

KRZYSZTOF BIRKENMAJER

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ PIENIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO POLSKI

WSTĘP

Pieniński pas skałkowy Polski stanowi część jednostki geologicznej znajdującej się na granicy Karpat wewnętrznych i zewnętrznych, rozciągającej się na długości nie mniej niż 550 km (od Wiednia do Zakarpaciej Ukrainy — por. Andrusov 1938 i in.), a wliczywszy ostatnio odkryte skałki w Rumunii, przekraczającej nawet 600 km (por. Świdziński 1962). Szerokość tej strefy rzadko przekracza kilka kilometrów, a często redukuje się do kilkuset metrów.

Historia geologiczna strefy pienińskiego pasa skałkowego w ciągu triasu, jury i dolnej kredy wiązała się w sposób wyraźny z historią geologiczną Karpat wewnętrznych. Począwszy od końca kredy dolnej widać coraz więcej oznak powiązań z geosynkliną Karpat zewnętrznych, co najsilniej manifestuje się w kredzie górnej i w paleogenie¹.

Głównymi elementami strukturalnymi pienińskiego pasa skałkowego Polski są serie skałkowe i ich osłona górnokredowa i paleogeńska. Pojęcia te zmieniały swoje znaczenie od czasu wyróżnienia tych dwóch zespołów przez M. Neumayra (1871) i V. Uhliga (1890) i do dnia dzisiejszego wydzielenia w tym zakresie nie mogą być uznane za definitywne.

Historia poglądów na budowę geologiczną pienińskiego pasa skałkowego przechodziła długą ewolucję w ciągu ponad półtorawiekowych badań tej strefy. Z uwagi na ogromne komplikacje tektoniczne i trudności w prawidłowym określeniu wieku wielu ogniw stratygraficznych koncepcje poszczególnych autorów różniły się i różnią znacznie od siebie, a na-

¹ Jeżeli zostanie zaakceptowany pogląd o występowaniu ogniw jurajskich w południowej części serii magurskiej referowany w niniejszym artykule, wówczas należałoby historię powiązań basenu skałkowego z basenem Karpat zewnętrznych (ściślej: z serią magurską) rozpocząć już w doggerze.

wet koncepcje tego samego autora ulegały i ulegają szybkim zmianom. Omówienie tych zagadnień do czasu drugiej wojny światowej, a częściowo aż po ostatnie lata znajduje się w licznych publikacjach (Andrusov 1938, 1945, 1959; Birkenmajer 1953 a, 1958 a, 1960 a, b, 1963 a, d; Sokołowski 1954 a; Świdziński 1962; Książkiewicz 1963 i inni).

Badania w pienińskim pasie skałkowym Polski po drugiej wojnie światowej weszły w nowy etap odznaczający się znacznym rozbudowaniem problematyki geologicznej (por. Birkenmajer 1960 b). Jednakże mimo że pas skałkowy Polski doczekał się w tym czasie kilku monograficznych ujęć (Birkenmajer 1958 a, 1960 a, 1963 a, b; Małkowski 1958; Horwitz 1963), droga do syntezy całości stratygrafii i ewolucji tektonicznej tej jednostki wydaje się jeszcze bardzo długa.

Głównymi zagadnieniami dyskutowanymi obecnie w pienińskim pasie skałkowym Polski, których rozwiązanie ma zasadnicze znaczenie dla zrozumienia jego genezy i struktury, są zagadnienia stratygrafii i paleogeografii utworów mezozoicznych i paleogeńskich, ilość i charakter faz ruchów górotwórczych i stosunek pasa skałkowego do obrzeżających jednostek fliszowych. Etap ten rozpoczęły badania S. Sokołowskiego przeprowadzone w latach 1946—1949 (Sokołowski 1947, 1954 b). Zauważył on, że w przełomie Dunajca koło przysiółka Kapuśnica (Przełom Niedzicki) między ogniwami zaznaczonymi na rękopiśmiennej mapie L. Horwita w skali 1:10 000 (por. Horwitz 1963) jako „malmo-neokom” i „cenoman dolny” płaszczowiny pienińskiej (serii branińskiej *sensu* Birkenmajer 1953 b) brak jest przerwy, lecz przeciwnie występują przejścia litologiczne świadczące o ciągłości sedymentacji w tej płaszczowinie aż po cenoman włącznie. Stwierdzenie to, którego ważne konsekwencje były oczywiste, zainicjowało nowe podejście do zagadnienia stosunku tzw. „starszej osłony” do serii skałkowych. K. Birkenmajer (1953 a, b, 1954 b) stwierdził występowanie nie znanych przedtem ogniw odpowiadających neokomowi i albowi w serii czorsztyńskiej, zakwestionował pojęcie fazy górotwórczej „pienińskiej” (*sensu* Andrusov 1938 i in.) i zaliczył tzw. „starszą osłonę” D. Andrusova (oraz odpowiadającą jej osłonę środkowokredową L. Horwita) do serii skałkowych.

Bliższe zbadanie stratygrafii profilów geologicznych poszczególnych skałek i szczegółowe zdjęcie geologiczne doprowadziły do sprecyzowania pojęć serii skałkowych, których w Polsce wyróżniono sześć: czorsztyńską, czertezicką, niedzicką, branińską, pienińską i haligowiecką¹.

Drugim ważnym zagadnieniem, które rzutuje na problem wieku pierwszych fałdowań w pienińskim pasie skałkowym Polski, jest kwestia wieku najmłodszych ogniw serii skałkowych, które w opinii autora reprezentowane są przez margle globotruncanowe oraz przez utwory fliszowe warstw sromowieckich. Bezpośrednio po drugiej wojnie światowej reprezentowany był pogląd nawiązujący do badań L. Horwita, że ogniwa te należą do cenomanu. Wiek pierwszych fałdowań miał zatem odpowiadać fazie subhercyńskiej (po cenomanie). Jednakże badania mikrofaunistyczne zapoczątkowane w Pieninach przez M. Książkie-

¹ Rozwój poglądów na skład stratygraficzny i rolę tektoniczną tych serii można śledzić w kolejnych pracach autora (Birkenmajer 1954 b, 1953 b, 1958 a, 1959 b—d, 1963 a, b).

wicza (1950, s. 329), a następnie kontynuowane przez M. Książkiewicza i niezależnie przez autora (Birkenmajer 1953 a, b, 1954 b) doprowadziły do zmiany poglądów. Mianowicie w roku 1956 ukazały się publikacje M. Książkiewicza (1956 a, s. 379, 1956 b, s. 450) i autora (*in* Kokoszyńska i Birkenmajer 1956, s. 372), w których niezależnie sugeruje się występowanie turonu w facji margli globotruncanowych¹. Zagadnienie to rozbudował M. Książkiewicz (1958) dając mikrofaunistyczną dokumentację występowania turonu (i ?koniaku) w marglach globotruncanowych, a ponadto sugerując dolnosenoński wiek przynajmniej części utworów fliszowych, które autor niniejszego artykułu nazywa warstwami sromowieckimi.

Badania idące po tej linii doprowadziły do stwierdzenia ogniwi w seriach skałkowych aż po kampan górny włącznie, gdyż okazało się, że tzw. „margle puchowskie” nie należą do osłony, lecz do serii czorsztyńskiej (Alexandrowicz *et al.* 1962; Birkenmajer 1963 a, b), badania zaś nad wiekiem warstw pstrych i ich stosunkiem do warstw jarmuckich (Birkenmajer, Geröch 1961) zakwestionowały występowanie fałdowań subhercyńskich omawianego regionu.

Zmiana pozycji stratygraficznej warstw pstrych, które zostały uznane za reprezentujące ogniwa od cenomanu po kampan włącznie, rzutuje w poważny sposób na zagadnienia tektoniki pasa skałkowego. Warstwy jarmuckie, które występują w nadkładzie warstw pstrych, wiążą się z nimi przejściami (Birkenmajer, Geröch 1961, 1963) i wykazują niejednokrotnie wiele analogii litologicznych do najstarszego ogniwa paleogenu magurskiego (warstwy szczawnickie w odmianie kluszkowskiej) obszaru północnego obrzeżenia pasa skałkowego. Chociaż kontakt warstw kluszkowskich i warstw jarmuckich jest we wszystkich znanych autorowi przypadkach tektoniczny, nie jest wykluczone, że pierwotnie należały one do jednej serii, czyli serii magurskiej (Birkenmajer 1962 b, 1963 b). Po tej linii idą niezależne rozważania W. Sikory (1962), który w podłożu warstw pstrych stwierdził występowanie łupków radiolariowych i manganowych (cenoman), charakterystycznego poziomu korelacyjnego w Karpatach, co jeszcze wyraźniej wiąże warstwy jarmuckie i pstre z serią magurską². W. Sikora nie używał nazwy „warstwy jarmuckie”, jednakże opisane przez niego „warstwy inoceramowe” stanowią fliszową odmianę niższej części warstw jarmuckich³.

Sikora skłonny jest uznać wszystkie utwory paleogenu typu magurskiego, występujące w obrębie pasa skałkowego Polski, za elementy obce, nasunięte na utwory mezozoiczne pasa skałkowego. Wniosek ten,

¹ Podobne stanowisko reprezentowane jest również w innej pracy autora (Birkenmajer 1958 a), która została napisana w latach 1952—1954 (*idem*, s. 6), ale wydrukowana dopiero w cztery lata później.

² Również Książkiewicz (1963, s. 542) podkreśla wielkie podobieństwo klastycznych utworów górnego senonu i dolnego eocenu, świadczące według niego za ciągłością sedymentacji.

³ Należy nadmienić, że piaskowiec magurski w potoku Sztolnia zaliczony przez Sikorę do dolnego eocenu bez dowodów paleontologicznych nie leży w ciągłości na warstwach jarmuckich (inoceramowych *sensu* Sikora), jak to przyjmuje ten badacz, lecz oddzielony jest od niego kontaktem tektonicznym, na którym można znaleźć wytłoczone piaskowce dolnoeocenijskie warstw zlatniańskich, nie znane Sikorze.

który w przypadku poparcia dowodami miałby zasadnicze konsekwencje, pozostaje jednak w sprzeczności z obserwacjami autora, któremu są znane liczne punkty występowania dolnoeocieńskich warstw złatniańskich (południowa facja warstw szczawnickich) w transgresyjnym kontakcie z utworami jury i kredy skałkowej (por. np. Birkenmajer 1954 c, 1958 a, 1963 b, f).

Jeżeli przyjmiemy za udowodnione, że warstwy jarmuckie, pstre i poziom łupków manganowych i radiolariowych należą do serii magurskiej, wówczas należy ustosunkować się do opinii wyrażonej przez Birkenmajera i Gerocha (1961), że warstwy pstre powiązane są z kolei z utworami dolnokredowymi i jurajskimi uznanymi za „północną odmianę serii braniskiej”. Sugestie idące w tym kierunku zostały wypowiedziane przez autora (Birkenmajer 1962 b, 1963 b; Birkenmajer, Pazdro 1963 a), choć alternatywne rozwiązanie, że te utwory dolnokredowe i jurajskie należą do właściwej serii braniskiej, a nie serii magurskiej, nie zostało wykluczone (por. Birkenmajer, Pazdro 1963 a).

Badania wykonane przez autora w r. 1963 bezpośrednio przed Zjazdem PTG pozwoliły na identyfikację poziomu korelacyjnego łupków manganowych i radiolariowych (wyróżnionego po raz pierwszy przez Sikorę, 1962) w kilku dalszych profilach, a ponadto na stwierdzenie szeregu ogniwi, które wypełniają profil stratygraficzny od tytonu do kredy środkowej w serii magurskiej. Zgodnie z tym w czasie wycieczek zjazdowych prowadzący wycieczki informowali uczestników zjazdu o możliwości zaliczenia do serii magurskiej ogniwi dolnokredowych i jurajskich o typie wykształcenia serii braniskiej, które by jednak musiały być wyłączone z właściwych serii skałkowych.

Jednym z ważniejszych zagadnień, jakie zarysowują się w dobie obecnej, jest problem wieku utworów, które przez Horwita początkowo były nazywane „czarną kredą” (np. Horwitz, Rabowski 1929), później zaś „doggerem fliszowym” (np. Horwitz 1963 i in.), przez autora zaś — „aalenem fliszowym”. Zdaniem Sikory (o. c.) utwory o typie litologicznym aalenu fliszowego w potoku Sztolnia zawierają mikrofaunę środkowokredową, wskutek czego wyróżnił on je pod nazwą warstw ze Sztolni¹ uznając za najniższe ogniwo fliszu magurskiego nasuniętego na pas skałkowy z północy. Jednakże utwory aalenu fliszowego posiadają nie budzącą zastrzeżeń makrofaunę i mikrofaunę doggerską (Birkenmajer, Pazdro 1963 b, Birkenmajer 1963 f) w szeregu punktów, przede wszystkim właśnie w strefie północnego obrzeżenia pasa skałkowego, gdzie były zaliczone przez autora do „północnej odmiany serii braniskiej”. Ponieważ łupki aalenu fliszowego, a ściślej ogniwa bezpośrednio niższego (warstwy podfliszowe właściwe — por. Birkenmajer, Pazdro 1963 a) są litologicznie niemal nie do odróżnienia od niektórych łupków kredowych (warstw wronińskich, dawniej zaliczanych do „warstw podfliszowych” i uznanych za aalen — por. Birkenmajer, Pazdro o. c.), autor (1963 d) wypowiedział się krytycznie o tym zagadnieniu dopuszczając możliwość zaliczenia przez

¹ Warstwy ze Sztolni zostały zaakceptowane przez Gerocha, Koszarzkiego i Książkiewicza (*in* Bieda *et al.* 1963). Sikora (1962) sugeruje dla nich wiek cenomański, Blaicher, Sikora i Zytko (1963) — wiek albu (?)-cenomanu.

Sikorę do „aalen fliszowego” zaklinowanych w nim łupków kredowych, co musiało spowodować zmianę wieku i nazwy całego ogniwa¹.

W jesieni 1963 r. autor odbył wycieczkę z drem W. Sikorą do pot. Sztolni, skąd zostały pobrane liczne próby z utworów określanych przez autora jako „aalen fliszowy”, przez W. Sikorę zaś jako „warstwy ze Sztolni”. Badania mikrofaunistyczne wykonane z kolei przez doc. dr Olgę Pazdro stwierdziły w zespole otwornic brak form charakterystycznych dla środkowej i górnej kredy (np. globotruncan), które natomiast występują tylko w materiale zmytym z powierzchni okruchów łupków (a więc pochodzą z zanieczyszczeń). Zespół mikroorganizmów z łupków badanych warstw jest bardzo zbliżony do zespołów z innych próbek aalen fliszowego, do zespołów z warstw nadfliszowych i warstw nadposidonowych. Podobny wniosek o doggerskim charakterze mikrofauny wynika też z badań małżoraczków w pobranych próbach, które oznaczył mgr Janusz Błaszyk.

Zagadnienia te będą przedmiotem osobnego opracowania. W ich świetle, jak również w świetle danych, jakie posiada autor niniejszego referatu z obszarów o znacznie prostszej strukturze tektonicznej niż obszar pot. Sztolnia, środkowokredowy wiek „aalen fliszowego” (= „warstw ze Sztolni”) z pot. Sztolnia nie może być utrzymany.

