Maestrichtian); 10 Zlatne Beds (Lower Eocene); 11 Sub-Magura Beds (Lower Eocene); 12 Magura Sandstone (Lower Eocene ? — Middle Eocene); a sandstones; b shales; c shales with sandstone intercalations; d shales with pyrite and ferruginous limestone and dolomite concretions; e radiolarian shales, radiolarites, bituminous shales, „Manganese Shales” and menilite-type shales; f Cherty Limestone and marls and shales with Aptychi; g radiolarites; h sedimentary breccias; i substratum built of the Klippen series; j angular and erosional unconformities

Tabela (Chart) 1

Tabela stratygraficzna serii magurskiej w okolicach potoku Sztolnia. Linie fa-  
liste oznaczają niezgodności kątowe i erozyjne

Stratigraphical table of the Magura Series in the vicinity of the Sztolnia creek.  
Wavy lines denote angular and erosional unconformities



czarnoniebieskimi nalotami związków manganu, lub — w wyższym stopniu zwiertzałe — rdzawymi powłokami limonitycznymi.

Odsłonięcia radiolarytów manganowych znajdują się głównie w zachodniej części obszaru przedstawionego na figurze 2, gdzie ich miąż-

szość wynosi około 4 m. Wielk omawianego ogniwa określany jest przez analogię do serii braniskiej i pienińskiej jako kelowej — dolny oksford. Kontakt z niższymi ogniwami ma charakter tektoniczny.

### *Radiolaryty zielone*

Radiolaryty zielone występują głównie w zachodniej części obszaru przedstawionego na figurze 2. Są to ławicowe rogowce radiolariowe, o miąższości ławic 2—10 cm, przewarstwione łupkami zwykle cieńszymi od radiolarytów. Barwa skał jest w przewadze zielona, grynszpanowozielona, brunatnozielona. Radiolaryty i łupki mogą być nieco wapniste. Często występują konkrecje i kryształy pirytu.

Miąższość radiolarytów wynosi do 6 m. Ich wielk, przez analogię do serii skałkowych, określany jest jako dolna część górnego oksfordu (częściowo także oksford dolny?).

### *Radiolaryty czerwone*

Radiolaryty czerwone składają się z bezwapnistych lub rzadziej wapnistych rogowców radiolariowych, w ławicach 2—5 cm, przewarstwionych łupkami lub łupkami marglistymi o podobnej miąższości. Przeważają tutaj barwy czerwone (ceglastoczerwone, wiśniowoczerwone), choć także można spotkać często odmiany pstre. Miąższość ogniwa wynosi około 1 m. Jego wielk, przez analogię z seriami skałkowymi, określany jest jako wyższa część górnego oksfordu.

### *Wapień rogowcowy*

W badanym obszarze nie rozpoznano łupków i margli aptychowych kimerydu, które prawdopodobnie zostały tektonicznie wytłoczone. Wapień rogowcowy, o miąższości nie przekraczającej 5 m, w niższej części (tyton-berias) ma barwę jasnokremową, w wyższej (walażyn-hoteryw — barrem dolny) — jasnoszarą, z ciemniejszymi plamkami i smugami. Wapień tworzy ławice o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów, często posiada soczewki i przerosty czarnych rogowców.

### *Warstwy wronińskie*

W badanym obszarze nie rozpoznano utworów przejściowych między wapieniem rogowcowym i warstwami wronińskimi, to znaczy

warstw globigerynowo-radiolariowych. Warstwy wronińskie znamy z kilku odsłoneń, gdzie osiągają one do 16 m miąższości (miąższość niekompletna wskutek kontaktów tektonicznych). Są to łupki mangliste niebieskawoszare lub zielonawe, fukoidowe, niekiedy z drobną młką, czasem z pomarańczowymi nalotami wietrzeniowymi. Zawierają one agregaty kryształów pirytu, a także konkrecje żelazistego dolomitu i wapienia plamistego, barwy niebieskawej (o średnicy dochodzącej do 1 m).

W dotychczas zbadanych próbkach nie napotkano przewodniej mikrofauny, zespół zaś mikroorganizmów z przewagą Nodosariidae, obecnością radiarii i małżoraczków ma charakter kontrowersyjny (patrz wyżej), pomimo pozycji geologicznej w profilu, która jest właściwa dla warstw wronińskich (najwyższy neokom — niższy alb).

### *Radiolaryty i łupki radiolariowe (środkowokredowe)*

Ogniwem bezpośrednio młodszym od warstw wronińskich są radiolaryty i łupki radiolariowe zaliczone do albu. W dolnej części potoku Sztolnia wykształcone są one bardziej typowo, jako ławicowe rogowce radiolariowe barwy zielonobrunatnej, o miąższości ławic 2—5 cm, podzielone szarozielonymi łupkami radiolariowymi o podobnej miąższości. W górnej części potoku Sztolnia rozwój tego ogniwia jest bardziej łupkowy: łupki radiolariowe czarnozielone, czarne i zielone, z cienkimi warstewkami (3—5 cm) czarnych i czarnozielonych łupków krzemionkowych (rogowcowych). Miąższość ogniwia wynosi do 2 m.

Omawiane radiolaryty i łupki radiolariowe odpowiadają prawdopodobnie górnoalbskim radiolarytom dolnych warstw z Pomiedznika w serii czorsztyńskiej (Birkenmajer 1963a), a więc mogą być nieco starsze niż facjalnie analogiczne cenomańskie ogniwo „warstw jaspisowych” i „zielonych łupków radiolariowych” zewnętrznych Karpat (Geroch et al. in Bieda et al. 1963).

### *„Łupki manganowe” (środkowokredowe)*

Ogniwem młodszym od radiolarytów i ich odpowiedników są utwory łupkowe o miąższości do 3—3,5 m, które za W. Sikorą (1962b) można porównywać z „łupkami manganowymi” tzw. „cenomańskiego horyzontu korelacyjnego” zewnętrznych Karpat (Koszarski, Nowak & Żytko 1959; Geroch et al. in Bieda et al. 1963). W odniesieniu do serii magurskiej pasa skałkowego nazwa „łupki manganowe” nie jest odpowiednia i w przyszłości winna być zastąpiona bardziej precyzyjnym określeniem.

W obszarze badanym (jak też w okolicach Szczawnicy — por. Birkenmajer 1965) omawiane ogniwo wykazuje wyraźną trójdzielność: a—c.

a) Najstarszym poziomem (w środkowej części potoku Sztolnia) są miękkie łupki nieco bitumiczne czarne i szarozielone, o miąższości około 0,5 m, z soczewką szarego piaskowca pirytowego (1 cm).

b) Środkowy poziom (w środkowej części potoku Sztolnia) tworzą blaszkowate łupki szare (niekiedy z nalotami związków manganu) i rdzawożółte, o miąższości około 2 m, z żółtymi nalotami jarosytowymi, z wkładkami czarnych łupków typu łupków menilitowych (wkładki o miąższości 5—10 cm), jak również z kilkoma wkładkami laminowanych, drobnoziarnistych piaskowców kwarcytowych szarych lub czarnych (1—3 cm).

c) Górny poziom (w środkowej części potoku Sztolnia), o miąższości 0,5—0,8 m, tworzą łupki szarozielone oraz łupki czarne drobno laminowane, w których stwierdzono cienką wkładkę (0,5—1 cm) drobnoziarnistego piaskowca szarego o laminacji przekątnej. W dolnej części potoku Sztolnia do tego poziomu należą czarne i ciemnoszare łupki, o miąższości około 0,5 m, które dostarczyły mikrofauny górnocenomańskiej (patrz wyżej): *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. cf. apenninica* (Renz), *Praeglobotruncana stephani* (Gand.), *P. stephani turbinata* (Reichel) i *Thalmaninella reicheli* (Mornod).

Według W. Sikory (1962b) wymienione trzy poziomy (z których dolny i górny zawierają radiolarie) należy zaliczyć do wyższego cenomanu. W opinii autora niniejszej pracy, tylko górny poziom posiada wyraźną mikrofaunę górnocenomańską, natomiast dolny prawdopodobnie należy jeszcze do cenomanu dolnego (Birkenmajer 1965, s. 347—348: odsłonięcia w Szczawnicy Wyżnej koło rzeźni); poziom środkowy może reprezentować albo jeszcze cenoman dolny, albo już cenoman górny.

