

# Z BADAŃ STRATYGRAFICZNO-PALEONTOLOGICZNYCH W POLSCE

**TOM IV**

(z 31 fig. i 9 tabl.)

**СТРАТИГРАФО-ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
В ПОЛЬШЕ**

**ТОМ IV**

(с 31 фиг. и 9 табл.)

**STRATIGRAPHICAL-PALAEONTOLOGICAL INVESTIGATIONS  
IN POLAND**

**VOL. IV**

(with 31 Figs. and 9 Pls.)

W A R S Z A W A 1967

---

Anna RACZYŃSKA

## STRATYGRAFIA I SEDYMENTACJA OSADÓW KREDY DOLNEJ W POLSCE ZACHODNIEJ

(z 10 fig. i 1 tabl.)

### Streszczenie

Opracowanie obejmuje osady ilasto-piaszczyste kredy dolnej (bez marglistego albu górnego) na obszarze Polski zachodniej. Na podstawie sporadycznie występującej makrofauny i mikrofauny, a nierazko wyłącznie na podstawie korelacji litologicznej, wyróżniono na niewielkim, przyległym do antyklinorium pomorskiego obszarze osady infrawalanżynu, walanżynu, hoterywu i barremu-albu. Na obszarze peryferycznym stwierdzono jedynie osady hoterywu i barremu-albu. Profile litologiczne przedstawiono na figurach 2—4; figura 1 oraz figury 5—9 ilustrują rozmieszczenie facji poszczególnych pięter lub podpięter kredy dolnej.

### WSTĘP

W ostatnich latach wykonano wiele nowych wierceń na obszarze Polski zachodniej, które pozwalają na podjęcie próby małej syntezy stratygraficznej kredy dolnej na tym obszarze. Opracowanie niniejsze obejmuje synklinorium szczecińskie i przyległą część monokliny przedsudeckiej oraz północno-zachodnią część antyklinorium i synklinorium pomorskiego.

Z obszaru Polski zachodniej znane są stare profile wiertnicze Świnoujście 2 i 3 oraz Międzyzdroje opisane przez K. Keilhacka w 1914 r. Na temat ich stratygrafii wypowiedali się później W. Pożaryski (1960) oraz R. Dadlez i J. Dembowska (1965).

Późniejsze wiercenia, już powojenne, wykonane zostały na tym obszarze głównie przez Zakład Geologii Niżu i Zakład Złóż Rud Żelaza Instytutu Geologicznego oraz w dużej liczbie przez przemysł naftowy. W ramach porozumienia Instytutu Geologicznego z przemysłową służbą geologiczną materiał rdzeniowy został udostępniony autorce dzięki uprzejmości mgr J. Stemulaka, mgr Z. Koraba oraz mgr J. Wróblowej, za co składa im w tym miejscu serdeczne podziękowanie. Podobnie wykorzy-

stane i sprofilowane przez autorkę zostały prawie wszystkie dolnokredowe osady pochodzące z otworów wykonanych przez Instytut Geologiczny. Niektóre profile dawniej wykonanych otworów wiertniczych, których materiał rdzeniowy był niedostępny (Bobolice 1, Maszkowo 2), autorka zawdzięcza uprzejmości dr R. Dadleza, wykorzystanie materiałów dolnokredowych z Polski centralnej umożliwił natomiast dr S. Marek.

Z rdzeni dolnokredowych pobrano próbki do badań petrograficznych, mikrofaunistycznych i palynologicznych. Badania palynologiczne nie zostały dotąd wykonane; zaplanowano je (dla wybranych otworów) na najbliższe lata. Badania petrograficzne zapoczątkowała na tym obszarze mgr M. Harapińska. Autorka wykorzystwała je przy szczegółowych opracowaniach profiliw głębokich otworów wykonanych przez Zakład Geologii Niżu. Badania mikrofaunistyczne wykonane przez dr J. Sztejn zostały w tej pracy w pełni wykorzystane jako bardzo pomocne w związku z brakiem makrofaunistycznych dowodów wiekowych.

Otwory wiertnicze z obszaru antyklinorium pomorskiego zostały już opracowane w 1965 r. przez R. Dadleza i J. Dembowską, którzy bardzo trafnie powiązali je stratygraficznie z centralną częścią basenu sedymentacyjnego. Kreda dolna na elewacji Obornik stała się, przy okazji rozważań nad tektoniką tej ciekawej jednostki strukturalnej, tematem ubocznym wielu prac. J. Stempla (1959), zestawiając wyniki wierceń przemysłu naftowego na antyklinie Obornik, wyróżnia tu walanzyn, hoteryw i alb środkowy. Dalej na uwagę zasługują prace A. Witkowskiego (1959, 1962), głównie o tematyce rudnej, zawierające także uwagi stratygraficzne. W 1963 r. stratygrafię osadów kredy dolnej elewacji Obornik przedstawiła również autorka i stratygrafia ta wydaje się być w ogólnych zarysach aktualna, choć obecnie naświetlona zostanie może nieco szerzej, dzięki nowym danym mikrofaunistycznym.

Na szczególne podkreślenie zasługują prace mikropaleontologiczne J. Sztejn (1957, 1959, 1960, 1961a, b, 1963, 1965), gdyż mikrofauna — szczególnie w strefach brzeżnych basenu sedymentacyjnego — jest często jedynym, obok wykształcenia litologicznego, elementem umożliwiającym korelację poszczególnych ogniw osadów.

Krótki przegląd dotychczasowych prac pozostawia właściwie białą plamę na obszarze synklinorium szczecińskiego, gdzie silnie zredukowane osady kredy dolnej wymagają ścisłego powiązania z przyległym antyklinorium z jednej strony oraz z elewacją Obornik z drugiej, nie mówiąc już, co jest samo przez się zrozumiałe, o dalszym ich powiązaniu z centralną częścią basenu sedymentacyjnego na Kujawach.

Oś podłużna tego basenu dolnokredowego na Niżu Polskim pokrywa się w przybliżeniu z osią obecnego antyklinorium środkowopolskiego (W. Pożaryski, 1960; S. Marek, A. Raczyńska, 1962). Synklinorium szczecińsko-łódzkie z jednej strony i synklinorium brzeżne z drugiej strony były więc w owym czasie obszarami częściowo wyniesionymi, peryferycznymi, pochylonymi w kierunku osi wielkiej bruzdy sedymentacyjnej. Peryferyczność tych jednostek zaznacza się najwyraźniej na północnym zachodzie, gdzie — jak to zostanie przedstawione niżej na podstawie profiliw dolnokredowych — oś podłużna basenu sedymentacyjnego podnosi się stopniowo ku górze.

## GRANICA JURA-KREDA NA NIŻU POLSKIM

Granica między jurą i kredą jest od lat tematem szerokich dyskusji i licznych publikacji, dotyczą one zwłaszcza obszarów, w których warstwy przejściowe wykształcone są w facji brakiczno-limnicznej, tzw. purbeko-weldu.

Na Niżu Polskim, dzięki licznym, dość dobrze rdzeniowanym otworom wiertniczym i znalezionej w nich faunie amonitowej, granica ta zdaje się być nie najgorzej zdefiniowana.

Fauna amonitowa dolnego infrawalanżynu, z takimi formami jak *Riasanites rjasanensis* (W en e t z k y) L a h u s e n, *Subthurmannia boissieri* P i c t e t, *Berriasella lorioli* (Z i t t e l) i *B. euxina* (R e t o w s k i) i in., stwierdzona przez S. M a r k a (1964a, b, 1967) w centralnej części basenu sedymentacyjnego — na Kujawach, wyznacza tę granicę dość jednoznacznie, nawiązując do poziomu *Riasanites rjasanensis* w Rosji, w prowincji śródziemnomorskiej natomiast raczej do poziomu *Berriasella boissieri*. Poziom *Berriasella grandis* nie został dotąd na Niżu Polskim wyraźnie udokumentowany fauną amonitową.

Dyskusyjny jest natomiast kompleks osadów brakiczno-morskich, tradycyjny weld, spoczywający pod typowo morskimi osadami najniższego infrawalanżynu. Maksymalne miąższości tego kompleksu, rzędu 40 m, spotykamy według danych S. M a r k a (1964a, b, 1967) na Kujawach — w centralnej części dolnokredowego basenu sedymentacyjnego. Są to na ogół osady ilasto-margliste, z wkładkami muszlowców cyrenowych, szare do ciemnoszarych. W depresji kujawskiej są one w górnej partii piaszczysto-wapienne, na antyklinie Gopła wyłącznie piaszczysto-wapienne. Osady te zawierają faunę i mikrofaunę brakiczną, a nawet brakiczno-morską, jeżeli użyć terminologii stosowanej przez W. W i e k a (W. W i e k, J. W o l b u r g, 1962) dla określenia spotykanego tu zespołu faunistycznego. Obok fauny cyrenowej występują tu małże morskie, jak *Tellina*, *Nucula*, *Astarte* i in. Mikrofauna opracowana wspólnie przez W. B i e l e c k ą i J. S z t e j n (1966) zawiera obok *Cypridea* słonawowodne *Palaeocytheridea* i otwornice zlepieńcowate typu dolnokredowego.

Na tle niżej leżących osadów brakiczno-limnicznych z *Cypridea*, *Bisulcocypris*, *Ilyocypris* i in., osady omawianej tu serii brakiczno-morskiej wykazują wyraźne oznaki ingresji morskich, zwiastujących transgresję dolnokredową.

Granice między jurą i kredą stawiano więc w ostatnim dziesięcioleciu (W. P o ż a r y s k i, 1960—1964; S. M a r e k, 1956—1960; J. S z t e j n, 1957—1961, A. W i t k o w s k i, 1959, 1962; A. R a c z y ń s k a, 1960—1963; R. D a d l e z, J. D e m b o w s k a, 1965; R. O s i k a, 1959) w spągu omawianej serii brakiczno-morskiej i granica ta pozostaje dotąd aktualna, nawet w świetle nowych badań i odkryć paleontologicznych na zachodzie.

Zmieniły się natomiast zasadniczo w ciągu ostatnich dwóch lat poglądy na korelację wiekową serii brakiczno-morskiej, dotychczas nazywanej weldem, z odpowiednimi brakicznymi osadami Niemiec i Anglii. Do 1963 r. seria ta korelowana była przez J. S z t e j n na podstawie mikrofauny z niemieckim weldem 3/4. Korelacja taka stała się trudna do przyjęcia w świetle wyników nowych prac stratygraficzno-paleontologicznych ta-

kich autorów, jak P. Allen (1955), P. Donze (1958), H. Bartenstein (1962), R. Casey (1962, 1963) oraz F. W. Anderson, N. F. Hughes (1964).

P. Donze (1958) znalazł bowiem w Chailles, we francuskich Górach Jura, pod jeziorno-lagunowymi osadami facji purbeku zaliczanymi dotąd do jury, faunę amonitową berriasyu: *Berriasella lorioli* (Zittel), *B. richteri* (Opp. in Zittel), *B. privasensis* (Pictet). Automatycznie granicę kredy przesunięto niżej, a badania mikropaleontologiczne pozwoliły na skorelowanie jej z górną częścią purbeku dolnego w Anglii i ze stropem margli Münders w Niemczech.

R. Casey (1963) na podstawie szczegółowej analizy paleogeograficzno-stratygraficznej dowiódł, że transgresja infrawalazyńska, która w morskiej prowincji Anglii w hrabstwie Lincoln osadziła serię osadów Mid-Spilsby Nodule Bed, jest równolegowa z transgresją warstwy Cinder w środkowej części purbeku środkowego Anglii. Warstwa ta z kolei zarówno transgresywnym charakterem, jak i podobnym zespołem mikro- i makrofauny odpowiada górnemu serpulitowi Niemiec. Upadł więc przyjmowany dotąd pogląd, zgodnie z którym granicę jury i kredy w Anglii prowadzono między Hastings Beds a purbekiem górnym, w Niemczech — między weldem 3 a 4 (J. Wolburg, 1959).

Granica między jurą a kredą w Polsce, wyznaczona na podstawie fauny amonitowej, musiała pozostać aktualna, należało natomiast zrewidować podstawy dotychczasowej korelacji serii brakiczno-morskiej z weldem 3/4 zachodnich Niemiec.

Pierwsze kroki podjął tu S. Marek (1967), który w obszernej pracy o infrawalazynie na Kujawach skorelował serię brakiczno-morską z górnym serpulitem Niemiec. Nawiązując do wywodów R. Casey'a (1963) podkreślił transgresywny charakter omawianej tu serii w stosunku do niżej leżących osadów, a także występowanie w niej między innymi pojedynczych form małżoraczków charakterystycznych dla serpulitu, jak *Cypridea sowerbyi* Mart. oraz *C. inversa* (Mart.). Autor ten wykorzystał również bardzo cenne wstępne wyniki pracy palynologicznej J. Marcza (1966), wskazujące na serpulitowy wiek omawianej serii brakiczno-morskiej.

W. Bielecka i J. Sztejn (1966) przeprowadziły rewizję mikrofauny całej kredowej serii brakiczno-morskiej oraz brakiczno-limnicznej niżej leżącego portlandu. W centralnej części basenu sedymentacyjnego wyróżniły one 6 lokalnych poziomów małżoraczków, znacząc je literami F-A.

Poziomy F-B obejmują osady portlandu brakicznego. Poziom F-D skorelowany został ze środkową i górną częścią margli Münders oraz najniższą częścią serpulitu niemieckiego, na podstawie występowania takich form, jak *Cypris purbeckensis* Forbes, *C. aff. pygmaea* Anderson, *Cypridea sowerbyi* Mart., *C. inversa* (Mart.), *C. dunkeri* Jones, *C. valdensis praecursor* Oertli, *C. cf. granulosa* (Sow.), *Bisulcocypris verrucosa* (Jones), *B. forbessi* (Jones), *Scrubicocypris trapezoides* Anderson, *Klieana alata* Mart. i *Ilyocypris jurassica jurassica* Mart. Poziomy F-D są wykształcone w centralnej części basenu w dolnej części jako osady anhydrytowo-gipsowe z wkładkami wapienno-

-marglistymi, w górnej — marglisto-wapienne; w peryferycznej części basenu przechodzą w osady ilasto-margliste.

Poziomy C i B reprezentują górną część portlandu brakiczno-limnicznego i utworzone są z wapieni marglistych, margli i iłowców marglistych szarych i szarozielonawych, z wkładkami muszlowców cyrenowych (J. Dembowska, 1965, 1966; S. Marek, 1967).

W poziomie C stwierdzono obok niektórych małżoraczków, cytowanych już w poziomie niższym, takie formy, jak *Cypridea binodosa* Mart., *C. dunkeri* Jones, *C. cf. alta* Wolb., *C. aff. propunctata* Sylv.-Bradley, *Klieana alata* Mart., *Bythocypris cf. ellipsoida* Wolb. W przystropowej części omawianych warstw *Klieana alata* Mart. kończy swój zasięg i brak jej w wyższym poziomie B.

Poziom B charakteryzuje masowe występowanie *Klieana kujaviana* Biel. et Szejn oraz *Cypridea dunkeri* Jones. Poziom ten ma niewielkie rozprzestrzenienie pionowe; miąższość jego nie przekracza na ogół 3 m.

Poziomy C i B definiują według W. Bieleckiej i J. Szejn (1966) dolny i środkowy serpulit, głównie na podstawie obecności *Cypridea binodosa* Mart.

Poziom A, obejmujący serię brakiczno-morską zwiastującą początek transgresji morza kredowego, zawiera oprócz słonawowodnych *Palaeocytheridea compacta* Wolb. i otwornic zlepieńcowatych, jak *Ammobaculites subcretaceus* CUSH. et Alex., *Haplophragmoides* sp. i *Reophax* sp., wkładki brakiczne z *Cypridea cf. alta* Wolb., bądź *C. cf. granulosa* (Sow.) lub też *Cypridea posticalis* Jones — formą dokumentującą górnoserpulistowy wiek osadu.

Tak więc na Niżu Polskim pierwsze wyraźne ślady ingresji morskiej zaznaczają się w górnym serpulicie, który rozpoczyna dolnokredowy cykl sedymentacyjny.

## INFRAWALANŻYN I WALANŻYN DOLNY

Infrawalanżyn i walanżyn dolny ujęto w jednym rozdziale ze względu na trudności w ścisłym rozdzieleniu tych podpięter w Polsce zachodniej, na obszarze której fauna amonitowa należy do rzadkości, a korelacja kompleksów litologicznych, ze względu na peryferyczne położenie omawianego obszaru w basenie dolnokredowym, niejednokrotnie zawodzi. Dlatego też sporządzono jedną mapę dla obu tych jednostek stratygraficznych. Tym niemniej, na profilach stratygraficznych i w tekście starano się w miarę możliwości rozdzielić te jednostki, a w niektórych przypadkach wydzielić nawet poziomy amonitowe w infrawalanżynie.

Infrawalanżyn podzielono na Niżu Polskim na dwa poziomy amonitowe (S. Marek, A. Raczyńska, 1962; S. Marek, 1964a, 1967): dolny — *Riasanites riasanensis* i górny — *Surites stenomphalus*, analogicznie do poziomów wyróżnionych w basenie moskiewskim (I. G. Szonowa, 1961). Obok nielicznych form z rodzaju *Riasanites*, *Surites* i niepewnych ułamków *Tollia*, znanych z basenu moskiewskiego, stwierdzono tu w obu poziomach przeważającą ilość form południowych z rodzaju *Berriasella*, *Euthymiceras*, *Neocosmoceras* i *Himalayites*.

Dolny poziom — riasanitesowy obejmuje w centralnych partiach basenu i przyległych synklinoriach w spąg serii brakiczno-morską (poziom mikrofaunistyczny A), wyżej osady typowo morskie z fauną amonitową, które ciągną się ku górze aż do walanżynu dolnego włącznie.

Infrawalanżyn w Polsce zachodniej rozpoczynają na ogół transgresywne morskie osady infrawalanżynu, leżące niezgodnie na nienajwyższym portlandzie (poziom C) lub też na starszych piętrach jury górnej. Jedyne w południowo-wschodniej części omawianego obszaru, w regionie Obornik, stwierdzono mniej lub bardziej zredukowaną serię brakiczno-morską infrawalanżynu (poziom A), leżącą zgodnie na osadach brakicznych najwyższego portlandzkiego poziomu B.

Serię brakiczno-morską stwierdzono na tym obszarze w otworze Szamotuły geo 27. Są to ilowce margliste popielate i szare z wkładkami muszlowców cyrenowych miąższości 29,0 m. W osadach tych występowała dość typowa mikrofauna poziomu A, a mianowicie *Palaeocytheridea compacta* Wolb., *Klieana kujaviana* Biel. et Sztejn, *Cypridea* cf. *granulosa* (Sow.) i *Fabanella bolonensis* (Jones). Brak tu charakterystycznych dla tego poziomu otwornic zlepieńcowatych. Osady serii brakiczno-morskiej infrawalanżynu spoczywają tu — podobnie jak w centralnej części basenu na Kujawach — na górnoportlandzkiej nadgipsowej serii szarozielonawych ilowców marglistych z wkładkami wapieni i muszlowców cyrenowych.

W otworze Szamotuły geo 16 w silnie rozkruszonym i przemieszonym materiale rdzeniowym stwierdzono takie małżoraczki, jak *Klieana kujaviana* Biel. et Sztejn i *Bisulcoocypris kcyniensis* Biel. et Sztejn, przemieszane z typowo infrawalanżyńską wapienną fauną otwornicową. Miąższość tych osadów wynosi 11,9 m (fig. 1,2).