XXXVI Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego przypadł w momencie, gdy pewien — zdawałoby się już ustalony — schemat budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego z podziałem na serie skałkowe, osłonę skałkową przedlaramijską i polaramijską (Birkenmajer 1960 a) zaczął wykazywać znaczne luki. Zaistniała potrzeba ścisłej konfrontacji faktów z koncepcjami i wypracowania nowej hipotezy roboczej, która by wskazywała drogę badań w zagadnieniach najbardziej pilnych do rozwiązania. Jest rzeczą zrozumiałą, że niniejszy referat nie może przedstawić pełnej dokumentacji nowej hipotezy roboczej, jak również wyliczyć zmian i modyfikacji, które następują w stosunku do materiałów opublikowanych uprzednio. Niewątpliwie mało jest obszarów w Karpatach i poza Karpatami, gdzie by popełniono tyle pomyłek w interpretacjach geologicznych, które z perspektywy czasu mogą się nam wydawać niekiedy rażące, a wynikają z wyjątkowo skomplikowanej budowy geologicznej, jak nie ma niemal odpowiednika w geologii regionalnej świata (por. Sokołowski s. 324).

W niniejszym referacie zostaną przedstawione główne zagadnienia pozycji stratygraficznej i paleogeografii utworów mezozoicznych i paleogennych pasa skałkowego w obrębie Polski. Problemy tektoniczne z uwagi na ograniczoną objętość pracy zostaną tylko naszkicowane na marginesie innych zagadnień. Pominięte zostaną zagadnienia wulkanizmu pienińskiego i historii neogenu oraz czwartorzędu, które natomiast zostały omówione w opisie niektórych wycieczek.

Jest moim miłym obowiązkiem wyrazić serdeczne podziękowanie drowi S. W. Alexandrowiczowi i drowi S. Gerochowi za oznaczenia mikrofauny kredowej, zaś drowi S. M. Gąsiorowskiemu za oznaczenia aptychów jurajskich i kredowych cytowanych tu po raz pierwszy, jak również za koleżeńską dyskusję.

¹ Krytyczne stanowisko odnośnie do „warstw ze Sztolni” zajmuje również Watycha (1963, s. 375).

SERIE SKAŁKOWE¹

Serie skałkowe osadzały się w basenie położonym na północ od strefy tatrzańskiej w następującej kolejności (z północy na południe): seria czorsztyńska, seria czertezicka, seria niedzicka, seria braniska, seria pienińska i seria haligowiecka. Kryterium rozróżnienia serii skałkowych stanowi następstwo ogniw stratygraficznych i zróżnicowanie facjalne zwłaszcza z końcem doggeru i w malmie, kiedy basen skałkowy osiągnął największe głębokości. Seria czorsztyńska wykazuje charakter najpłytszy. Osadziła się ona głównie na szelfie i skłonie szelfowym lądu, który rozciągał się w doggerze dalej ku północy, i była obrzeżona od południa rowem geosynklinalnym, w którym osadzały się pozostałe serie skałkowe. Seria haligowiecka osadzała się przy południowym obrzeżeniu tego rowu (patrz fig. 1, tab. 1).

Najstarsze ogniwia serii skałkowych w Polsce reprezentowane są przez środkowy lias. Trias występuje na odcinku pienińskim jedynie w serii haligowieckiej po czechosłowackiej stronie Pienin. Do górnego kampilu zostały tam zaliczone dolomity płytkowe z wkładkami łupków dolomitycznych o miąższości około 60 m, do anizyku zaś (prawdopodobnie anizyku niższego) wapienie i dolomity częściowo cukrowate o miąższości około 75 m (Kotlański 1963). Wyższych ogniw triasu, jak również retyku brak².

Do hetangu i dolnego synemuru³ zalicza się jasne wapienie krynoidowe serii haligowieckiej (które zdaniem Kotlańskiego, 1963, leżą niezgodnie na triasie w kontakcie prawdopodobnie transgresyjnym), nad którymi występują masywne, częściowo oolityczne (?) wapienie (górnny synemur = lotaryng), ciemne, częściowo zlepieńcowate wapienie (dolny pliensbach) z dość bogatą fauną brachiopodów i małży, m. in. *Spiriferina* sp., *Gryphaea* sp. sp.⁴ (*geyeri*, *cymbium*, *depressa*), jasne kwarcytowe piaskowce i czerwone łupki (górnny pliensbach = domer) z *Gryphaea* sp. sp. (*obliqua*, *cymbium*) i ciemne, często piaszczyste wapienie (toark) o łącznej miąższości około 70 m.

W innych seriach skałkowych lias jest reprezentowany bardzo słabo. Prawdopodobnie do serii braniskiej należą wapienie plamiste z *Uptonia jamesoni* (Sow.) i *Prodactyloceras davoei* (Sow.) (dolny pliensbach) ze Starego Bystrego. Do górnego pliensbachu (domeru) są zaliczone plamiste wapienie (seria pienińska) z *Amaltheus margaritatus* (Montf.), *Arietoceras* (?) aff. *nitescens* Y. et B. etc.

Problem przynależności stratygraficznej i tektonicznej aalenu fliszowego był już częściowo omówiony na wstępie. Według hipotezy roboczej referowanej w niniejszym artykule większość aalenu fli-

¹ Treść tego rozdziału odpowiada w dużej mierze artykułowi opublikowanemu przez autora uprzednio (Birkenmajer 1963b). W miejscach, gdzie nastąpiły zmiany, podane jest powołanie się na literaturę. Bliższe omówienie zagadnień stratygraficznych referowanych w tym rozdziale znajduje się w pracach Książkiewicz (1958), Birkenmajera (1959a, d, 1960a, 1963a, b), Birkenmajera i Gąsiorowskiego (1960, 1961), Gąsiorowskiego (1962), Alexandrowicza, Birkenmajera i Gerocha (1962).

² Wapienie jamiste, które Horwitz i Rabowski (1929) skłonni byli zaliczyć do kajpru, zdaniem Kotlańskiego (1963) są brekcją tektoniczną.

³ Stratygrafia jury w ujęciu Arkella (1956).

szowego tzw. „północnej odmiany serii braniskiej” należy do serii magurskiej (patrz niżej)¹. Jednakże to ogniwo występuje również w serii braniskiej właściwej (patrz Birkenmajer 1959 c: przekrój — Długi Las; 1960 c: potok Do Głębokiego, przełęcz Międzyhombarck, W i E od Cisówki, N od Czubatej Skałki i in.) — minimum 30 m miąższości, w serii niedzickiej (por. Birkenmajer 1958 a, cz. III, ryc. 75, 76; 1960 c: Zamek Niedzica, Kapuśnica; 1963 a, tabl. XIX, tabl. XX, fig. 1) — 20—30 m miąższości i w serii czertezickiej (Wspólna Skała na E od Zamku Niedzicy) — 5 m lub więcej. Są to czarne łupki, często silnie mikowe, przeławiczone silnie mikowymi piaskowcami barwy szarej, czasem z przerostami czarnego węgla. Jedyna bardzo uboga mikrofauna, jaka stąd pochodzi, została opisana z serii niedzickiej w profilu wzgórza zamkowego w Niedzicy (profil nr 42A — Birkenmajer 1963a, tabl. XX, fig. 1; Birkenmajer, Pazdro 1963b, tabela): *Astacolus inaequistriatus* (Terq.), forma znana głównie z dolnego liasu, ale notowana także aż po bajos włącznie, i *Lenticulina toarcense* Payard, występująca od toarku do dolnego aalenu.

Omawiane utwory fliszowe występują poniżej warstw „opalinusowych” serii czertezickiej, niedzickiej i braniskiej² dostarczyły fauny najniższego poziomu aalenu: *Ptychophylloceras tatricum* (Pusch), *Leioceras opalinum* (Rein.) i *Posidonia alpina* (Gras). Mogą one zatem albo mieścić się jeszcze w obrębie dolnego aalenu, albo też schodzić do toarku³.

Ogniwiem o stosunkowo dobrze rozpoznanej stratygrafii są tzw. warstwy (margle) „opalinusowe”. Są to margle i wapienie margliste łupkowate, szare, lub szaroniebieskie, plamiste. Najlepiej rozwinięte są one w serii czorsztyńskiej, gdzie ich minimalna miąższość wynosi 10 m (maksymalna — 100 m?). W warstwach tych reprezentowane są co najmniej poziomy aalensis (górnny toark), opalinum (dolny aalen) i scissum (środkowy aalen), jak można wnosić z następującej fauny (w skrócie): *Ptychophylloceras tatricum* (Pusch), *Calliphylloceras connectens* (Zit.), *C. nilssoni* (Héb.), *Holcophylloceras ultramontanum* (Zit.), *Lytoceras rasile* Vac., „*Harpoceras*” *elegans* (Sow.), *Leioceras opalinum* (Rein.), *L. opalinoides* (Ch. May.), *Dumortieria costula* (Rein.), *Pleydellia aalensis* (Ziet.), *Ludwigia purchisonae* (Sow.), *Tmetoceras scissum* (Ben.). Warstwy „opalinusowe” występują również w serii czertezickiej, niedzickiej i w niektórych odmianach serii braniskiej. Mikrofauna tych warstw (w serii niedzickiej) reprezentowana jest przez *Lenticulina toarcense* Payard, *L. bochari* (Terq.), *Eoguttulina liassica* (Strickl.), *Reinholdella* cf. *media* (Kapt.), *R.* cf. *dreheri* (Bart.) i in. (Birkenmajer, Pazdro 1963b).

Ogniwiem bezpośrednio młodszym od warstw „opalinusowych” są warstwy „murchisonowe” (iły i łupki sferosyderytowe) wykształcone jako iłołupki i iły margliste czarne lub niebieskawe albo zielonkawe z konkrecjami „syderytów”. Miąższość ich wynosi

¹ To samo dotyczy warstw nadfliszowych i warstw liogryfeowych.

² Dursztyn, oznaczenia Uhlig (1890, s. 620, 744), por. Birkenmajer (1963 a, s. 29, notka 8).

³ Należy zaznaczyć, że jedyna fauna toarku (i to górnego) pasa skałkowego w granicach Polski pochodzi z margli „opalinusowych” serii czorsztyńskiej. W innych seriach skałkowych toark nie został rozpoznany pod względem faunistycznym.

Fig. 1. Litologiczne kolumny serii skałkowych i serii magurskiej w pienińskim pasie skałkowym. H — seria haligowiecka; P — seria pienińska; B — seria bramiska; N — seria niedzicka; Ct — seria czertezioka; C — seria czorsztyńska; M — seria magurska (bez najwyższej kredy i paleogenu). Trias: 1 — dolomity płytkowe i łupki dolomityczne (kampil górny); 2 — wapienie i dolomity (anizyk). Lias: 3a — jasne wapienie krynowidowe; 3b — wapienie masywne częściowo oolityczne (?); 3c — ciemne wapienie częściowo zlepieńcowate; 3d — jasne piaskowce kwarcytowe i czerwone łupki; 3e — wapienie ciemne częściowo piaszczyste; 4 — wapienie plamiste. Dogger (częściowo najniższy malm); 5 — aalen fliszowy; 6 — warstwy liogryfeowe (łupki, piaskowce syderytyczne, muszlowce); 7 — warstwy nadfliszowe (łupki); 8 — margle i wapienie plamiste (warstwy „opalinusowe”); 9 — łupki posidoniowe; 10 — łupki sferosyderytowe (warstwy „murchisonowe”); 11 — warstwy nadposidoniowe (plamiste wapienie i margle); 12 — wapień krynowidowy biały lub szary; 13 — wapień krynowidowy czerwony; 14 — wapień krynowidowo-rogowcowy; 15 — wapień bulasty (dolny). Malm (częściowo najwyższy dogger, częściowo dolny neokom): 16 — radiolaryty; 17 — wapień bulasty (czorsztyński), wapień bulasty górny i wapień pseudobulasty (dolny i górny) oraz margle i łupki aptychowe (17a); 18 — wapienie kalpionellowe i facje towarzyszące. Malm - Neokom: 19 — wapienie brachiopodowe i facje towarzyszące; 20 — wapień krynowidowy i facje towarzyszące; 21 — wapień rogowcowy (biancone) i pseudorogowcowy; 22 — margle bulaste pstre; 23 — margle i wapienie globigerynowe pstre; 24 — wapień „ungoński”; 25a — „warstwy globigerynowo-radiolariowe” (z wkładkami wapieni rogowcowych i mułowców); 25b — warstwy z Pomiedznika (margle i wapienie z wkładkami radiolarytów i wapieni radiolariowych); 25c — warstwy wronińskie (łupki z soczewkami dolomitu żelazistego i syderytu); 25d — radiolaryty; 26 — łupki czarne i zielone, łupki bentonityczne, bitumiczne i manganowe; 27 — warstwy pstre (łupki z wkładkami piaskowców i tufitów — t); 28 — margle globotruncanowe; 29 — warstwy sromowieckie (flisz) z wkładkami zlepieńców egzotykowych; 30 — piaskowce warstw jarmuckich. Grube linie faliste oznaczają główne niezgodności

Fig. 1. Lithological columns of the Klippen Series and the Magura Series within the Pieniny Klippen Belt of Poland. H — Haligowce Series; P — Pieniny Series; B — Branisko Series; N — Niedzica Series; Ct — Czertezik Series; C — Czorsztyń Series; M — Magura Series (uppermost Cretaceous and Palaeogene members not included). Trias: 1 — Platy dolomites and dolomitic shales (Upper Campilian); 2 — Limestones and dolomites (Anisian). Lias: 3a — Light crinoidal limestones; 3b — Massive partly oolitic (?) limestones; 3c — Dark partly conglomeratic limestones; 3d — Light quartzitic sandstones and red shales; 3e — Dark often arenaceous limestones; 4 — Spotted limestones. Dogger (partly lowest Malm): 5 — Flysch Aalenian; 6 — Liogryphaea Beds (shales, sideritic sandstones and lumachelles); 7 — Supraflysch Beds (shales); 8 — Spotted marls and limestones ("Opalinus" Beds); 9 — Posidonia Shales; 10 — Shales with spherosiderites ("Murchisonae" Beds); 11 — Supraposidonia Beds (spotted limestones and marls); 12 — White or Grey Crinoidal Limestone; 13 — Red Crinoidal Limestone; 14 — Crinoidal Limestone with cherts; 15 — Nodular Limestone (Lower). Malm (partly uppermost Dogger, partly Lower Neocomian): 16 — Radiolarites; 17 — Nodular (Czorsztyń) Limestone, Upper Nodular Limestone and Pseudonodular Limestone (Lower and Upper), and Aptychi Marls and Shales (17a); 18 — Calpionella Limestones and associated facies. Malm - Neocomian: 19 — Brachiopodal Limestones and associated facies; 20 — Crinoidal limestone and associated facies; 21 — Cherty Limestone (Biancone) and Pseudocherty Limestone; 22 — Variegated Nodular Marls; 23 — Variegated marls and limestones with globigerinids; 24 — „Urgonian" Limestone; 25a — „Beds with Globigerinids and Radiolarians" (with intercalations of cherty limestones and of siltstones); 25b — Pomiedznik Beds (marls and limestones with intercalations of radiolarites and radiolarian limestones); 25c — Wronine Beds (shales with lenses of ferruginous dolomite and siderite); 25d — Radiolarites; 26 — Black and green shales, bentonitic, bituminous and manganese shales; 27 — Variegated Beds (shales with intercalations of sandstones and tuffites — t); 28 — Globotruncana Marls; 29 — Sromowce Beds (flysch) with intercalations of exotic-bearing conglomerates; 30 — Sandstones of the Jarmuta Beds. Thick wavy lines denote major unconformities