### Warstwy pstre

Warstwy pstre stanowią ogniwo szeroko rozprzestrzenione w obszarze badanym, które — podobnie jak w innych odcinkach pasa skałkowego Polski — może być uznane za turon (względnie najwyższy cenoman) — dolny senon<sup>3</sup>. Zaczynają się one warstwą zielonych łupków i margli (do 0,5 m), często bardzo przypominających margle globotrunkowe (Birkenmajer 1965, s. 348: Hulina), wyżej ich barwa jest zielona i wiśniowoczerwona (pstra), i jeszcze wyżej — w przewa-

<sup>3</sup> Do tego ogniwa odnosi się mikrofauna podana przez W. Sikorę (1962b, s. 206), która ma jednak niejasny charakter (współwystępowanie form o różnej pozycji stratygraficznej): *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Rotalipora apenninica* (Renz), *Globotruncana cf. lapparenti tricarinata* (Quer.) i in.

dze czerwona (wiśniowoczerwona). Wkładki zielonych drobnoziarnistych wapnistych piaskowców hieroglifowych, o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów, pojawiają się przede wszystkim w najniższej i najwyższej części warstw pstrych. W północnej partii obszaru przedstawionego na figurze 2 stwierdzono występowanie kilkunastu cienkich wkładek tufitów biotytowo-skaleniowych (Birkenmajer & Wieser 1956, Birkenmajer & Gerock 1961).

Miąższość warstw pstrych osiąga największe wartości w północnej części omawianego obszaru — do około 100 m. W części południowej spada ona do 50—20 m lub mniej, przy czym określenie prawidłowej miąższości warstw jest tu utrudnione wskutek silnych wytłoczeń tektonicznych, lub — przeciwnie — wskutek diapirowego stłoczenia łupków. Jest prawdopodobne, że redukcja miąższości warstw pstrych w kierunku południowym wynika częściowo z erozji, jakiej te warstwy podlegały w tej strefie przed i w czasie osadzania się niższej części warstw jarmuckich. Dowodem na to może być występowanie okruchów łupków warstw pstrych na wtórnym złożu w brekcjach sedymentacyjnych warstw jarmuckich.

### *Warstwy jarmuckie*

Warstwy jarmuckie są najlepiej rozwinięte w północnej części obszaru, gdzie ich miąższość przekracza 100 m. Ku południowi miąższość ta ulega redukcji o połowę i więcej, równoległe ze zmianą charakteru litologicznego osadu na bardziej gruboklastyczny.

W łóżysku i na zboczach doliny potoku (Grajcarek, oraz w dolnej i środkowej części potoku Sztolnia, są to piaskowce cienko-, średnio- i gruboławicowe, wapniste, drobno- i średnioziarniste, barwy zielonawej, niebieskawej (po zwiertzeniu żółtozielonej z pomarańczowymi cętkami po zwiertzałych okruchach wapiennych), przelawiczone łupkami podobnej barwy. Ten fliszowy rozwój warstw jarmuckich (zbliżonych w ten sposób do warstw inoceramowych zewnętrznych Karpat) jest typowy dla strefy bardziej północnej, jak i dla spagowego ogniwa warstw jarmuckich, w przypadku gdy obserwujemy przejścia pionowe między warstwami pstrymi i jarmuckimi. W wyższej części warstw jarmuckich pojawiają się wkładki zlepieńców z materiałem egzotycznym i z materiałem pochodzącym z ogniw jurajsko-neokomskich i środkowo-górnokredowych serii magurskiej i serii skałkowych.

W najbardziej południowej strefie występowania warstw jarmuckich omawianego obszaru, np. w potoku Krupianka (na kontakcie tektonicznym tych warstw ze zrębem tektonicznym zbudowanym z serii czorsztyńskiej — por. Birkenmajer 1963a, s. 222, profile 23A, B — tabl. XXIV, fig. 1, 2), czy w górnej części potoku Sztolnia, obserwujemy

piaskowcowo-zlepieńcowy rozwój warstw jarmuckich o małej miąższości — do kilku i kilkunastu metrów (z wkładkami brekcji sedymentacyjnych). Zlepieńce i brekcje sedymentacyjne zawierają głównie okruchy jurajskich radiolarytów, wapieni rogowcowych i kredowych łupków warstw pstrych serii magurskiej, w odsłonięciu zaś pod kościołem w Jaworkach (na wschód od obszaru przedstawionego na fig. 2, w kontakcie ze strukturą zrębową zbudowaną z serii czorsztyńskiej) — także wapieni jurajskich i margli kredowych serii skałkowych. Okruchy te są nieobtoczone; ich obecność w osadzie warstw jarmuckich świadczy o wynurzeniu i niszczeniu osadów serii skałkowych i najbardziej południowej strefy serii magurskiej w ciągu górnego senonu.

Wiek warstw jarmuckich określa się jako mastrycht lub kampan-mastrycht (Birkenmajer 1963b, 1965). W. Sikora (1962b, s. 206) podaje z „warstw inoceramowych” potoku Sztolnia (= fliszowej odmiany warstw jarmuckich): *Glomospira charoides* (J. & P.), *Spiroplectamina* sp., *Uvigerina* sp., *Marssonella oxycona* (Reuss), *Dorothia conula* (Reuss), *D. retusa* (Cushman), *Marginulina* sp., *Globotruncana lapparenti lapparenti* Brotz., który to zespół pozostaje w zgodności z przyjmowanym górnosenońskim wiekiem warstw.

### Warstwy zlatniańskie

Kolejnym ogniwem, stosunkowo słabo odsłoniętym w badanym obszarze, są warstwy zlatniańskie, stanowiące południową fację warstw szczawnickich. W obszarze przedstawionym na figurze 2 nie dostarczyły one przewodniej fauny. Przez analogię z innymi odcinkami pasa skałkowego Polski przypisuje się im wiek dolnoeoceniński.

Stosunek warstw zlatniańskich do warstw jarmuckich nie może być wyjaśniony w obszarze przedstawionym na figurze 2, wskutek niewystarczających odsłoneń i silnych zaburzeń tektonicznych. Jednakże nie stwierdzono tutaj przejść pomiędzy wymienionymi warstwami, podobnie jak i w pozostałych partiach pasa skałkowego Polski. W opinii autora warstwy jarmuckie i warstwy zlatniańskie należą do dwóch odrębnych cykli sedymentacyjnych, rozdzielonych fałdowaniami.

W najbardziej południowej części badanego obszaru (fig. 2) warstwy zlatniańskie leżą bezpośrednio na sfałdowanych utworach jurajskich i kredowych serii skałkowych. Wzdłuż granicy państwowej na przestrzeni między Jaworkami a Szczawnicą znane są autorowi liczne punkty, gdzie warstwy zlatniańskie zaczynają się zlepieńcem i gruboziarnistymi piaskowcami numulitowymi, spoczywającymi wprost na podłożu skałkowym w kontakcie sedymentacyjnym, jako paleoeocenińska osłona skałkowa. Zawierają one wówczas nieobtoczone okruchy skał



z podłoża. Na przykład na górze Stachurówka (bezpośrednio na wschód od obszaru przedstawionego na fig. 2) warstwy zlatniańskie zaczynają się zlepieńcem (1,5—5 m) spoczywającym wprost na czerwonym wapieniu krynoidowym doggeru i młodszych ogniwach serii czertezickiej. Zlepieńiec ten składa się wyłącznie z materiału miejscowego: czerwony wapień krynoidowy, wapień bulasty, wapienie rogowcowe, wapienie kalpionellowe i in.

Mięszczość warstw zlatniańskich wynosi około 40—70 m. Są to głównie wapniste piaskowce drobno- i średnioziarniste, laminowane, na świeżo barwy niebieskawej lub czarnoniebieskawej, z detrytusem roślinnym. W czasie wietrzenia w piaskowcach pojawiają się żółte cętki. Ławice piaskowców są cienkie (zwykle nie przekraczają 0,5 m) i przeławicają się z łupkami marglistymi podobnej barwy, zwykle cieńszymi niż piaskowce.

#### *Warstwy podmagurskie i piaskowiec magurski*

Warstwy podmagurskie składają się z zielonych piaskowców wapnistych przeławiconych łupkami marglistymi podobnej barwy. Występują one w południowej części obszaru, w nadkładzie warstw zlatniańskich. Ich niekompletna mięszczość wynosi około 80 m.

W środkowej części obszaru, bezpośrednio nad warstwami zlatniańskimi, pojawia się piaskowiec magurski, który mógłby wobec tego zostać uznany za wiekowy odpowiednik warstw podmagurskich, osadzony w strefie sedymentacyjnej położonej bardziej ku północy. Piaskowiec magurski tworzy dwa wzniesienia — Krupiankę i Ulbocz — jego zaś najlepsze odsłonięcia znajdują się w środkowej części potoku Sztolnia. Jest to piaskowiec przeważnie bezwapnisty, drobno- i średnioziarnisty, w ławicach 0,5—0,7 m, a nawet do 1,3 m (niekiedy występują też piaskowce płytkowe o mięszczości ławic 5—10 cm). Piaskowce są zwykle równoziarniste (niefrakcjonowane), posiadają szare ziarna kwarcu i blaszki miki, warstwowanie frakcjonalne występuje wyjątkowo i zaznaczone jest słabo w spągowej partii ławic jako pojedyncze grubsze ziarna i otoczki kwarcu (o średnicy dochodzącej niekiedy do 3 cm). Laminacja i warstwowanie konwolutive występują wyjątkowo. Grube wałkowate hieroglify prądowe należą do rzadkości. Barwa piaskowców jest szara, szarozółtawa, ale często, wskutek obecności wietrzejących ziarn pirytu, pojawiają się żółte cętki lub pomarańczowe naloty, czasem obserwuje się także czarne polewy związków manganu. Łupki albo w ogóle nie występują, albo też tworzą cienkie wkładki (1—3 cm mięszczości, wyjątkowo do 3 m mięszczości) barwy szarozielonej<sup>4</sup>. W większości od-

<sup>4</sup> W. Sikora (1962b, s. 206) zwraca uwagę, że łupki te przypominają łupki beloweskie.

słoneńc piaskowce są nieregularnie zdiaklazonowane i rozpadają się na ostrokrawędziste bloki o szarej barwie powierzchni.