W otworze Gronowo 2 w cienkiej, 1,5 m warstwie mułowców piaszczystych z detrytusem fauny, identycznych pod względem litologicznym z wyżej leżącymi typowoorskimi osadami infrawalanżynu morskiego, stwierdzono obok otwornic wapiennych, jak *Epistomina caracolla anterior* Bart. et Brand., *Trocholima infragranulata* i *Lenticulina* sp. także małżoraczki *Palaeocytheridea compacta* Wolb. i *Cypridea* sp. Osady te spoczywają bezpośrednio na brakicznej serii portlandu C. Ponieważ w blisko położonych otworach Gronowo 1 i 3 (fig. 1) nie stwierdzono serii brakiczno-morskiej, a morskie osady infrawalanżynu spoczywają tam niezgodnie na portlandzkim poziomie C, autorka jest skłonna przyjąć podobną niezgodność w otworze Gronowo 2, zakładając, że poziom A pierwotnie istniał na tym obszarze, a znalezione *Palaeocytheridea* znajdują się tu na wtórnym złożu.

W takim ujęciu występowanie serii brakiczno-morskiej w Polsce zachodniej byłoby ograniczone jedynie do północnej części antykliny Obornik.

Na pozostałym obszarze Polski zachodniej brak infrawalanżynu brakiczno-morskiego, a infrawalanżyn morski spoczywa niezgodnie na różnych poziomach i piętrach najwyższej jury. Tak więc w otworze Oświno IG 1 infrawalanżyn morski leży niezgodnie na poziomie B portlandu brakicznego, w rejonie Gronowa i Myśligoszcza — niezgodnie na poziomie C, podobnie jak w Strzegowie i Maszkowie 1 po przeciwnej stronie antyklinorium. Na północnym wschodzie, w obszarach nadbałtyckich, osady in-

frawalanzynu morskiego lub walanżynu dolnego spoczywają już w Łośnicy i Kiełpinie niezgodnie na morskim portlandzie (bononie), w Rusewie — nawet na kimerydzie (fig. 1, 4).

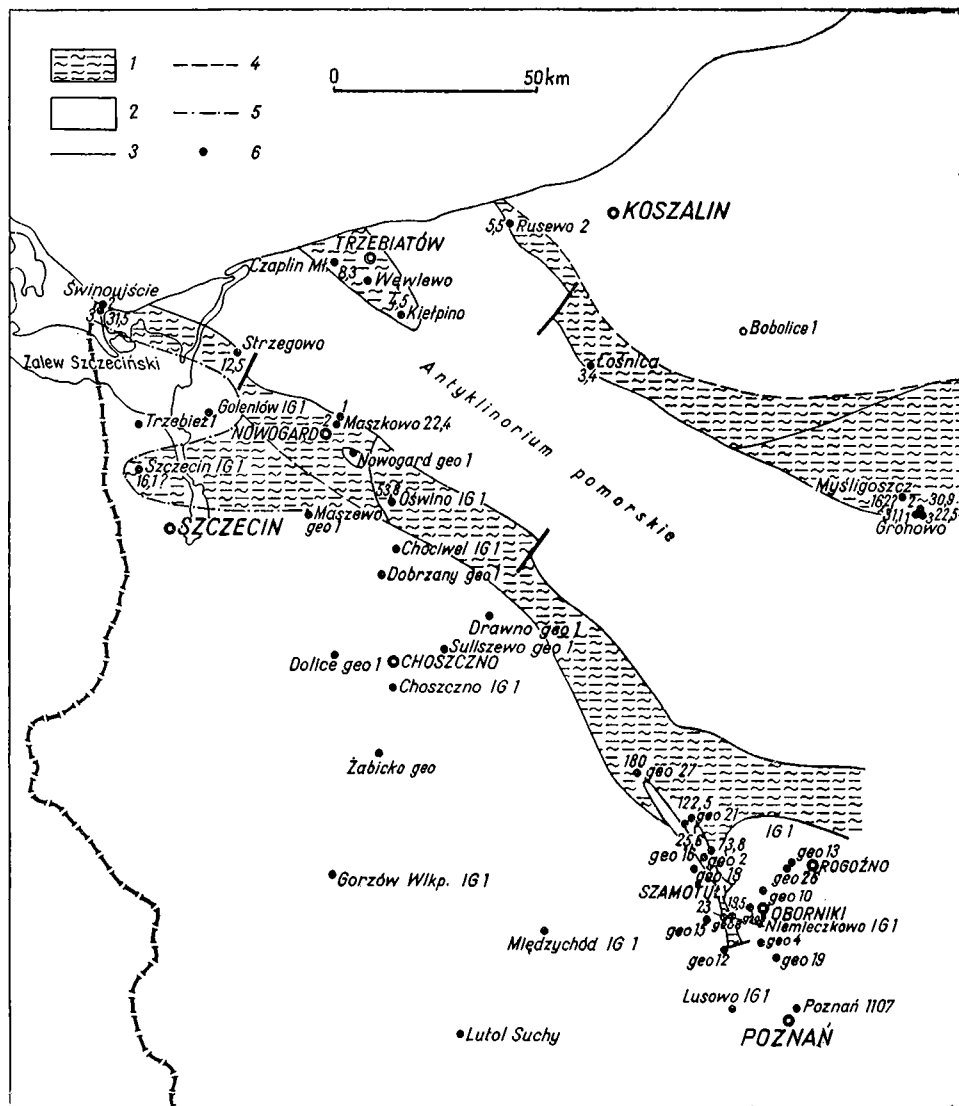


Fig. 1. Mapa facjalna infrawalanzynu i walanżynu dolnego Polski zachodniej (poziom *Riasanites rjasanensis*, *Surites stenomphalus* i *Platylenticeras*)

1 — ilowce i mułowce ciemnoszare, miejscami piaszczyste, 2 — obszar obecnie pozbawiony osadów, 3 — pewny zasięg osadów infrawalanzynu i walanżynu dolnego, 4 — przypuszczalny zasięg tych osadów, 5 — przypuszczalny zasięg osadów walanżynu dolnego bez infrawalanzynu, 6 — otwory wiertnicze, w których stwierdzono osady kredy dolnej; cyfry oznaczają miąższość osadów infrawalanzynu i walanżynu dolnego w metrach



W środkowej części antykliny Obornik w otworze Niemieczkowo IG 1 i Szamotuły geo 8 infrawalanzyn morski spoczywa bezpośrednio na słodkowodnych osadach najwyższego portlandu (poziom B). Infrawalanzyn reprezentują tu mułowce słabo margliste, prawie czarne, z drobnym detrytusem fauny, a na głębokości 646,0 m z amonitem z rodzaju *Barriasella* cf. *jauberti* M a z e n o t (tabl. I, fig. 1) oraz *Pinna* sp., *Pecten* sp., *Natica laevigata* d'Orb. W spągu osady te zawierają transgresywną warstwę łożowca ciemmoszarego z dużymi (do 2 cm) okruchami sydereytu i limonitu, z oolitami żelazistymi oraz ze szczytkami morskich małżów. Miąższość opisanych osadów wynosi w Niemieczkowie 7,6 m, w otworze Szamotuły geo 8 — 12,7 m.

Występująca tu *Berriasella jauberti* M a z e n o t stwierdzona została w południowo-wschodniej Francji (G. M a z e n o t, 1939) i w centralnym Krymie (W. W. D r u s z c z i c, M. P. K u d r i a w c e w a, 1960). Należy ona do grupy *Berriasella pontica-richteri*, z której to grupy S. M a r e k (1967) cytuje *Berriasella* cf. *pontica* (R e t o w s k i) z infrawalanzynu otworu Kcynia 2, gdzie występuje ona wspólnie z *Riasanites rjasanensis* (W e n e t z k y) L a h u s e n. Posługując się taką analogią autorka sugeruje, że forma ta dokumentuje w Polsce niżowej najprawdopodobniej poziom riasanitesowy infrawalanzynu. Brak form amonitowych w wyższych partiach profilu, silne redukcje miąższości i nietypowe wykształcenie litologiczne uniemożliwia rozdzielenie tu serii infrawalanzynu na dwa poziomy amonitowe.

W północnej części antykliny Obornik miąższość infrawalanzynu morskiego wzrasta wyraźnie i osiąga 115 m w otworze Szamotuły geo 27. Infrawalanzyn morski spoczywa tu już zgodnie na serii brakiczno-morskiej najniższego infrawalanzynu, jedynie w otworze Szamotuły geo 21 lokalnie na kimerydzie.

Przy tak dużych miąższościach infrawalanzynu, jakie stwierdzono w północnej części antykliny Obornik, i przy ciągłości sedymentacyjnej od portlandu górnego poprzez poziom brakiczno-morski kredy dolnej do typowo morskiego infrawalanzynu, nie można wątpić o istnieniu na tym obszarze obu poziomów amonitowych infrawalanzynu. W otworze Szamotuły geo 21, gdzie kreda dolna ma także bardzo dużą miąższość (586,0 m) mimo silnych rozmyć na granicach niektórych podpięter, znaleziono w przyspągowych warstwach na głębokości 1189,0 m *Berriasella* sp. z grupy bezbruzdowych. Poza tym nie stwierdzono żadnej fauny amonitowej w północnej strefie Obornik, więc wydzielenie poziomów infrawalanzynu jest bardzo trudne. Szukając pewnych analogii litologicznych z centralną częścią basenu sedymentacyjnego, a zwłaszcza z regionem Mogilna, gdzie infrawalanzyn został udokumentowany amonitami, można stwierdzić, że dolny — riasanitesowy poziom infrawalanzynu jest z reguły bardziej piaszczysty i marglisty w stosunku do poziomu stenomfalusowego oraz walanzynu dolnego i zawiera liczny drobny detrytus fauny (S. M a r e k, A. R a c z y ń s k a, 1962; A. R a c z y ń s k a, 1963). Pewne tego typu regularności można by zauważyć w profilach wiertniczych Szamotuły geo 21 i 27 (fig. 2). Jednak dalej ku zachodowi i ku północnemu zachodowi w płytszych partiach basenu sedymentacyjnego — gdzie brak jest najniższego poziomu infrawalanzynu, a transgresja dolnokredowa dotarła później — ten typ osadów przywiązany jest również do po-

ziomu stenomfalusowego (region Gronowa). Z tego względu rozsądniej będzie zrezygnować tutaj z podziału na poziomy amonitowe, stwierdzając jednocześnie — na podstawie rozumowania przeprowadzonego już wyżej — obecność obu poziomów amonitowych infrawalanżynu w północnej części antykliny Obornik.

Dolną serię osadów infrawalanżynu tworzą w północnej części antykliny Obornik osady piaszczysto-mułowcowe, margliste, z wkładkami syderytów, niekiedy z oolitami żelazistymi, w otworze Szamotoły geo 27 w spągu z około 12 m wkładką łożców z licznym drobnym detrytusem fauny. Cała ta seria zawiera między innymi pojedyncze *Exogyra sinuata* S o w. i cytowaną już *Berriasella* sp. Miąższość tego kompleksu wynosi w otworze Szamotoły geo 27 — 58,0 m, w otworze Szamotoły geo 21 — 19,0 m.

Górną serię infrawalanżynu miąższości około 57 m tworzą w obu otworach mułowce piaszczyste, miejscami tylko margliste z wkładkami syderytów, niekiedy z oolitami żelazistymi i szczątkami fauny z rodzaju *Astarte* i *Exogyra sinuata* S o w. Od góry infrawalanżyn zamykają ilaste osady walanżynu dolnego, które nawiązują pod względem facjalnym do centralnej — kujawskiej i mogileńskiej — strefy basenu sedymentacyjnego.

W sumie miąższość całego infrawalanżynu wynosi w otworze Szamotoły geo 27 — 115,0 m, a w otworze Szamotoły geo 21 — 76,5 m.

Walanżyn dolny, czyli poziom platylenticerasowy, wykształcony jest we wszystkich omawianych profilach wiertniczych na antyklinie Obornik tak w Niemieczkowie, jak i w północnej części struktury w postaci łożców ciemnoszarych prawie czarnych, z licznymi fukoidami ziemistego pirytu, w spągu z wkładkami syderytów, niekiedy z pojedynczymi *Exogyra sinuata* S o w., a w otworze Szamotoły geo 27 z *Platylenticeras* sp. Miąższość jego wynosi od 11,9 m w otworze Niemieczkowo IG 1 do 40,0 i 46,0 m w otworach Szamotoły geo 27 i 21 — w północnej części antykliny Obornik.

Zespół mikrofaunistyczny w centralnej części basenu — na Kujawach — nie wykazuje wyraźnej zmienności na przestrzeni infrawalanżynu i walanżynu dolnego. Otwornice wapienne i zlepieńcowate, a także małżoraczki infrawalanżynskie przechodzą częściowo do walanżynu dolnego. Jedyne *Protocythere propria emslandensis* B a r t. et B u r r i, przewodnia w Szwajcarii dla berriasu, charakteryzuje i u nas infrawalanżyn. Ogólnie rzecz biorąc, podpiętro platylenticerasowe jest jednak niewątpliwie uboższe w mikrofaunę tak pod względem ilościowym, jak i gatunkowym. W rozpatrywanych tu profilach na antyklinie Obornik zespół mikrofaunistyczny, zawierający obok otwornic zlepieńcowatych także formy wapienne, ogranicza się tylko do infrawalanżynu.

W infrawalanżynie stwierdzono między innymi następujące formy (J. S z t e j n, 1961a): *Epistomina caracolla anterior* B a r t. et B r a n d, *Lenticulina (Lenticulina) münsteri* (R o e m.), *Epistomina cretosa* t e n D a m, *Eoguttulina witoldi* S z t e j n, *Trochammmina kcyniensis* S z t e j n, *Conorboides valendisensis* (B a r t. et B r a n d), *Schuleridea* aff. *thörenensis* (T r i e b.), *Lenticulina (Vaginulinopsis) humilis* (R e u s s) i *Protocythere hechti* T r i e b.

W walanżynie dolnym stwierdzono tu zespół otwornic zlepieńcowatych, jak *Haplophragmoides cushmani* L o e b. et T a p., *Eoguttulina wittoldi* S z t e j n, *Trochammina inflata* (M o n t g.), *Ammobaculites subcretaceus* C u s h. et A l e x., *Ammodiscus gaultinus* B e r t h., *Haplophragmoides concavus* (C h a p.) oraz charakterystyczną formę *Trochammina kcyniensis* S z t e j n.

Spośród wymienionych tu gatunków *Epistomina caracolla anterior* B a r t. et B r a n d i *Trochammina kcyniensis* S z t e j n mogą być uważane za formy charakterystyczne tak dla infrawalanżynu, jak i dla walanżynu dolnego.

Nowy otwór Oświno IG 1, położony na szczycie niewielkiej antykliny w północno-wschodniej części synklinorium szचेціńskiego, w przyosiowej strefie wielkiej bruzdy sedymentacyjnej duńsko-polskiej, jest dal- szym ku zachodowi reperem dla omawianego tu morskiego kompleksu najniższej kredy (fig. 1, 2).

W otworze tym kredę dolną rozpoczynają osady morskiego infrawa- lanżynu miąższości 17,5 m obejmujące dwa poziomy amonitowe, dolny — riasanitesowy i górny — stenomfalusowy. Brak tu osadów brakiczno- -morskich poziomu mikrofaunistycznego A, które obrazowałyby stopnio- wej proces zasolenia brakiczno-limnicznego górnójurajskiego zbiornika sedymentacyjnego. Bezpśrednio na osadach brakicznego portlandu po- ziomu B wykształconego w postaci margli i ilowców marglistych prawie czarnych, z wkładkami muszlowców cyrenowych zawierających brakiczną *Klieana kujaviana* B i e l. et S z t e j n, *Cypridea* aff. *alta* W o l b. i C. aff. *propunctata* S y l v.-B r a d l e y spoczywają typowo morskie osady in- fra-walanżynu.

Od dołu są to mułowce piaszczyste, margliste, ciemnoszare prawie czarne, z okruchami i oolitami żelazistymi oraz z drobnym detrytusem fauny, wyraźnie transgresywne w stosunku do niżej leżących osadów. Na głębokości 1562, 2 m, w odległości około 1 m od spągu kredy (fig. 2) zna- leziono w tych osadach amonita *Himalayites* cf. *breveti* (P o m e l) (tabl. I, fig. 3a, b) cytowanego z berriasu Algierii, Himalajów, południowo- -wschodniej Francji (G. M a z e n o t, 1939) i północno-zachodniego Kau- kazu (W. W. D r u s z c z i c, M. P. K u d r i a w c e w a, 1960). Występo- wanie tego amonita w poszczególnych poziomach berriasu nie zostało tam jednak bliżej sprecyzowane. We Francji wynikało to z rzadkości jego występowania, a w berriasio Krymu nie przeprowadzono dotąd podziału tego piętra na poziomy amonitowe. Ponieważ jednak rodzaj *Himalayites* ma główne rozprzestrzenienie w tytonie, autorka jest skłonna wiązać osa- dy, w których występował *Himalayites* sp. (cf. *breveti* (P o m e l)) z niższą częścią berriasu, odpowiadającą naszemu poziomowi riasanitesowemu. Do przyjęcia takiego poglądu skłoniło autorkę również znalezienie w regionie Kcyńi amonita należącego do tego rodzaju, który S. M a r e k (1967) po- równuje z *Himalayites* cf. *cortazari* (K i l i a n). Wspomniana forma wy- stępuje tam razem z *Riasanites rjasanensis* (W e n e t z k y) L a h u s e n.

Poza tym stwierdzono w omawianych warstwach z otworu Oświno ślady *Pinna* sp. i pojedyncze *Exogyra sinuata* S o w., poza tym *Trocham- mina kcyniensis* S z t e j n, *Verneuilinoides neocomiensis* (M j a t.) i *Lenticulina* (*Lenticulina*) *münsteri* (R o e m.).

Na tych mułowcowo-piaszczystych osadach miąższości 5,1 m, należą-

cych do dolnego (riasanitesowego) poziomu infrawalanżynu, spoczywają iłowce ciemnoszare prawie czarne, nieco mulaste, z wkładką syderytu, zawierające obok pojedynczych egzemplarzy *Exogyra sinuata* S o w., *Leda scapha* d'O r b., *Natica laevigata* d'O r b., *Grammatodon securis* (d'O r b.), *Astarte* sp. i *Pinna* sp., w spągowych partiach amonita(?) *Surites* cf. *spasskensis* (N i k i t i n), a wyżej, obok innej, mało typowej mikrofauny, *Protochytère propria emslandensis* B a r t. et B u r r i.

Pozycja stratygraficzna (?) *Surites* cf. *spasskensis* zgodna jest na Niżu Polskim (A. R a c z y ń s k a, 1963; S. M a r e k, 1967) ze schematem przyjętym dla tak zwanych warstw riaszańskich w basenie podmoskiewskim, gdzie forma ta pojawia się w górnym poziomie infrawalanżynu (N. A. B o g o s ł o w s k i, 1897; I. G. S a z o n o w a, 1961). Na północy — w Anglii, na Syberii i w północnej Kanadzie, formę tę stwierdzono jednak w spągu infrawalanżynu (R. C a s e y, 1962, 1963; W. N. S a k s, M. I. S z u l g i n a, 1962; J. A. J e l e t z k y, 1964, 1965).