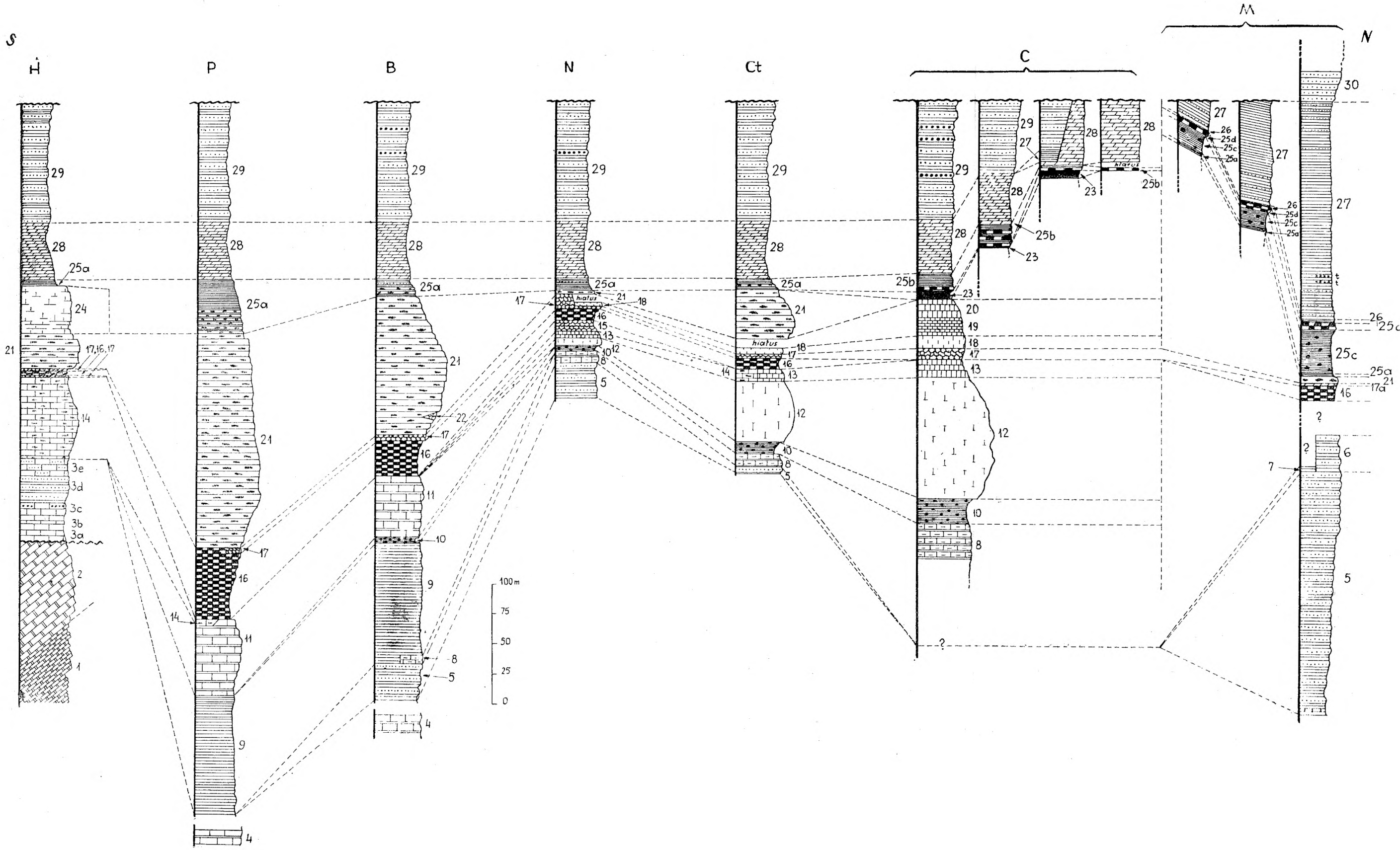
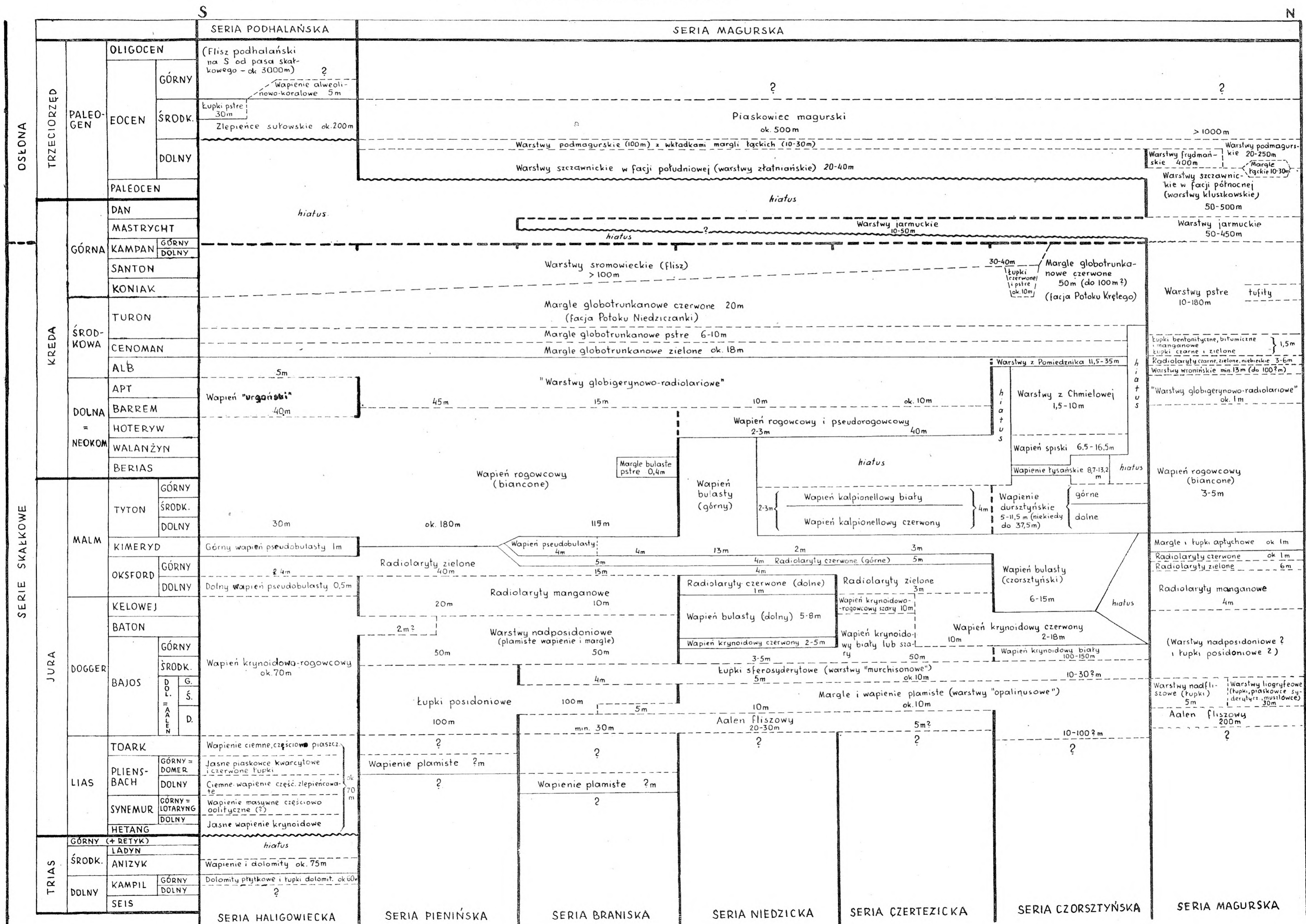


TABELA STRATYGRAFICZNA SERII SKAŁKOWYCH, SERII MAGURSKIEJ I OSŁONY SKAŁKOWEJ PIENIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO POLSKI I NAJBLIŻSZEGO SĄSIĘDZTWA
(grubsze linie falis e oznaczają główne niezgodności)



zwykle około 10 m, ale może dochodzić do 30 m (?). Najbardziej typowo rozwinięte są w serii czorsztyńskiej, czertezickiej i niedzickiej, słabiej w serii braniskiej. Fauna występująca w warstwach „murchisonowych” serii czorsztyńskiej wskazuje na obecność poziomów: *murchisonae* (górnym aalen), *sowerbyi* (podpoziom *discites* — dolna część środkowego bajosu) i *sauzei* (środkowy bajos): *Ptychophylloceras tatricum* (Pusch), *Calliphylloceras connectens* (Zit.), *Holcophylloceras ultramontanum* (Zit.), *Phylloceras trifoliatum* Neum., *Lytoceras ophioneum* (Ben.), *L. rasile* Vac., *Ludwigia murchisonae* (Sow.), *L. murchisonae goralicum* (Neum.), *Hyperlioceras discites* (Waa g.), *Bradfordia gracililobata* (Vac.), *Emileia brocchi* (Sow.) etc. Mikrofauna reprezentowana jest (głównie w serii czorsztyńskiej i braniskiej) przez następujący zespół: *Reinholdella semiornata* (Schw.), *R. cf. media* (Kapt.), *Rectoglandulina humiliformis* (Mamont.), *R. pupoides* (Born.), *Brotzenia parastelligera* Hofker, *Lenticulina toarcense* Payard, *Coelodiscus biumbilicatus* Walther i in. (Birkenmajer, Pazdro 1963 b).

Łupki posidoniowe (100 m) występują wyłącznie w serii braniskiej i pienińskiej. Są to szare i czarne łupki margliste i łupkowate wapienie mułowcowe z następującą fauną: *Posidonia alpina* (Gras), *Ptychophylloceras tatricum* (Pusch), *Sonninia furticarinata* (Qu.), *Dorsetensia liostraca* Buck., *Oppelia subradiata* (Sow.), *Emileia polymera* (Waa g.) etc. W faunie powyższej występują amonity charakterystyczne dla środkowego bajosu (poziomy *sauzei* i *humphriesianum*), jest jednak prawdopodobne, że łupki posidoniowe schodzą do aalenu i stanowią częściowo wiekowy odpowiednik warstw „murchisonowych” i „opalinusowych”.

Nad łupkami posidoniowymi w serii braniskiej i pienińskiej rozwinięte są warstwy nadposidoniowe (50 m). Są to grubo- lub średnioławicowe wapienie margliste niebieskawe lub brunatnawe (bardzo zbliżone do analogicznych utworów środkowego liasu), plamiste, przeławiczone marglistymi łupkami. W górnej ich partii zaznacza się sylifikacja spowodowana obecnością igieł gąbek (wapniste spongiolity), niekiedy także w warstwach obserwuje się zapiaszczenie. Warstwy nadposidoniowe dostarczyły stosunkowo bogatej fauny wskazującej na najwyższy środkowy bajos (poziom *humphriesianum*), bajos górny i baton (wobec przejścia w radiolaryty pozbawione fauny górna granica nie została ustalona): *Phylloceras heterophylloides* (Op.), *P. kudernatschi* (Ha u.), *Lytoceras polyhelictum* Böckh., *L. adeloides* (Kud.), *Sonninia furticarinata* (Qu.), *Dorsetensia liostraca* Buck., *D. complanata* Buck., *Oppelia subradiata* (Sow.), *Oecotraustes genicularis* (Waa g.), *Stephanoceras linguiferum* (Orb.), *S. umbilicum* (Qu.), *Bradfordia liomphala* Buck., *Poecilomorphus cycloides* (Orb.) etc.

Wyższej części środkowego bajosu i niższej części bajosu górnego odpowiada najprawdopodobniej biały wapień krynoidowy typowo rozwinięty w serii czorsztyńskiej. Jest wapień krynoidowy nie uławicony lub bardzo słabo uławicony, barwy bardzo jasnej (najczęściej białej, szarawej, żółtawej), często zawierający ziarna kwarcu i okruchy dolomitów i wapieni triasu. Zawiera on mało charakterystyczną faunę brachiopodów i rzadkie amonity: *Lytoceras rasile* Vac. i „*Harpoceras*” zbliżony do *Sonninia mayeri* (Waa g.)¹. Miąższość ogniwa wynosi 100—

¹ Skalki szaryskie na słowackim Spiszu.

—150 m w serii czorsztyńskiej, w serii czertezickiej spada do 50 m, w serii niedzickiej zaś do 3—5 m.

Nad wapieniem krynoidowym białym w serii czorsztyńskiej w sposób ciągle pojawia się wapień krynoidowy czerwony. Jest to wapień krynoidowy drobno- lub średnioziarnisty, ławicowy lub łupkowaty, najczęściej czerwony lub różowy, zwykle z ziarnami allochtonicznego kwarcu i okruchami skał węglanowych triasu. Miąższość zmienna 2—18 m. Wapień zwiera brachiopody i skąpą faunę amonitową (na odcinku pienińskim i szaryskim po stronie czechosłowackiej), wskazującą na górny bajos i (głównie) baton: *Calliphylloceras* cf. *disputabile* (Zit.), „*Harpoceras*” cf. *pingue* Roem., *Lissoceras psilodiscus* (Schloenb.), „*Oppelia*” *fusca* (Op.), *Cadomites deslongchampsii* (Orb.), *Bullatimorphites ymir* (Op.) etc.

Wapień krynoidowy czerwony jest zwykle oddzielony wyraźną granicą od wapienia bulastego czorsztyńskiego; przejścia między tymi dwoma ogniwami są rzadsze. W pierwszym przypadku obserwuje się na kontakcie tych dwóch ogniw skorupy limonityczne lub hematytowe, które mogą być efektem zwolnienia tempa sedymentacji i rozpuszczania osadu węglanowego w wyniku pozytywnych ruchów dna morskiego na granicy batonu i keloweju.

W serii czertezickiej wapień krynoidowy czerwony występuje niezbyt często (w niektórych odmianach tej serii — 10 m miąższości), prawdopodobnie sięgając wyżej aż po kelowej (?). Do keloweju w innych odmianach tej serii być może należy zaliczyć szare wapienie krynoidowo-rogowcowe (spongiolitowe) o miąższości około 10 m.

W serii niedzickiej wapień krynoidowy czerwony (2—5 m) należy do górnego bajosu. W serii haligowieckiej szare wapienie krynoidowo-rogowcowe z *Acrocoelites blainvillei* (Desl.) i *Posidonia alpina* (Gras) o miąższości około 70 m reprezentują prawdopodobnie cały bajos, baton i kelowej. Wapień krynoidowy szary (czasem z rogowcami) o małej miąższości występuje też w niektórych odmianach serii pienińskiej w powiązaniu z warstwami nadposidoniowymi.

Wapień bulasty czorsztyński w typowej odmianie reprezentowany jest (w serii czorsztyńskiej) przez wapienie gruzłowate (6—15 m) barwy ciemnoczerwonej lub jasnoczerwonej. Poszczególne buły wapienne są często scementowane mniej zwięzłym spoiwem wapienno-hematytowym (zwłaszcza w dolnej części ogniwa), natomiast w partii wyższej wapień staje się bardziej masywny, lepiej uławicony i jaśniejszy.

W niektórych profilach serii czorsztyńskiej obserwujemy przerwę w sedymentacji (w wyniku pozytywnych ruchów dna morskiego w keloweju) między wapieniem krynoidowym czerwonym i wapieniem czorsztyńskim. Wapień czorsztyński jest wówczas cieńszy niż normalnie i podścielony jest brekcją sedymentacyjną złożoną z okruchów wapieni krynoidowych białych i czerwonych spojonych wapieniem czorsztyńskim i infiltrowaną związkami manganu (czasem żyłki rud manganowych). Niekiedy wapień czorsztyński spoczywa wprost na wapieniu krynoidowym białym, wapienia zaś krynoidowego czerwonego brak w wyniku wśródformacyjnej erozji. Związki manganu występują też obficie w oksfordzkiej części wapienia czorsztyńskiego. W niektórych typach serii czorsztyńskiej w wyniku pozytywnych ruchów dna morskiego wapień czorsztyński nie osadził się w ogóle i luka stratygraficzna obejmuje piętra od keloweju po kimeryd włącznie.