Na północnych zboczach Krupianki i pod szczytem Uboczy stwierdzono występowanie cienkich wkładek drobnoziarnistych zlepieńców, składających się z szarego kwarcu o średnicy ziarn 2—3 mm. Miąższość (niepełną) piaskowca magurskiego ocenia się na około 400 m.

Omawiane warstwy podmagurskie, jak i piaskowiec magurski, nie dostarczyły dotychczas żadnych skamieniałości. Warstwy podmagurskie odpowiadają prawdopodobnie dolnemu eocenowi (Birkenmajer 1963b, 1965). Jeżeli rzeczywiście stanowią one południową odmianę facjalną piaskowca magurskiego Krupianki-Uboczy, wówczas piaskowiec magurski mógłby tutaj w części należeć do eocenu dolnego, w części zaś do eocenu środkowego (ten ostatni wiek przyjmowany jest dla piaskowca magurskiego Gorców i Beskidu Sądeckiego — por. Birkenmajer op. cit.).

#### POZYCJA SERII MAGURSKIEJ W STRUKTURZE GEOLOGICZNEJ PASA SKAŁKOWEGO OKOLIC POTOKU SZTOLNIA

Przyjęta interpretacja tektoniczna przedstawiona na figurach 2 i 3A, B zakłada, że seria magurska jest nasunięta ku południowi na właściwą strukturę pasa skałkowego. Na figurze 3B pokazano występowanie okien tektonicznych, przede wszystkim serii czorsztyńskiej (margle globotruncanowe, wapień czorsztyński, wapień krynoidowy czerwony i in.), odsłaniającej się spod tektonicznej pokrywy aalenu fliszowego — łupków posidoniowych — warstw pstrych — warstw jarmuckich serii magurskiej. Byłaby to zatem interpretacja strukturalnie zbieżna z przyjmowaną przez W. Sikorę (1962a, b) możliwością nasunięcia płaszczowiny magurskiej na pieniński pas skałkowy. W opinii Sikory tego typu nasunięcie należałoby odnieść do fałdowań popaleogeńskich, związanych z tworzeniem się płaszczowiny magurskiej. Autor niniejszej pracy reprezentuje pogląd odmienny na wiek tego nasunięcia, wyrażony już uprzednio (Birkenmajer 1965), a mianowicie, że sfaldowanie najbardziej południowej części basenu magurskiego nastąpiło po raz pierwszy już w najwyższej kredzie. Dowodem słuszności takiego ujęcia mogą być następujące dane:

1. Obecność okruchów warstw pstrych serii magurskiej na wtórnym złożu w gruboklastycznych osadach warstw jarmuckich najbardziej południowej strefy serii magurskiej w pasie skałkowym i redukcje miąższości warstw pstrych w tej strefie, które mogą być częściowo efektem erozji podłoża bezpośrednio przed i w czasie sedymentacji warstw jarmuckich górnego senonu.

2. Obecność okruchów skał jurajskich i neokomskich serii magurskiej w omawianych zlepieńcach i brekcjach sedymentacyjnych jarm

kich i kontakty sedymentacyjne zlepieńców jarmuckich z wapieniami rogowcowymi serii magurskiej, które mogą świadczyć o głębokiej erozji (ewentualnie wychyleniu kątowym i sfałdowaniu) kompleksu osadów serii magurskiej z końcem senonu.

3. Obecność okruchów skał pochodzących z serii czorsztyńskiej (i innych serii skałkowych) na wtórnym złożu w górnosenońskich zlepieńcach jarmuckich, których obecność świadczy o wynurzeniu i erozji tej serii z końcem kredy.

4. Obecność transgresywnego paleogenu — warstw zlatniańskich (dolny eocen), często zaczynających się zlepieńcem zawierającym okruchy z podłoża skałkowego, jak i numulitowych zlepieńców sułowskich i wapieni alweolinowo-koralowych (środkowy eocen: Skałka Haligowiecka).

5. Brak utworów paleogenu pod nasunięciem aalenu fliszowego (i młodszych ogniw serii magurskiej) na sfałdowane serie skałkowe (aalen-kampan).

Powyższe dane wskazują, że wzmiankowane nasunięcie serii magurskiej nastąpiło już przed transgresją eocenu dolnego, a po osadzeniu się warstw jarmuckich mastrychtu, czyli w czasie laramijskich fałdowań pasa skałkowego.

Teoretycznie można by też rozważać koncepcję zakładającą, że część sfałdowanego w fazie laramijskiej pasa skałkowego pozostała niezalana w ciągu całego paleogenu, stanowiąc barierę pomiędzy basenem paleogeńskim północnym (magurskim) i południowym (podhalańskim), która została przykryta tektonicznie przez płaszczowinę magurską dopiero w czasie fałdowań popaleogeńskich. Taka bariera w omawianym obszarze winna by była się znajdować między obecną strefą magurską, zbudowaną z ogniw jurajskich, kredowych i paleogeńskich (północna i środkowa część obszaru na fig. 2), a obecną strefą skałkową zbudowaną z serii skałkowych i sedymentacyjnej pokrywy paleogenu osłony (południowa część obszaru na fig. 2). Wytłumaczenie takie wydaje się jednak autorowi mało przekonujące z uwagi na zbieżność w rozwoju litologiczno-facjalnym paleogenu w obu strefach, łącznie należących do obszaru sedymentacyjnego magurskiego. Strefa graniczna między paleogenem basenu magurskiego i basenu podhalańskiego znajdowała się dalej na południe (na co istnieje dowód w Skałce Haligowieckiej, gdzie w transgresji na skałkach spoczywają spagowe ogniwa paleogenu podhalańskiego: numulitowe zlepieńce sułowskie i wapienie alweolinowo-koralowe eocenu środkowego). Należy również podkreślić, że z wyjątkiem spagowych ogniw paleogenu skałkowego (spąg warstw zlatniańskich i spąg zlepieńca sułowskiego) materiał skałkowy nie występuje na wtórnym złożu ani w warstwach podmagurskich, ani w piaskowcu magurskim, czy w warstwach fliszu podhalańskiego, co byłoby niezrozu-

miałe, gdybyśmy przyjmowali wynurzenie części pasa skałkowego w tym czasie<sup>5</sup>.

Jeżeli przyjmiemy możliwość sfałdowania jurajsko-kredowych ogniw serii magurskiej (łącznie z warstwami jarmuckimi) w północnej strefie pasa skałkowego już w czasie ruchów górnosenońskich (laramijskich), wówczas stanie się bardziej zrozumiałą braku przejść między warstwami jarmuckimi i warstwami zlatniańskimi w tym obszarze<sup>6</sup>. Warstwy te wykazują wiele analogii litologicznych i, ogólnie biorąc, reprezentują fację typu „warstw inoceramowych”, co wielokrotnie było podnoszone w literaturze przez różnych autorów. Podobieństwa litologiczne byłyby tutaj jednak dowodem na to, że materiał klastyczny warstw jarmuckich i warstw zlatniańskich (a także kluszkowskich) pochodził z wspólnego źródła, nie byłoby zaś dowodem na ich ciągłość sedymentacyjną, która zresztą dotychczas nie została przez nikogo udowodniona.

Fałdowania popaleogeńskie, które zachodziły w kilku etapach, spowodowały dodatkowe komplikacje w budowie geologicznej omawianego obszaru. Starszym etapem było fałdowanie pod wpływem kompresji lateralnej, doprowadzające do wstecznych nasunięć, odwróceń tektonicznych, powstania budowy wachlarzowej i zjawisk diapirowych, jakie widoczne są przede wszystkim w obrębie kompleksu przedpaleogeńskiego, ale także — choć w mniejszym stopniu — w obrębie paleogeńskiej pokrywy. Badany obszar nie dostarczył danych na temat większych szarż o wergencji południowej pokrywy paleogeńskiej typu magurskiego, czy też płaszczowiny magurskiej jako całości.