Do walanżynu dolnego zaliczono w otworze Oświno IG 1 słabo korelatywną pod względem litologicznym z kujawską strefą basenu sedymentacyjnego, a nawet ze strukturą Obornik, serię piaszczysto-mułowcową, miejscami z oolitami żelazystymi i z wkładkami syderytów, w spągu ilastą, miąższości 36,3 m. Osady te zawierają banalną faunę, jak *Astarte* sp., *Leda scapha* d'O r b., *Grammatodon securis* (d'O r b.), *Ammodiscus gaultinus* B e r t h., *Trochammina inflata* (M o n t g.), *Lenticulina (Vaginulinopsis) humilis* (R e u s s), *L. (Lenticulina) subalata* (R e u s s), *Haplophragmoides cushmani* L o e b. et T a p. i *Trochammina kcyniensis* S z t e j n. Ta ostatnia forma jest, jak już wspomniano, charakterystyczna tak dla infrawalanżynu, jak i dla walanżynu dolnego. Ani makro- ani mikrofauna nie określa tu więc jednoznacznie wieku serii, wskazuje natomiast na morski charakter osadów, co w zestawieniu z obszarem Obornik, Mogilna i Kujaw (S. M a r e k, A. R a c z y ń s k a, 1962) i przy położeniu na faunistycznie udokumentowanym infrawalanżynie, a pod typowo tu wykształconą (płoną pod względem faunistycznym) serią piaszczystą walanżynu środkowego, pozwala na uznanie omawianej serii osadów za dolnowalanżynskie. Granice tego podpiętra należy jednak tutaj, podobnie jak na całym obszarze Niżu Polskiego, uznać za umowne, oparte w zasadzie na pewnych regionalnych zmianach reżimu sedymentacyjnego.

W otworze Szczecin IG 1 zaliczono warunkowo do walanżynu dolnego serię grubości 16,1 m mułowców piaszczystych, ciemnoszarych, w spągu z wkładkami syderytu, z *Modiola* sp., *Pholadomya* sp., *Ammonites* f. juv. oraz z otwornicami — *Haplophragmoides* sp. i *Verneuilinoides* sp. Osady te spoczywają w Szczecinie na utworach oksfordu. Do walanżynu dolnego seria ta została zaliczona na zasadzie pionowego położenia w profilu litologicznym, pod najprawdopodobniej środkowowalanżynską serią piaskowców limnicznych, przykrytych mikrofaunistycznie udokumentowanym walanżynem górnym i hoterywem dolnym. Położenie otworu Szczecin IG 1 w synklinalnym obniżeniu, w przeciwieństwie do pozostałych otworów południowo-zachodniej części synklinorium szczeecińskiego, usytuowanych przeważnie na szczytach antyklin, usprawiedliwiałoby tak daleki zasięg tego podpiętra. Zniszczona fauna i mikrofauna, oznaczona tylko rodzajowo, nie precyzuje bliżej wieku omawianych osadów.

W otworze Świnoujście 2 opisanym przez K. Keilhacka (1914) osady kredy rozpoczyna kompleks osadów piaszczystych miąższości 31,5 m, w górnej partii mulastych, ciemnoszarych, z glaukonitem i fauną brackiczną, leżący bezpośrednio na morskim portlandzie (bononie), a pod limnicznymi osadami należącymi najprawdopodobniej do walanżynu środkowego. Kompleks ten zaliczono tutaj, także warunkowo, zgodnie zresztą z propozycją W. Pożaryskiego (1960), do walanżynu dolnego. Oczywiście stratygrafię tę należy traktować, wobec braku przewodnich form, jako umowną, gdyż jej podstawą jest tylko, w miarę możliwości konsekwentne, wiązanie z sobą poszczególnych faz trans- i regresywnych w basenie sedymentacyjnym.

Stary opis profilu otworu w Międzyzdrojach podany przez K. Keilhacka (1914) tak dalece odbiega od danych litologicznych otrzymanych z kredy dolnej w okolicznych profilach wiertniczych, że narzuca się konieczność pominięcia tego otworu jako niewiarygodnego dokumentu lub też zaliczenie całej tej ilasto-marglistej serii do portlandu morskiego, który w podobnej facji znany jest z otworu Nowogard geo 1, Oświno IG 1 i in.

Miąższość infrawalanżynu wraz z walanżynem dolnym wynosi więc w otworze Oświno IG 1 (fig. 1) 53,8 m. Jest to w przybliżeniu  $\frac{1}{3}$  całkowitej miąższości tej serii w północnej strefie Obornik. Jednak w porównaniu z miąższością omawianych osadów w blisko położonych otworach Maszkowo 1 (22,4 m) i Strzegowo 1 (12,5 m) jest ona nadspodziewanie duża.

Problem, czy osady infrawalanżynu sięgają dalej na północny zachód od Oświna, wydaje się być jeszcze otwarty. Tym niemniej, mułowce margliste z licznym detrytusem fauny, z dość licznymi *Exogyra sinuata* Sow. i *Pinna* sp. występujące w spągowej serii Strzegowa i Maszkowa, w świetle wyników wiercenia Oświno IG 1, zdają się przemawiać za obecnością infrawalanżynu także w tych dwóch otworach. Mikrofauna znaleziona w najniższej warstewce otworu Strzegowo 1 — *Epistomina caracolla anterior* Bart. et Brand, *Epistomina cretosa* ten Dam, *Lenticulina (Lenticulina) subalata* (Reuss) i *L. (Vaginulinopsis) humilis* (Reuss) — dokumentuje w każdym razie riasanitesowo-platylenticerasowy wiek tych osadów. Otwornice te na antyklinie Obornik nie występują nawet już powyżej stropu infrawalanżynu. Górną część omawianej serii tworzą w Strzegowie i Maszkowie ilowce i mułowce, niekiedy piaszczyste, z gniazdowymi skupieniami oolitów żelazistych, z wkładkami syderytów (fig. 2).

W spągu kredy dolnej otwory te rejestrują lukę sedymentacyjną obejmującą poziom mikrofaunistyczny B portlandu brackicznego, poziom A najniższej — brackiczno-morskiej — serii infrawalanżynu i najprawdopodobniej część dolną infrawalanżynu morskiego. Osady kredy dolnej spoczywają tu bezpośrednio na poziomie mikrofaunistycznym C z *Ilyocypris jurassica jurassica* Mart., *Cypridea dunkeri* Jones i *Klieana alata* Mart.

Pełną analogię litologiczną do osadów w Strzegowie i Maszkowie i podobnego typu dwudzielność, a także obecność detrytusu fauny w spągowej partii osadów, obserwuje się również w synklinie trzebiatowskiej — w otworze Czaplin Mały i Kiełpino. Niestety brak tam jakiegokolwiek fauny poza *Ammodiscus gaultinus* Berth. Osady dolnokredowe nie spoczy-

wają tam już na utworach portlandu brakicznego, lecz na utworach portlandu morskiego (R. D a d l e z, J. D e m b o w s k a, 1965). Miąższość całej tej morskiej serii liczy w synklinie trzebiatowskiej 4,5—8,3 m.

W otworze Rusewo na północno-wschodnim zboczu antyklinorium znajdujemy również analogiczne osady. Stwierdzono tam w spągowej partii detrytus fauny oraz gniazdowe skupienia glaukonitu, którego występowanie jest dość typowe dla najniższych osadów infrawalanżynu. Z mikrofauny J. S z t e j n oznaczyła tu *Haplophragmoides concavus* (C h a p.), *Ammodiscus gaultinus* B e r t h. i *A. incertus* d' O r b.

W Łońnicy całą najniższą serię morskiej kredy tworzą piaskowce glaukonitowe i mułowce piaszczyste, w górnej partii syderytyczne, silnie zlimonityzowane.

W obu opisanych otworach osady kredy dolnej leżą niezgodnie na starszych osadach malmskich należących do portlandu morskiego (R. D a d l e z, J. D e m b o w s k a, 1965).

Dopiero dalej ku południowemu wschodowi (fig. 1) w otworach koło Gronowa pojawia się bardziej typowy infrawalanżyn dolny w wykształceniu analogicznym do opisanego już z północnej części antykliny Obornik. Infrawalanżyn miąższości 9,0—20,5 m spoczywa tu na nienajwyższym portlandzie brakicznym (poziom C). Jest to w spągu mułowiec piaszczysty, marglisty, ciemnoszary, z detrytusem fauny, grubości 2,0—11,5 m, przechodzący ku górze w mułowce, podrzędnie piaszczyste, z wkładkami syderytów bez detrytusu fauny, miąższości około 9 m. W dolnej partii osadów stwierdzono tu *Exogyra sinuata* S o w., *Ostrea* sp. i *Pinna* sp. oraz w otworze Gronowo 2, na głębokości 340,5, około 2 m od spągu kredy dolnej znaleziono ułamek amonita (?) *Euthymiceras* sp. (ex gr. *euthymi-transfigurabilis*) (tabl. I, fig. 5). *Euthymiceras euthymi* znany jest z berriasu południowo-wschodniej Francji, gdzie przywiązany jest raczej do poziomu *Berriasella boissieri* sensu stricto, poza tym z centralnej Szwajcarii, Madagaskaru, Krymu i Kaukazu (G. M a z e n o t, 1939; W. W. D r u s z c z i c, M. P. K u d r i a w c e w a, 1960). *Euthymiceras transfigurabilis* (B o g o s ł o w s k i) natomiast występuje w berriasio Krymu, Kaukazu i centralnej Rosji, gdzie znany jest z poziomu riasaniteowego i stenomfalusowego najniższej kredy (N. A. B o g o s ł o w s k i, 1897; I. G. S a z o n o w a, 1962).

Na Niżu Polskim eutymicerasy stwierdzone zostały jak dotąd jedynie w wyższym, stenomfalusowym poziomie infrawalanżynu. Stąd też najprawdopodobniej należałoby i w Gronowie uznać warstwy z *Euthymiceras* za stenomfalusowy poziom infrawalanżynu, z pewnym oczywiście zastrzeżeniem w związku ze słabym stanem zachowania fauny i nie najlepiej określonym w literaturze światowej zasięgiem pionowym.

Pośród mikrofauny zanotowano w Gronowie w dolnej części infrawalanżynu (J. S z t e j n, 1963) między innymi *Turrspirulina subconica* T a p., *Lenticulina* (*Lenticulina*) *münsteri* (R o e m.), *L. (Vaginulinopsis) humilis* (R e u s s), *Pyrulina* aff. *prisca* (R e u s s), *Epistomina* aff. *cretosa* t e n D a m, *Epistomina caracolla anterior* B a r t. et B r a n d i *Protocythere propria emslandensis* B a r t. et B u r r i. Ta ostatnia forma, jak już wspomniano wyżej, jest przewodnia dla infrawalanżynu. W otworze Gronowo 2, obok tych typowo morskich form, występuje *Palaeocytheridea compacta* (W o l b.) oraz zniszczona *Cypridea* sp.

W wyższej części infrawalanżynu stwierdzono tu jedynie otwornice zlepieńcowate — *Ammodiscus gaultinus* Berth. i *Haplophragmoides* sp.

Udokumentowana jest więc tutaj jedynie dolna część osadów infrawalanżynu. Jego granica górna przeprowadzona została na podstawie korelacji litologicznej z obszarem Obornik. Znaleziony w przyspagowych osadach kredy dolnej *Euthymiceras* sp. sugeruje brak najniższego, riasanitesowego poziomu infrawalanżynu na tym obszarze lub jego silną redukcję, jeśli przyjąć za poziom riasanitesowy osady miąższości około 2 m, spoczywające pod znaną tu formą amonitową. Brak tu również, podobnie jak w Strzegowie i Maszkowie, mikrofaunistycznego poziomu A i B. Występowanie w Gronowie 2 wyżej wymienionych, typowo morskich otwornic w spągowej partii infrawalanżynu wraz ze słonawowodną *Palaeocytheridea* i *Cypridea* sp. może być wynikiem położenia na wtórnym złożu, zwłaszcza że *Cypridea* są tu silnie pokruszone (J. S z t e j n, wiadomość ustna).

Najwyższą część omawianego tu morskiego kompleksu kredy dolnej należy zaliczyć na podstawie analogii litologicznych najprawdopodobniej do walanżynu dolnego. Tworzą go ilowce szarobrunatne miąższości 10—18 m w górnej partii z wkładkami ilowców popielatych, charakterystycznych dla tego podpiętra (S. M a r e k, vide S. M a r e k, A. R a c z y ń s k a, 1962). Stwierdzono tu jedynie mikrofaunę zlepieńcowatą: *Glomospira gordialis* (J o n e s e t P a r k e r), *Ammodiscus gaultinus* Berth. i *Haplophragmoides latidorsatus* (B o r n.).

Tak przyjęty podział jest oczywiście, wobec braku form przewodnich, bardzo hipotetyczny. Maksymalna miąższość serii riasanitesowo-platylenticerasowej w profilach z okolic Gronowa wynosi około 31 m (fig. 1).

\*  
\*                      \*  
\*

Opisane osady infrawalanżynu i walanżynu dolnego stanowią pierwszy typowo morski kompleks kredy dolnej. Rozpoczynają je na tym obszarze transgresyjne mułowcowo-piaszczyste osady infrawalanżynu morskiego, nierzadko w spagu z okruchami sydereytu czy limonitu lub z oolitami żelazistymi. Jedynie w północnej części antykliny Obornik zanotowano infrawalanżyn w wykształceniu brakiczno-morskim. Ku górze morskie osady infrawalanżynu przechodzą, generalnie rzecz biorąc, w ilowce z fauną morską walanżynu dolnego, które świadczą o trwaniu morskiego reżimu sedymentacyjnego na całym tym obszarze. W północno-zachodniej części obszaru osady infrawalanżynu nie dają się oddzielić od osadów walanżynu dolnego tak ze względu na brak fauny, jak i ze względu na silne redukcje osadów, luki sedymentacyjne i zmiany facjalne związane z położeniem w brzeżnej strefie zbiornika, utrudniające konsekwentną korelację litologiczną. Dlatego też utwory te na przedstawionej mapie facjalnej (fig. 1) dla uniknięcia błędów potraktowane zostały łącznie.

Problem czy we wszystkich omawianych tu otworach reprezentowane są oba najniższe piętra kredy dolnej, jest w dalszym ciągu otwarty. Stwierdzenie w profilu Oświno IG 1 amonitów dolnego i górnego infrawalanżynu przesunęło jego zasięg dalej na zachód w stosunku do dotychczasowych danych (S. M a r e k, A. R a c z y ń s k a, 1962; S. M a r e k,

1964a). W tym świetle należałoby przypuszczać, że osady infrawalanżynu ciągną się także dalej wzdłuż antyklinorium, aż do brzegów Bałtyku, a w każdym razie do Strzegowa, gdzie w warstwach spągowych występuje dość bogata mikrofauna, analogiczna do fauny infrawalanżyńskiej regionu Obornik. W otworze Szczecin IG 1 i Świnoujście 2 przedstawione na mapie osady zdają się być w każdym razie ograniczone do walanżynu dolnego.

OPIS FAUNY AMONITOWEJ INFRAWALANŻYNU  
POLSKI ZACHODNIEJ

W tym niewielkim rozdziale opisano fragmenty fauny amonitowej infrawalanżynu znalezione w Polsce zachodniej. Są to trzy gatunki amonitów, z których dwa nie były dotąd cytowane i opisane z obszaru Niżu Polskiego. Opisy fauny nie będą miały charakteru typowego opisu paleontologicznego, gdyż ubóstwo egzemplarzy, a także stan zachowania amonitów nie pozwala na takie ujęcie tematu.

Rodzaj *Berriasella* U h l i g, 1905

*Berriasella* cf. *jauberti* M a z e n o t

Tabl. I, fig. 1, 2,

1939 *Berriasella jauberti*; M a z e n o t G., p. 132, tab. XXI, fig. 6a, b, 7a, b, 8a, b.

1960 *Berriasella jauberti*; D r u s z c z i c W. W., K u d r i a w c e w a M. P., p. 278, tab. XXII, fig. 2a, b.

W y m i a r y okazu przedstawionego na figurze 2:

średnica (D) około 45,5 mm

wysokość skrętu (h) około 16,4 mm;  $h/D = 0,32$

średnica pępka (d) około 18,3 mm;  $d/D = 0,40$

Opis. Na obszarze Polski zachodniej znaleziono jedynie fragment *Berriasella* sp. (cf. *jauberti*) przedstawiony na tabl. I, fig. 1. Jest to ośródką silnie spłaszczona o dość dobrze zachowanym najmłodszym skręcie grubości około 21 mm, długości 53 mm, na którym widoczne są wyraźne grube żebra bifurkujące powyżej środka bocznej powierzchni skrętu. Przechodzą one na stronę brzusznią, nie tracąc wyraźnego rysunku. Żebra w części zewnętrznej skrętu pochylone są nieco ku przodowi. Obok żeber bifurkujących stwierdzono na opisanym fragmencie skrętu 2 żebra pojedyncze. Na brzegu pępkowym na tym odcinku skrętu jest 13 żeber. Gęstość rozmieszczenia żeber i ich charakter jest więc zgodny z paratypem G. M a z e n o t a (1939, tab. XXI, fig. 7a). Słabo widoczną ornamentację starszych skrętów stanowią stosunkowo szeroko rozstawione żebra. Znaczna ewolucyjność formy charakterystyczna dla gatunku *B. jauberti* jest tu trudna do zaobserwowania ze względu na silne zgniecenie okazu.

Lepiej zachowany fragment okazu tego samego gatunku pochodzi z synklinorium mogileńskiego (tabl. I, fig. 2). Jest to forma silnie spłaszczona. Jej wymiary podane wyżej są niepewne i niepełne.



U w a g i. Obydwa okazy są najbardziej podobne do paratypu przedstawionego przez G. M a z e n o t a (1939) na tab. XXI, fig. 7a. Wykazują jednak mniejszą ewolucyjność. Od *Berriasella pontica* odróżniają je szerzej rozstawione żebra starszych skrętów.

W y s t ę p o w a n i e. *Berriasella jauberti* M a z e n o t, opisana po raz pierwszy z południowo-wschodniej Francji (G. M a z e n o t, 1939), znana jest także z Krymu (W. W. D r u s z c z i c, M. P. K u d r i a w c e w a, 1960).

Z Polski nie była ona dotąd cytowana. Okaz na figurze 1 pochodzi z otworu Szamotuły geo 8 z głębokości 646,0 m z dolnej, mułowcowej serii infrawalanzynu. Amonit na figurze 2 pochodzi z otworu Mogilno geo 65 z głębokości 339,5 m; znaleziono go na strukturze antyklinalnej w przyspągowej partii infrawalanzynu. Najprawdopodobniej więc w Polsce należy ją wiązać z poziomem *Riasanites rjasanensis*, zwłaszcza że na Kujawach (S. M a r e k, 1967) rodzaj *Berriasella* związany jest prawie wyłącznie z tym poziomem.

### Rodzaj *Himalayites* Uhlig, 1905

#### *Himalayites* sp. (cf. *breveti* (P o m e l))

Tabl. I, fig. 3a, b

1939 *Himalayites* (?) aff. *Breveti* (P o m e l); M a z e n o t G., tab. XXXIX, fig. 6a, b; tab. XL, fig. 15a, b.

1960 *Himalayites breveti* (P o m e l); D r u s z c z i c W. W. K u d r i a w c e w a M. P., tab. XXIV, fig. 1a, b.

W y m i a r y: średnica (D) około 46 mm  
wysokość skrętu (h) około 15 mm;  $h/D = 0,33$   
średnica pępka około 17 mm;  $d/D = 0,38$

O p i s. Figury 3a i b przedstawiają częściowy pozytywny i negatywny tego samego amonita. Okaz jest stosunkowo mały, silnie spłaszczony, pomiary są wobec tego niepewne i niekompletne. Nieznany jest przekrój poprzeczny zwoju. Forma jest ewolucyjna; skręty młodsze obejmują około  $\frac{1}{3}$  skrętu starszego. Brzeg zewnętrzny częściowo zniszczony. Wydaje się jednak, że żebra przechodzą nie osłabiając swej rzeźby przez region zewnętrzny skrętu. Dość dobrze zachowana jest charakterystyczna dla tego gatunku ornamentacja, na którą składają się żebra główne i żebra wtrącone. Żebra główne mają 2 rzędy guzków: słabe i nieco wydłużone radialnie guzki pępkowe oraz duże, stożkowate guzki lateralne, położone w połowie wysokości skrętu. Od guzków lateralnych odchodzą pęczki 3 żeber. Między pęczkami znajdują się ponadto żebra wtórne w ilości od 1 do 3, zarysowane wyraźnie w strefie zewnętrznej skrętu, wygasające częściowo w jego części wewnętrznej. Żebra powyżej środka bocznej powierzchni pochylone są słabo ku przodowi.