Wapień czorsztyński dostarczył fauny keloweju, oksfordu i kimerydu.

Kelowej dolny udokumentowany jest obecnością *Macrocephalites macrocephalus* (Schloth.), kelowej górny dostarczył bogatej fauny (w skrócie): *Calliphylloceras disputabile* (Zit.), *Phylloceras obtusum* (Kud.), *Lytoceras adeloides* (Kud.), *Grossouvreia curvicosta* (Op.), *Putealicerias punctatum* (Stahl), *Lunuloceras lunula* (Ziet.), *Oecotraustes auritulus* (Op.), *Lissoceras ferrifex* (Zit.), *Reineckeia greppini* (Op.).

Ogniwo oksfordzkie wapienia czorsztyńskiego dostarczyło bogatej fauny (w skrócie): *Calliphylloceras manfredi* (Op.), *Sowerbycerias tortisulcatum* (Orb.), *Maltonicerias tenuiserratum neumayri* (Maire), *Oppelia crenocarina* Neum., *Proscaphites anar* (Op.), *Ringstedia vicaria* (Moesch), *Arisphinctes plicatilis* (Sow.), *Ataxioceras schilli* (Op.), *Pseudogregorycerias neumayri* Jeann., *Simoceras contortum* Neum., *Euaspidoceras oegir* (Op.), *E tietzei* (Neum.), *Struebinia simplex simplex* Zeiss. Fauna powyższa wskazuje przede wszystkim na oksford górny (poziomy *transversarium* i *bimammatum*), ale obecność oksfordu dolnego nie budzi również wątpliwości.

Ogniwo kimerydzkie wapienia czorsztyńskiego dostarczyło bogatej fauny (w skrócie): *Phylloceras isotypum* (Ben.), *P. spp.* (*plicatum*, *saxonicum*), *Holcophylloceras polyolcum* (Ben.), *Sowerbycerias loryi* (Mun. Chalm.), *Haploceras sp. sp.*, *Hemihaploceras nobile* (Neum.), *Taramellicerias spp.*¹ (*compsum*, *holbeini*, *trachynotum*), *Semiformicerias darwini* (Neum.), *Ataxioceras polyplocum* (Rein.), *Perisphinctes roubyanus* (Font.), *Perisphinctes sp.*, *Nebroditis teres* (Neum.), *Simoceras sp. sp.*, *Involuticerias involutum* (Qu.), *Idoceras balderum* (Op.), *Physodoceras spp.* (*liparum*, *circumspinosum*, *altenense*), *Aspidoceras spp.* (*acanthicum*, *bispinosum*, *longispinum*, *uhlandi*, *deaki* etc.), *Pseudowaagenia microplum* (Op.), *Hybonoticerias pressulum* (Neum.). Fauna ta wskazuje przede wszystkim na poziom *tenuilobatus*, ale także na poziomy *pseudomutabilis* i *beckeri*.

Facja wapienia bulastego występuje też w serii czertezickiej (kimeryd — 3 m) i braniskiej (kimeryd według fauny aptychów — 4 m), w wykształceniu zaś zbliżonym (wapien pseudobulasty) w serii braniskiej (kimeryd na podstawie aptychów — 4 m) i wyjątkowo w serii pienińskiej. W serii niedzickiej występują dwa ogniwa wapienia bulastego rozdzielone radiolarytami. Wapien bulasty dolny (5—8 m) reprezentuje bajos górny, baton i kelowej i zawiera następującą faunę (w skrócie): *Coenoceras calloviensis* (Op.), *Parkinsonia sp.* pro parte ex gr. *P. parkinsoni* (Sow.), pro parte cf. *P. calloviensis* (Loczy), *Cadomites sp.* pro parte cf. *C. rectelobatum* (Hau.) (= *C. deslongchampsii* (Orb.)), *Phylloceras kudernatschi* (Hau.), *Calliphylloceras disputabile* (Zit.), *Nannolytoceras tripartitum* (Rasp.). Górny wapien bulasty reprezentuje albo kimeryd (2 m — fauna aptychów), albo kimeryd, tyton, berias i walanżyn (13 m — fauna aptychów i tintinnidów). W serii haligowieckiej dolny wapien pseudobulasty (0,5 m) reprezentuje prawdopodobnie dolny oksford i oddzielony jest radiolarytami od górnego wapienia pseudobulastego (1 m — kimeryd), który dostarczył *Orthaspidoceras orthocera* (Orb.).

Ogniwem bardzo charakterystycznym dla wszystkich serii skałkowych z wyjątkiem serii czorsztyńskiej są radiolaryty. Nad warstwami nadposidoniowymi pojawiają się bezpośrednio radiolaryty manganowe (z wkładkami łupków) pozbawione przewodniej fauny, które

¹ Tu i strony następne: zamiast spp. ma być sp.sp.

mogą odpowiadać kelowejowi i dolnemu oksfordowi i osiągają miąższość w serii pienińskiej 20 m i w serii braniskiej 10 m. Radiolaryty zielone (radiolaryty, wapienie krzemionkowe, łupki margliste itp.), najlepiej rozwinięte są w serii pienińskiej (40 m), gdzie prawdopodobnie reprezentują górny oksford i kimeryd, następnie w serii braniskiej (15 m) i niedzickiej (4 m), gdzie ich wiek jest określony na podstawie aptychów jako dolna część górnego oksfordu. Słabszy rozwój radiolarytów zielonych notujemy w serii czertezickiej (3 m), gdzie mogą one odpowiadać dolnej części górnego oksfordu i ewentualnie także dolnemu oksfordowi (?), i w serii haligowieckiej (2—4 m), gdzie prawdopodobnie odpowiadają one górnemu oksfordowi.

Radiolaryty czerwone (radiolaryty, wapienie krzemionkowe, łupki margliste itp.) w serii niedzickiej tworzą dwa poziomy oddzielone od siebie radiolarytami zielonymi. Radiolaryty czerwone dolne (1 m) zawierają faunę aptychów dolnego oksfordu, radiolaryty zaś czerwone górne (4 m) — faunę aptychów górnej części górnego oksfordu. W serii czertezickiej i braniskiej występuje tylko jeden poziom radiolarytów czerwonych (5 m), które w tej ostatniej serii dostarczyły aptychów świadczących o wieku górnej części górnego oksfordu.

W czasie tytonu, beriasu i walanżynu doszło do silnego zróżnicowania osadów w serii czorsztyńskiej w wyniku ruchów tektonicznych fazy neokimeryjskiej. W wielu typach serii czorsztyńskiej doszło wówczas do tak znacznego spłylenia, że osady nie mogły się tworzyć (przerwy sedymentacyjne obejmują różne piętra i poziomy tytonu i neokomu, albo nawet cały neokom), lub też starsze osady znalazły się na wtórnym złożu w osadach młodszych. Wyróżniamy tutaj (od dołu do góry): wapienie dursztyńskie (5—11,5 m, niekiedy do 37,5 m), wapienie łyśańskie (8,7—13,2 m) i wapień spiski (6,5—9 m).

Wapienie dursztyńskie dolne, które należą do tytonu dolnego i częściowo środkowego, reprezentowane są przez następujące facje: wapień kalpionellowy czerwony, wapień globochetowy różowy, wapień krynoidowy fałszyński czerwony i czerwony muszlowiec rogoźnicki. Zespół fauny w tych osadach zmienia się w zależności od charakteru facji. Dla całości charakterystyczne są następujące mikroorganizmy: *Calpionella* spp. (*alpina*, „*elliptica*”, *intermedia*), *Globochaete alpina* L o m b., i następująca makrofauna (w skrócie): *Holcophylloceras silesiacum* (O p.), *Calliphylloceras kochi* (O p.), *Ptychophylloceras ptychoicum* (Q u.), *Partschiceras ptychostoma* (B e n.), *Phylloceras serum* (O p.), *Hemilytoceras montanum* (O p.), *Haploceras* sp. sp., *Semiformiceras semiforme* (O p.), *Paralingulaticeras lithographicum* (O p.), *Taramelliceras compsum* (O p.), *Lithacoceras geron* (Z it.), *Subplanites* spp. (*contiguus*, *pseudocolubrinus*), *Lytogyroceras catrianum* (Z it.), *Aspidoceras cyclotum* (O p.), *Hybonotoceras hybonotum* (O p.), *Neochetoceras waageni* (Z it.), *Berriasella richteri* (O p.), *Pygope* spp. (*diphya*, *sima*) etc. W faunie powyższej występują dwa gatunki przewodnie dla najniższego tytonu (poziom *lithographicum*) i tytonu środkowego (poziom *semiforme*). Poziomy pośrednie tytonu dolnego, tj. *vimineus* i *ciliata* nie są scharakteryzowane formami przewodnimi, ale ich obecność nie budzi wątpliwości wobec ciągłości osadu.

Wapienie dursztyńskie górne należą do tytonu środkowego i górnego i reprezentowane są przez następujące facje: wapień kalpionellowy biały, wapień globochetowy biały, biały wapień krynoidowy fałszyński i biały muszlowiec rogoźnicki (podrzędnie występują cienkie

wkładki wapieni detrytycznych). Zespół mikroorganizmów jest analogiczny jak w ogniwie poprzednim, z tym że pojawia się *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.). Makrofauna jest bardzo bogata, zwłaszcza w białym muszłowcu rogoźnickim (środkowy tyton — w skrócie): *Ptychophylloceras ptychoicum* (Qu.), *Holcophylloceras silesiacum* (Op.), *Calliphylloceras kochi* (Op.), *Partschiceras ptychostoma* (Ben.), *Hemilytoceras* spp. (*montanum*, *sutile*), *Haploceras* spp. (*staszyci*, *elimatum*, *verruciferum*, *rhinotomum*, *carachtheis*, *tomephorum*, *rasile*), *Semiformiceras* spp. (*semiforme*, *fallauxi*), *Oppeliidae* div. gen. spp., *Neochetoceras waageni* (Zit.), *Aspidoceras* spp. (*rogoznicense*, *cyclotum*, *avellanum*, *zeuschneri*), *Simoceras volanense* (Op.), *Simocosmoceras* spp. (*catulloi*, *simum*, *adversum*), *Subplanites* spp. (*pseudocolubrinus*, *contiguus*), *Lithacoceras geron* (Zit.), *Berriasella richteri* (Op.), *Bochianites* spp. (*guembeli*, *gracile*), *Pygope* spp. (*diphya*, *sima*) etc. Górnotytoński wiek części muszłowców rogoźnickich białych (okolice Zaskala) dokumentują *Micranthoceras microcanthus* (Op.) i *Virgatosphinctes transitorius* (Op.).

Wapienie Łysańskie (tyton górny-berias) dzielą się na trzy ogniwa. Wapienie Łysańskie dolne składają się z wapieni brachiopodowych, wapieni krynoidowo-brachiopodowych i czerwonego wapienia fałszyńskiego. Wapienie Łysańskie środkowe składają się z wapieni detrytycznych i pseudodetrytycznych (główny wapień detrytyczny), wapienie Łysańskie górne zaś z wapieni krynoidowo-brachiopodowych, wapieni krynoidowo-aptychowych i czerwonych wapieni trochitowych.

Dla wapieni Łysańskich charakterystyczny jest zespół aptychów z następującymi formami: *Lamellaptychus mortilleti* (Pict. et Lor.) i *L. herthae* (Wkl.). Charakterystycznymi skamieniałościami facjalnymi (większość z nich występuje też w wapieniach dursztyńskich) są brachiopody: *Pygope* spp. (*diphya*, *sima*), *Terebratula* spp. (*discissa*, *planulata*, *carpathica*, *rupicola*), *Macandrewia* spp. (*pinguicula*, *fraudulosa*), *Megerlea* spp. (*wahlenbergi*, *tatica*, *ambitiosa*), *Rhynchonella* spp. (*zeuschneri*, *suessi*, *agassizi*, *capillata*, *trilobata*), *Lacunosella hoheneggeri* (Suess) etc. Mikroorganizmy charakterystyczne dla środkowej części wapieni Łysańskich są następujące: *Calpionella* spp. (*alpina*, „*elliptica*”), *Calpionellites darderi* (Colom), *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.), *Globochaete alpina* Lomb. etc.

Wapień spiski reprezentuje głównie walanżyn, ale niekiedy może zaczynać się już w beriasie. Górna jego granica nie jest bliżej określona wobec braku fauny w tej części ogniwa. Jest to wapień krynoidowy najczęściej ciemnoczerwony, ławicowy lub łupkowaty. Wiek walanżyński określono na podstawie aptychów: *Lamellaptychus* spp. (*aplanatus retroflexa*, *seranonis*, *didayi*, *angulocostatus atlantica*, *angulocostatus f. typ.*).

W serii czertezińskiej i części serii niedzińskiej występują wapienie kalpionellowe czerwone (niżej) i białe (wyżej) o miąższości 2—4 m, z analogicznym zespołem mikroorganizmów jak w serii czorsztyńskiej. Ogniwa te odpowiadają tytonowi dolnemu, środkowemu i prawdopodobnie górnemu. Berias i walanżyn w tym przypadku nie występują (najprawdopodobniej przerwa sedymentacyjna); natomiast w części serii niedzińskiej tyton, berias i walanżyn reprezentowane są przez wapienie bulaste czerwone (patrz wyżej) z bogatą mikrofauną tintinnidów, z których dla dolnego neokomu są charakterystyczne: *Calpionellites darderi* (Colom), *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.), *Stenosemellopsis hispanica* Colom etc.

W tytonie i neokomie bardzo charakterystyczną facją dla wielu serii skałkowych jest wapień rogowcowy. Są to wapienie ławicowe barwy w niższej części białej, w wyższej szarawej, z przerostami i soczewkami rogowców. W niższej partii ogniwa uławicenie często zanika i wapień upodabnia się do wapienia kalpionellowego białego serii czorsztyńskiej, w wyższej części natomiast między ławicami wapieni pojawiają się cienkie wkładki czarnych łupków.

Wapień rogowcowy w serii haligowieckiej reprezentuje prawdopodobnie okres czasu od tytonu do hoterywu włącznie (30 m miąższości), w serii pienińskiej okres czasu od tytonu (lub kimerydu ?) do dolnego barremu włącznie (miąższość ok. 180 m), w serii braniskiej — okres czasu od tytonu do barremu dolnego włącznie (miąższość ok. 120 m), w serii niedzickiej zaś wapień rogowcowy (2—3 m) i facje zbliżone (wapień pseudorogowcowy) występujące w serii niedzickiej (2—3 m) i w serii czertezickiej (40 m) reprezentują hoteryw i dolny barrem. Fauna aptychów tytonu i beriasu wapienia rogowcowego jest zbliżona do fauny analogicznych pod względem wieku ogniw serii czorsztyńskiej.

Fauna neokomska (walanżyn-dolny barrem) omawianego ogniwa została poznana głównie w serii braniskiej i pienińskiej: *Duvalia dilatata* (Bl.), *Pseudobelus bipartitus* (Bl.), *Lamellaptychus* spp. (*seranonis* f. *typ.*, *seranonis fractocosta*, *didayi*, *angulocostatus atlantica*, *angulocostatus* f. *typ.*), *Crioceratites* ex gr. *duvali* (Lé v.), *Neolissoceras grasianum* (Orb.), *Spitidiscus incertus* (Orb.) etc. Z walanżyńskiego ogniwa wapienia rogowcowego pochodzi następująca mikrofauna: *Calpionellites* spp. (*darderi*, *neocomiensis*), *Tintinnopsella* spp. (*carpathica*, *longa*, *cadischiana*), *Amphorellina subacuta* Colom etc.