Bardzo charakterystyczną cechą strukturalną obszaru są dyslokacje poprzeczne, tj. o przebiegu południkowym. W większości są to dyslokacje popaleogeńskie, związane z ostatnimi fazami fałdowań pasa skałkowego. Niekiedy te dyslokacje wykazują skomplikowany przebieg (np. dyslokacja potoku Krupianka) i fleksurowe podgięcia warstw, świadczące o zróżnicowanych ruchach formujących się bloków tektonicznych. Być może, w niektórych przypadkach, powtarzają one starsze założenia tektoniczne uformowane już w czasie fałdowań przedpaleogeńskich.

<sup>5</sup> W warstwach szczawnickich facji północnej (warstwach kluszkowskich) okolic Krościenka, które odpowiadają samo-paleocenowi i eocenowi dolnemu, pojawia się również materiał jurajski na wtórnym złożu (okruchy wapieni rogowcowych serii magurskiej?) we wkładkach zlepieńców i gruboziarnistych piaskowców litotamniowych (Alexandrowicz et al. 1965, 1966), świadczący o wynurzeniu i erozji strefy skałkowej (skałkowo-magurskiej) tylko w najniższym paleogenie.

<sup>6</sup> To stwierdzenie nie przeczy możliwości przejścia między kredą i paleogেনem w „facji inoceramowej” rejonu położonego na północ od pasa skałkowego (np. Krościenko-Tylnanowa), co przyjmuje W. Sikora (1962b, s. 206) oraz S. Alexandrowicz, K. Bogacz i S. Węclawik (1965, 1966). Na marginesie chciałbym zaznaczyć, że uważam za niewłaściwe stosowanie określenia „warstwy inoceramowe” dla paleogeńskiej części ogniw (warstw szczawnickich w facji kluszkowskiej, czy ich odpowiedników), w której inoceramowy z natury rzeczy nie występują.

Ze schyłkową fazą tektonicznych deformacji popaleogeńskich związana jest intruzja andezytu Krupianki, która w postaci dajki przebiega utwory piaskowca magurskiego, w jego zaś kredowym podłożu (na zachodnich zboczach Krupianki) przybiera formę sillu, wciśniętego między warstwy jarmuckie i pstre, lub wykorzystuje południową dyslokację oddzielającą piaskowiec magurski synkliny Krupianki od utworów kredowych. Pozornie wydaje się, że andezyt został poprzesuwany późniejszymi od niego uskokami poprzecznymi. Jednakże w rzeczywistości zmiany termiczne powstałe wskutek oddziaływania magmy andezytowej obserwujemy nie tylko na kontaktach podłużnych intruzji andezytowej ze skałami osadowymi, ale również na kontaktach poprzecznych, poza strefami uskoków. To zjawisko w przypadku andezytów Jarmuty (Birkenmajer 1958) zostało wytłumaczone jako efekt równoczesności intruzji i formowania się dyslokacji poprzecznych, które wobec tego w części mogą być efektem tektoniki intruzyjnej wywołanej wysokim ciśnieniem magmy andezytowej, nierównomiernie rozpychającej podłużne dyslokacje w skomprimowanym tektonicznie górotworze.

## Część mikropaleontologiczna

(napisała Olga Pazdro)

### UWAGI OGÓLNE

Badane próbki, których lokalizacja została podana w części geologicznej niniejszej pracy, zawierają mikrofaunę dosyć źle zachowaną, ale stosunkowo bogatą. Tylko próbka 10a + b, mimo przeszlamowania dużej ilości materiału, dostarczyła zaledwie kilku oznaczalnych okazów. Tabela 2 przedstawia listę mikroorganizmów ze zbadanych próbek.

### UWAGI SYSTEMATYCZNE

Wobec tego, że w literaturze mikropaleontologicznej istnieją liczne rozbieżności w ujmowaniu gatunków i ich zasięgów stratygraficznych, podaję szereg uwag co do przyjętych oznaczeń. Szczegółowe opisy i ilustracje będą podane w pracy o otwornicach doggeru pochodzących również z innych profilów pienińskiego pasa skałkowego Polski.

Jako ?Radiolaria oznaczam w badanych próbkach pirytowe lub kalcytowe kulki i dyski. Zachowana czasem siatkowa, rzeźba powierzchni, kształt i wymiary pozwalają przypuszczać, że są to szczątki promienic. Takie szczątki znane są zarówno w osadach jurajskich, jak i kredowych

Tabela (Chart) 2

Zestawienie mikrofauny z warstw aalenu fliszowego (= „warstw ze Sztolni” sensu Sikora) w potoku Sztolnia

1–6 próbki ze środkowej części potoku Sztolnia (por. fig. 2 i 4B); 9, 10 próbki z dolnej części potoku Sztolnia (por. fig. 2)

List of microfauna from the Flysch Aalenian (= „Sztolnia Beds” sensu Sikora) of the Sztolnia creek

1–6 samples taken in the middle course of the Sztolnia creek (cf. figs. 2 and 4B); 9, 10 samples taken in the lower course of the Sztolnia creek (cf. fig. 2)

Próbki (Samples)	1a	2a	3a	4a	5a	6a	9a	10a, b
<i>Lenticulina muensteri</i> (Roemer)	2	9	5	22	4	8	2	—
<i>L. varians</i> (Bornemann)	2	17	2	14	3	2	—	—
<i>L. varians</i> f. <i>recta</i> Franke	—	1	1	2	1	3	14	—
<i>L. quenstedti</i> (Gümbel)	—	5	2	8	—	1	—	—
<i>L. scalpta</i> (Franke)	1	1	—	—	—	—	—	—
<i>L. prima</i> (d'Orbigny)	—	11	—	4	3	5	3	—
<i>L. toarcense</i> Payard	—	—	1	—	—	—	—	—
<i>L. cf. toarcense</i> Payard	—	—	—	—	1	1	—	—
<i>Lenticulina</i> (sp. div.)	—	2	—	—	—	6	—	—
<i>Marginulinopsis matutina</i> (d'Orbigny)	—	—	—	2	—	—	—	—
<i>Planularia pseudocrepidula</i> Adams	2	2	1	—	—	—	—	—
<i>P. pauperata</i> Jones & Parker	—	1	—	1	—	—	—	—
<i>P. filosa</i> (Terquem)	1	2	1	—	—	—	—	—
<i>P. minuta</i> (Bornemann)	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>Planularia</i> (sp. div.)	—	1	1	4	1	—	4	—
<i>Vaginulina</i> aff. <i>jurassica</i> (Gümbel)	2	5	—	—	—	—	2	—
<i>V. claviformis</i> Paalzow	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>Vaginulina</i> sp.	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>Marginulina</i> (sp. div.)	1	1	—	—	—	—	—	—
<i>Nodosaria fontinensis</i> Terquem	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>N. regularis</i> Terquem	—	—	2	1	—	—	—	1
<i>Nodosaria</i> sp.	—	—	—	1	—	—	—	—
<i>Dentalina integra</i> (Kübler & Zwingli)	—	2	—	1	—	—	—	—
<i>D. sinemuriensis</i> Terquem	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>D. turgida</i> Schwager	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>D. bullata</i> Schwager	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>D. aff. bullata</i> Schwager	—	4	—	4	—	2	—	—
<i>Dentalina</i> (sp. div.)	1	3	4	14	—	1	—	—
<i>Frondicularia oolithica</i> Terquem	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>Falsopalmula obliqua</i> (Terquem)	—	—	—	2	—	—	—	—
<i>Lagena ovata</i> (Terquem)	—	1	—	—	—	—	—	—
<i>L. globosa</i> (Montagu)	—	7	2	—	1	—	—	—
<i>L. apiculata</i> Reuss	—	3	—	2	—	—	—	—
<i>Lagena</i> sp.	—	—	—	1	—	—	—	—
<i>Eoguttulina</i> sp.	1	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ramulina laevis</i> Jones	—	—	1	—	—	—	—	—
<i>Palaeomiliolina</i> sp.	—	2	—	1	—	—	—	—
? <i>Paalzowella</i> sp.	—	—	—	1	—	—	—	—

Próbki (Samples)	1a	2a	3a	4a	5a	6a	9a	10a, b
<i>Ammodiscus</i> (sp. div.)	—	—	1	1	2	—	—	—
<i>Trochammina</i> sp.	—	—	—	—	—	1	—	—
? <i>Haplophragmoides</i> sp.	4	4	4	3	3	2	2	—
<i>Hyperammina</i> sp.	1	>40	32	21	>40	21	>70	2
? Radiolaria skalcytyzowane (calcified)	2	>40	34	36	—	—	—	—
? Radiolaria spirytyzowane (pyritized)	31	9	27	32	~100	>100	8	1
Ostracoda*	7	15	4	20	1	—	1	—

\* Oznaczenia małżorączków z próbek nr 2 i 4 — patrz J. Błaszyk (1968).

Ostracods from samples No. 2 and 4 — vide J. Błaszyk (1968).

(Geroch & Nowak 1963). Pod względem ilościowym wybijają się one na pierwszy plan w badanym materiale.