U w a g i. Opisany amonit jest najbardziej podobny do *Himalayites breveti* (P o m e l) opisanego przez W. W. D r u s z c z i c a i M. P. K u d r i a w c e w ą (1960). Różni się od niego przede wszystkim wielkością. Formy przedstawione zarówno przez wyżej wymienionych autorów, jak i przez G. M a z e n o t a (1939) mają średnice powyżej 100 mm.

Występowanie. Opisywany gatunek znany jest z Himalajów, południowo-wschodniej Francji oraz z północno-zachodniego Kaukazu.

W Polsce *Himalayites* sp. (cf. *breveti* (Pomel)) znaleziony został w synklinorium szczecińskim w otworze Oświno IG 1 na głębokości 1526,1 m w dolnej, mułowcowej serii infrawalanzynu należącej najprawdopodobniej do poziomu *Riasanites rjasanensis*.

Rodzaj *Surites* Sazonow, 1951

(?) *Surites* cf. *spasskensis* (Nikitin)

Tabl. I, fig. 4a, b

1888 *Olcostephanus spasskensis*; Nikitin S., p. 95, tab. I, fig. 9, 10, 11.  
1897 *Olcostephanus spasskensis*; Bogosłowski N. A., p. 50, tab. II, fig. 1.

? 1964 *Tollia (Subcraspedites)* aff. *spasskensis*; Jeletzky J. A., tab. II, fig. 4.

1967 *Surites* cf. *spasskensis*; Marek S., tab. VI, fig. 1.

Wymiary: średnica (D) 31,6 mm<sup>1</sup>

wysokość skrętu (h) 13,4 mm;  $h/D = 0,42$

grubość skrętu (c) 10,4 mm;  $e/D = 0,32$ ;  $e/h = 0,77$

średnica pępka (d) 9,3;  $d/D = 0,29$

ilość żeber na brzegu pępkowym około 27<sup>2</sup>

ilość żeber na brzegu zewnętrznym 56

Opis. Forma niewielka, z częściowo zniszczonym pępkiem oraz ze spłaszczonym i nieco przesuniętym na zewnątrz końcowym odcinkiem zwoju. Maksymalna średnica bez uwzględnienia poprawki na spłaszczenie wynosi około 43 mm. Brzeg pępkowy dosyć stromy, zaokrąglony, zlewający się stopniowo z boczną powierzchnią skorupy. Przekrój poprzeczny skrętu wykazuje charakterystyczne dla suritesów zgrubienie poniżej środka powierzchni bocznej i niewielkie spłaszczenie w części syfonalnej. Zgrubienie to jest stosunkowo niewielkie, usprawiedliwione jednak małymi rozmiarami okazu.

Ornamentację amonita tworzą wyraźnie zarysowane, dość grube i wysokie, zaokrąglone żebra rozdzielające się poniżej środka bocznej powierzchni skrętu na dwie gałęzie. Na ostatnim skręcie widoczne są dwa krótkie żebra wtrącone, nie dochodzące do pępka, kończące się w połowie wysokości bocznej powierzchni skrętu. Żebra główne rozpoczynają się w pobliżu szwa pępkowego. W zewnętrznej połowie zwoju pochylają się wyraźnie ku dołowi i przechodzą na stronę syfonalną, nie przerywając się i nie zmieniając swego wyraźnego rysunku.

Uwagi. Okaz wydaje się być najbardziej podobny do holotypu przedstawionego przez S. Nikitina. Jest jednak mniejszy, stąd brak jest żeber trójdzielnych, typowych dla większych okazów. Dane cyfrowe dotyczące wymiarów okazu pokrywają się w przybliżeniu z wymiarami form podanymi przez N. A. Bogosłowskiego (1897). Pewne wątpliwości

<sup>1</sup> Ze względu na spłaszczenie końcowego odcinka zwoju pomiary wykonano w miejscu oznaczonym strzałkami na tabl. I, fig. 4.

<sup>2</sup> Liczba żeber dotyczy ostatniego widocznego skrętu przy średnicy okazu około 43 mm.

może budzić stopień inwolucji amonita, dla którego w końcowym odcinku zwoju przyjęto przesunięcie na zewnątrz w stosunku do skrętu starszego. Fragmenty zwojów *Surites* cf. *spasskensis* opisane przez S. Marka z Kujaw wskazują także na mniejszy stopień inwolucji w stosunku do holotypu, a zwłaszcza w stosunku do form przedstawionych przez N. A. Bogosłowskiego (1897)<sup>3</sup>.

**Występowanie.** *Surites spasskensis* Nikitin jest formą borealną znaną przede wszystkim z warstw rizańskich platformy rosyjskiej, gdzie występuje w górnym poziomie infrawalanżynu — *Surites stenomphalus* (N. A. Bogosłowski, 1897; I. G. Szonowa, 1961 i in.) oraz w infrawalanżynie północnej części Ameryki Północnej (W. N. Sachs, N. J. Szulgina, 1962; J. Jeletzky, 1964). R. Casey (1962) cytuje go z Anglii z piaskowców Spilsby. W Polsce *Surites* cf. *spasskensis* opisany został przez S. Marka (1967) z górnego poziomu infrawalanżynu Kujaw.

Okaz (?) *Surites* cf. *spasskensis* Nikitin opisany przez autorkę znaleziony został w synklinorium szczecińskim w otworze Oświno IG 1 w górnej, ilastej partii infrawalanżynu na głębokości 1522 m.

### WALANŻYN ŚRODKOWY

Walanżyn środkowy jest okresem wyraźnego spłylenia i częściowego wysłodzenia zbiornika sedymentacyjnego. Zasięg jego osadów rozszerza się nieznacznie w stosunku do pięter poprzednich. Na północno-wschodnim zboczach antykliny Rogoźna, w otworze Szamotuły geo 13, walanżyn środkowy leży bezpośrednio na morskim portlandzie, w synklinorium szczecińskim zaś (Maszewo geo 1) na szczycie struktury antyklinalnej piaskowce środkowowalanżynskie spoczywają bezpośrednio na liasie. W środkowej części antykliny Obornik, w otworach Niemieczkowo IG 1 i Szamotuły geo 8, lokalnie brak osadów walanżynu środkowego. Walanżyn górny spoczywa tam niezgodnie na osadach walanżynu dolnego. Na północy, w otworze Bobolice 1 osady walanżynu środkowego spoczywają niezgodnie na kimerydzie.

W pozostałych otworach przedstawionych na mapie facjalnej istnieje najprawdopodobniej ciągłość sedymentacyjna z niżej leżącymi ilastymi osadami walanżynu dolnego (fig. 5).

W całej wschodniej części omawianego obszaru, a więc w okolicy antykliny Rogoźna — w otworach Szamotuły geo 13, geo 2, geo 16 i dalej, w synklinorium pomorskim — w otworze Łośnica i w otworach z okolic Gronowa, walanżyn środkowy wykształcony jest w postaci piaskowców

<sup>3</sup> Goszczący w Polsce w czerwcu 1966 r. dr R. Casey po obejrzeniu kolekcji amonitowej z obszaru Niżu poddał w wątpliwość występowanie suritesów w Polsce, sugerując przynależność form określonych zarówno przez autorkę, jak i przez S. Marka jako *Surites* do rodzaju *Berriasella*. Aczkolwiek formy wyżej wymienione różnią się od typowych suritesów mniejszym stopniem inwolucji, charakter przekroju zwoju i urzeźbienia skłania jednak do zaliczenia ich do rodzaju *Surites*. Niewątpliwie cała grupa „suritesów”, jedynych przedstawicieli prowincji borealnej znalezionych w Polsce, wymaga jeszcze szczegółowej analizy i rewizji paleontologicznej.

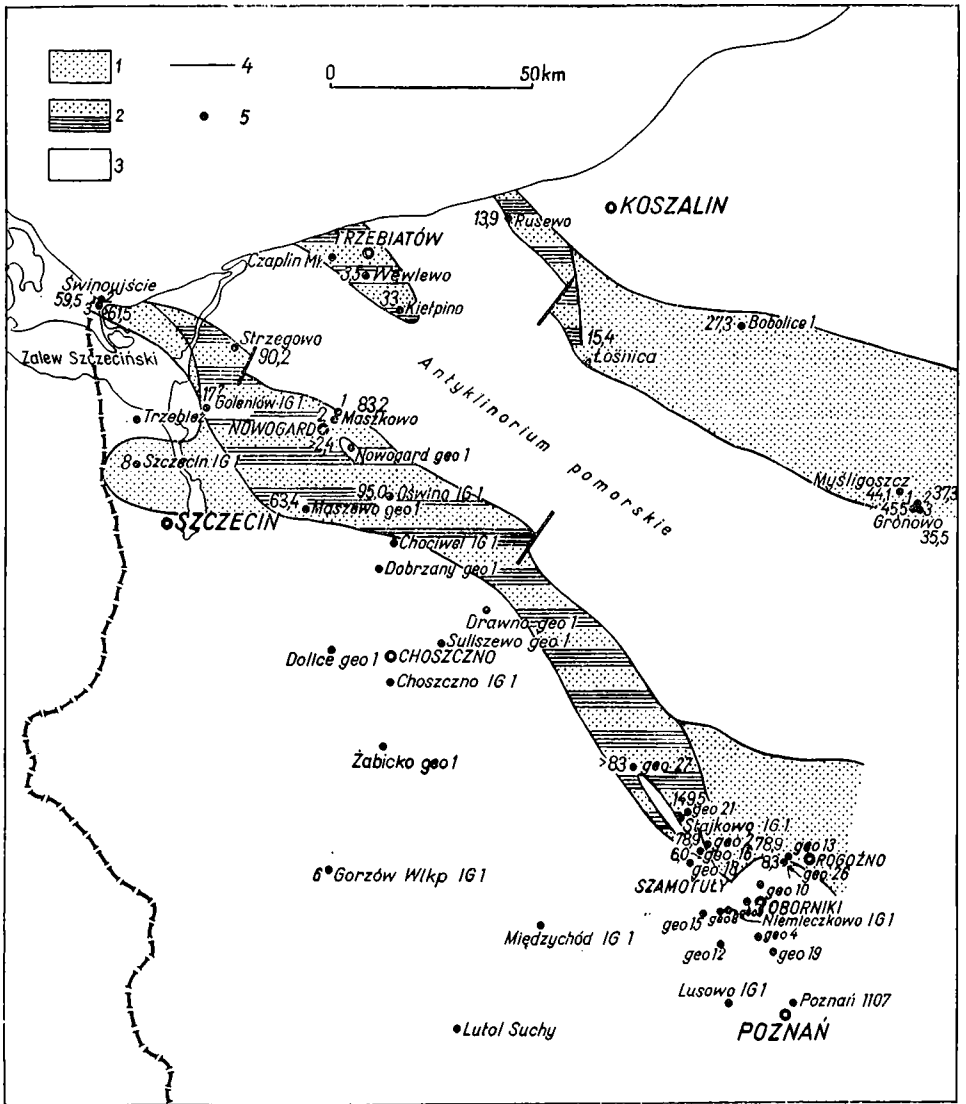


Fig. 5. Mapa facjalna walańzynu środkowego Polski zachodniej (? poziom *Polyptychites*)

1 — piaskowce drobnoziarniste jasnoszare z detrytusem zwęglonego drewna, w spągu niekiedy gruboziarniste, 2 — piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare i szare z detrytusem zwęglonego drewna i rizoldami, 3 — obszary obecnie pozbawione osadów, 4 — zasięg osadów walańzynu środkowego, 5 — otwory, w których stwierdzono osady kredy dolnej; cyfry oznaczają miąższość osadów walańzynu środkowego w metrach

drobnoziarnistych jasnoszarych, prawie białych, z nielicznym na ogół detrytusem zwęglonego drewna, w Gronowie z wkładkami piaskowców różnoziarnistych.

W zachodniej części omawianego obszaru facja zmienia się nieznacznie. W północnej części antykliny Obornik, z jednej strony antyklinorium pomorskiego, i w okolicy Białogardu w otworze Rusewo, z drugiej strony, pojawiają się w górnej partii tej charakterystycznej serii piaszczystej wkładki iłowców lub mułowców szarych i jasnoszarych, niekiedy brunatnoszarych, z bardzo licznym detrytusem zwęglonego drewna, nierzadko z rizoidami. Facja ta nie była dotąd znana ani w środkowej, ani we wschodniej Polsce.

W 1964 r. dzięki uprzejmości H. Stüwe (wiadomość ustna) uzyskano ciekawe wiadomości o wierceniach na wyspie Uznam. Na podstawie badań palynologicznych H. Döringa w otworze Usedom 1 określono wiek nawierconej tam serii brakiczno-limnicznej (pod względem litologicznym bardzo podobnej do wyróżnionego w Polsce zachodniej walanżynu środkowego) jako walanżyn. Osady te, miąższości 57,5 m, spoczywają tam na keloweju, a pod albem górnym. Na podstawie korelacji litologicznej geodzy niemieccy przyjęli także walanżyński wiek dla osadów w otworze Heringsdorf 4. W ten sposób uzyskalibyśmy pewne powiązanie stratygraficzne walanżynu środkowego Polski zachodniej poprzez profile wiertnicze w Świnoujściu z walanżynem Niemiec północno-wschodnich.

W otworze Szczecin IG 1 facja rizoidowa zanika. Zjawiają się ponownie jasnoszare piaskowce droбно- i gruboziarniste, z detrytusem zwęglonych roślin, miejscami wapniste.

W omawianej serii limnicznej walanżynu środkowego na całym obszarze Polski zachodniej nie znaleziono dotąd żadnej makro- ani mikrofauny tak otwornicowej, jak małżoraczkowej. Tym niemniej kompleks ten jest jednym z lepszych reperów korelacyjnych, występującym na całym prawie obszarze Niżu Polskiego.

Piaszczystość osadów, jasne zabarwienie i zawartość detrytusu zwęglonego drewna świadczy o wyraźnym spłyceciu zbiornika sedymentacyjnego, a w powiązaniu z facją rizoidową pozwala na przyjęcie na tym obszarze warunków sedymentacji limnicznej, lokalnie bardzo płytkiej, zbliżonej do bagiennej.

Miąższości walanżynu środkowego układają się podobnie jak infra-walanżynu i walanżynu dolnego. Największe miąższości (149,5 m) występują konsekwentnie w północnej części antykliny Obornik. W północnej części synklinorium szczecińskiego utrzymują się w dalszym ciągu dość duże miąższości w granicach 60—95 m. Wyraźnie zredukowane miąższości (do 13 m) rejestrują dopiero takie otwory, jak Rusewo i Łośnica w północnej części antyklinorium pomorskiego.

Stanowisko stratygraficzne opisanej serii limnicznej, zaliczonej do walanżynu środkowego (poziomu polyptychitesowego) (S. Marek, A. Raczyńska, 1962), określa jej położenie pionowe między udokumentowanymi faunistycznie lub mikrofaunistycznie morskimi osadami walanżynu dolnego z *Platylenticeras* i kompleksu górnowanazyńsko-hoterywskiego z fauną dichotomitesowo-endemocerasową (lytikocerasową). Granice te są więc bardzo umowne, tym niemniej prowadzone w miarę możliwości konsekwentnie na całym Niżu Polskim. Na obszarach peryferycznych, gdzie wpływy morskie mogły dotrzeć z pewnym opóźnieniem, górna część wydzielonych w ten sposób osadów może obejmować także część-

ciowo walanżyn górny; o tej względności granic wynikających z korelacji litologicznych nie wolno zapominać.

## WALANŻYN GÓRNY I HOTERYW DOLNY

W walanżynie górnym i hoterywie dolnym powraca na nowo reżim morski. Dla obu tych pięter na całym omawianym obszarze brak dotąd dokumentów wiekowych w postaci fauny amonitowej. Znowu podstawą korelacji są cykle trans- i regresywne w basenie sedymentacyjnym, pozwalające na wiązanie ze sobą poszczególnych kompleksów litologicznych.

Obydwa te podpiętra są udokumentowane fauną amonitową w centralnej części basenu na antyklinorium kujawskim (S. Marek, 1960; S. Marek *vide* S. Marek, A. Raczyńska, 1962). Walanżyn górny dokumentuje fauna dichotomitesowo-arnoldiowa wraz z *Saynoceras verrucosum* d'Orb., hoteryw dolny w najniższej partii — *Endemoceras* (*Lyticoceras*) *noricum* (Roem.), w górnej partii — *Craspedites* cf. *carteroni* d'Orb.

W centralnej części basenu, na Kujawach walanżyn górny tworzą mułowce i iłowce, niekiedy margliste, z wkładkami syderytów lub piaskowców syderyticznych. Od stropu zamykają je iłowce margliste, popielate z *Endemoceras* (*Lyticoceras*) *noricum* (Roem.).

W północnej części antykliny Obornik spotykamy jeszcze kompleksy litologiczne podobnego typu. W otworze Szamotuły geo 21 wyróżniono walanżyn górny, miąższości 53,5 m, złożony z mułowców ciemnoszarych, w górnej partii piaszczystych, ze śladami fauny małżowej z *Grammatodon securis* (d'Orb.) i *Thracia phillipsi* Roem. Z mikrofauny zanotowano *Epistomina caracolla caracolla* (Roem.), *Dorothia turris* (d'Orb.), *Lenticulina* (*Lenticulina*) *subalata* (Reuss), *Epistomina cretosa* ten Dam, *Ammodiscus gaultinus* Berth., *Lenticulina* (*Vaginulinopsis*) *humilis* (Reuss) (J. Sztejn, 1961a). Ten zespół otwornic wapiennych i zlepieńcowatych, aczkolwiek ubogi, charakteryzuje tak osady walanżynu górnego, jak i najniższego hoterywu. Granica między piętrami stawiana jest bardzo umownie, gdyż przewodnia warstewka iłowców marglistych wyróżniana w centralnej części basenu nie jest oczywiście korelatywna na całym obszarze Nizy Polskiego. Wkładki popielatych, zresztą nie marglistych iłowców, są w hoterywie dolnym elewacji Obornik bardzo liczne, zwłaszcza w najwyższej części tego podpiętra.

Hoteryw dolny jest w otworze Szamotuły geo 21 mało zróżnicowany litologicznie. Pod względem mikrofaunistycznym lokalnie daje się jednak podzielić na 2 kompleksy: kompleks dolny miąższości 61,6 m, w którym podobnie jak w walanżynie górnym występują jeszcze otwornice wapienne, świadczące o głębszym, typowo morskim środowisku sedymentacji, oraz kompleks górny miąższości 100 m, w którym występują wyłącznie otwornice zlepieńcowate.