W jednym z typów serii braniskiej występują w beriasie pstre margle i wapienie bulaste z charakterystycznymi aptychami: *Lamellaptychus* aff. *mortilleti* (Pict. et Lor.), *L. herthae* f. *typ.* Trth etc. oraz mikroorganizmami: *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Calpionellites neocomiensis* Colom, *Stenosemellopsis hispanica* (Colom), *Tintinnopsella* spp. (*carpathica*, *oblonga*, *cadischiana*), ? *Amphorellina lanceolata* Colom etc.

Ogniwem młodszym od wapienia spiskiego w serii czorsztyńskiej są warstwy z Chmielowej (1,5—10 m), wykształcone jako pstre lub czerwone wapienie margliste i margle łupkowate globigerynowe. Mogą one spoczywać na wapieniu spiskim (przejście) albo też wprost na ogniwach tytonu, od którego oddzielone są przerwą sedymentacyjną. Warstwy te dostarczyły mikrofauny albu: *Clavulinoides gaultinus* (Moroz.), *Bigenerina complanata* (Reuss), *Parrella cretacea* Cushman., *Hedbergella trocoidea* (Gand.), *Rotalipora ticinensis* (Gand.) etc. Nie zostało wyjaśnione, czy warstwy te w przypadku przejścia ku dołowi w wapień spiski reprezentują także hoteryw-apt czy też te piętra stratygraficzne są zastąpione przez wapień spiski.

Warstwy z Chmielowej przechodzą ku górze w warstwy z Pomiedznika typowo rozwinięte w serii czorsztyńskiej, wśród których można wyróżnić ogniwo dolne i górne. Dolne warstwy z Pomiedznika (9,5—25 m) składają się z marglistych wapieni zielonych i czarnych, często plamistych z przerostami rogowców (radiolarytów) i zawierają mikrofaunę albu: *Clavulinoides gaultinus* (Moroz.), *Bigenerina complanata* (Reuss), *Parrella cretacea* Cushman., *Planomalina buxtorfi* (Gand.), *Gyroidina mauretana* Carb., *Hedbergella trocoidea* (Gand.), *Rotalipora* spp. (*ticinensis*, *roberti?*) etc.

Górne warstwy z Pomiedznika (2—10 m) składają się z łupków marglistych i margli z wkładkami wapieni marglistych, barwy czarnej, zielonej, często plamistych. Występuje tu ?*Hamites* sp., *Aucellina gryphaeoides* (Sow.) i bardzo obfita (jeszcze nie opracowana) mikrofauna wskazująca na alb i być może najniższy cenoman (?).

Ogniwem bezpośrednio młodszym od wapieni rogowcowych i pseudorogowcowych w innych seriach skałkowych są tzw. „warstwy globigerynowo-radiolariowe” stanowiące odpowiednik facjalny warstw z Pomiedznika: w serii czertezickiej i niedzickiej — 10 m, w serii braniskiej — 15 m, w serii pienińskiej — 45 m i w serii haligowieckiej — 5 m. Zawierają one niekiedy (seria braniska i niedzicka) wkładki mułowców w niższej części odpowiadającej barremowi górnemu-aptowi. Fauna albu została stwierdzona w serii niedzickiej: *Hamites* spp. (aff. *attenuatus*, aff. *flexuosus*), *Neohibolites minimus* (List.), *Aucellina* aff. *gryphaeoides* Sow., *Rotalipora ticinensis* (Gand.) etc.

W serii haligowieckiej między wapieniem rogowcowym a warstwami odpowiadającymi facjalnie utworom albu innych serii skałkowych występują wapienie „urgońskie” (40 m), które są bitumicznymi wapieniami organodetrytycznymi, czarnymi i uławiconymi w spągu, a masywnymi, szarymi w stropie.

Ujednolicenie sedymentacji w basenie serii skałkowych, które zaznaczyło się pojawieniem się facji warstw globigerynowo-radiolariowych (warstwy z Pomiedznika i ich odpowiedniki) jeszcze wyraźniej obserwujemy w kredzie środkowej i górnej. Bardzo charakterystycznym ogniwem są tutaj margle globotrunkanowe, które możemy podzielić (od dołu do góry) na margle globotrunkanowe zielone, pstre i czerwone.

Margle globotrunkanowe zielone (margle, margle łupkowate, wapienie margliste) o miąższości około 18 m zawierają faunę cenomanu: *Neohibolites ultimus* (Orb.), *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Rotalipora* spp. (*apenninica*, *apenninica-reicheli*, *reicheli*, *globotruncanoides*, *turonica*, *montsalvensis*, *cushmani*, *evoluta*), *Praeglobotruncana* spp. (*stephani*, *stephani turbinata*, *helvetica*) etc. (mikrofauna według Książkiewicza, 1958)¹.

Margle globotrunkanowe pstre (margle, margle łupkowate, wapienie margliste) o miąższości 6—10 m mają w serii czorsztyńskiej mikrofaunę najniższego dolnego turonu: *Rotalipora* spp. (*cushmani*, *turonica*, *montsalvensis*, *expansa*), *Praeglobotruncana stephani* (Gand.), *Thalmaninella reicheli* (Mornod), *Globotruncana sigali* Reichel etc. W marglach tych może występować (w serii niedzickiej) *Neohibolites ultimus* (Orb.), a zdaniem Książkiewicza (o.c.) jest tu reprezentowany również górny cenoman.

Margle globotrunkanowe czerwone rozwinięte są

¹ L. Horwitz (1963, s. 145) podaje z margli okolic Szaflar faunę amonitów, z których część wskazuje na alb, część zaś na cenoman i może pochodzić z „warstw globigerynowo-radiolariowych” i margli globotrunkanowych zielonych serii braniskiej: ex gr. *Lytoceras* (*Kosmatella*) *agassizianum* Pict., *Phylloceras* cf. *semistriatum* (d'Orb.), cf. *velledae* (Mich.), *Baculites baculoides* Mant., *B.* (*Anisoceras*) *armatum* Sow., *Anisoceras* cf. *plicatile* (Sow.), *Puzosia sharpei* Spath (pro parte *P. planulata* fide Sharpe); ex gr.: (*Schloenbachia*, *Mortoniceras*), *Inflatoceras inflatum* (Sow.); ex gr.: *Acanthoceras rhotomagense* (Defr.); ex gr.: *Mantelliceras mantelli* (Sow.); *Scaphites aequalis* (Sow.).

w dwóch facjach: facji potoku Niedziczanki i facji potoku Krętego. Pierwsza składa się z margli w przewodze wiśniowoczerwonych (20 m) i jest charakterystyczna dla południowych typów serii czorsztyńskiej, jak również dla pozostałych serii skałkowych. W górnej części margli pojawiają się tu wkładki piaskowców, a następnie margle przechodzą w utwory fliszowe warstw sromowieckich. Jest prawdopodobne, że margle globotruncanowe czerwone reprezentują tutaj ogniwa stratygraficzne od dolnego turonu do santonu włącznie, co wymaga jednak dalszych badań. Zespół podany niżej pochodzi z najwyższej części margli czerwonych i świadczy o wieku dolnosenońskim (koniak-santon): *Globotruncana* spp. (*lapparenti lapparenti*, *lapparenti angusticarinata*, *lapparenti coronata*, *lapparenti tricarinata*, *arca*, *concaavata*, *fornicata*), *Stensiöina praeexculpta* (Keller), *Ventilabrella deflaensis* (Sigal) etc.

Facja potoku Krętego występuje wyłącznie w północnych typach serii czorsztyńskiej. Są to margle w przewodze ceglasczerwone (określane poprzednio jako margle puchowskie), które transgredują albo na jurze, albo też podścielone są marglami globotruncanowymi pstrymi. Miąższość ogniwa wynosi co najmniej 50 m (do 100 m?). Margłom towarzyszą niekiedy łupki lub rogowce radiolariowe. Możemy wyróżnić trzy zasadnicze grupy wiekowe zespołów otwornic, z których najważniejsze są następujące:

1. Zespół dolnoturoński odznacza się przewagą *Praeglobotruncana* spp. (*stephani*, *stephani turbinata*, *renzi*, *helvetica*). Ponadto w najstarszej części margli występuje *P. schneegansi* (Sigal), *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Thalmanninella reicheli* (Mornod) i *Globotruncana concaavata* (Brotz.). W próbkach reprezentujących wyższą część turonu dolnego rotalipory i thalmanninelle nie występują, natomiast pojawia się *Stensiöina praeexculpta* (Keller), *Globotruncana sigali* (Reichel) i *G. lapparenti coronata* (Bolli);

2. Zespół górnego turonu-dolnego kampanu odznacza się przewagą globotruncan z grupy *G. lapparenti* (*lapparenti angusticarinata*, *lapparenti coronata*, *lapparenti lapparenti*, *lapparenti tricarinata*) i *G. fornicata* Plummer. W obrębie tego zespołu można wyróżnić zespół starszy (turon górny — koniak), w którym występuje *Stensiöina praeexculpta* (Keller) i zespół młodszy (santon-kampan dolny), w którym występuje *S. exculpta* (Reuss) i *Ventilabrella deflaensis* (Sigal);

3. Zespół najmłodszy, górnokampański, wykazuje obecność *Globotruncana* spp. (*arca*, *calciformis*, *contusa*, *stuarti*, *fornicata*, *lapparenti tricarinata*, *lapparenti lapparenti*, *mayaroensis*), *Stensiöina pommerana* Brotz., „*Globorotalia*” *pschadae* Keller, *Aragonia ouezzanensis* (Rey) etc.

W strefie przejściowej między facją potoku Krętego i facją potoku Niedziczanki występują margle globotruncanowe wiśniowoczerwone, ceglasczerwone („puchowskie”) oraz czerwone i pstre łupki (łącznie 30—40 m) z mikrofauną wapienną i aglutynującą, wskazującą na turon górny — dolny senon.

Najmłodszym ogniwem serii skałkowych są warstwy sromowieckie, które występują w bardziej południowych typach serii czorsztyńskiej i we wszystkich pozostałych seriach skałkowych nad marglami globotruncanowymi czerwonymi (wiśniowoczerwonymi). Są to utwory fliszowe składające się z wapnistych piaskowców przeławiconych piaszczystymi lub marglistymi łupkami barwy niebieskiej lub żółtozielonej. Niekiedy występują wkładki zwirowców ilastych i konglomeratów zawie-

rających materiał wyłącznie egzotyczny względem pasa skałkowego i reprezentujących podmorskie osuwiska. Mikrofauna występuje nieco obficie tylko na przejściu do mangli globotruncanowych czerwonych (Książkiewicz 1958), wyżej w utworach fliszowych jest bardzo uboga i wskazuje na senon (?koniak-santon: por. Birkenmajer 1963 a). We wkładkach egzotykowych występuje uboga i źle zachowana makrofauna redeponowana, z której część również wskazuje na senon: *Alectryonia semiplana* (Sow.), *Neithea* aff. *quadricostata* (Orb.) *Crania ignabergensis* Retz. Górna granica utworów fliszowych nie została bliżej określona na podstawie paleontologicznej. Ze względu na to, że utwory te występują na wtórnym złożu w warstwach jarmuckich (kampan-mastrycht) stropowa partia warstw sromowieckich nie może być młodsza od kampanu górnego. Jest prawdopodobne, że dolna granica warstw sromowieckich wykazuje diachronizm. W seriach haligowieckiej, pienińskiej i braniskiej być może odpowiada ona górnemu turonowi, lub koniakowi, natomiast w seriach bardziej północnych (przede wszystkim w południowej części serii czorsztyńskiej) utwory fliszowe pojawiają się nie wcześniej niż w najniższym senonie.

Miaższość warstw sromowieckich jest największa w bardziej południowych seriach skałkowych (ponad 100 m), w strefie przejściowej zaś między facją potoku Niedziczanki i facją potoku Krętego spada do 30—40 m i mniej.

SERIA MAGURSKA I JEJ STOSUNEK DO SERII SKAŁKOWYCH I OSŁONY SKAŁKOWEJ

Najstarszymi ogniwami serii magurskiej w myśl hipotezy roboczej referowanej w niniejszej pracy (patrz fig. 1, tab. 1) są utwory aalenu fliszowego¹. Rozwój ich jest tu najbardziej kompletny, miaższość zaś wynosi około 200 m. Najniższa część aalenu fliszowego (około 10 m) składa się tutaj z ciemnych łupków z cienkimi wkładkami piaszczystych wapieni krynoidowych warstwowanych frakcjonalnie i sydereitycznych wapieni. Z łupków pochodzi następująca fauna: *Cornaptychus*, grupa *A*, *lythensis* (Qu.), em. *Trauth* var. aff. *sigmopleura* *Trauth*, *Cornaptychus*, grupa *A?*², *Posidonia alpina* (Gras), *Paalzowella* sp., *Citharina colliezi* (Terq.), *Vaginulina claviformis* (Paalz., V. aff. *jurassica* (Gümb.), *Dentalina integra* (Kübl. et Zw.), *D. pseudocommunis* Franke, *Spirillina infima* (Strickl.), *Planularia pauperata* J. et P., *Lenticulina* ex gr. *varians* (Born.), *L. varians* f. *recta* Franke, *L.* ex gr. *münsteri* (Roem.) i in. (Birkenmajer, Pazdro 1963 a, b).

Środkowa część aalenu fliszowego (około 140 m) składa się z szarych i czarnych łupków często silnie mikowych, z wkładkami silnie mikowych drobnoziarnistych piaskowców i mułowców. Z łupków pochodzi *Vaginu-*

¹ Należy nadmienić, że większość charakterystyk litologicznych i faunistycznych aalenu fliszowego podawanych w dotychczasowych pracach autora z serii „braniskiej” (np. Birkenmajer 1957 b; 1963 f; Birkenmajer, Turnau 1962; Birkenmajer, Pazdro 1963 b i in.) odnosi się właśnie do omawianego ogniwa zaliczonego obecnie do serii magurskiej.

² Omawiane aptychy zostały oznaczone przez dr. S. M. Gąsiorowskiego. Formy te występują na granicy liasu i doggeru (informacja ustna).

lina aff. *jurassica* (G ü m b.), *Reinholdella* cf. *media*? (K a p t.) i in. (Birkenmajer, Pazdro 1963 b). Należy podkreślić, że to ogniwo aalenu fliszowego, które z uwagi na stosunkowo dużą miąższość i szerokie rozprzestrzenienie jest najłatwiej dostępne badaniom, zawiera mikrofaunę bardzo ubogą albo też jest zupełnie pozbawione szczątków organicznego pochodzenia.

Górna część aalenu fliszowego (ok. 50 m) składa się głównie z piaszczowców z podrzędnie występującymi łupkami. Z łupków pochodzi *Lenticulina* ex gr. *münsteri* (R o e m.), *L. toarcense* Payard i in. (Birkenmajer, Pazdro o. c.). Cienkie wkładki allochtoniczne węgla występują w środkowej, a zwłaszcza górnej części aalenu fliszowego. Powstały one z przerobienia górnokarbońskich węgla, na co wskazuje obecność mikrospor tego wieku (Birkenmajer, Turnau 1962).

Z uwagi na występowanie *Posidonia alpina* (aalen-kelowej) w najniższej części omawianego ogniwa należy raczej wykluczyć toark; wiek dolnoaaleński wydaje się najbardziej prawdopodobny, z czym zresztą pozostaje w zgodności zarówno charakter mikrofauny, jak i aptychy.