Bardzo liczne są ułamki *Hyperammina* sp. (*sensu* Seibold & Seibold 1960), oznaczane w większości prac jurajskich jako *Saccorhiza ramosa* (Brady). Ponieważ formy te notowane są też z młodszych osadów, trudno je uznać za dobre wskaźniki wiekowe.

Poza wymienionymi formami, większość zespołu mikrofauny w badanych próbkach stanowią nodosaridy (lagenidy). Wśród nich najliczniejsze są *Lenticulina muensteri* (Roemer) i *L. varians* (Born.). Obydwa te gatunki ujmowane są przez różnych autorów bardzo rozmaicie. W badanych próbkach zaliczam do *L. muensteri* formy gładkie, soczewkowate, o prawie kolistym przekroju równikowym, o szwach cienkich, położonych w płaszczyźnie skorupki, ze słabo zaznaczonym dyskiem pepkowym położonym prawie w centrum skorupki. Do *L. varians* zaliczam zbliżone formy różniące się od poprzednich półkolistym przekrojem równikowym, szybciej wzrastającymi na szerokość komorami i pepkiem położonym ekscentrycznie. Niektóre okazy tego gatunku można zaliczyć do *L. varians* f. *recta* Franke (Franke 1936), czyli do *L. varians* f. *a* Bartenstein & Brand (Bartenstein & Brand 1937). Autorzy ci zaznaczają, że szczególnie w dolnym doggerze występują formy bardziej spłaszczone, u których ostatnie komory mogą odrywać się od zwoju. J. Kopyk (1960) uznał tę formę za charakterystyczną dla aalenu Niżu Polskiego. Jednak *L. muensteri* i *L. varians*, chociaż bardzo pospolite w jurze, notowane są też w kredzie.

Trzecią co do ilości grupę wśród lentikulin stanowią w badanych próbkach formy o lekko podniesionych szwach i wgłębionym pepku. Oznaczam je jako *Lenticulina quenstedti* (Gümbel) zgodnie z ujęciem H. Bartensteina i E. Branda (1937). Autorzy ci zaznaczają, że w dolnym doggerze gatunek ten ma gładkie, niezróżnicowane listewki szwowe, a do-

piero w wyższych warstwach zaznacza się tworzenie się guzków. Jest to gatunek jurajski, ale notowany jest też w kredzie. E. Hanzlíková i Z. Roth (1963) podają go z walanżynu fliszowych Karpat Czechosłowacji. Nie mając ilustracji, ani opisu, trudno jest o porównanie.

Następna co do ilości występowania w badanych próbkach jest *Lenticulina prima* (d'Orb.) w ujęciu A. Frankiego (1936), który opisuje ten gatunek z liasu Niemiec, ale zaznacza, że podobne formy występują też w kredzie. V. Scheibnerová (1962) notuje ten gatunek w munchisonowych warstwach pasa skałkowego Czechosłowacji.

*Vaginulina aff. jurassica* (Gümb.) różni się od *V. jurassica* w ujęciu E. Seibold i I. Seibold (1955, 1956) oraz W. Bieleckiej (1960) bardziej ku stronie brzusznej wysuniętą komorą początkową. Odpowiednikiem tej formy może być w kredzie, według opinii Seibold i Seibold, *V. compressa* (d'Orb.). Gatunek ten jednak opisany przez K. Pożaryską (1957) jako *Astacolus compressus* ma szwy wyraźniejsze, przekrój poprzeczny bardziej owalny, a ostatnią komorę bardziej wydętą, badane zaś okazy mają przekrój bardziej trójkątny, a ostatnią komorę raczej spłaszczoną. Formy te występują również w próbkach z aalenu fliszowego innych profilów z Pienin (Birkenmajer & Pazdro 1963b).

Inne gatunki nodosaridów w badanych próbkach występują już rzadziej. Są wśród nich formy znane z jury i z kredy, ale są też formy, które dotychczas uważane są za wyłącznie jurajskie.

*Planularia pseudocrepidula* Adams (Adams 1957) odpowiada formom opisywanym w literaturze jurajskiej jako *P. crepidula* (Ficht. & Moll). Ten gatunek jest często notowany w osadach jurajskich, a nawet jest uważany w niektórych obszarach za przewodni dla aalenu (Rešeniša ... 1962), chociaż holotyp pochodzi z osadów współczesnych. J. Kopic (1960) znajduje ten gatunek w aalenie Niżu Polskiego, O. K. Kaptarenko-Cernousova (1961) w aalenie Platformy Ukrainńskiej. Ponadto gatunek omawiany notowany jest też w osadach kredowych, jednak formy kredowe zaliczane do tego gatunku, np. *Lenticulina crepidula* (Ficht. & Moll) opisana przez V. Scheibnerová (1963), są znacznie grubsze i bardziej owalne w przekroju poprzecznym niż formy jurajskie. A. Tollmann (1960) zalicza ten gatunek do rodzaju *Astacolus*, ilustruje formę nieco bardziej spłaszczoną niż forma V. Scheibnerovej (1963), ale jednak grubszą niż formy jurajskie. Badane okazy należą do bardziej spłaszczonych.

Połączoną przejściami z tym gatunkiem, i w ujęciu G. C. Adamsa (1957) mieszczącą się w obrębie jego zmienności, jest *Planularia filosa* (Terq.). Wydzielam jednak ten gatunek obejmujący formy bardziej wydłużone, o większej ilości komór, zgodnie z ujęciem H. Bartensteina i E. Branda (1937, tabl. 9).

*Planularia pauperata* (J. & P.), której synonimem jest według T. Barnarda (1951) *P. cordiformis* (Terq.), jest również trudna do odróżnienia od *P. pseudocrepidula*, co zaznacza G. C. Adams (1957). Jednak



większość autorów uważa, że są to formy bardziej kłępe, szersze, komory mają bardziej skośne i wyraźniej skierowane ku komorze początkowej. Takie właśnie formy występują w badanym materiale. O. K. Kaptarenko-Černousova (1963) uważa gatunek *P. cordiformis* za charakterystyczny dla aalenu Ukrainy. T. Barnard (1950) uważał go za charakterystyczny dla górnego liasu Anglii.

*Lenticulina toarcense* Payard (Payard 1947) obejmuje według H. Tappan (1955) formy jurajskie zaliczane przez różnych autorów do kredowego gatunku *L. subalata* (Reuss). W tym szerszym ujęciu jednak formy te rzeczywiście są trudne do odróżnienia od *L. subalata*, zwłaszcza przy gorszym stanie zachowania. O. K. Kaptarenko-Černousova (1961, 1963) uważa *L. subalata* za gatunek charakterystyczny dla aalenu Ukrainy. E. Brand (1949) podkreślał jego występowanie w aalenu Niemiec.

*Lenticulina (Astacolus) scalpta* (Franke) jest gatunkiem rzadko notowanym od liasu do doggeru (Birkenmajer & Pazdro 1963b).

Okaz oznaczony jako *Planularia minuta* (Born.) odpowiada prawie ściśle okazowi ilustrowanemu przez O. K. Kaptarenko-Černousovą (1961, 1963). Autorka ta uważa te formy za charakterystyczne dla aalenu Ukrainy.

Okazy oznaczone jako *Marginulinopsis matutina* (d'Orb.) odpowiadają raczej ilustracjom tego gatunku w pracy A. Nørvanga (1957), ale nie odpowiadają ujęciu tego gatunku przez A. Frankego (1936). A. Nørvang (1957) zaznacza, że jest to gatunek źle zdefiniowany i wymagający rewizji. Notowany jest dość często w liasie i doggerze.

*Falsopalmula obliqua* (Terq.) znana jest z liasu i doggeru (Bartenstein & Brand 1937). Okazy z próbki 4a odpowiadają formom opisanym przez O. K. Kaptarenko-Černousovą (1960), najbardziej formie ilustrowanej przez nią na tablicy IX, figurze 1 z osadów aalenu Ukrainy. W stratygraficznym schemacie mezozoiku Platformy Rosyjskiej (Rešėnija ... 1962) gatunek ten uważany jest za przewodni dla aalenu.

*Fronicularia oolithica* Terq. znana jest z doggeru. Znaleziony okaz odpowiada najbardziej formom opisanym przez O. K. Kaptarenko-Černousovą (1960) z osadów od aalenu do górnego bajosu Ukrainy.

*Lagena globosa* (Mont.) i *L. apiculata* (Reuss) to pospolite gatunki w jurze i w kredzie. *Lagena ovata* (Terq.), gatunek liasowy, ma homeomorfy w kredzie (Birkenmajer & Pazdro 1963a).

*Vaginulina clavaeformis* Paalzow (Paalzow 1917), znana z dolnego malmu Niemiec, wydaje się identyczna z *Dentalina bischgonensis* Mamontova (Mamontova 1956) z aalenu Kaukazu.

*Dentalina integra* (Kübl. & Zw.) notowana jest w liasie Niemiec (Franke 1936) i liasie czechosłowackich Karpat (Andrusov et al. 1960).