Kompleks dolny tworzą iłowce ciemnoszare, prawie czarne, z fukoidami pirytowymi, z pojedynczymi wkładkami syderytów oraz mułowców, z fauną małżową: *Leda mariae* d'Orb., *Leda* sp., *Grammatodon* cf. *securis* (d'Orb.), *Thracia* cf. *phillipsi* Roem., *Panoepa* sp., typową na Nizu

Polskim dla hoterywu dolnego (A. Raczyńska, 1960; S. Marek, A. Raczyńska, 1962). Zespół mikrofaunistyczny jest, ogólnie rzecz biorąc, prawie identyczny z podanym już dla walanżynu górnego. Opisanemu

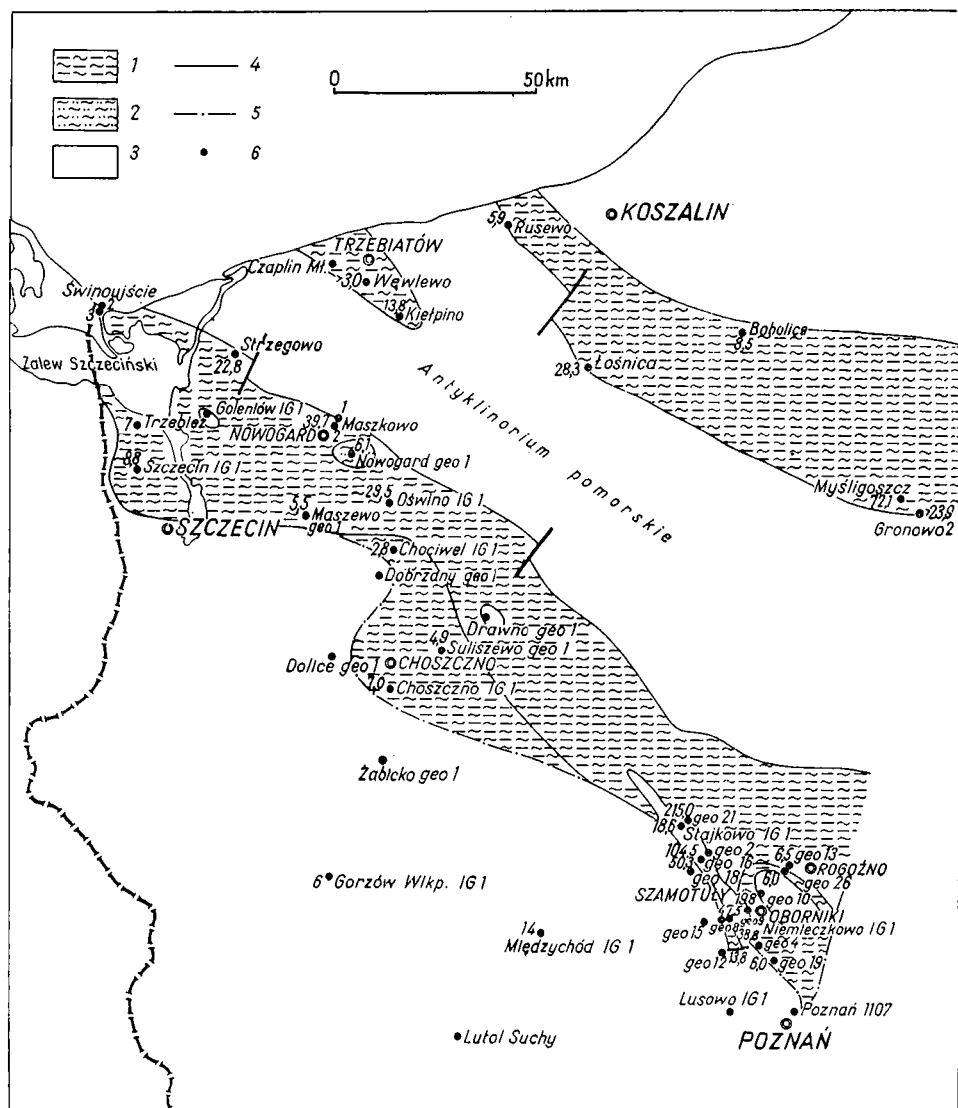


Fig. 6. Mapa facjalna walanżynu górnego i hoterywu dolnego (? poziom *Dichotomites* i *Endemoceras*) Polski zachodniej

1 — iltowce i mułowce ciemnoszare, niekiedy, szczególnie w części spągowej nieco piaszczyste, 2 — płaskowce (w otworze Nowogard geo 1 mulaste, w otworze Maszkowo 2 z wkładkami ciemnoszarych iltów), 3 — obszary obecnie pozbawione osadów, 4 — przypuszczalny zasięg osadów walanżynu górnego i hoterywu dolnego, 5 — przypuszczalny zasięg osadów hoterywu dolnego, 6 — otwory, w których stwierdzono osady kredy dolnej; cyfry oznaczają miąższość osadów walanżynu górnego i hoterywu dolnego w metrach

kompleksowi odpowiada w obszarze depresji kujawskiej najprawdopodobniej najniższa część hoterywu dolnego z *Endemoceras* (*Lyticoceras*) *noricum* (R o e m.) miąższości około 40 m.

Kompleks górny jest pod względem litologicznym w dalszym ciągu niezróżnicowany, złożony także z iłowców ciemnoszarych z fukoidami pirytowymi, jednak bez wkładek syderytowych, w górnej partii z charakterystyczną dla zachodniej Polski wkładką iłowców, miejscami mulastych, popielatych i oliwkowoszarych. Cały omawiany kompleks pozbawiony jest na ogół fauny, tylko w dolnej części występują duże, zniszczone okazy *Panopea* sp. Otwornice wapienne giną, pojawiają się tylko liczniejsze gatunki otwornic zlepieńcowatych: *Reophax difflugiformis* (B r a d y), *Ammodiscus gaultinus* Berth., *Haplophragmoides concavus* (C h a p.) oraz *Glomospira gordialis* (J o n e s e t P a r k e r) i *Haplophragmoides latidorsatus* (B o r n.). Te dwie ostatnie otwornice występują bardzo konsekwentnie w hoterywie dolnym także w innych otworach.

Cały kompleks górny odpowiada najprawdopodobniej wyższej serii hoterywu dolnego w centralnej części basenu, na którą składają się piaskowce i mułowce ciemnoszare, z fauną małżową hoterywską oraz z amonitem *Craspedites* cf. *carteroni* d'O r b., w sumie miąższości średnio 80 m (S. M a r e k vide S. M a r e k, A. R a c z y ń s k a, 1962). W tej piaszczystej serii w centralnej części basenu mikrofauny brak, w kompleksie stropowym w otworach w okolicy Żychlina i Mogilna natomiast J. S z t e j n (wiadomość ustna) stwierdziła podobny zespół mikrofauny, także z *Haplophragmoides latidorsatus* (B o r n.) i *Glomospira gordialis* (J o n e s e t P a r k e r), bez otwornic wapiennych.

Miąższość hoterywu dolnego w otworze Szamotuły geo 21 wynosi 161,6 m. W pozostałych otworach na antyklinie Obornik (Szamotuły geo 16, geo 8, Niemieckowo IG 1) zaznacza się jeszcze spągowy kompleks mulasty, należący najprawdopodobniej do walanżynu górnego, na ogół pozbawiony otwornic, jedynie sporadycznie na pograniczu walanżynu górnego i hoterywu z otwornicami wapiennymi i zlepieńcowatymi, jak *Lenticulina* (*Vaginulinopsis*) *humilis* (R e u s s), *L. (Lenticulina) subalata* (R e u s s), *L. (Lenticulina) muensteri* (R o e m.), *Ammodiscus gaultinus* Berth. oraz z charakterystyczną *Epistomina caracolla caracolla* (R o e m.). Miąższość tych osadów jest jednak w związku z peryferycznym położeniem otworów znacznie mniejsza: od 6,7 m w otworze Szamotuły geo 8 do 9,9 m w otworze Niemieckowo IG 1.

Bezpośrednio na tak wyróżnionych osadach walanżynu górnego spoczywają iłowce ciemnoszare, w górnej partii z serią iłowców popielatych, szarozielonawych oraz brązowych, opisanych już na przykładzie otworu Szamotuły geo 21; w tych osadach jednak, mimo tak bliskiego położenia, brak jest ścisłej analogii faunistycznej. Nie ma tutaj zespołu otwornic wapienno-zlepieńcowatych, a bezpośrednio na walanżynie górnym spoczywają osady z charakterystyczną mikrofauną *Glomospira gordialis* (J o n e s e t P a r k e r) i *Haplophragmoides latidorsatus* (B o r n.), a więc zespół znany z wyższej części hoterywu dolnego w Szamotułach geo 21. Z makrofauny występuje tu tylko *Panopea* sp.

W okolicy Rogoźna cały morski środkowoneokomski kompleks reprezentowany jest wyłącznie przez silnie zredukowaną, podobną pod względem facjalnym do poziomu gordialisowego, serię iłowców ciemnoszarych,



w górnej partii popielatych i brązowych spoczywających, z wyjątkiem jednego tylko otworu Szamotyły geo 13, niezgodnie na bononie. Iłowce te zawierają bardzo ubogą mikrofaunę zlepieńcowatą, jak *Reophax* sp., *Trochammina inflata* (M o n t g.), *Haplophragmoides cushmani* L o e b. et T a p. i należą przypuszczalnie do hoterywu dolnego.

W synklinorium szczecińskim trafiamy na jeszcze większe trudności w korelacji i tym samym trudne jest przeprowadzenie podziału stratygraficznego. Wynika to z położenia tego obszaru w brzegowej strefie sedymentacji i związanych z tym różnic w miąższości osadów, występowania śladów rozmycia oraz luk sedymentacyjnych. Chcąc uzyskać jak najprawdziwszy obraz starano się obok danych litologicznych wykorzystać choćby pewne wątle nici w konsekwencji występowania nawet nie przewodnich, a mających tylko znaczenie regionalne, zespołów mikrofaunistycznych.

W otworze Choszczno IG 1 znaleziono w 7-metrowym kompleksie piaszczysto-mułowcowym — spoczywającym niezgodnie na osadach oksfordu, a pod piaszczysto-glaukonitową serią należącą do barremu-albu środkowego — stosunkowo bogaty zespół gordialisowy. Obok *Glomospira gordialis* (J o n e s et P a r k e r) i *Haplophragmoides latidorsatus* (B o r n.) stwierdzono tam *Proteonina difflugiformis* B r a d y, *Trochammina depressa* L o z o, *Haplophragmoides cushmani* L o e b. et T a p., *Ammobaculites subcretaceus* C u s h. et A l e x. i in.

Identyczny zespół stwierdzono w profilu Szczecin IG 1, a także w Strzegowie. W tym ostatnim otworze dolnohoterywski wiek osadów potwierdza także analogia litologiczna do regionu Obornik, podkreślona występowaniem w stropowej partii charakterystycznych popielatych i brązowych ilowców.

W otworze Suliszewo geo 1, chociaż brak jest typowej fauny glomospirowej, a stwierdzono tylko *Trochammina depressa* L o z o, *T. inflata* (M o n t g.) i *Ammobaculites subcretaceus* C u s h. et A l e x., które nie precyzują bliżej wieku osadów, za zaliczeniem tej serii do hoterywu dolnego przemawiają górne popielate i brunatne wkładki ilaste, tak charakterystyczne dla regionu elewacji Obornik.

W pozostałych otworach południowo-zachodniej części synklinorium szczecińskiego brak mikrofauny. Stratygrafię osadów oparto wyłącznie na korelacji litologicznej.

W charakterystycznym dla północno-wschodniej części synklinorium szczecińskiego otworze Oświno IG 1 pod względem litologicznym wyodrębnia się wyraźnie kompleks piaszczysto-mulasty miąższości 12,7 m, należący zapewne do walanżynu górnego, oraz górny kompleks ilasty miąższości 16,7 m, który reprezentuje tu hoteryw dolny (fig. 2).

Wyróżniony na podstawie korelacji litologicznej walanżyn górną tworzą piaskowce, nierzadko sydereityczne, miejscami o spoiwie ilasto-szamozytowym, z oolitami żelazistymi oraz z osródkami zniszczonej fauny małżów, spośród której oznaczono *Thracia* sp. i *Grammatodon* sp. Z mikrofauny oznaczono tu (J. S z t e j n, 1965) pospolite otwornice, jak *Ammodiscus gaultinus* B e r t h., *Lenticulina* sp. i *L. (Vaginulinopsis) humilis* (R e u s s).

Osady hoterywu dolnego reprezentowane są w otworze Oświno IG 1 przez serię ilowców ciemnoszarych prawie czarnych, z nalotami i fukoida-

mi ziemistego pirytu, miejscami z domieszką frakcji piaszczystej, w spągu z typowymi dla najniższego hoterywu wkładkami ilowców popielatoszarych. Osady te zawierają szczątki fauny małżowej: *Astarte* cf. *claxbiensis* Woods, *Leda mariae* d'Orb. i *Leda* sp. Mikrofauna reprezentowana jest przez *Ammodiscus gaultinus* Berth., *Trochammina inflata* (Montg.), *T. depressa* Lozo, *Reophax difflugiformis* (Brady) i *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) (J. Sztejn, 1965). Spośród wymienionego tu zespołu fauny tylko *Leda mariae* d'Orb. i otwornice z gatunku *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) można uznać lokalnie za charakterystyczne dla hoterywu dolnego.

Łączna miąższość tak wyróżnionych osadów walanżynu górnego i hoterywu dolnego wynosi w tym otworze 29,5 m.

Nietypową fację przedstawiają, należące najprawdopodobniej do walanżynu górnego i hoterywu dolnego, piaszczysto-mułkowe, nie udokumentowane faunistycznie osady w otworze Nowogard geo 1, położonym na szczycie struktury antyklinalnej. Są to piaskowce mulaste, „mierzwiaste”, ciemnoszare, spoczywające bezpośrednio na portlandzie morskim (bononie środkowym — J. Dembowska, wiadomość ustna). Nietypowa facja, luki sedymentacyjne i redukcje charakteryzują także młodsze piętra przewiercone w tym otworze i są one zapewne związane z ruchami pozytywnymi struktury.

Posuwając się dalej ku północnemu zachodowi — w otworze Maszkowo 2, napotkano silnie zredukowane, bo liczące tylko 5,3 m miąższości, czarne ilaste osady, zawierające pospolite otwornice zlepieńcowate; należą one najprawdopodobniej do hoterywu.

W otworze Strzegowo nawiercono pod czwartorzędem walanżyn górny z hoterywem dolnym. Otwór miał duże straty rdzenia i materiał skalny pochodzi tylko z hoterywu dolnego, jedną próbkę uzyskano z walanżynu środkowego oraz z walanżynu dolnego i infrawalanżynu. W ilowcach hoterywskich stwierdzono tu między innymi także charakterystyczną dla tego podpiętra *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) (fig. 4).

Przechodząc dalej do synkliny trzebiatowskiej i północno-wschodniego zbocza antyklinorium, stwierdza się podobny do typowego, szczyńskiego i obornickiego regionu układ facjalny, przy jeszcze większym ubóstwie mikrofauny. Stwierdzono tam w morskim kompleksie walanżynu górnego i hoterywu dolnego tylko dwa gatunki otwornic zlepieńcowatych — *Ammodiscus gaultinus* Berth. i *Trochammina inflata* (Montg.) (fig. 4).

Jakie znaczenie stratygraficzne można w świetle tak przedstawionych stosunków przypisywać poziomowi glomospirowemu? *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) i *Haplophragmoides latidorsatus* (Born.) występują w Niemczech od walanżynu do barremu włącznie. Na Niżu Polskim formy te znane są również z najniższej kredy dolnej, ale tam są to, według J. Sztejn (wiadomość ustna), formy karłowate, wyraźnie różniące się od dolnohoterywskich. W centralnej części basenu, gdzie podział stratygraficzny kredy dolnej jest znacznie pewniejszy, poziomu glomospirowego nie stwierdzono dotąd nigdzie w seriach młodszych od hoterywu dolnego. Można by więc ten poziom, bardzo zresztą ostrożnie, przyjmując u nas lokalnie jako charakterystyczny dla ho-

terywu dolnego, a w strefach bardzo peryferycznych być może także dla walanżynu górnego, gdyż jak wynika z przedstawionych tu stosunków, choćby na elewacji Obornik, poziom ten schodzi dosyć nisko i jest niewątpliwie uzależniony od środowiska sedymentacyjnego. Nie mając jednak żadnych innych dokumentów wiekowych przyjęto ten poziom jako wskaźnik, potwierdzający właściwą korelację litologiczną.

Trudności związane ze szczegółową stratygrafią tych osadów w peryferycznej partii basenu sedymentacyjnego, a zwłaszcza ich konsekwentnym podziałem na walanżyn górną i hoteryw dolny, zmusiły autorkę do przedstawienia na mapie facjalnej obu tych podpięter łącznie (fig. 6). Wydzielono jednak obszar, gdzie osady omawianej tu morskiej serii leżą bezpośrednio na różnych piętrach malmu, jako obszar występowania hoterywu dolnego bez walanżynu środkowego. W otworach, gdzie omawiany kompleks osadów morskich leży na walanżynie środkowym, przyjęto — mimo często stwierdzonego braku charakterystycznej mułowcowo-piaszczystej serii walanżynu górnego — ciągłość sedymentacyjną i obecność obu pięter. Przyjęcie luki sedymentacyjnej w walanżynie górnym byłoby tu niczym nieuzasadnione. Jak widać na figurze 6, osady dolnohoterywskie rozszerzyły swój zasięg na obszar Rogoźna, gdzie leżą niezgodnie na portlandzie morskim (bononie) i dalej na obszar Choszczna i Suliszewa, gdzie luka sedymentacyjna sięga aż do oksfordu („argowu-rauraku”), w Chociwlu — do kimerydu, w otworze Nowogard geo 1 — do portlandu morskiego, a w Trzebieży na północ od Szczecina — aż do doggeru. Te luki sedymentacyjne mają na ogół charakter regionalny, jednak niejednokrotnie położenie otworów na szczytach struktur antyklinalnych wprowadza tu pewne, niekiedy bardzo zasadnicze (np. otworze Nowogard geo 1) modyfikacje.

Rozkład miąższości osadów walanżynu górnego i hoterywu dolnego (łącznie) jest w przyosiowej strefie basenu sedymentacyjnego analogiczny do pięter już opisanych. Miąższości zmniejszają się konsekwentnie ku północnemu zachodowi (fig. 6), od 215 m w północnej części antykliny Obornik, poprzez 29,5 m w otworze Oświno IG 1 do 22,8 m w otworze Strzewo.

## HOTERYW GÓRNY

Hoteryw górny jest na Niżu Polskim umownie wyróżnionym podpiętrzem, nie udokumentowanym faunistycznie, które zostało podzielone na dwa kompleksy litologiczne: dolny i górny (S. M a r e k, A. R a c z y ń s k a, 1962).

Kompleks dolny tworzą w centralnej części basenu — w depresji kujawskiej — piaskowce i piaski drobne, niekiedy średnioziarniste, z nielicznymi fragmentami zwęglonego drewna. Osady te są podobne do znanych z obszaru Polski zachodniej (synklinorium brzeżne) w otworze Myśligoszcz, czy w szeregu otworów w synklinorium szczecińskim — w rejonie Chociwla i Szczecina (fig. 7).

Posuwając się od depresji kujawskiej poprzez Mogilno i Damasławek, obserwuje się w tym kompleksie pojawienie się coraz liczniejszych wkładków mułkowych, tworzących stopniowe przejście do kompleksu facjalnego przedstawionego na mapie (fig. 7) okolic antykliny Rogoźna i synkliny

trzebiatowskiej. Dolny kompleks hoterywu górnego tworzą tu już ilowce jasnoszare i szare, „glinkowate”, z wkładkami mułowców piaszczystych, rzadziej piaskowców drobnoziarnistych, bez mikrofauny. Są to osady o charakterze brakicznym lub limnicznym.