Nad utworami fliszowymi występują lokalnie warstwy nadfliszowe (5 m), które kojarzą w sobie cechy litologiczne aalenu fliszowego i łupków posidoniowych. Są one bogate zarówno w małże *Posidonia alpina* (G r a s), jak i w mikroorganizmy, z których bardziej charakterystyczne są następujące: *Lenticulina toarcense* Payard, *Astacolus inaequistriatus* (T e r q.), *Dentalina integra* (K ü b l. et Z w.), *Vaginulinopsis exarata* (T e r q.), *Spirillina infima* (S t r i c k l.) (Birkenmajer, Pazdro 1963 b).

Warstwy nadfliszowe zostały uznane za aalen środkowy (por. Birkenmajer 1963 b) z uwagi na to, że są powiązane z aalenem fliszowym, z czym pozostaje w zgodności mikrofauna, która posiada wiele cech wspólnych z mikrofauną niższej części margli opalinusowych i aalenu fliszowego, mniej zaś z mikrofauną warstw murchisonowych (por. Birkenmajer, Pazdro o. c.).

Warstwy liogryfeowe (30 m) rozwinięte są lokalnie nad aalenem fliszowym, być może zastępując część jego górnego ogniwa. Składają się one z łupków i sydereitycznych piaszczowców oraz muszłowców z masowo występującą *Liogryphaea* sp. W łupkach występuje uboga mikrofauna: *Ammobaculites agglutinans* (d' O r b.), *Geinitzina tenera pupoides* N ø r v a n g, *Dentalina pseudocommunis* Franke, *Nodosaria nitidana* Franke i in., która nie przeczy zaliczeniu warstw liogryfeowych do środkowego aalenu (por. Birkenmajer 1963 b; Birkenmajer, Pazdro o. c.).

Zagadnienie występowania utworów najwyższego aalenu, środkowego i górnego bajosu i batonu w omawianej serii (magurskiej) jest trudne do rozstrzygnięcia w obecnym etapie badań. Górna granica wieku warstw nadfliszowych i warstw liogryfeowych nie została określona, następnym zaś ogniwem, stwierdzonym w dobrych profilach, są dopiero radiolaryty manganowe (prawdopodobnie kelowej). Być może, że wyższa część aalenu, bajos środkowy i górny oraz baton są reprezentowane przez plamiste wapienie typu warstw nadposidoniowych, które niekiedy spotyka się w omawianej strefie północnej pasa skałkowego w postaci okruchów w zwietrzelinie. Wykształcenie facjalne warstw nadfliszowych może też sugerować obecność łupków posidoniowych.

Kolejnym ogniwem są radiolaryty manganowe (4 m), które składają się z czarnych lub szarych, rdzawo wietrzejących radiolarytów

przeławiconych zielonymi łupkami. Charakterystyczną cechą jest obfite występowanie czarnych nalotów związków manganowych. Radiolaryty te nie dostarczyły żadnej fauny i ich wiek określony jest na podstawie analogii do podobnego ogniwa w serii braniskiej i pienińskiej jako ?kelowej-dolny oksford?. W Szczawnicy Wyżnej (koło rzeźni), gdzie są one najlepiej odsłonięte, przechodzą ku górze w radiolaryty zielone (ok. 6 m), które składają się z ławic radiolarytów i radiolarytów wapnistych przeławiconych łupkami marglistymi barwy zielonej lub zielono-brunatnej. Wiek tego ogniwa, które jak dotychczas nie dostarczyło żadnej fauny, określony jest na podstawie analogii do serii braniskiej jako dolna część górnego oksfordu.

Nad radiolarytami zielonymi pojawiają się radiolaryty czerwone (ok. 1 m), które składają się z radiolarytów przeławiconych łupkami. I jedne, i drugie mogą być albo bezwapniste (por. Birkenmajer 1958 a, cz. IV, ryc. 110), albo wapniste. Ogniwo to nie dostarczyło dotychczas oznaczalnej fauny, ale na podstawie analogii z serią braniską i niedzicką, jak też na podstawie położenia między radiolarytami zielonymi i łupkami aptychowymi kimerydu w nie budzących zestrzeżeń profilach okolic Szczawnicy, zostało uznane za wyższą część górnego oksfordu.

Bardzo dobrze faunistycznie scharakteryzowane są czerwone lub pstre margle i łupki aptychowe (ok. 1 m), które zawierają aptychy kimerydu¹: *Lamellaptychus*, grupa A, „sp. 1 ex gr. a Trauth”, L., grupa A, cf. *beyrichi* (Opp.) em. Trauth, L., formy bez depresji lateralnej, *Punctaptychus*, grupa A, cf. *punctatus* (Voltz), *Laevaptychus* (*Latuslaevaptychus*) *latus* (Park.), L. (*Hoplisuslaevaptychus*) *latohoplisus* Trauth. Do tego ogniwa należy też odnieść bogatą faunę aptychów, pochodzącą z okruchów czerwonych lub pstrych margli występujących na wtórnym złożu w warstwach jarmuckich na Jarmucie (NE zbocze): *Laevilamellaptychus* gr. et sp. ind., *Lamellaptychus*, grupa C, *theodosia* (Desh.), L., grupa A, „sp 1 ex gr. a Trauth”, L., grupa A, *beyrichi* (Opp.) em. Trauth f. *typ.* Trauth, L., grupa A, *beyrichi* (Opp.) em. Trauth var. *fractocosta* Trauth, L., grupa A, formy z niezgodnymi żebrami, *Punctaptychus*, grupa A, *punctatus* (Voltz) f. *typ.* Trauth, *Laevaptychus* (*Latuslaevaptychus*) *longus* (Mey.), L. (L.) *latus* (Park.), L. (L.) *latissimus* Trauth, L. (*Meneghiniilaevaptychus meneghinii* (Zigno), L. (*Hoplisuslaevaptychus*) *latohoplisus* Trauth, L. (H.) *hoplisus* (Spath), L. (*Oliquuslaevaptychus*) *obliquus* (Qu.), L. (O.) *latoobliquus* Trauth (patrz Gąsiorowski 1962).

Do omawianego powyżej ogniwa mogą też być odniesione luźne skorpury aptychów znajdujące na wtórnym złożu w warstwach jarmuckich (Jarmuta, NE zbocze), które wskazują na V poziom aptychowy (niższy kimeryd): *Lamellaptychus*, grupa B, „sp.” 1 aff. *kachhensis* Trauth i L., grupa B. „sp.” 2 aff. *kachhensis* Trauth (patrz Gąsiorowski 1962).

Kolejnym ogniwem jest wapień rogowcowy wykształcony w sposób analogiczny jak w serii braniskiej właściwej i serii pienińskiej, ale odznaczający się bardzo małą miąższością (3—5 m). W najniższej części jest to wapień jasnokremowy z licznymi aptychami, które jeszcze

¹ Dolna część podpoziomu aptychowego VI₁ (por. Gąsiorowski 1962). Lista aptychów dotychczas nie publikowana, oznaczenia dra S. M. Gąsiorowskiego.

nie zostały opracowane¹. Na kontakcie z kimerydzkimi łupkami aptychowymi zawiera on tylko *Stomiosphaera minutissima* (Colom), *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* Lomb. i zwapniałe radiolarie, natomiast pozbawiony jest tintinnidów. Nieco wyżej został stwierdzony zespół tytoński: *Calpionella alpina* Lor., *C. „elliptica”* Cad., *C. intermedia* Dur.-Del. (pojedyncze okazy) i *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) — pojedyncze okazy, jak również *Stomiosphaera minutissima* (Colom) i *Globochaete alpina* Lomb.

W wyższej części jest to wapień jasnoszary z przerostami czarnych lub niebieskawych rogowców. Poza licznie występującym nannoplanktonem (*Nannoconus* sp.) i rzadkimi zwapniałymi radiolariami nie stwierdzono w nim oznaczalnych mikroorganizmów.

W okolicy Krempach wapień ten dostarczył: *Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.) cf. f. typ. Trauth, *L. angulocostatus* (Pet.) var. ind. (Birkenmajer, Gąsiorowski 1959). Ponadto do tego ogniwa należy odnieść aptychy występujące na wtórnym złożu w warstwach jarmuckich koło Krempach (por. Birkenmajer, Gąsiorowski 1959; Gąsiorowski 1962): *Lamellaptychus*, grupa *D* (*d_a*), *angulocostatus* (Pet.) var. *atlantica* (Henn.), *L.*, grupa *D* (*d_r*), *angulocostatus* (Pet.) f. typ. Trauth, *Pseudobelus bipartitus* Bl. (o. c.) Fauna ta wskazuje na poziom aptychowy VIII (powyżej podpoziomu VIII_{1,2}), czyli wyższy walanżyn-dolny barrem.

W najwyższej części wapienia rogowcowego pojawiają się wkładki czarnych łupków i ogniwo przechodzi w „warstwy globigerynowo-radiolariowe” (ok. 1 m), które składają się z ciemnoszarych lub prawie czarnych wapieni często plamistych i łupków podobnej barwy. Obserwuje się często skrzemionkowanie i charakterystyczne pomarańczowe naloty wietrzeniowe. Warstwy te, widoczne najlepiej w okolicach Szczawnicy, nie dostarczyły dotychczas oznaczalnej fauny. Ich wiek może odpowiadać wyższemu barremowi oraz ewentualnie także aptowi.

Warstwy globigerynowo-radiolariowe przechodzą ku górze w warstwy wronińskie, które w niższej części (ok. 1,5 m) składają się z łupków twardych, nieco krzemionkowych, czarnych, zielonych, niekiedy pstrych, z wkładkami wapieni (odslonięcia w okolicy rzeźni w Szczawnicy Wyżnej), z dużą ilością nalotów manganowych. Według oznaczeń dra S. W. Alexandrowicza i dra S. Gerocha zawierają one: *Gyroidina infracretacea* (Moroz.) — R², *Pseudovalvulineria* sp. — F i *Radiolaria* gen. — C. Wyżej występują łupki ilaste lub margliste barwy czarnej, zielonkawej (niekiedy pstrej), czasem plamiste, zawierające koncentracje pirytu, syderytu i żelazistego dolomitu. Posiadają one niekiedy naloty związków miedziowych (malachit) i manganowych. Warstwy te zawierają mało charakterystyczną mikrofaunę (w której często występują radiolarie): *Haplostiche* sp., *Plectorecurvoides* sp., *Haplophragmoides latidorsatum* (Born.), *Gaudryina richteri* Grabert, *Dorothia* cf. *filiiformis* (Berth.), *Lenticulina wisselmanni* Bett., *Planularia compla-*

¹ Do tego ogniwa należy *Punctaptychus* sp. (VI poziom aptychowy, oznaczenie dra S. M. Gąsiorowskiego) z profilu nad Grajcarkiem (południowa część skałki — patrz Birkenmajer 1958a, cz. IV, ryc. 110).

² Oznaczenia ilościowe: R = okazy rzadkie; F = okazy nieliczne; C = okazy liczne; A = okazy b. liczne.

nata (Reuss), *Gavelinella* cf. *barremiana* Bett., *Gyroidina* cf. *infracretacea* (Moroz.), *Hedbergella trocoidea* (Gand.), *Rotalipora* sp. i in. (Birkenmajer, Pazdro 1963a). Zespół ten w większości może się mieścić w granicach barrem-alb, ale z uwagi na położenie w profilu wydaje się, że warstwy wronińskie głównie odpowiadają niższemu albowi.

Miaższość warstw wronińskich wynosi minimum 13 m, ale w niektórych przypadkach zdaje się być znacznie większa (do 100 m?)¹.

Kolejnym ogniwem stratygraficznym są radiolaryty, które są litologicznie nadzwyczaj podobne do zielonych radiolarytów oksfordu i jako takie były przez autora dotychczas kartowane². W okolicy Szczawnicy i Krempach, gdzie radiolaryty te zostały zbadane w kilku profilach o stosunkowo prostej budowie geologicznej, mają one 3—6 m miaższości i składają się z czarnych, zielonobrunatnych lub niebieskawych radiolarytów przelawiconych łupkami ilastymi zielonymi lub zielonoczarnymi, zwykle pozbawionymi węgla wapnia. Charakterystyczna jest obecność dużej ilości nalotów związków manganowych.

Badania mikrofaunistyczne tych warstw są w toku. W chwili obecnej trudno jest dokładnie określić ich wiek, ale wydaje się, że mogą one odpowiadać górnoalbskim radiolarytom dolnych warstw z Pomiedznika, a więc mogą być nieco starsze niż facjalnie analogiczne ogniwo „warstw jaspisowych” Karpat zewnętrznych (por. Bieda et al. 1963).

Nad radiolarytami występuje cienka seria warstw (do 1,5 m), do której należą m. in. łupki manganowe i radiolariowe wyróżnione w górnej części pot. Sztolnia przez Sikorę (1962). Ustalenie kolejności następstwa poszczególnych, bardzo cienkich horyzontów wymaga jeszcze szczegółowych badań. W Szczawnicy Wyżnej (pot. Zabaniszcze) bezpośrednio na radiolarytach stwierdzono występowanie czarnych i zielonych, alternujących łupków ilastych (0,7 m), z których pobrano dwie próby (oznaczenia dra S. W. Alexandrowicza i dra S. Geroha) w dwóch sąsiadujących odsłonięciach. Jedna z prób wykazała obecność pojedynczych okazów *Planomalina buxtorfi* (Gand.)

¹ „Warstwy ze Sztolni” Sikory (o.c.) z uwagi na przyjmowany wiek cenomański (względnie albsko?-cenomański) i rzekomą analogię do warstw lgockich (in Bieda et al. 1963, s. 42) powinny zajmować pozycję stratygraficzną pomiędzy warstwami wronińskimi i radiolarytami. Jednakże w profilach znanych autorowi, z potokiem Sztolnia włącznie, w pozycji takiej utwory o typie litologicznym „alenu fliszowego” vel „warstw ze Sztolni” nie występują.

² W czasie wycieczki prowadzonej przez autora w maju 1962 r., w której wzięli udział prof. dr M. Książkiewicz i prof. dr S. E. Hollingworth (Londyn), autor pokazywał odsłonięcia koło zamku czorsztyńskiego, w których występują podobne radiolaryty (por. Birkenmajer 1958a, cz. III, ryc. 67 warstwa 2; Birkenmajer, Pazdro 1963a, fig. 2 warstwa 6) uznane za oksford (Birkenmajer 1963g) bezpośrednio nad warstwami wronińskimi. Prof. Książkiewicz sugerował wówczas, że radiolaryty te mogłyby odpowiadać radiolarytowemu horyzontowi najniższej części środkowej kredy Karpat fliszowych. Sugestia ta zdaje się znajdować potwierdzenie, gdyż w okolicy Szczawnicy autor miał możliwość w 1963 r. stwierdzić występowanie radiolarytów w pozycji stratygraficznej nad warstwami wronińskimi a pod „łupkami manganowymi”, charakterystycznym horyzontem korelacyjnym cenomanu Karpat fliszowych. Ewentualnie kredowy wiek wzmiankowanych radiolarytów koło zamku czorsztyńskiego nie został jednak dotychczas faunistycznie potwierdzony.

i *Plectorecurvoides alternans* Noth, druga zaś — pojedynczych okazów ?*Biticinella breggiensis* (Gand.) i *Haplophragmoides* cf. *chapmani* Crespin, a ponadto otwornic z rodziny *Lituolidae*, *Astrorhizidae*, *Verneuulinidae* i *Ammodiscidae*. Na podstawie tej mikrofauny trudno jest zdecydować, czy łupki należą jeszcze do albu górnego, czy też już do dolnego cenomanu.