*Dentalina bullata* Schwager oznaczam zgodnie z ujęciem E. Seibold i I. Seibold (1956) oraz O. K. Kaptarenko-Černousovej (1960). Gatunek ten pochodzi z dolnego malmu Niemiec. Jako *D. aff. bullata* oznaczam

formy bez kolca u podstawy skorupki. E. Seibold i I. Seibold uważają, że cecha ta nie stanowi podstawy do tworzenia osobnego gatunku.

*Dentalina turgida* Schwager i *D. sinemuriensis* Terq. są gatunkami jurajskimi, ale zbliżone formy występują też w kredzie.

*Nodosaria fontinensis* Terq., pospolita w jurze, ma również zbliżone formy w kredzie.

*Nodosaria regularis* Terq. została uznana za przewodnią dla dolnego bajosu NW Niemiec (Brand & Fahrion 1962), ale H. Bartenstein i E. Brand (1951) opisują zupełnie podobną formę z dolnej kredy jako *N. cf. regularis*. Takie pojedyncze komory znaleziono w próbkach 4a i 10a, zaś w próbce 3a zaliczono do tego gatunku formy o komorach bardziej wydłużonych, zgodnie z ujęciem H. Tappan (1955).

Okazy *Palaeomiliolina* sp. są tak źle zachowane, że nie można ich oznaczyć gatunkowo. Zbliżone są do form opisanych z keloweju przez O. K. Kaptarenko-Cernousovą (1963) jako *Spirophthalmidium kanevi* n. sp., które mają również kłębkowate ułożenie komór środkowych.

*Ramulina laevis* Jones notowana jest dopiero od kredy, ale identyczne formy znalazłam w materiałach porównawczych z toarku SW Niemiec.

Otwornice zlepieńcowate w badanych próbkach są bardzo nieliczne poza *Hyperammia* sp. Okazy oznaczone jako ?*Haplophragmoides* sp. to spłaszczone i dosyć niewyraźne formy, które zapewne odpowiadają formom opisanym przez H. Bartensteina i E. Branda (1936) z jury NW Niemiec pod nazwą *Haplophragmoides* sp. Autorzy ci podkreślają, że analogiczne formy występują też w kredzie.

Stan zachowania innych skorupek otwornic nie pozwala na bliższe określenie.

#### UWAGI STRATYGRAFICZNE

Pomimo tylu wspólnych form jurajskich i kredowych, ogólny charakter zespołu otwornicowego jest raczej jurajski i to dolnodoggerski, za czym przemawia obecność szeregu form uważanych za charakterystyczne dla aalenu. Byłby to bardzo szczególny przypadek, gdyby w próbkach kredowych (zwłaszcza środkowokredowych jak sugerował Sikora 1962a, b), zawierających stosunkowo liczną mikrofaunę, nie znalazły się formy przewodnie dla kredy. Brak w badanym zespole charakterystycznych dla fliszowych utworów dolnej kredy form zlepieńcowatych, oraz brak form charakterystycznych dla środkowej kredy. Występują one tylko w materiale zmytym z powierzchni odłamków skał pobranych do analizy mikrofaunistycznej.

Badany zespół z warstw odsłoniętych w potoku Sztolnia jest bardzo zbliżony do zespołów z innych profilów aalenu fliszowego pienińskiego pasa skałkowego (Polski, do zespołu z warstw nadfliszowych (Birkenma-

jer & Pazdro 1963b), oraz do zespołu z warstw nadposidonioowych (Zamek Niedzica, „Pod Florkiem” — w opracowaniu).

Dla uzyskania większej pewności poddano badaniom małżoraczki znalezione w omawianych próbkach. Opracowania ich podjął się J. Błaszyk (1968). Oznaczył on tylko 2 gatunki: *Cytherella woltersdorfi* Oertli i *Cardobairdia inflata* Szczechura & Błaszyk, z których pierwszy znany jest z oksfordu (Szwajcarii i Francji), a drugi występuje licznie w doggerze rejonu częstochowskiego. Dla innych form podaje on nomenklaturę otwartą, zaznaczając, że większość z nich zbliża się raczej do gatunków jurajskich niż kredowych.

Podsumowując powyższą dyskusję należy stwierdzić, że obecny materiał mikrofaunistyczny nie daje podstaw do negowania jurajskiego wieku badanych warstw, określanych przez K. Birkenmajera jako aalen fliszowy, a przez W. Sikorę (1962a, b) jako warstwy ze Sztolni. Nasuwa się przypuszczenie, że cytowane przez W. Sikorę (1962b) globotrunkany, globigeryny i ticinelle zostały wymyte z osadów kredowych, lub tarasów i przemieszczone, napławione w spękania i szczelinki w badanych łupkach. Dopiero znalezienie ich w materiale specjalnie starannie oczyszczonym byłoby dowodem kredowego wieku tych warstw. W tym przypadku należałoby przyjąć, że formy jurajskie znalezione w badanych próbkach albo mają szerszy zasięg wiekowy, niż to było dotychczas przyjmowane, albo znajdują się tu na wtórnym złożu.

Duży udział nodosariidów w zespole otwornicowym „warstw ze Sztolni” odróżnia je od warstw lgoeckich, których mają być odpowiednikami (Sikora op. cit.). Warstwy lgoeckie charakteryzują się występowaniem prawie wyłącznie form zlepieńcowatych (aglutynujących) (Bieda et al. 1963, s. 42; Geroch & Nowak 1963). W ogóle w typowych osadach fliszu karpackiego przeważają zespoły aglutynujące (Książkiewicz 1961). Można też zaznaczyć, że duża ilość otwornic z rodziny Nodosariidae jest cechą zespołów raczej jurajskich, ponieważ to był okres rozkwitu tej rodziny. Wynika to również z nowszych opracowań mikrofaunistycznych jury i kredy czeskosłowackich i polskich obszarów karpackich (Hanzlíková 1965, Geroch 1966, Salaj & Samuel 1966).

Zakład Nauk Geologicznych  
Polskiej Akademii Nauk

Pracownia Geologii Młodych Struktur  
Kraków, ul. Senacka 3

Laboratorium Mikropaleontologiczne  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93

Kraków — Warszawa, w maju 1967 r.

## LITERATURA CYTOWANA

- ADAMS G. C. 1957. A study of the morphology and variation of some Upper Lias Foraminifera. — *Micropaleont.*, vol 3, no. 3. New York.
- ALEXANDROWICZ S. W., BOGACZ K. & WĘCLAWIK S. 1965. O występowaniu piaskowców organodetrytycznych w południowej strefie facjalnej płaszczowiny magurskiej. — *Spraw. Pos. Komis. Oddz. PAN w Krakowie*, styczeń—czerwiec 1965. Kraków.
- ALEXANDROWICZ S. W., BOGACZ K. & WĘCLAWIK S. 1966. Piaskowce litotamniowe we fliszu magurskim okolic Krościenka nad Dunajcem (Les grès à Lithothamnium dans le flysch de Magura des environs de Krościenko sur Dunajec). — *Zesz. Nauk. AGH*, nr 123, *Geologia* z. 7. Kraków.
- ANDRUSOV D., MIŠIK M., SCHEIBNER E. & SCHEIBNER V. 1960. Stratigraphie, micropaléontologie et microfaciès des formations Jurassiques et Crétacées des Carpathes de la Slovaquie. — *Intern. Geol. Congr., Rep. XXI Sess. Norden*, Part. VI, Sect. 6. Copenhagen.
- BARNARD T. 1950. The uses of Foraminifera in Lower Jurassic stratigraphy. — *Rep. 18 Sess. Intern. Geol. Congr., Part. XV. London*.
- 1951. Foraminifera from the Upper Lias of Byfield, Northamptonshire. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 106. London.
- BARTENSTEIN H. & BRAND E. 1937. Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwest-deutschen Lias und Doggers. — *Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges.*, No. 439. Frankfurt a.M.
- BARTENSTEIN H. & BRAND E. 1951. Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie der nordwest-deutschen Valendis. — *Ibidem*, No. 485.
- BIEDA F., GEROCH S., KOSZARSKI L., KSIĄŻKIEWICZ M. & ŻYTKO K. 1963. Stratigraphie des Karpates Externes polonaises. — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 181. Warszawa.
- BIELECKA W. 1960. Stratygrafia mikropaleontologiczna dolnego malmu okolic Chrzanowa (Micropalaeontological stratigraphy of the Lower Malm in the vicinity of Chrzanów, southern Poland). — *Prace I. G. (Trav. Inst. Géol. Pol.)* t. 31. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. 1958. Nowe dane o geologii skał magmowych okolic Szczawnicy (New contributions to the geology of magmatic rocks of the Szczawnica area within the Pieniny Klippen-belt). — *Prace Muzeum Ziemi*, z. 1. Warszawa.
- 1960. Badania geologiczne w pienińskim pasie skałkowym. — *Prace I. G.*, t. 30, cz. I. Warszawa.
- 1963a. Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski (Stratigraphy and palaeogeography of the Czorsztyń Series, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, in Poland). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 9. Warszawa.
- 1963b. Esquisse de la stratigraphie du Mésozoïque et du Paléogène dans la Zone des Klippes Pénines en Pologne. — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 182. Warszawa.
- 1963c. XXXVI Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Pieniny — wrzesień 1963 r. — *Przegląd Geol.*, nr 7. Warszawa.
- 1963d. Zagadnienia sedimentacji utworów fliszowych pienińskiego pasa skałkowego Polski (Sedimentary problems of the flysch deposits in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians). — *Kwartalnik Geol.*, t. 7. Warszawa.
- 1965. — Zarys budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego Polski (Outlines of the geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 35, z. 3. Kraków.