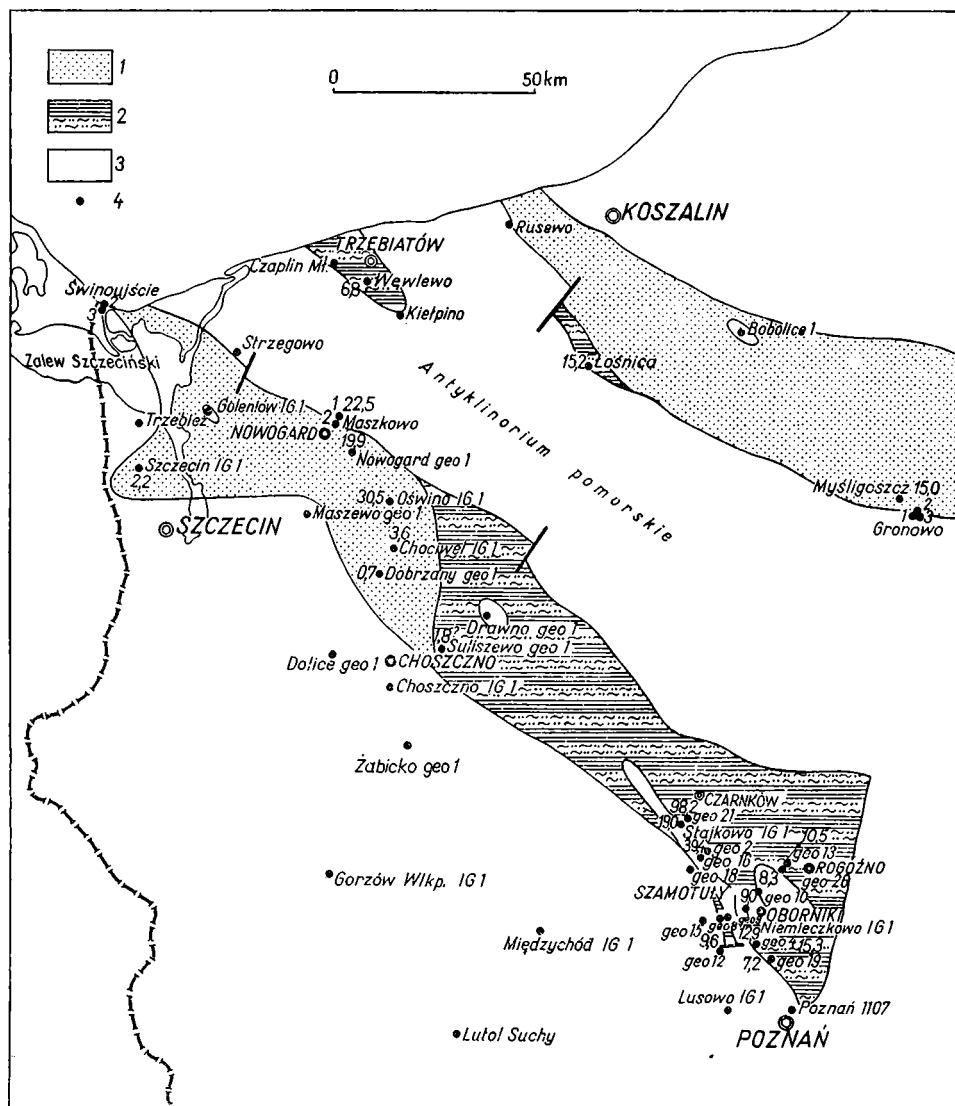


Fig. 7. Mapa facjalna dolnego kompleksu litologicznego hoterywu górnego Polski zachodniej

1 — piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, niekiedy z detrytusem zwęglonego drewna, lokalnie — w otworach Myśląguszcz i Oświno IG 1 z wkładką piaskowca gruboziarnistego, 2 — ilowce szare, w górnej części z wkładkami mułowców piaszczystych, rzadziej piaskowców drobnoziarnistych z detrytusem zwęglonego drewna, 3 — obszary obecnie pozbawione osadów, 4 — otwory, w których stwierdzono osady kredy dolnej; cyfry oznaczają miąższość osadów dolnego kompleksu litologicznego hoterywu górnego w metrach

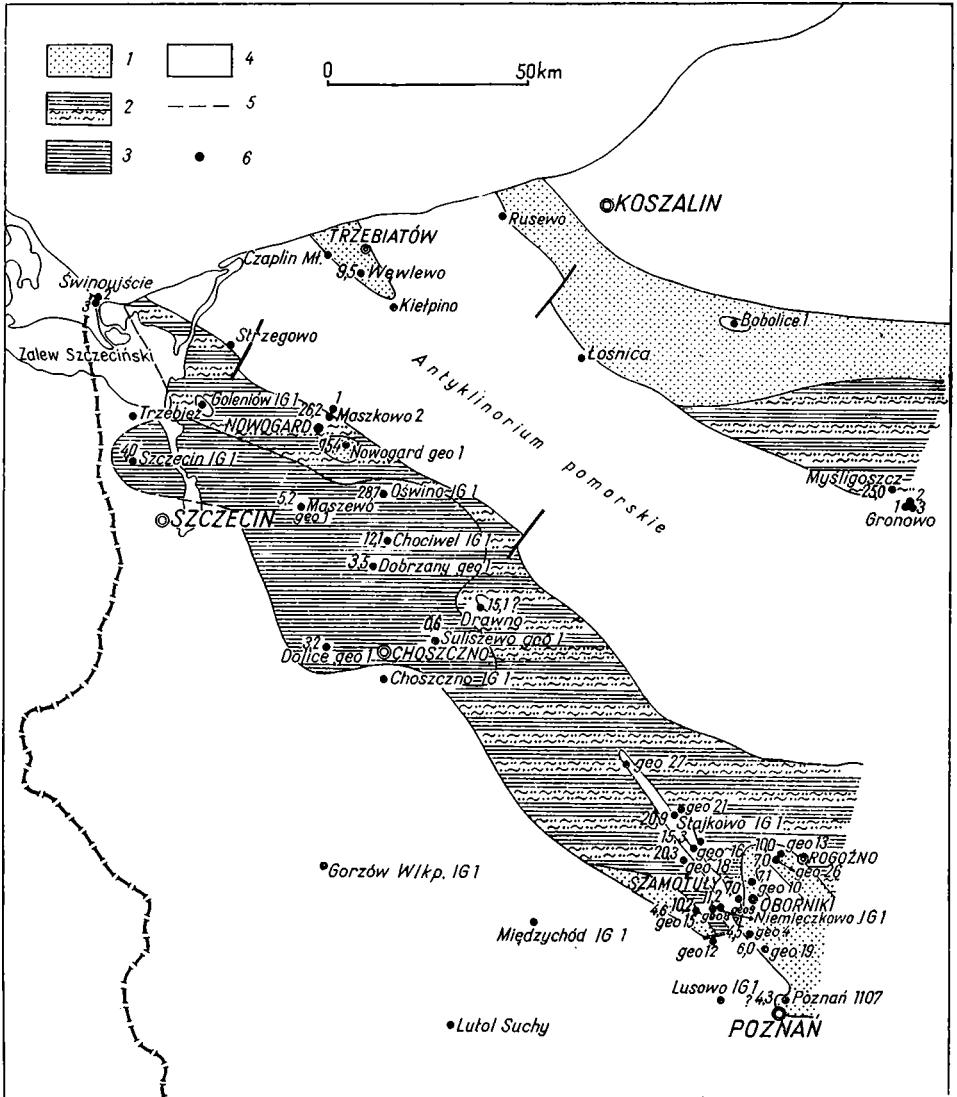


Fig. 8. Mapa facjalna górnego kompleksu litologicznego hoterywu górnego Polski zachodniej

1 — seria piaszczysto-glaukonitowa (piaskowce drobnziarniste, kwarcowo-glaukonitowe), 2 — seria piaszczysto-iłowcowa (piaskowce kwarcowo-glaukonitowe, miejscami mulaste, w spągu z iłowcami prawie czarnymi), 3 — seria iłowcowa (iłowce prawie czarne, często laminowane jaśniejszym mułowcem), 4 — obszary obecnie pozbawione osadów, 5 — przypuszczalny zasięg osadów górnego kompleksu litologicznego hoterywu górnego, 6 — otwory, w których stwierdzono osady kredy dolnej; cyfry oznaczają miąższość osadów górnego kompleksu litologicznego hoterywu górnego w metrach

Miąższości osadów rozkładają się według schematu znanego już z poprzednich pięter — od największych w północnej części antykliny Obornik — 39,4—98,2 m, do 22,5 w Maszkowie 2 i 6,8 m w północno-zachod-

niej części antyklinorium (fig. 7). Zasięg tych osadów nie powiększa się w stosunku do hoterywu dolnego, jednak duże zróżnicowanie strukturalne omawianego obszaru nie pozostawia tych granic bez pewnych zmian. Brak więc opisywanych osadów na obszarze Choszczna, Maszewa, Trzebieży i Świnoujścia, pojawiają się natomiast w otworze Dobrzany geo 1, gdzie spoczywają niezgodnie na oksfordzie.

Kompleks górny hoterywu górnego charakteryzuje tak na Kujawach, jak i w Polsce zachodniej morski typ osadów. Charakter morski podkreślają tu pojedyncze otwornice zlepieńcowate oraz glaukonit. Na załączonej mapie (fig. 8) wyróżniono trzy grupy facjalne odpowiadające temu poziomowi: serię piaszczysto-glaukonitową, serię piaszczysto-ilastą z bardzo licznym glaukonitem oraz serię ilastą.

Seria piaszczysto-glaukonitowa występuje na południu w okolicy antykliny Rogoźna i na północy w okolicy Nowogardu i Trzebiatowa. Są to pozbawione mikrofauny piaskowce glaukonitowe, drobnoziarniste lub mułkowe, w okolicy Rogoźna niekiedy z nieregularnie pojawiającą się cienką wkładką piaskowca gruboziarnistego. Spoczywają one na osadach typu limnicznego starszej części hoterywu górnego, a pod transgresywną serią gruboziarnistych piaskowców nadległej serii zaliczanej warunkowo (S. Marek, A. Raczyńska, 1962) do baremu-albu środkowego. W okolicy Rogoźna ta górna granica zaznacza się dość wyraźnie, na północy natomiast trudniej ją prowadzić konsekwentnie, ze względu na brak (np. w otworze Maszkowo 2) typowej gruboziarnistej warstwy transgresywnej. Osady te wykazują wyraźnie brzegowy charakter. Miąższości ich w okolicy Rogoźna mieszczą się w granicach 4,6—10,0 m, na północy zaś w granicach 4,0—15,0 m. S. Marek (S. Marek, A. Raczyńska, 1962) przyjmuje w synklinie trzebiatowskiej łukę w hoterywie górnym wyższym, zaliczając całą serię piaszczysto-glaukonitową do barremu-albu środkowego. W myśl tej koncepcji należałoby konsekwentnie rozszerzyć tę łukę także na obszar Nowogardu i Maszkowa 1, gdzie mamy do czynienia z podobną facją. Rozwiązanie przyjęte na figurze 8 wydaje się jednak mniej ryzykowne.

Seria piaszczysto-ilasta rozpowszechniona jest głównie w północnej części antykliny Obornik, dalej w regionie Maszkowa i na północno-wschodnim zboczu antyklinorium — w otworze Myśligoszcz. W północnej części antykliny Obornik tworzą ją od dołu ilowce ciemnoszare prawie czarne, laminowane jaśniejszym mułkiem, przechodzące ku górze w piaskowce drobnoziarniste, niekiedy mułkowe, z glaukonitem, lokalnie w otworze Szamotuły geo 16 z wkładkami piaskowców drobno- i średnioziarnistych, słabo syderyticznych. Iłowce te zawierają na obszarze antykliny Obornik mikrofaunę otwornic zlepieńcowatych: *Ammobaculites subcretaceus* C u s h. et A l e x., *Haplophragmoides concavus* (C h a p.), *Ammodiscus gaultinus* B e r t h. i *Reophax scorpiurus* M o n t f. W otworze Szamotuły geo 21 lokalnie brak najwyższego hoterywu.

Facja ilasta zajmuje w synklinorium szczecińskim okolice Choszczna i Chociwła, aż po Szczecin (fig. 8). Są to ilowce ciemnoszare prawie czarne, równoległe laminowane jaśniejszym mułowcem. W otworze Dolice geo 1 i Suliszewo geo 1 zawierają ubogą faunę otwornicową, jak *Trochammina depressa* L o z o, *Haplophragmoides* sp., *Proteonina* sp. i *Spiroplectammina* sp.

Największe miąższości górnego kompleksu hoterywu górnego w przy-csiowej strefie basenu sedymentacyjnego, wynoszące 20,0—28,7 m. stwierdzono w północnej części antykliny Obornik i w otworze Oświno IG 1, najmniejsze zaś — na północnym zachodzie w otworze wiertniczym Węwlewo — 9,5 m miąższości. Zasięg tych osadów rozszerza się w stosunku do dolnego kompleksu omawianego podpiętra w synklinorium szczecińskim do okolic otworów Dolice geo 1 i Maszewo geo 1. W Dolicach seria ta leży bezpośrednio na oksfordzie, w Maszewie zaś — najprawdopodobniej na osadach hoterywu dolnego. W okolicy antykliny Obornik osady te rozprzestrzeniają się dalej ku południowemu zachodowi, gdzie stwierdzono je w otworach Szamotuły geo 15 i 19 (fig. 8).

### BARREM, APT I ALB DOLNY I ŚRODKOWY

Do barremu, aptu oraz albu dolnego i środkowego zaliczano na Niżu Polskim serię piaskowców grubo- i drobnoziarnistych z detrytusem zwęglonego drewna, z glaukonitem, płoną pod względem makro- i mikrofaunistycznym, położoną między osadami hoterywu górnego a faunistycznie udekumentowanymi marglistymi osadami albu górnego (S. Marek, A. Raczyńska, 1962). Na obszarze Polski zachodniej cała ta seria jest, ogólnie rzecz biorąc, mniej lub bardziej glaukonitowa, tylko lokalnie w otworze Szamotuły geo 4 i Stajkowo IG 1 brak glaukonitu.

W wyróżnionej na figurze 9 strefie facjalnej obejmującej obszar elewacji Obornik i południowo-wschodniej części synklinorium szczecińskiego aż po Lutol Suchy osady te są wykształcone jako znacznej na ogół miąższości (15—86 m) piaskowce drobnoziarniste, w których spągu z wyraźną regularnością występuje 2—10 cm licząca warstewka piaskowców szarozielonych, glaukonitowych, gruboziarnistych lub różnoziarnistych, z domieszką drobnego żwirku. Byłaby to więc wyraźna warstwa transgresywna całego tego kompleksu. W stropowej partii omawianej serii piaszczystej pojawiają się w niektórych otworach jeszcze wkładki piaskowców gruboziarnistych, które można by próbować połączyć w warstwę świadczącą o generalnym, nowym impulsie transgresywnym, prawdopodobnie wieku albu środkowego.

Obszar położony na zachód od omówionego regionu elewacji Obornik i regionu facjalnego Myśligoszcza zajmują cienie, 4—6 m liczące osady piaskowców kwarcowo-glaukonitowych, drobnoziarnistych, niekiedy tylko w spągowej partii (w otworach Chociwel, Dobrzany, Węwlewo, Bobolice i in.) z cienką warstewką piaskowców grubo- lub różnoziarnistych (fig. 9). Mało prawdopodobne wydaje się przypuszczenie, że reprezentują one okres od barremu do albu środkowego włącznie. Ich obecność na tym obszarze można by najprawdopodobniej wiązać z transgresją środkowoalbską.

Opisane osady piaszczysto-glaukonitowe barremu-albu środkowego pokryte są na całym obszarze Polski zachodniej marglistymi, w spągu piaszczysto-marglistymi, osadami albu górnego z konkrecjami fosforytowymi, z *Neohibolites minimus* Mill., *N. ultimus* d'Orb. i *Aucellina gryphaeoides* Sow.

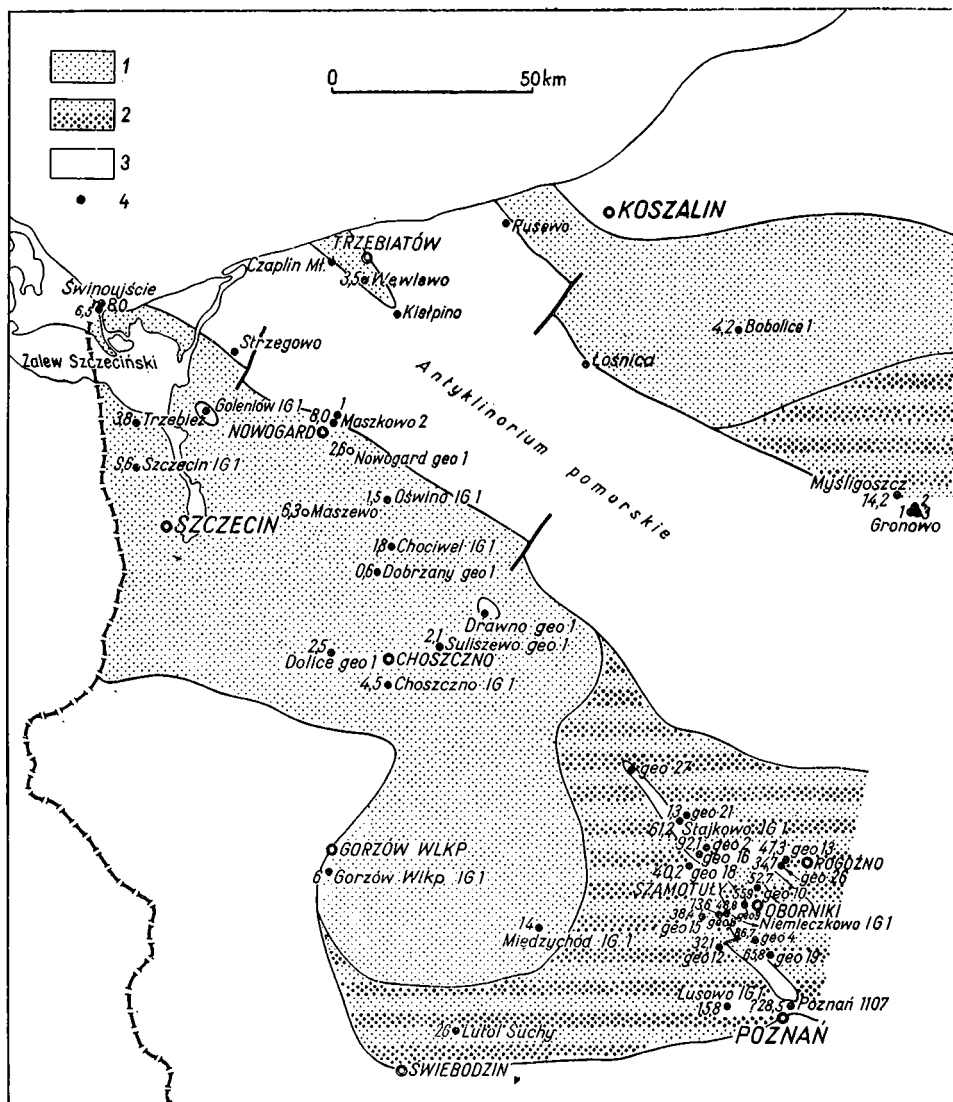


Fig. 9. Mapa facjalna osadów barremu-albu środkowego w Polsce zachodniej  
 1 — piaskowce drobnoziarniste kwarcowo-glaukonitowe, niekiedy w spągu z cienką warstewką piaskowca gruboziarnistego; w otworze Bobolice 1 całą serię tworzą piaskowce różnoziarniste, 2 — piaskowce drobnoziarniste, w spągu na ogół z wkładkami piaskowców grubo- lub różnoziarnistych, zawierające w całej lub prawie w całej miąższości osadów glaukonit; lokalnie w otworze Szamotuły geo 4 i Stajkowo IG 1 brak glaukonitu, 3 — obszary obecnie pozbawione osadów, 4 — otwory, w których stwierdzono osady kredy dolnej; cyfry oznaczają miąższość osadów barremu-albu środkowego w metrach

Zasięg omówionych tu osadów zaliczanych do albu środkowego, bądź do okresu obejmującego umownie barrem—alb środkowy jest znacznie szerszy — przekraczający — w stosunku do starszych osadów kredy dol-



nej. Utwory te pokryły całe synklinorium szczecińskie i przyległą część monokliny przedsudeckiej, gdzie spoczywają niezgodnie na liasie (Lutol Suchy), doggerze (Gorzów Wlkp.) i malmie (Lusowo IG 1, Międzychód IG 1, Szamotyły geo 12) oraz na starszych piętrach kredy dolnej (Choszczno IG 1, Trzebież — hoteryw dolny. Zasięg tych osadów wyznaczają na południowym zachodzie otwory, w których nie nawiercono osadów kredy dolnej, jak Zbąszynek IG 1 i Żabicko geo 1, na północy zaś Darłowo 1 i Bytów IG 1.