W dolnej części pot. Sztolnia nad radiolarytami występują silnie tektonicznie zaburzone łupki szarozielone i zielone oraz łupki szare (około 0,5 m); w tych ostatnich występują (oznaczenia dra S. W. Alexandrowicza i dra S. Gerocha): *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R.* cf. *apenninica* (Renz), *Praeglobotruncana stephani* (Gand.), *P. stephani turbinata* (Reichel) i *Thalmaninella reicheli* (Mornod), zespół wskazujący na górny cenoman. Z łupkami szarymi wiążą się łupki czarne o podobnej miąższości, które zawierają *Praeglobotruncana stephani* (Gand.) i *Pseudovalvulineria* cf. *kelleri* (Mjatljuk).

W potoku Krętym koło Krempach bezpośrednio nad radiolarytami i pod zielonymi łupkami zawierającymi radiolarie występuje cienka warstewka (10 cm) zawierająca asfaltyt i skrzemieniałe drewno.

Wydaje się, że łupki radiolariowe Sikory (1962) z górnej części pot. Sztolnia, który podaje z nich: *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Nodellum velascoense* Cush., *Uvigerinammia jankó* Majz., *Haplophragmoides* sp. i radiolarie zajmują wyższą pozycję stratygraficzną w opisanym kompleksie alternujących łupków czarnych i zielonych. Bezpośrednio wyżej występują łupki o typie łupków menilitowych z żółtymi nalotami jarozytowymi, łupki bentonityczne i bitumiczne oraz manganowe odkryte w górnej części pot. Sztolnia przez Sikorę (o.c.), z których podaje on cienkie wkładki piaskowców pirytowych. Na południowych zboczach Huliny koło Szczawnicy Niżnej w warstwach tych o miąższości około 0,5 m występują charakterystyczne laminowane czarne i zielone łupki dzielące się na cienkie płytki, które dostarczyły następującej mikrofauny wskazującej na niższą część górnego cenomanu (oznaczenia dra S. W. Alexandrowicza i dra S. Gerocha): *Rotalipora apenninica* (Renz) — R, *R. cushmani* (Morrow) — A, *Praeglobotruncana stephani* (Gand.) — F, *P. stephani turbinata* (Reichel) — R, *Thalmaninella reicheli* (Mornod) — F, *Planomalina buxtorfi* (Gand.) — F i *Gyroidina infracretacea* (Moroz.) — R. Z powyższego można wnosić, że poziom korelacyjny łupków bitumicznych i manganowych odpowiada głównie dolnej części górnego cenomanu.

Z kolei na przejściu do warstw pstrych pojawiają się zielone łupki i margle (ok. 20 cm), często bardzo przypominające margle globotruncanowe zielone¹, które można wliczyć już do warstw pstrych. Na południowych zboczach Huliny zawierają one charakterystyczną mikrofaunę z dużym udziałem wapiennego bentosu aglutynującego (oznaczenia dra S. W. Alexandrowicza i dra S. Gerocha), wskazującą na cenoman-dolny turon: *Gyroidina* sp. aff. *infracretacea* (Moroz.) — R, *Gavelinopsis* ex gr. *eriksdalensis* (Brotz.) — R, *Clavulinoides gaultinus* (Moroz.) — F, *Marssonella oxycona* (Reuss) — F, *Gyroidinoides nitidus* (Reuss) — R i *Plectorecurvoides alternans* Noth — R.

Warstwy pstre (10 m w strefie południowej i do 180 m w strefie pół-

¹ Na Jarmucie zostały one opisane pod nazwą „margli globotruncanowych” (Birkenmajer 1958 b) na kontakcie z warstwami pstrymi.

nocnej) składają się z wiśniowoczerwonych, zielonych i pstrych łupków ilastych lub marglistych, często z wkładkami cienkich zielonych piaskowców hieroglifowych i niekiedy (okolica Jaworek) z wkładkami tufitów biotyto-skaleniowych. Zawierają one głównie aglutynującą mikrofaunę z niewielką domieszką form wapiennych. W części niższej (cenoman-dolny senon)¹ występują m. in.: *Plectorecurvoides alternans* Noth, *Glomospira charoides* (J. et P.), *Ammobaculites* sp., *Uvigerinamina jankóí* Majz., *Hormosina ovulum gigantea* Geröch i rzadko: *Globotruncana* spp. (*fornicata*?, *lapparemi lapparenti*, *lapparenti tricarinata*, *lapparenti angusticarinata*, *arca*?). W wyższej części warstw (kampan) występują m. in.: *Dorothia trochoides* (Marss), *Spiroplectamina dentata* (Alth), *Clavulinoides* cf. *amorphus* Cushman, *Hormosina* spp. (*ovulum*, *ovulum gigantea*), *Goesella carpathica* Liszk. i rzadko: *Globotruncana* spp. (*arca*, *lapparenti lapparenti*, *lapparenti tricarinata*, *lapparenti bulloides*, *fornicata*, cf. *stuarti*), *Aragonia ouezzanensis* ? (Rey).

Przejście między warstwami pstrymi i warstwami jarmuckimi polega na tym, że w łupkach pojawiają się wkładki gruboziarnistych piaskowców i drobnoziarnistych zlepieńców, jak również brekcje sedymentacyjne złożone z okruchów tychże łupków (pot. Głęboki koło Szczawnicy Niżnej) albo też w łupkach pstrych na małym odcinku (zwykle 1—2 m) pojawia się coraz więcej piaskowców wypierających łupki. Wyżej przychodzą cienkoławicowe, drobnoziarniste wapniste piaskowce i łupki zielonawe lub niebieskawe (flisz) warstw jarmuckich, nad którymi pojawia się główny kompleks piaskowców, zlepieńców i brekcji sedymentacyjnych w dużym procencie składających się z materiału skałkowego (część tego materiału może odnosić się do ogniw jurajskich i dolnokredowych serii magurskiej opisanych wyżej). W północnej strefie miąższość warstw jarmuckich osiąga 450 m, charakter fliszowy zaś jest najsilniej zaakcentowany.

Ku południowi miąższość warstw jarmuckich raptownie maleje do 50—10 m, charakter fliszowy zanika, natomiast pojawiają się w wielkiej ilości brekcje sedymentacyjne złożone z okruchów i bloków skał jurajskich i kredowych serii o typie serii braniskiej (najprawdopodobniej w większości materiał starszych ogniw serii magurskiej w myśl koncepcji referowanej w niniejszej pracy) i częściowo czorsztyńskiej. Facja ta (zwana klifową) tworzyła się w najbliższym sąsiedztwie wypiętrzanego, fałdowanego i erodowanego horstu skałkowego synorogenicznie z fazą laramijską. Jest prawdopodobne, że niektóre skałki serii „braniskiej” (w obecnym ujęciu w większości jurajskie elementy serii magurskiej) występujące wśród warstw jarmuckich omawianej północnej strefy pasa skałkowego są skałkami sedymentacyjnymi, które dostały się do osadu drogą zsuwów podmorskich o wielkich rozmiarach. Ta koncepcja dopuszcza możliwość wydźwignięcia w dobie ruchów laramijskich południowej części basenu magurskiego, którego elementy stratygraficzne jurajskie i kredowe weszły odtąd w skład struktury skałkowej z jednej strony, z drugiej zaś dostały się w postaci okruchów i bloków na wtórne złożo do górnosenońskich warstw jarmuckich.

¹ Do tego ogniwa odnosi się też mikrofauna podana przez Sikorę (1962, s. 206), która jednak ma niejasny aspekt (współwystępowanie form o różnej pozycji stratygraficznej): *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Rotalipora apenninica* (Renz), *Globotruncana* cf. *lapparenti tricarinata* (Quer.) i in.

Horst skałkowy został następnie częściowo zalany w mastrychcie, a ponad powierzchnią morza osadzały się żwiry rzeczne (facja supralitoralna warstw jarmuckich), złożone z dobrze obtoczonych egzotyków, z małą domieszką materiału lokalnego, już typowo skałkowego. Żwiry supralitoralne osadziły się na serii czorsztyńskiej, zaś gruboklastyczna facja płytkowodnych zlepieńców i brekcji jarmuckich (łącznie tworzących górnokredową osłonę skałkową) — zarówno na serii czorsztyńskiej, niedzickiej i braniskiej, jak też na różnych elementach jurajskich i kredowych serii magurskiej omówionych powyżej. Autor dopuszcza możliwość niezgodnego zalegania sedymentacyjnego warstw jarmuckich na utworach starszych najbardziej południowej strefy serii magurskiej i ruchów fałdowych górnokredowych w tym obszarze. Do żwirów supralitoralnych i płytkowodnych osłony skałkowej należą również zlepieńce ze Starego Bystrego, zawierające okruchy hipurytów na wtórnym złożu, które dawniej były paralelizowane ze zlepieńcami upohlawskimi.

Trwające przez cały czas ruchy górotwórcze doprowadziły do sfałdowania warstw jarmuckich w strefie południowej pasa skałkowego przed transgresją eocenu dolnego.

Przyjmuje się wiek kampan-mastrycht dla warstw jarmuckich na podstawie następujących otwornic: *Lepidorbitoides socialis* L e y m., *Pseudosiderolites vidali* (D o u v.), *Orbitoides* cf. *media* d' A r c h., *Hormosina ovulum gigantea* G e r o c h, *Spiroplectammia dentata* (A l t' h), *Dorothia trochoides* (M a r s s.), *Marssonella oxycona* (R e u s s), *Globotruncana* spp. (cf. *lapparenti tricarinata*, cf. *stuarti*, *fornicata*) etc.

Po orogenezie laramijskiej obszar pienińskiego pasa skałkowego Polski został wciągnięty w obręb sedymentacyjnego basenu magurskiego. Wskutek późniejszych fałdowań kontakt warstw jarmuckich i paleogenu jest zwykle tektoniczny. Nie jest jednak wykluczone, że pierwotnie najstarsze utwory paleogenu w najbardziej północnej strefie pasa skałkowego stanowiły dalszy ciąg sedymentacji warstw jarmuckich.

W a r s t w y s z c z a w n i c k i e¹ stanowiące najstarszy element paleogenu w pienińskim pasie skałkowym Polski rozwinięte są w dwóch facjach: północnej (warstwy kluszkowskie) i południowej (warstwy złatniańskie). Warstwy kluszkowskie osadziły się głównie na północ od strefy sfałdowanej w górnej kredzie (300—500 m miąższości na odcinku wschodnim i 50—100 m miąższości na odcinku zachodnim). Są to cienkoławicowe wapniste piaskowce i łupki ciemnej barwy pozbawione domieszki materiału skałkowego. Najtarsza część tych warstw zawiera następującą mikrofaunę (paleocen czy też dan-paleocen): *Nummulites* cf. *fraasi* de la H a r p e, *Operculina* spp. (*libyca*, *couizaensis*), *Discocyclus* cf. *seunesi* D o u v. etc. Nieco młodszy charakter (granica paleocenu i dolnego eocenu) posiada następujący zespół: *Nummulites* spp. (*exilis*, *subplanulatus*, *praelucasi*, *solitarius*, *pernotus*), *Operculina couizaensis* D o n c., *Assilina* sp. etc. Małe otwornice występujące w łupkach wyższej części warstw kluszkowskich są mało charakterystyczne, lecz wskazują na wiek starszy od eocenu środkowego.

Warstwy złatniańskie są litologicznie zbliżone do warstw kluszkowskich, od których różnią się grubszym ziarnem, obecnością materiału skałkowego na wtórnym złożu i znacznie mniejszą miąższością (20—30 m

¹ Dalszy ciąg tekstu w niniejszym rozdziale odpowiada ujęciu ostatnio publikowanemu przez autora (1963 b).

na odcinku zachodnim i ok. 40 m na odcinku wschodnim). Warstwy te transgredują na utworach jury i kredy skałkowej. Od litoralnych zlepieńców jarmuckich są one oddzielone przerwą sedymentacyjną („dan”-paleocen). Warstwy omawiane dostarczyły następujących otwornic: *Operculina ammonaea* L e y m., *Nummulites* spp. (*planulatus*, *irregularis*, *nitida*), *Assilina granulosa* d’A r c h. etc.

W strefie obecnego kontaktu pasa skałkowego z główną masą paleo-geonu magurskiego w dolnym eocenie osadziły się utwory fliszowe warstw frydmanńskich, które reprezentują fację przejściową między warstwami złańniańskimi i warstwami podmagurskimi. Dostarczyły one fauny dolnego eocenu: *Nummulites pernotus paraburdigalensis* S c h a u b, *Operculina couizaensis* D o n c., *Discocyclina* sp. ind. etc.

Warstwy podmagurskie składają się z piaskowców i łupków barwy zielonawej i występują na przejściu warstw szczawnickich w piaskowiec magurski, głównie na zachód od Krościenka (20—30 m miąższości na odcinku wschodnim i 100—250 m na odcinku zachodnim). Warstwy te zostały uznane za dolny eocen na podstawie skąpej mikrofauny, w której brak jest elementów środkowoeoceńskich.

W strefie przejściowej między warstwami szczawnickimi i podmagurskimi (głównie w tych ostatnich) występują wkładki margli łączkich (10—30 m).

Piaskowiec magurski występuje głównie na północ od pasa skałkowego, gdzie osiąga przypuszczalnie miąższość powyżej 1000 m. Z jego dolnej części pochodzi *Nummulites laevigatus* B r u g. (znaleziony w górnej części pot. Mizerka powyżej wsi Mizerna przez L. W a t y c h e j; oznaczenie F. B i e d y) wskazujący na środkowy eocen. Ogniwa paleo-geonu młodsze od piaskowca magurskiego nie są znane w pienińskim pasie skałkowym Polski¹.

SERIA PODHALAŃSKA I JEJ STOSUNEK DO SERII SKAŁKOWYCH I ICH OSŁONY²

W granicach Polski jura i kreda pienińskiego pasa skałkowego kontaktuje tektonicznie z warstwami zakopiańskimi (górnym eocen) serii podhalańskiej. Natomiast po słowackiej stronie Pienin na skałkach serii haligowieckiej osadziły się środkowoeoceńskie zlepieńce sułowskie (około 200 m miąższości) z *Nummulites perforatus* M o n t f. i *N. millicaput* B o u b., nad którymi występują górnocoeńskie wapienie alweolinowo-koralowe (5 m) z *N. ramondiformis* de la H a r p e. W strefie kontaktu uskoku z warstwami zakopiańskimi pojawiają się tam ponadto środ-

¹ Należy zaznaczyć, że odmienne ujęcie stratygrafii fliszu magurskiego w sąsiedztwie pienińskiego pasa skałkowego proponuje W a t y c h a (1963). Jeszcze inny schemat przyjmują B o g a c z i W e ć ł a w i k (1962, 1963) dla okolic Krościenka. W ramach niniejszego artykułu nie ma możliwości przeprowadzenia szczegółowej dyskusji nad tym zagadnieniem. Wydzielenia autora są udokumentowane szczegółowym zdjęciem geologicznym w skali 1:10 000 publikowanym w kolejnych arkuszach przez Instytut Geologiczny (np. B i r k e n m a j e r 1960 c, 1963 g).

² Rozdział ten odpowiada swą treścią artykułowi publikowanemu w ramach VI Kongr. Geol. As. Karp.-Bałk. (B i r k e n m a j e r 1963b).

kowoeoceńskie pstręgi (30 m) z *Cyclammina amplexans* (Grzyb.), które znane są także dalej ku wschodowi nad Popradem. W tym ostatnim regionie rozdział między serią magurską i podhalańską akcentuje się słabiej, czego wynikiem jest występowanie obydwu typów paleogenu jako elementów strukturalnych pasa skałkowego.