- BIRKENMAJER K. & GEROCH S. 1961. On the age of Variegated Beds (shales) in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 9, no. 4. Varsovie.
- BIRKENMAJER K. & PAZDRO O. 1963a. Wiek i pozycja geologiczna tzw. „warstw podfliszowych” pienięskiego pasa skałkowego Polski (On the age and geological position of the so-called „Sub-Flysch Beds” of the Pieniny Klippen Belt of Poland). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 33, z. 4. Kraków.
- BIRKENMAJER K. & PAZDRO O. 1963b. Microfaunal reconnaissance of the Dogger of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) in Poland. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 9, no. 3. Varsovie.
- BIRKENMAJER K. & WIESER T. 1956. Tuffity w warstwach pstrych osłony pienięskiego pasa skałkowego (Tuffites from variegated beds of the Pieniny Klippen-belt mantle, Central Carpathians). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 6, no. 1. Warszawa.
- BLAICHER J., SIKORA W. & ŻYTKO K. 1963. Stratigraphie de la nappe de charriage de Magura en Pologne. — VI Congr. Ass. Géol. Karp.-Balk., Rés. Commun. Varsovie — Cracovie.
- BLASZYK J. 1968. Małżoraczki z profilu potoku Sztolnia w pienięskim pasie skałkowym Polski (Ostracods from the Sztolnia creek profile in the Pieniny Klippen Belt). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 18, no. 2. Warszawa.
- BRAND E. 1949. Neue Ergebnisse zur mikropaläontologischen Gliederung des nordwest-deutschen Doggers und Valendis. — *Erdöl u. Tektonik in Nordwest-Deutschland*. Hannover-Celle.
- BRAND E. & FAHRION H. 1962. Dogger NW-Deutschland. In: *Leitfossilien der Mikropaläontologie*. Berlin.
- FRANKE A. 1936. Die Foraminiferen des deutschen Lias. — *Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F.*, H. 168. Berlin.
- GEROCH S. 1966. Małe otwornice dolnej kredy serii śląskiej w polskich Karpatach (Lower Cretaceous small Foraminifera of the Silesian Series, Polish Carpathians). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 36, z. 4. Kraków.
- GEROCH S. & NOWAK W. 1963. Profil dolnej kredy śląskiej w Lipniku koło Bielska (The Lower Cretaceous in Lipnik near Bielsko, Western Carpathians). — *Ibidem*, t. 33, z. 2.
- HANZLÍKOVÁ E. 1965. The Foraminifera of the Klentnice Beds (Malm). — *Sborn. Geol. Věd., Paleont.* 5. Praha.
- HANZLÍKOVÁ E. & ROTH Z. 1963. Litofacies, biofacies a podmínky sedimentace křidy ve flyšové zóně československých Karpat. — *Geol. Sborn.*, roč. 14, čís. 1. Bratislava.
- KAPTARENKO-ČERNOUSOVA O. K. 1960. Jurski Lagenidy pівнічно-східної частини Української ССР. — *Trudy Inst. Geol. Nauk Akad. Nauk Ukr. SSR, strat. i paleont. ser.*, vyp. 22. Kiev.
- 1961. Lentikulini jurskich відкладів дніпровсько-донецької Западни та оукраїн Donbasu. — *Ibidem*, vyp. 36.
- KAPTARENKO-ČERNOUSOVA O. K., GOLJAK L. M., ZERNECKIJ B. F., KRAEVA E. J. & LIPIŃIK E. S. 1963. Atlas charakternych foraminifer jury, mela i paleogena platformennoj časti Ukrainy. — *Ibidem*, vyp. 45.
- KOPIK J. 1960. Mikropaleontologiczna charakterystyka liasu i dolnego doggeru Polski (Micropaleontological characteristics of Lias and Lower Dogger in Poland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 4, z. 4. Warszawa.
- KOSZARSKI L., NOWAK W. & ŻYTKO K. 1959. W sprawie wieku warstw godulskich (Notes on the age of the Goduła Beds, Carpathian Flysch). — *Ibidem*, t. 3, z. 1.

- MAMONTOVA E. V. 1956. Foraminifery verchnego lejasa severo-zapadnogo Kavkaza. — Vestn. Leningr. Univ., vyp. 2, Ser. Geol. Geogr. Leningrad.
- NØRVANG A. 1957. The Foraminifera of the Lias series in Jutland, Denmark. — Medd. Dansk Geol. Foren., vol. 13, no. 5. København.
- PAALZOW R. 1917. Beiträge zur Kenntnis der Foraminiferenfauna der Schwammmergel des unteren Weissen Jura in Süddeutschland. — Abh. Naturhist. Ges. Nürnberg, Bd. 19. Nürnberg.
- PAYARD J. M. 1947. La faune de Foraminifères du Lias supérieur du Déroit Poitevin. — Diss. Fac. Sci. Natur. Univ. Paris. Paris.
- POŻARYSKA K. 1957. Lagenidae du Crétacé supérieur de Pologne. — Palaeontologia Polonica, no. 8. Warszawa.
- REŠENIJA vsehsojuznogo soveščanja po utočneniju unifikovannoj schemy stratigrafii mezozojskich otloženij russkoj platformy. — Minist. Geol. Ochr. Nedr SSSR, Akad. Nauk SSSR, 1962. Leningrad.
- SALAJ J. & SAMUEL O. 1966. Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Geol. Ústav Dionýza Štúra. Bratislava.
- SCHEIBNEROVÁ V. 1962. Nové výsledky stratigrafie jury a kriedy bradlového pásma. — Geol. Práce, z. 62. Bratislava.
- 1963. Some new informations on the Cretaceous of the Klippen Belt of West Carpathians. — Geol. Sborn., roč. 14, čís. 2. Bratislava.
- SEIBOLD E. & SEIBOLD I. 1955. Revision der Foraminiferen-Bearbeitung C. W. Gümbels (1862) aus den Streitberger Schwamm-Mergeln. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Bd. 101, H. 1. Stuttgart.
- SEIBOLD E. & SEIBOLD I. 1956. Revision der Foraminiferen-Bearbeitung C. Schwagers (1865) aus der Impressaschichten (Unterer Malm), Süddeutschlands. — Ibidem, Bd. 103.
- SEIBOLD E. & SEIBOLD I. 1960. Foraminiferen der Bank- und Schwamm-Facies im unteren Malm Süddeutschlands. — Ibidem, Bd. 109.
- SIKORA W. 1962a. Nowe dane o stratygrafii serii magurskiej w okolicy Szczawnicy. — Kwartalnik Geol., t. 6, z. 4. Warszawa.
- 1962b. New data on the geology of the Pieniny Klippen Belt. — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 10, no. 4. Varsovie.
- TAPPAN H. 1955. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. — Geol. Surv. Profess. Paper, no. 236-B. Washington.
- TOLLMANN A. 1960. Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weissenbachtalles in Steiermark. — Jb. Geol. Bundesanst., Bd. 103. Wien.
- WATYCHA L. 1963. Flisz magurski południowej części Górców (Magura flysch of the southern part of the Gorce Mts.). — Przegląd Geol., nr 8. Warszawa.
-

K. BIRKENMAJER &amp; O. PAZDRO

ON THE SO-CALLED „SZTOLNIA BEDS” IN THE PIENINY  
KLIPPEN BELT OF POLAND

(Summary)

**ABSTRACT:** The authors discuss the problems of age and stratigraphic-tectonic position of some flysch beds in the Pieniny Klippen Belt of Poland, known so far as the Flysch Aalenian. It was Sikora (1962a, b) who renamed these flysch beds as the „Sztolnia Beds”, and tried to prove their Cenomanian age. The geological investigations carried out by K. Birkenmajer, and the micropalaeontological analysis performed by O. Pazdro, support, however, the Aalenian age of the beds in question. K. Birkenmajer presents, moreover, a stratigraphical column of the Magura Series of the northern border of the Pieniny Klippen Belt east of Szczawnica, discusses the relation of the transgressive Palaeogene Mantle to the Klippen series, and the role of the Laramide folding.