## OGÓLNE WNIOSKI SEDYMENTACYJNE

Po wynurzających ruchach młodokimeryjskich fazy deisterskiej, które doprowadziły do powstania osadów słodkowodnych i brakicznych najwyższej jury, następują ruchy obniżające, warunkujące początek nowego cyklu sedymentacji kredowej.

Morze dolnokredowe objęło obszar Polski zachodniej już w infrawalanżynie. Transgresja wkroczyła na ten obszar od południowego wschodu, pokrywając ku zachodowi kolejno coraz starsze poziomy brakicznego portlandu, a w obszarach nadbałtyckich osady portlandu morskiego i kimerydu. Zasięg tego piętra nie jest szeroki. Osady infrawalanżyny zachowały się w synklinie trzebiatowskiej i na zboczach antyklinorium pomorskiego, tworząc pas szerokości około 20 km obramowujący ten element (fig. 1). Piętro to jest na obszarze Polski zachodniej słabo udokumentowane. Tylko na elewacji Obornik i w synklinorium szczecińskim w otworze Oświno IG 1 oraz Gronowo 2 znaleziono faunę amonitową: *Berriasella* sp., B. cf. *jauberti* Ma z e n o t, *Himalayites* (cf. *breveti* (P o m e l l)), (?) *Surites* cf. *spasskensis* (N i k i t i n) i *Euthymiceras* sp.

W walanżynie dolnym morze rozszerza nieznacznie swój zasięg na okolice Szczecina (fig. 1). W Polsce zachodniej piętro to udokumentowane zostało, jak dotąd, fauną amonitową tylko na elewacji Obornik, gdzie znaleziono zniszczone okazy *Platylenticeras* sp.

Oba piętra — infrawalanżyn i walanżyn dolny dokumentuje w niektórych otworach charakterystyczna mikrofauna: *Protocythere propria emslandensis* B a r t. et B u r r i, *Epistomina caracolla anterior* B a r t. et B r a n d i *Trochammina kcyniensis* S z t e j n.

Trudności w konsekwentnym rozdzieleniu stratygraficznym obu pięter zmusiły autorkę do przedstawienia ich na figurze 1 łącznie. Stąd pozorna jednorodność facji, którą reprezentują w owym czasie osady ilasto-mułowcowe, niekiedy piaszczyste, ciemnoszare prawie czarne, z pirytem, z nieliczną cienkoskorupową morską fauną małżową i amonitową oraz z ubogą gatunkowo fauną otwornic wapiennych i zlepieńcowatych, wskazującą na morze płytkie, słabo przewietrzane, o wyraźnie redukcyjnym środowisku sedymentacji.

W walanżynie środkowym następuje na obszarze Polski zachodniej wyraźna regresja, zaznaczająca się spłyceciem i częściowym wysłodzeniem basenu sedymentacyjnego. Regresja ta zaznacza się także mniej lub bardziej wyraźnie w basenie zachodnioeuropejskim, co przemawiałoby za szerszym niż tylko regionalne znaczeniem tej tendencji i być może za jej związkiem z fazą hils. Na obszarze Polski zachodniej tworzą się wówczas

piaskowce drobnoziarniste, w spągu niekiedy gruboziarniste, jasnoszare, z detrytusem zwęglonego drewna. W północnej części antykliny Obornik, aż po synklinę trzebiatowską, w stropie piaskowców występują wkładki iłowców z rizoidami, wskazujące na bagienne warunki sedymentacji. Facja wyłącznie piaszczysta układa się wzdłuż północnego brzegu basenu, wkracząc we wschodniej części omawianego obszaru daleko na południe. Taki układ akcentuje przewagę północnego źródła materiału detrytycznego. Warstwy ilaste — rizoidowe stwierdzone zostały dotąd jedynie w Polsce zachodniej; podkreślają one peryferyczność tego obszaru w stosunku do centralnej, kujawskiej części basenu sedymentacyjnego.

W walanżynie górnym i hoterywie dolnym morze wkracza ponownie na obszar Polski zachodniej, rozszerzając swój zasięg na prawie cały obszar synklinorium szczecińskiego, elewacji Obornik oraz znaczną część synklinorium pomorskiego, składając osady na różnych piętrach malmu, a nawet doggeru. Niemożność rozdzielenia stratygraficznego omawianych utworów na podpiętra odzwierciedla i tutaj pozorna jednorodność facjalna przedstawiona na figurze 6. Ogólnie rzecz ujmując, są to osady ilasto-mułowcowe, miejscami piaszczyste, na całym obszarze Polski zachodniej pozbawione amonitów. Na antyklinie Obornik zawierają jednak przewodni zespół fauny małżowej i otwornicowej złożony głównie z *Leda mariae* d'Orb., *Thracia phillipsi* Roem. oraz *Epistomina caracolla caracolla* (Roem.). W północno-zachodniej części omawianego obszaru osady te zawierają niekiedy mikrofaunę zlepieńcowatą, lokalnie charakterystyczną dla kompleksu walażyn górny — hoteryw dolny, jak *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) i *Haplophragmoides latidorsatus* (Born.).

Przytoczone tu podstawy podziału stratygraficznego nie należą do najmocniejszych, zwłaszcza że nie we wszystkich profilach znaleziono podany wyżej materiał dokumentacyjny. Nawiązanie litologiczne do centralnej części basenu, gdzie znaleziono faunę dichotomitesową i endemo-cerasową (lytikocerasową), jest tylko jednym więcej argumentem przemawiającym za przyjęciem takiego podziału.

W dolnej części hoterywu górnego następuje ponowne spłylenie i być może częściowe wysłodzenie basenu, obserwowane zresztą na całym Niżu Polskim. W Polsce zachodniej — w synklinorium pomorskim oraz na północy i w zachodniej części synklinorium szczecińskiego powstają piaskowce drobnoziarniste jasnoszare, z detrytusem drewna, przechodzące lateralnie w dolnej partii w iłowce jasnoszare i popielate, „glinkowate”, pozbawione makro- i mikrofauny; w górnej partii natomiast zachowują wykształcenie piaszczyste. Rozkład osadów jest tu prawie analogiczny do zaobserwowanego w walanżynie środkowym. Facja ilasto-piaszczysta układa się znowu na linii Czarnków — Trzebiatów, a rozkład facji piaszczystej wskazuje tak na północny, jak i południowy, najprawdopodobniej sudecki, obszar alimentacyjny w tym okresie (fig. 7). Nie wykluczone również, że piaszczystość osadów stwierdzona w okolicy otworów Szczecin i Chociwel związana jest częściowo z lokalnym rozmyciem struktur antyklinalnych, na których właśnie na tym obszarze, bezpośrednio pod kredą dolną, spoczywają piaszczyste osady liasu, doggeru i najniższego malmu, a także z rozmyciem struktur we wschodniej Meklemburgii (Gramzow, Pasewalk i in.), gdzie osady kredy górnej leżą bezpośrednio na liasie.

Hoteryw górny rozpoczyna na nowo morski reżim na obszarze Polski zachodniej, który będzie się już kontynuował poprzez barrem, apt, alb do kredy górnej. Zasięg tych osadów, poza pewnymi nieistotnymi modyfikacjami, nie zmienia się w stosunku do hoterywu dolnego. Morski charakter osadów w górnej części hoterywu górnego podkreślają pojedyncze otwornice zlepieńcowate i glaukonit. W nadbałtyckiej części synklinorium pomorskiego i w synklinie trzebiatowskiej facja ilasto-piaszczysta zostaje zastąpiona przez fację piaszczysto-glaukonitową. Facja ilasto-piaszczysta rozprzestrzenia się więc w synklinorium pomorskim tylko w regionie Myśligoszcza — Gronowa i w północno-wschodniej części synklinorium szczecińskiego. Obszar zajęty przez fację ilastą ogranicza się do obszaru Suliszewo — Szczecin (fig. 8).

Okres barrem — alb środkowy jest na obszarze Polski zachodniej kontynuacją reżimu morskiego zapoczątkowanego w najwyższym hoterywie. Gruboziarniste osady świadczą jednak o początku nowego transgresywnego cyklu sedymentacyjnego, tym bardziej że zasięg tych piaszczysto-glaukonitowych osadów, których jedynym dokumentem wiekowym jest ich położenie między hoterywem górnym a faunistycznie udokumentowanym albem górnym, jest znacznie szerszy w stosunku do starszych pięter dolnokredowych (fig. 9). Osady te wkraczają na południu w głąb monokliny przedsudeckiej, sięgając około 20 km na południe od linii Gryfino — Choszczno, dalej do Gorzowa, Świebodzina i Poznania. Na północy — w synklinorium pomorskim, nie przekraczają one najprawdopodobniej linii Koszalin — Bytów. Pod względem litologicznym osady te nie są specjalnie zróżnicowane. We wschodniej części omawianego terenu, na obszarze elewacji Obornik i w synklinorium pomorskim, w niektórych otworach nie w całym profilu osadów barremu — albu, spotyka się glaukonit. Jest to pewne nawiązanie do centralnej części basenu, w której w odpowiednikach korelacyjnych tej serii brak na ogół glaukonitu oraz jakiegokolwiek innego wskaźnika morskiej sedymentacji.

Przedstawione wyżej zróżnicowanie w charakterze facjalnym osadów pozwala wnioskować, że głównym źródłem materiału w kredzie dolnej na obszarze Polski zachodniej była tarcza bałtycka. Sudety jako obszar alimentacyjny mają tutaj mniejsze znaczenie (fig. 1, 5—9 i 10).

Jak wynika z przedstawionych map, najpełniejszy rozwój osadów dolnokredowych przypada na obszar antyklinorium pomorskiego, na którym, po wydzwignięciu w okresie ruchów laramijskich (W. P o z a r y s k i, 1960, 1964), osady dolnokredowe zostały prawie całkowicie zerodowane. Strzęp tych osadów zachował się jedynie w synklinie trzebiatowskiej, a najpełniejsze profile dolnokredowe, zachowane tylko na elementach skrzydłowych antyklinorium, wyznaczają jednoznacznie centralną część basenu sedymentacyjnego w Polsce zachodniej. Mapa facjalna infrawalanzynu i walanżynu dolnego (fig. 1) ilustruje tę centralną strefę, poza którą na południowym zachodzie i północnym wschodzie znajdują się już obszary znacznych luk i przerw sedymentacyjnych (fig. 5—9), gdzie osady młodszych pięter kredy dolnej spoczywają na różnych piętrach malmu, a nawet doggeru (Trzebież, Gorzów) i liasu (Lutol Suchy).

Tak przedstawiony obszar najpełniejszego rozwoju kredy dolnej może, szczególnie w północno-zachodniej części (fig. 1), wykazywać pewne luki sedymentacyjne, zwłaszcza w infrawalanzynie, być może typu re-

gionalnego. Mimo to cały ten obszar nawet niepewnego zasięgu infrawalanzynu określa autorka jako centralną część basenu sedymentacyjnego w Polsce zachodniej, chociażby ze względu na konsekwentnie we wszystkich piętrach zaznaczające się większe miąższości osadów na tym obszarze w stosunku do obszarów peryferycznych na północy i południu (fig. 1 i 5—9).

W tak określonej centralnej części basenu Polski zachodniej miąższości wszystkich pięter kredy dolnej układają się konsekwentnie, wykazując niezmiennie wyraźne zmniejszanie się miąższości osadów kredy dolnej po obu stronach antyklinorium pomorskiego w kierunku północno-zachodnim, ku brzegom Bałtyku. Można to zaobserwować, analizując miąższości osadów w otworach wiertniczych.

W synklinorium pomorskim od profilów wiertniczych Gronowa i Myśligoszcza miąższości zmniejszają się ku otworom Łośnica i Rusewo; w synklinorium szczecińskim natomiast — od północnej części antykliny Obornik, poprzez Oświno IG 1 oraz Maszkowo do Strzegowa (fig. 1 i 5—9). Na antyklinie Obornik w otworze Szamotuły geo 21 miąższość całej kredy dolnej wynosi 586,0 m, w Oświnie IG 1 239,0 m, w Maszkowie sumaryczna miąższość (powstała z zestawienia dwóch otworów) wynosi około 170 m. W Strzegowie niestety górna część profilu jest zerodowana w związku z wyniesieniem antyklinorium, a pewną wymowę może tu mieć tylko zróżnicowanie miąższości poszczególnych pięter, co przedstawiono na figurach 1, 5, 6. W synklinorium pomorskim żadnego z wymienionych profilów nie oszczędziła erozja, stąd też zmniejszenie się miąższości kredy dolnej mogą tu także tylko ilustrować miąższości osadów poszczególnych pięter (fig. 5—9).

Tak konsekwentnie powtarzające się zjawisko musi mieć charakter regionalny i świadczy niewątpliwie o stopniowym podnoszeniu się dna basenu sedymentacyjnego kredy dolnej w obszarach nadbałtyckich. Oś tego basenu przebiegała najprawdopodobniej przez południowo-zachodnią część antyklinorium pomorskiego, o czym świadczy charakterystyczny układ facji drobnoklastycznej oraz większe miąższości osadów stwierdzone na obszarze synklinorium szczecińskiego w stosunku do miąższości stwierdzonych w synklinorium pomorskim (fig. 1 i 5—9).

Dla przykładu można podać miąższości osadów infrawalanzynu i walanzynu dolnego. W północnej części antykliny Obornik notuje się miąższości 122,5—155,0 m, po przeciwległej stronie antyklinorium pomorskiego — w Gronowie — już tylko miąższość do 31,0 m, dalej ku północnemu zachodowi — w synklinorium szczecińskim, w otworze Oświno IG 1, notujemy miąższość 53,8 m, w Maszkowie 1—22,4 m, w Strzegowie 12,5 m. Na przeciwległej stronie antyklinorium w otworach Rusewo i Łośnica miąższości nie przekraczają 5,5 m. W młodszych piętrach dolnej kredy obserwujemy podobny układ miąższości.

O takim w przybliżeniu układzie osi sedymentacyjnej w kredzie dolnej wspominał już W. P o ż a r y s k i (1957, 1960), R. D a d l e z (1961) oraz R. D a d l e z i J. D e m b o w s k a (1965). Niniejsze opracowanie przedstawia jednak nieco szerszy i nowszy materiał faktyczny. Podnoszenie się osi basenu sedymentacyjnego w kierunku północno-zachodnim wyjaśniają w pewnym stopniu wyniki prac sejsmicznych wykonanych w 1964 r. przez grupę radziecką na morzu, które stwierdzają kończenie

się antyklinorium pomorskiego jako jednostki tektonicznej na południowy wschód od Rugii i Bornholmu (W. P o ż a r y s k i, wiadomość ustna).

W dalszym ciągu narzuca się problem połączenia polskiego basenu sedymentacyjnego z parageosynkliną duńską. W Danii najniższym udokumentowanym amonitami piętnem kredy dolnej jest, jak wynika z ostatnich danych T. S o r g e n f r e i a i A. B u c h a (1964), hoteryw dolny z *Endemoceras noricum* (R o e m.). Wyższe piętra kredy dolnej są tam tylko częściowo udokumentowane mikro- i makrofaunistycznie. Wyróżniony w Danii walanżyn, który w otworze Vedsted 1 ma 39 m miąższości, nie zawiera żadnej przewodniej makro- ani mikrofauny.

W Skanii (F. B r o t z e n, 1945) osady niższej kredy dolnej wykształcone są w facji weldu, na który transgreduje morski barrem. Jedynie z profilu wiertniczego w zachodniej Skanii koło Landskrony F. B r o t z e n (1945) podaje znalezisko morskiej najniższej kredy z fauną borealną *Aucellina keyserlingi*, *A. cf. volgensis*, *Exogyra sinuata* i in., podkreślając jednocześnie prawdopodobny związek w owym czasie między obszarem morza północnego a terytorium Polski. Na Bornholmie występują wyłącznie osady weldenkie pokryte niezgodnie „greensandem” cenozańskim (F. B r o t z e n 1945; O. B. C h r i s t e n s e n, 1964). W północno-wschodniej Rugii (otwory Lohme, Arkona) brak osadów dolnej kredy. Mapa facji i miąższości kredy dolnej przedstawiona przez T. S o r g e n f r e i a i A. B u c h a (1964) wykazuje wyraźne zmniejszanie się miąższości dolnej kredy od 600 m w Danii północno-zachodniej do około 30 w Höllviken i Skanii (fig. 10). W Polsce zachodniej miąższości kredy dolnej zmniejszają się także, jak to już przedstawiono wyżej, od 585,0 m na elewacji Obornik do około 170,0 m w północno-zachodniej części antyklinorium pomorskiego (fig. 10).

Podany obraz sugeruje, że bruzda sedymentacyjna duńsko-polska wykazywała w środkowym odcinku (na wysokości Rugii i Skanii) pewne tendencje wznoszące, które być może utrudniały okresowo łączność między tymi basenami. Tektonika blokowa i zdarcia erozyjne, które przedstawia F. B r o t z e n (1945), zniszczyły najprawdopodobniej ślady tej komunikacji, mogące tu istnieć zapewne najwcześniej w walanżynie dolnym, gdyż osadów infrawalanżynu, według dotychczasowego stanu rozpoznania na obszarze Danii i Skanii, przypuszczalnie brak. Tak przedstawiałby się układ miąższości osadów dolnokredowych w przekroju podłużnym centralnej części basenu sedymentacyjnego Polski zachodniej. Odmienny obraz daje poprzeczny przekrój basenu, obejmujący także obszary peryferyczne.