ZAGADNIENIA EWOLUCJI STRUKTURALNEJ PIEŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO POLSKI

Zagadnienia ewolucji strukturalnej pienińskiego pasa skałkowego Polski były w ostatniej dobie dyskutowane przez wielu badaczy. Autor niniejszego opracowania przedstawił własną koncepcję w sposób syntetyczny w kilku opracowaniach (Birkenmajer 1958 a, 1959 c, 1960 a). Jednakże w wyniku nowych badań (patrz wstęp) koncepcja ta wymaga znacznej przebudowy, co nie może być dokonane w niniejszym „zarysie”.

Na szereg istotnych aspektów mających znaczenie dla rekonstrukcji ewolucji strukturalnej i obecnej budowy pienińskiego pasa skałkowego i najbliższych obszarów zwrócili ostatnio uwagę Scheibner (1961, 1963), Świdziński (1962), Sikora (1962) i Książkiewicz (1963). W poniższym przeglądzie zagadnień zostaną przedstawione najważniejsze stwierdzone fakty i ich alternatywne interpretacje.

U podstawy zrozumienia ewolucji strukturalnej pienińskiego pasa skałkowego Polski leży stwierdzenie Uhlig'a (1907), następnie rozbudowane przez J. Nowaka, Horwita i Rabowskiego (w jego późniejszych pracach), Andrusova, autora i innych (por. Birkenmajer 1953 a, 1958 a, 1960 a, 1963 a), że serie skałkowe osadziły się w basenie położonym na północ od basenu serii reglowych i wierchowych, a na południe od głównego basenu Karpat fliszowych. Nie budzi zastrzeżeń stwierdzenie, że osadziły się w tym basenie serie skałkowe, które przez autora zostały uszeregowane w następującej kolejności (od północy na południe): seria czorsztyńska, seria czertezicka, seria niedzicka, seria braniska, seria pienińska i seria haligowiecka. Należy zaznaczyć, że nie wszystkie z tych serii znajdują ściśle odpowiedniki w pozostałych częściach pasa skałkowego Karpat, dlatego też w sektorze zachodniosłowackim pasa skałkowego stosowane są inne nazwy, wprowadzone przez Andrusova już w r. 1927, a ustalone po pewnych modyfikacjach w r. 1938 i 1960 (patrz Andrusov 1938; Andrusov, Scheibner 1960). W opinii autora każda z wymienionych serii reprezentowała pewien wycinek basenu sedymentacyjnego, z grubsza równoległy do jego osi. Natomiast późniejsze jednostki tektoniczne niekoniecznie pokrywają się z seriami.

Kwestia pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej zaliczonej do serii skałkowych przez autora (1959 a) jest nieco odmiennie ujmowana przez Kotánskiego (1961, 1963), który chciałby ją uznać za osadzoną w „zbiorniku podhalańskim”, łączącym cechy serii wierchowych i skałkowych. To ujęcie nie zmienia położenia przestrzennego serii haligowieckiej, której „przejsiowość” nie budzi zastrzeżeń, natomiast koliduje z wyróżnianym przez autora (1958 a, 1960 a) południowym masywem egzotycznym (w odmiennym ujęciu niż ujęcie Andrusova 1938, który uznał skały egzotyczne za pochodzące z wynurzonego podłoża serii pienińskiej). Masyw ten wynurzył się już w albie zapoczątkowując sedyment-

tację klasyczną serii manińskiej (wierchowej) na południu, natomiast zaczął dostarczać materiału klastycznego do serii skałkowych (ku północy) dopiero począwszy od turonu, względnie najniższego senonu. W środkowej kredzie masyw ten stanowił zatem barierę między basenem skałkowym i wierchowym, stopniowo coraz silniej denudowaną, jego zaś okrywa osadowa (posiadająca najbardziej przejściowy charakter między seriami skałkowymi i wierchowymi) była niszczona i dostawała się na wtórne złożo zarówno do basenu skałkowego, jak i wierchowego.

W ujęciu autora pozycja serii haligowieckiej odpowiadała południowemu obrzeżeniu basenu skałkowego, czyli północnej partii wynurzającego się w środkowej i górnej kredzie masywu egzotykowego. W takim ujęciu basen skałkowy był w czasie sedymentacji jury i neokomu basenem wyodrębnionym, gdzie strefa rowu (seria niedzicka, braniska i pienińska) była obrzeżona symetrycznie przez strefy geantyklinalne, północną reprezentowaną przez serię czorsztyńską¹ i południową — reprezentowaną przez serię egzotykową². Do przedłużenia geantykliny czorsztyńskiej mogła należeć nie znana nam bliżej strefa zbudowana ze skał paleozoicznych i triasowych, która dostarczała materiału w czasie sedymentacji doggeru do serii skałkowych (por. Birkenmajer 1960 a, 1963 a), a dopiero znacznie dalej ku północy — strefa następnego rowu, w której osadziły się utwory jurajskie i neokomskie serii magurskiej, odpowiadające typem wykształcenia facjalnego serii braniskiej. Jeżeli ten wniosek wypływający z referowanej w tym artykule hipotezy roboczej zyska potwierdzenie, wówczas należałoby się spodziewać możliwości znalezienia serii przejściowych między jurą i neokomem serii magurskiej a analogicznymi wiekowo utworami serii czorsztyńskiej, być może w zbliżonym wykształceniu jak serie przejściowe między serią czorsztyńską i braniską (tj. zbliżone do serii czertezickiej i niedzickiej).

W tym oświetleniu, jeżeli uznamy występowanie aalenu fliszowego zarówno w serii magurskiej, jak też czertezickiej, niedzickiej i braniskiej, ulega zakwestionowaniu egzystencja tzw. kordyliery centralnej (wprowadzonej przez autora, 1957 b i dalsze). Kierunki transportu pomierzone w aalenie fliszowym serii magurskiej (dawniej „braniskiej” — patrz Birkenmajer 1957 b) wskazują na dostarczanie materiału z ENE lub NE. W serii czorsztyńskiej aalen fliszowy nie był stwierdzony, w serii zaś czertezickiej, niedzickiej i braniskiej (właściwej) kierunków transportu materiału klastycznego nie udało się ustalić.

Formowanie się basenu sedymentacyjnego serii skałkowych nastąpiło po ruchach starokimeryjskich, które musiały wytworzyć założenia strukturalne rowów i geantyklin. Dowody na istnienie tych ruchów są znane zarówno z Karpat wewnętrznych (por. K o t a ń s k i 1961), jak i zewnętrznych. W strefie geantyklinalnej czorsztyńskiej wnosimy o nich z obecności okruchów skał triasu, wśród których występują okruchy o typie łupków kajpru. W serii kisuckiej (w większości odpowiednik serii braniskiej

¹ Przechodzącą ku południowi w strefę rowu za pośrednictwem serii czertezickiej.

² Przechodzącą ku północy w serie rowu za pośrednictwem serii haligowieckiej, ku południowi zaś w serię manińską i serie pokrewne, osadzone w podrzędnej depresji (na co wskazuje obecność radiolarytów malmu w serii manińskiej). Dopiero ta depresja zajęta przez serię manińską i jej ekwiwalenty przechodziłaby ku południowi w strefę płytszą, właściwą strefę geantyklinalną serii wierchowej reprezentowaną w fałdach wierchowych Tatr.

właściwej) zachodniej Słowacji występują utwory kajpru z gipsem (Andrusov 1938 i in.), w serii haligowieckiej K o t a ń s k i (1963) przyjmuje duże nasilenie ruchów starokimeryjskich, w których wyniku lias ma transgredować na sfałdowany i zerodowany trias (niezgodność kątowa).

Ruchy środkowokimeryjskie zaznaczyły się najsilniej w strefie związanej z geantykliną czorsztyńską. Gwałtowna zmiana warunków sedymentacji w serii czorsztyńskiej między warstwami „murchisonowymi” (aalen górny-bajos środkowy) i wapieniem krynooidowym białym (bajos środkowy-górny) tłumaczona jest zapadnięciem się części basenu skałkowego wzdłuż systemu dyslokacji równoległych do jego osi i słabym wypiętrzeniem strefy geantyklinalnej północnej (Birkenmajer 1963 a, s. 231).

Dalszym etapem pionowych ruchów w strefie intrageosynklinalnego szelfu obrzeżającego geantyklinę północną, odnoszonym do ruchów środkowokimeryjskich są przerwy i brekcje sedymentacyjne na pograniczu doggeru i malmu, głównie w keloweju (por. Birkenmajer 1963 a).

Ruchy neokimeryjskie odbiły się najsilniej w serii czorsztyńskiej (Birkenmajer 1958 c, 1960 a, 1963 a; Birkenmajer, Gąsiorowski 1961, 1963), gdzie przyjmuje się możliwość utworzenia zrębów i rowów tektonicznych częściowo na starszych założeniach uskoków środkowokimeryjskich. Zjawiska te zachodziły w kilku etapach na pograniczu jury i kredy, formy tektoniczne zaś, jakie wówczas powstały, wpływały na sedymentację w strefie czorsztyńskiej i przyległych strefach serii czertezickiej i części serii niedzickiej (przerwy sedymentacyjne — por. Birkenmajer 1960 a) niekiedy aż po kredę środkową włącznie.

W strefie basenu jurajskiego serii magurskiej, rekonstruowanego w niniejszej pracy, profil doggeru nie jest wystarczająco rozpoznany, co utrudnia sprecyzowanie wpływu ruchów środkowokimeryjskich na sedymentację w tej serii. Jako dowód na istnienie ruchów w doggerze tej strefy może służyć fakt pojawienia się nad fliszowymi utworami aalenu płytkowodnych warstw liogryfeowych z wielką ilością muszlowców typu zlepów ostrygowych. Natomiast od keloweju (radiolaryty manganowe) do kredy środkowej włącznie w południowej strefie serii magurskiej odsłoniętej dziś na powierzchni sedymentacja była prawdopodobnie ciągła i podlegała z grubsza tym samym regułom pogłębiania i spłykania co seria braniska w rowie skałkowym.

Na pograniczu neokomu i kredy środkowej pojawiły się w serii braniskiej i niedzickiej mułowce. Pochodzenie tego materiału klastycznego nie jest jasne wobec zakwestionowania w obecnym artykule istnienia „kordyliery centralnej”. Materiał ten nie mógł pochodzić z północy, gdyż w tym czasie w południowych typach serii czorsztyńskiej (Birkenmajer 1963 a) odbywała się sedymentacja pelagicznych utworów radiolariowo-otwornicowych pozbawionych podobnej domieszki klastycznej. Również w serii magurskiej w tym czasie osadzały się warstwy wronińskie i radiolaryty pozbawione domieszki makroklastycznej. Być może, że dalsze badania pozwolą na stwierdzenie równowiekowych utworów klastycznych w serii pienińskiej i haligowieckiej i powiązanie tego materiału klastycznego z egzotyczną serią południową. W serii haligowieckiej nie został bliżej rozpoznany kontakt albu z „urgonem”, ze względu zaś na analogie do serii wierchowych *sensu lato* można by się tu spodziewać przerwy sedymentacyjnej (por. K o t a ń s k i 1963).

W serii magurskiej w sąsiedztwie pasa skałkowego materiał klastyczny pojawia się w warstwach pstrych (cenoman-kampan)¹. Strefa sedymentacji tych warstw była odizolowana od strefy sedymentacji fliszowych warstw sromowieckich (turon-dolny senon) geantyklinalną strefą północnych typów serii czorsztyńskiej (margle globotruncanowe czerwone facji potoku Krętego), gdzie w tym samym czasie tworzyły się pelagiczne utwory margliste z przewagą planktonicznych otwornic i z radiolariami.

Przyjmowanie w obecnym etapie badań fałdowań subhercyńskich w pienięskim pasie skałkowym Polski nie wydaje się uzasadnione (por. Birkenmajer, Geroch 1961). Natomiast zagadnienie charakteru i skali ruchów górotwórczych fazy laramijskiej jest jednym z najbardziej kontrowersyjnych zagadnień. Przyjęcie tej fazy w pasie skałkowym Polski zdaniem autora wynika z interpretacji wielu struktur tektonicznych, w których na granicy nasunięć doggeru wyższych jednostek na warstwy sromowieckie i margle globotruncanowe jednostek niższych występują bloki, kry i porwaki tektoniczne warstw jarmuckich, leżących często w kontakcie sedymentacyjnym na jednostkach niższych. Na kontakcie tym brak zaś zupełnie utworów paleogenu, które natomiast leżą w transgresji zarówno na warstwach jarmuckich, jak i na seriach skałkowych. Występowanie pod nasunięciem żwirów supralitoralnych warstw jarmuckich mogłoby też przemawiać za nasunięciem typu „Reliefüberschiebung”, przyjmowane zaś poprzednio (Birkenmajer 1958 a) nasunięcia pod powierzchnią morza wydają się w świetle obecnych danych bardziej ograniczone w swoim zasięgu. Odmienne stanowisko reprezentuje Książkiewicz (1963), który wymienione struktury tektoniczne odnosi do dysharmonijnego fałdowania popaleogeńskiego. Po zbliżonej do niego linii idą też rozważania Sikory (1962).

Książkiewicz (1963) przyjmuje, że okres ciągłej sedymentacji w seriach skałkowych zakończył się epizodem związanym z wydźwignięciem i potrzaskaniem uskokami strefy skałkowej, któremu mogły towarzyszyć niewielkie nasunięcia (o. c., fig. 11). Epizod ten rozegrał się przed górnosenońską transgresją, która stopniowo przerodziła się w postępującą transgresję paleogeńską. Jednakże zagadnienie zdaje się być bardziej złożone (por. Birkenmajer 1963 b), gdyż wiele faktów zdaje się przemawiać za równoczesnością zjawisk wypiętrzania się horstu skałkowego i sedymentacji warstw jarmuckich oraz ruchów nasuwawczych. Należy podkreślić, że linia (czy strefa) dyslokacyjna, która w tym czasie mogła powstać na granicy pasa skałkowego i basenu zewnętrznokarpackiego (Książkiewicz o. c.) mogła być uwarunkowana wcześniejszymi założeniami uskokowymi środkowo- i neokimeryjskimi. Jej charakter kompresyjny przyjmowany przez Książkiewicza (o. c., fig. 11) zazna- czyłby się w postaci strefy odnowionego zrębu geantyklinalnego serii czorsztyńskiej, do którego dobudowane zostały strefy sfałdowanego rowu skałkowego, a częściowo również południowej partii basenu magurskiego. Strefa tych intensywnych deformacji została następnie usztywniona, co spowodowało, że w czasie paleogenu pas skałkowy stracił swoją indywidualność, pochłonięty (na odcinku od Pienin na zachód) przez peryferyjną strefę ekspandującego basenu magurskiego.

Etap fałdowań popaleogeńskich był obszernie omówiony w pracach

¹ Według Sikory (1962) wkładki pirytowych piaskowców występują już w „poziomie korelacyjnym” podścielającym warstwy pstre.

Andrusova (1938) i autora (1958 a, 1959 c, 1960 a), gdzie zostały podane liczne przekroje geologiczne oraz ilustracje form tektonicznych. Na pewne aspekty obecnej formy strukturalnej pasa skałkowego zwrócili ostatnio uwagę zwłaszcza Scheibner (1961, 1963) i Świdziński (1962). Sikora (1962) dopuszcza możliwość szarżu płaszczowiny magurskiej na pas skałkowy od północy, negując obecność transgresyjnego paleogenu skałkowego, Książkiewicz (1963) zaś, który nie kwestionuje obecności autochtonicznego paleogenu w pasie skałkowym, odnosi formy strukturalne pasa skałkowego w większości do dysharmonijnego fałdowania popaleogeńskiego.

*Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna PAN
w Krakowie*