## Geological part

(by Krzysztof Birkenmajer)

Several years ago, Sikora (1962a, b) described from the Sztolnia creek, east of Szczawnica (Pieniny Klippen Belt, the Carpathians), a series of dark coloured flysch deposits, known before as the Flysch Aalenian, and renamed them the „Sztolnia Beds”. He accepted a Cenomanian age of his „Sztolnia Beds” on account of scanty foraminifers, i.e. *Globigerina infracretacea* Glaessn., *Ticinella roberti* Gand. and *Praeglobotruncana stephani stephani* (Gand.). Higher still in the stratigraphic sequence he recognized a very characteristic thin complex of mainly dark shales with manganese and jarosite coatings, comparable with the Cenomanian „key horizon” of the Flysch Carpathians.

The „Sztolnia Beds” *sensu* Sikora were accepted by Geroch et al. (1963), but opposed by Birkenmajer (1963c, 1965) and Watycha (1963). As Lower Dogger microfaunas have been determined from the Flysch Aalenian (Birkenmajer & Pazdro 1963b), it seemed probable that Sikora’s conclusions were the result either of misinterpretation of geological field relations, or of contamination of the samples with foreign foraminiferal material. The latter possibility was confirmed later both by geological field investigations (K. Birkenmajer), and by micropalaeontological analyses (O. Pazdro) of the samples taken from Sikora’s localities.

Figures 1—5 show the geological structure, and illustrate natural exposures in the area of the Sztolnia creek. The geological structure is here fairly complex, and consists of the Klippen Series (Branisko-, Niedzica-, Czertezik- and Czorsztyn Series: Jurassic-Cretaceous), the Jurassic and Cretaceous deposits of the Magura Series, and the Palaeogene flysch deposits. The latter form partly the normal superstratum of the Magura tectonic unit and, partly, the transgressive mantle of the Klippen Series.

Figures 6, 7 and chart 1 show the stratigraphical columns of the Magura Series which, though incomplete due to tectonic disturbances, confirm the author’s (1965) view on the presence of the Jurassic and Neocomian members in the Magura Series close to the Pieniny Klippen Belt. The sequence starts with the Lower Aalenian flysch deposits, i.e. Flysch Aalenian (= „Sztolnia Beds” of Sikora), and was

continuous until the Senonian. In the Upper Senonian (boundary of the Campanian and Maestrichtian) the southern part of the Magura sedimentary basin was uplifted, probably also folded, its sediments eroded and supplied as fragments to the Maestrichtian Jarmuta Beds. The Jarmuta Beds show transitions to the underlying Variegated Beds (Cenomanian-Campanian) in the more northern area only. To the south, close to the structure built of folded Klippen Series, the Jarmuta Beds, represented here by coarse rudites (with fragments of the older rocks of the Magura Series and of the Klippen Series as secondary deposits), rest unconformably upon various members of the Jurassic-Campanian sequence of the Magura Series.

The Laramide foldings (at the boundary of the Cretaceous and Palaeogene) resulted in the formation of an overthrust of the deposits of the southern portion of the Magura sedimentary basin upon the folded Klippen Series, in a southward direction. Farther north, a continuous passage of the Upper Senonian Inoceranian Beds (stratigraphic and partly facial equivalents of the Jarmuta Beds) to the Danian — Lower Eocene Kluszkowce Beds is assumed, in accordance with the prevailing opinions (cf. Sikora 1962; Alexandrowicz et al. 1965, 1966).

After the Laramide folding had ceased, the Magura sedimentary basin expanded southwards, and incorporated the folded structures. The flysch deposits of the Zlatne Beds (Lower Eocene) start with conglomerates, consisting of local material derived from the Klippen Belt Series, transgressive upon the folded and denuded Klippen Series. A break in sedimentation between the folded Jarmuta Beds and the Zlatne Beds is also assumed for the zone of the Magura Unit of the area, but the mutual relations between these beds are obscured due to post-Palaeogene foldings. Farther southwards it is the Middle Eocene (Sulov Conglomerates and limestones with alveolinas and corals) of the Haligovce Klippe (belonging to the sedimentary basin of the Podhale Palaeogene) that start the Palaeogene sedimentary mantle of the Klippen Belt.

The youngest members of the Klippen mantle of the area are represented by the Sub-Magura Beds (Lower Eocene) and the Magura Sandstone (Lower-Middle Eocene), both belonging to the Magura sedimentary basin.

The post-Palaeogene foldings caused strong deformations of the whole complex, with minor overthrusting both to the south and to the north, led to the overturning of many strata to the south, as well as to the formation of diapiric structures. Contrary to the opinion set forth by Sikora (1962a, b) there was no major overthrust of the Magura Nappe (considered by him as comprising all the Palaeogene rocks of the Magura Series type) to the south during the post-Palaeogene foldings of the Flysch Carpathians.

The youngest phase of post-Palaeogene deformations resulted in faults transversal to the principal direction of folded structures. Intrusion of an andesite magma (partly sill, partly dyke) was related to this late-orogenic phase of post-Palaeogene deformations.

### Micropalaeontological part

(by Olga Pazdro)

The samples investigated (for localization see figs. 2 and 4B) are characterized by a variety of microfossils, the most common being ?radiolarians (present as pyritic or calcitic balls and discs, with seldom preserved reticular structure of the surface), *Hyperammnia* sp., and nodosarids (lagenids). Less common are sponge spicules,



ostracods, fragments of echinoderms, gastropods and lamellibranchs, and fish teeth. The list of microfossils determined from the „Sztolnia Beds” *sensu* Sikora, i.e. the Flysch Aalenian *sensu* Birkenmajer, is presented in chart 2. Palaeontological descriptions and illustrations of these microfossils will be presented in a forthcoming paper on the Dogger microfauna of the Pieniny Klippen Belt of Poland.

Among the nodosarids, the most common are *Lenticulina muensteri* (Roemer) and *L. varians* (Born.). A variety of the latter, i.e. *L. varians* f. *recta* (Franke) = *L. varians* f. *a* Bartenstein & Brand, is characteristic for the Lower Dogger (Aalenian). *L. quenstedti* (Gümbel) and *L. prima* (d’Orb.) are also common. *Vaginulina* aff. *jurassica* (Gümbel) is less common. Other nodosarids are less frequent in the samples examined, but are represented by species often regarded as typical for the Dogger (resp. Aalenian): *Planularia pseudocrepidula* Adams, *P. filosa* (Terq.), *P. pauperata* (J. & P.), *P. minuta* (Born.), *Lenticulina toarcense* Payard, *L. (Asta-colus) scalpta* (Franke), *Marginulinopsis matutina* (d’Orb.), *Falsopalmula obliqua* (Terq.), *Fronicularia oolithica* Terq., *Lagena globosa* (Mont.), *L. apiculata* (Reuss), *L. ovata* (Terq.), *Vaginulina clavaeformis* Paalzow, *Dentalina integra* (Kübl. & Zw.), *D. bullata* Schw., *D. turgida* Schw. *D. sinemuriensis* Terq., *Nodosaria fonttensis* Terq., *N. regularis* Terq.

*Ramulina laevis* Jones is reported by the authors from the Cretaceous, but analogous forms have been found by me in the Toarcian samples from SW Germany. *Palaeomiliolina* sp. and agglutinated foraminifers are infrequent, of the latter only *Hyperammina* sp. being represented by numerous fragments.

Many of the foraminifers cited above have a wide stratigraphic range: Jurassic and Cretaceous, but the rest are restricted to the Jurassic and, especially, to the Lower Dogger. As a whole, the microfaunal assemblage shows Jurassic (Dogger) affinities, and typical Cretaceous (resp. Middle Cretaceous) index fossils are absent. Also the scanty occurrence of agglutinated genera (being, on the other hand, very common in the Cretaceous flysch deposits) confirms the opinion on the Jurassic age of the samples. The assemblages examined show many features in common with the Dogger assemblages of the Flysch Aalenian, Posidonia Shales (cf. Birkenmajer & Pazdro 1963b), and the Supraposidonia Beds (uppermost Middle Bajocian — Bathonian) of the Pieniny Klippen Belt of Poland.

The ostracods determined by J. Błaszczak (1968) also confirm the Jurassic age of the samples examined.

The above microfauna favours the opinion on the Jurassic (Lower Dogger) age of the flysch beds in question, i.e. the Flysch Aalenian *sensu* Birkenmajer (= „Sztolnia Beds” *sensu* Sikora). It seems highly probable that scanty globigerinas, globotruncanas and ticinellas, reported by Sikora (1962b) from these beds, are a foreign material derived from true Cretaceous rocks of the area that contaminated his samples.

Institute of Geological Sciences  
of the Polish Academy of Sciences  
Laboratory of Geology  
Kraków, ul. Senacka 3  
Cracow, May 1967

and  
Institute of Geological Sciences  
of the Polish Academy of Sciences  
Micropalaeontological Laboratory  
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93  
Warsaw, May 1967