W walanżynie górnym i hoterywie dolnym zbiornik dolnokredowy rozszerza stopniowo swój zasięg, zagarniając prawie cały obszar synklinorium szczecińskiego i elewacji Obornik z jednej strony oraz znaczną część synklinorium brzeżnego z drugiej strony antyklinorium pomorskiego (fig. 6), wykraczając daleko poza zdefiniowany wyżej obszar centralny. W okresie barrem — alb środkowy morze osiąga maksimum rozprzestrzenienia, docierając na południowym zachodzie w głąb monokliny przedsudeckiej, a na północy w głąb synklinorium pomorskiego. Zróżnicowanie miąższości kredy dolnej w przekroju poprzecznym jest oczywiście bardzo duże ze względu na redukcje oraz luki sedymentacyjne i tektoniczne (otwory są w większości usytuowane na strukturach antyklinal-

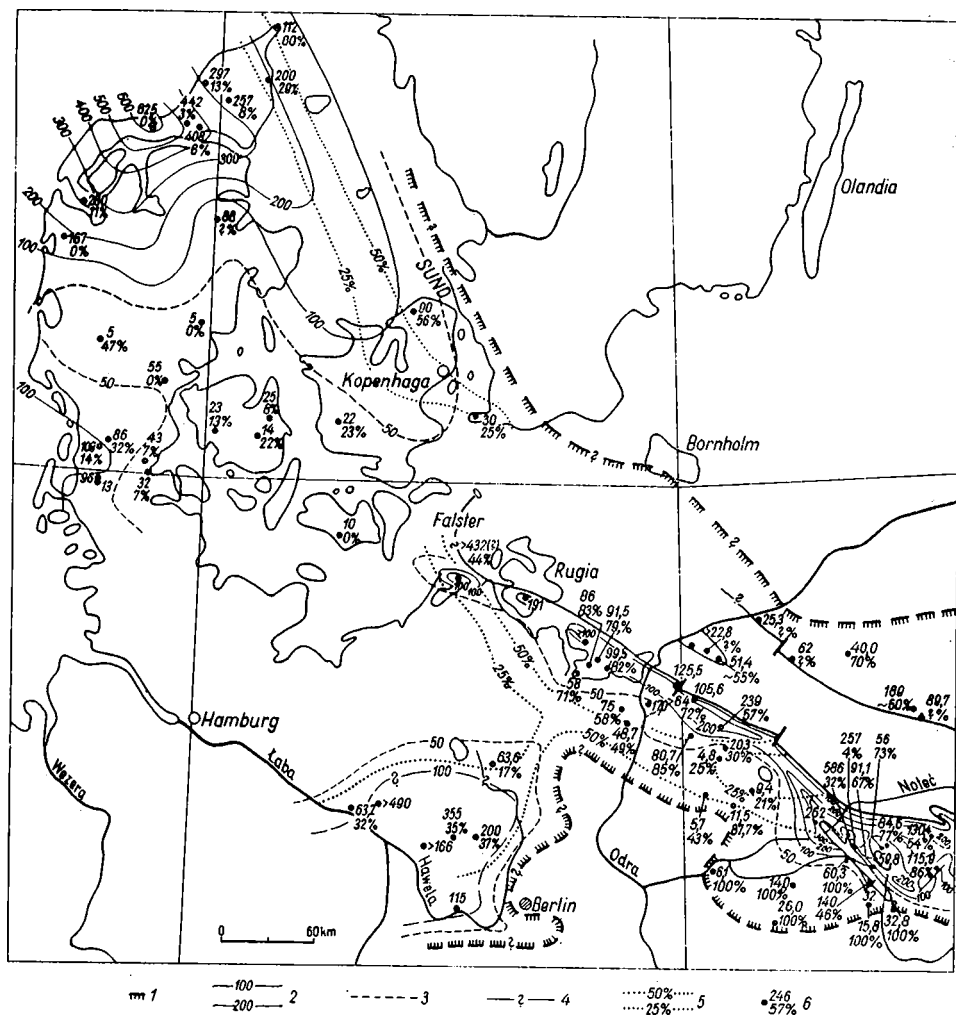


Fig. 10. Mapa miąższości i facji kredy dolnej w Polsce, Niemczech i Danii (mapa Danii T. Sorgenfreia, 1964)

Na obszarze Polski i Niemiec mapa obejmuje osady kredy dolnej bez albu górnego, w Danii — całą kredę dolną wraz z albem górnym; 1 — przypuszczalny zasięg osadów dolnokredowych, 2 — izopachyty co 100 m, 3 — izopachyty co 50 m, 4 — izopachyty niepewne, 5 — procentowa zawartość serii piaszczystej w osadzie, 6 — otwór wiertniczy; cyfry oznaczają miąższość kredy dolnej w metrach i zawartość serii piaszczystej w procentach

nych). W synklinorium szczecińskim miąższości kredy dolnej wzrastają od 5,7 m w otworze Dolice 1 poprzez 20,3 m w Chociwlu, do 239,0 m w otworze Oświno IG 1 w pobliżu antyklinorium, redukując się ponownie w północno-wschodniej, peryferycznej części basenu w otworze Bobolice 1 do 40 m. Na północy, a szczególnie na południu zasięg osadów dolnokredowych przedstawiony na figurach stanowi najprawdopodobniej

granicę typu erozyjnego, za czym przemianowałby na południu brak regularnie zaznaczającej się strefy osadów piaszczystych, które rejestrowałyby fację brzeżną (fig. 1 i 2—8).

Przedłużanie się osadów dolnokredowych ku zachodowi na obszar progów i struktur wysadowych Niemiec wschodnich, gdzie profile dolnokredowe — podobnie zresztą jak w południowo-zachodniej części synklinorium szczecińskiego — wykazują znaczne luki i redukcje, jest już dyskusyjne. W najbliższym sąsiedztwie — we wschodniej Meklemburgii i Brandenburgii, w otworach usytuowanych wyłącznie na strukturach antyklinalnych, jak między innymi Freienwalde, Gramzow, Pasewalk i in., brak osadów dolnokredowych.

Na przygranicznej strukturze Löcknitz położonej na wysokości Szczecina przewiercono osady dolnej kredy (W. St ü we, wiadomość ustna) o nie znanej autorce miąższości i wieku. W Lychen nawiercono pod albem górnym 63 m serię brakiczno-limniczną. Na północy na wyspie Uznam w otworach Usedom 1 i Heringsdorf 4 nawiercono serię brakiczno-limniczną miąższości 58,0—91,5 m, którą na podstawie badań palynologicznych H. D ö r i n g a zaliczono nie do weldu, a do brakicznego walanżynu (W. St ü we, wiadomość ustna). Niestety nie określono bliżej podpiętra. Nawiązując do polskich profilów wiertniczych na północy, osady te wydają się raczej odpowiadać wiekowo walanżynowi środkowemu. W ten sposób w walanżynie dolnym przez północno-wschodnią Meklemburgię droga morska byłaby być może otwarta. Dalej na zachód wysunięte otwory jak Oeckeritz i Garz w południowej Rugii nawierciły tylko brakiczno-limniczne osady bliżej nie określonego wieku.

Morskie utwory kredy dolnej spotykamy dopiero na południowy zachód od Rugii, w otworze Darsser-Ort i w południowo-zachodniej Meklemburgii. Są to osady hoterywu dolnego lub górnego, przykryte utworami barremu, aptu i albu (G. C h r y p ł o f f, 1958; H. K ö l b e l, 1959), a spoczywające na grubej serii brakiczno-limnicznej.

Według danych niemieckich (R. M e i n h o l d, E. U n g e r, R. W i e n h o l z, 1960; H. D ö r i n g, 1965) najwyższa część osadów śludkowodnych odpowiada pod względem wiekowym zachodnionieemieckiemu weldowi 6, a na nich niezgodnie spoczywają osady poziomu biwirgatowego, pozostawiając lukę na poziom lytikocerasowy walanżynu i hoterywu dolnego. Walanżyn morski cytowano dotąd tylko z obszaru położonego na południe od Berlina (północna Brandenburgia; W. K ö l b e l, 1959; R. W i e n h o l z, wiadomość ustna). Stanowisko stratygraficzne tych osadów wydaje się być jednak bardzo niepewne. O połączeniu polskiego basenu sedymentacyjnego w walanżynie i hoterywie z basenem anglo-germańskim przesądza w Polsce w pewnej mierze znaleziona fauna płatylicteraso-wa, dichotomitesowo-arnoldiowa i endemocerasowa (lytikocerasowa) typu zachodnioeuropejskiego. Jak wynika z przedstawionego wyżej obrazu oraz map zasięgu poszczególnych pięter kredy dolnej w Polsce zachodniej (fig. 1 i 5—9), możliwość istnienia takiego połączenia bezpośrednio przez Niemcy wschodnie wydaje się jednak problematyczna. Luki sedymentacyjne we wschodniej Meklemburgii obejmujące całą kredę dolną, a nierzadko także malm i dogger (mimo że są to dane z pozytywnych struktur) rzucają ujemnie na to połączenie tak w najniższym hoterywie, jak i w wa-

lanżynie i zmuszają do przyjęcia istnienia w tym okresie intensywnej działalności erozyjnej.

Połączenie niepewnego zresztą walanżynu dolnego północnej Brandenburskiej najprostszą drogą z morzem walanżyńskim Polski zachodniej (S. Sokółowski, J. Znosko, 1959; R. Dadlez, 1961) zmusza znowu do przyjęcia silnej abrazji tak w najbardziej wschodniej Brandenburskiej, jak i synklinorium szczecińskim (fig. 10).

Mimo trudności w znalezieniu pewnej drogi komunikacyjnej z basenem anglo-germańskim, komunikacja taka, w każdym razie w walanżynie dolnym i hoterywie dolnym, istnieć musiała czy poprzez Danię, czy też poprzez Niemcy wschodnie, czego dowodem jest typowo zachodnio-europejski charakter fauny amonitowej w Polsce.

W infrawalanżynie natomiast, jak to wykazał S. Marek (1967), nie istnieje najprawdopodobniej komunikacja z zachodem, gdyż brak jest morskich osadów tego wieku tak w Niemczech zachodnich, wschodnich jak i w Danii.

W hoterywie górnym, a zwłaszcza w okresie barrem — alb środkowy, o ile tylko właściwie zostały tu zaklasyfikowane nasze paleontologicznie nie datowane osady piaszczysto-glaukonitowe, połączenie z basenem anglo-germańskim tak poprzez basen duński, jak i wschodniemiecki nie budziłoby wątpliwości, zwłaszcza że właśnie w zachodniej Polsce osady te wykazują wyraźnie morski charakter, w przeciwieństwie do Polski centralnej.

#### LITERATURA

- Allen P., 1955 — Age of the Wealden in North-Western Europe. *Geol. Mag.* v. 92, no. 4.
- Anderson F. W., Hughes N. F., 1964 — The Wealden of North-West Germany and Its English Equivalents. *Nature* v. 201, no. 4922.
- Bartenstein H., 1962 — Die biostratigraphische Einordnung des NW—deutschen Wealden und Valendis in die schweizerische Valendis—Stufe. *Paläont. Ztschr.* Bd 36.
- Bielecka W., Dąbrowska Z., 1958 — Uwagi o stratygrafii malmu Pomorza Zachodniego okolic Kamienia Pomorskiego. *Inst. Geol., Biul.* 142.
- Bielecka W., Styk O., 1963 — Mikropaläontologische Charakteristik des Malms im westlichen und östlichen Teil Pommerschen Paraantiklinoriums. *Ber. Geol. Ges.* Bd 8, H. 4.
- Bielecka W., Sztejn J. 1966 — Stratygrafia warstw przejściowych między jurą a kredą na podstawie mikrofauny. *Kwart. geol.* t. 10, nr 1.
- Борословский Н. А., 1897 — Рязанский горизонт. Фауна, стратиграфические отношения и вероятный возраст этого горизонта. *Мат. для геол. России* т. 18.
- Brotzen F., 1945 — De geologiska resultatet från Borringarna vid Höllviken. *Sver. Geol. Under.* 465, no. 7.
- Casey R., 1962 — The Ammonites of the Spilsby Sandstone and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Proc. Geol. Soc.* no. 1598.
- Casey R., 1963 — The Dawn of the Cretaceous Period in Britain. *South Eastern Union Sci. Soc. Bull.* 117.
- Christensen O. B., 1963 — Ostracods from the Purbek-Wealden Beds in Bornholm. *Geol. Surv. Danm.* Ser. 2, no. 86.
- Chryploff G., 1958 — Zur Paläogeographie der Unterkreide von Deutschland und zur Wanderung der Meeresfauna. *Ztschr. Angew. Geol.* Bd 4, H. 7.
- Dadlez R., 1961 — Uwagi o paleogeograficznym i tektonicznym stanowisku niecki szczecińskiej. *Przegl. geol.* nr 8.



- Dadlez R., Dembowska J., 1965 — Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego *Inst. Geol., Prace* t. 40.
- Dembowska J., 1965 — Górny malm na obszarze Kujaw. *Kwart. geol.* t. 9, nr 2.
- Dembowska J., 1966 — Uwagi dotyczące stratygrafii najwyższego piętra górnej jury w Polsce. *Inst. Geol., Biul.* 203.
- Donze P., 1958 — Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur le pourtours de la "fosse vocontienne" (Massifs subalpains septentrionaux, Ardèche, Grands-Causses, Provence, Alpes-Maritimes). *Trav. Lab. Géol. Faculte Lyon. Nouv. sér.* no. 3.
- Döring H., 1965 — Die sporen-paläontologische Gliederung des Wealden in Westmecklenburg (Struktur Werle). *Geologie Beih.* 47.
- Друщиц В. В., Кудрявцева М. П., 1960 — Атлас нижнемеловой фауны северного Кавказа и Крыма. Гостоптехиздат, Москва.
- Jaskowiak M., 1961 — Budowa geologiczna synklinorium szczecińskiego. *Przegl. geol.* nr. 8.
- Jeletzky J. A., 1964 — Lower Cretaceous marine Index Fossils of the Sedimentary Basins of Western and Arctic Canada. *Geol. Surv. Canada, Dep. Min. Techn. Surv. Paper* 64—77.
- Jeletzky J. A., 1965 — Late Upper Jurassic and Early Lower Cretaceous Fossil Zones of the Canadian Western Cordillera, British Columbia. *Geol. Surv. Canada, Dep. Min. Techn. Surv. Bull.* 103.
- Keilhack K., 1914 — Erläuterungen zu den Blättern: Lebbin, Misdroy, Swinemünde. Lief. 196. Berlin.
- Kölbel H., 1959 — Stand und Ergebnisse der Kartierung des tieferen untergrundes Nordostdeutschlands und angrenzender Gebiete. *Ber. Geol. Ges.* Bd 4, H. 2/3.
- Mamczar J., 1966 — Stratygrafia palynologiczna warstw z pogranicza jury-kredy na Kujawach. *Kwart. geol.* t. 10, nr 1.
- Marek S., 1956 — Wyniki badań podstawowych w rejonie Rogoźna na Kujawach. *Inst. Geol., Archiw.* Warszawa.
- Marek S., 1957 — Wstępne rozpoznanie dolnej kredy na obszarze Rogoźna i Ozorkowa. *Kwart. geol.* t. 1, nr 2.
- Marek S., 1960 — Zarys stratygraficzny kredy dolnej na Kujawach. *Inst. Geol., Archiw.* Warszawa.
- Marek S., 1964a — Szkic paleogeograficzno-stratygraficzny kredy dolnej na Niżu Polski. *Kwart. geol.* t. 8, nr 2.
- Marek S., 1964b — Dyskusyjne problemy granicy jura-kreda. *Kwart. geol.* t. 9, nr 4.
- Marek S., 1967 — Infrawalanżyn Kujaw. *Inst. Geol., Biul.* 200.
- Marek S., Raczyńska A., 1962 — Budowa geologiczna Niżu Polskiego. Kreda dolna. *Inst. Geol., Archiw.* Warszawa.
- Mazenot G., 1939 — Les Paléohoplitidae titoniques et Berriasiens du sud-est de la France. *Mém. Soc. geol. France.* Nouv. sér. no 41.
- Meinhold R., Unger E., Wienholz R., 1960 — Neue Erkenntnisse über den prätertiären Untergrund des Flachlandgebietes der Deutschen Demokratischen Republik. International Geological Congress XI. Regional und Structural Problems in Oil Geology. Copenhagen.
- Nikitin S., 1888 — Les vestiges de la période crétacée dans la Russie Centrale. *Mém. Comité Geol.* v. 5, no. 2.
- Osika R., 1959 — Osady dolnokredowe w okolicach Izbicy i w wiercieniu Pagórki (Kujawy). *Kwart. geol.* t. 3, nr 3.
- Pożaryski W., 1957 — Podłoże północno-zachodniej Polski na tle struktur otaczających. *Kwart. geol.* t. 1, nr 1.
- Pożaryski W., 1960 — Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na Niżu Polskim. *Inst. Geol., Prace* t. 30, cz. 2.
- Pożaryski W., 1962 — Atlas geologiczny Polski 1:300 000. Zagadnienie stratygraficzno-facjalne. Zeszyt 10. Kreda. *Inst. Geol.* Warszawa.
- Pożaryski W., 1964 — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. *Kwart. geol.* t. 8, nr 1.
- Raczyńska A., 1960 — Wyniki wiercenia Pagórki IG I (pod red. Z. Dąbrowskiej). Kreda dolna. *Inst. Geol., Archiw.* Warszawa.

- Raczyńska A., 1961 — Stratygrafia osadów dolnokredowych okolic Sompolna. *Kwart. geol.* t. 5, nr 2.
- Raczyńska A., 1963 — Kreda dolna w środkowej części synklinorium szczecińsko-lódzkiego. *Inst. Geol., Archiw. Warszawa.*
- Сакс В. Н., Шулъгина Н. Н., 1962 — Меловая система в Сибири. *Ак. Наук СССР, Сиб. отд. Геология и Геофизика* № 10.
- Сазонова И. Г., 1961 — Унифицированная схема стратиграфии нижнемеловых отложений Русской платформы (проект). Труды Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. т. 3. Ленинград.
- Sokołowski S., Znosko J., 1959 — Projekt mapy tektonicznej Polski jako część mapy tektonicznej Europy. *Kwart. geol.* t. 3, nr 1.
- Sorgenfrei T., 1964 — Jura und Unterkreide in Danmark. *Ztschr. Dtsch. Geol. Ges.* Bd 114, Nr 1.
- Sorgenfrei T., Buch A., 1964 — Deep Tests in Denmark 1935—57. *Geol. Surv. Denm.* Ser. 3, Nr 36.
- Stemulak J., 1959 — Struktura Szamotuł-Obornik w świetle nowych prac wiertniczo-geologicznych. *Kwart. geol.* t. 3, nr 2.
- Sztejn J., 1957 — Stratygrafia mikropaleontologiczna dolnej kredy w Polsce środkowej. *Inst. Geol., Prace* t. 22.
- Sztejn J., 1959 — Opracowanie otwornic kredy dolnej północno-zachodniej Polski. *Inst. Geol., Archiw. Warszawa.*
- Sztejn J., 1960 — Stratygrafia mikropaleontologiczna dolnej kredy w Polsce bez Karpat. *Kwart. geol.* t. 4, nr 4.
- Sztejn J., 1961a — Opracowanie mikrofauny kredy dolnej z materiałów wiertniczych z rejonu Szamotuły. *Inst. Geol., Archiw. Warszawa.*
- Sztejn J., 1961b — Porównawcza stratygrafia mikropaleontologiczna kredy dolnej Polski i Niemiec. *Inst. Geol., Archiw. Warszawa.*
- Sztejn J., 1963 — Próba paleogeografii hoterywu w północnej części Niżu Polskiego. *Inst. Geol., Archiw. Warszawa.*
- Sztejn J., 1965 — Stratygrafia mikropaleontologiczna kredy dolnej w otworze Oświno IG 1. *Inst. Geol., Archiw. Warszawa.*
- Wiek W., Wolburg J., 1962 — Leitfossilien der Mikropaläontologie. Wealden in NW — Deutschland. Berlin.
- Witkowski A., 1959 — Budowa geologiczna i rudoność struktury Szamotuł (komunikat wstępny). *Inst. Geol., Archiw. Warszawa.*
- Witkowski A., 1962 — Perspektywy poszukiwań złóż rud żelaza w obrębie struktury Szamotuł oraz uwagi o poszukiwaniach rud oolitowo-okruchowych. *Kwart. geol.* t. 6, nr 1.
- Wolburg J., 1959 — Die Cyprideen des NW-deutschen Wealden. *Senckenbergiana Letheae* Bd 40, Nr 3/4.
- Znosko J., 1962 — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. *Kwart. geol.*, t. 6, nr 1.

Анна РАЧЫНЬСКА

## СТРАТИГРАФИЯ И СЕДИМЕНТАЦИЯ НИЖНЕГО МЕЛА В ЗАПАДНОЙ ПОЛЬШЕ

(с 10 фиг. и 1 табл.)

### РЕЗЮМЕ

После юнокимерийских движений дейстерской фазы, которые вызвали поднятие и накопление в конце юры отложений в опресненных и пресных водоемах, произошло погружение, обусловившее начало нового мелового седиментационного цикла.

Нижнемеловое море охватило территорию Западной Польши еще в инфраваланжинке. Трансгрессия поступала на эту площадь с юго-запада (С. Марек, А. Рачыньска, 1962; С. Марек, 1967), захватывая последовательно к западу все более древние горизонты солоноватоводных портландских отложений, а в прибалтийских районах отложения морского портландия и кимериджа. Инфраваланжинка не имеет широкого распространения. Отложения этого яруса сохранились в Тшебятовской синклинали и на склонах Поморского антиклинория, обрамляя его на протяжении около 20 км (фиг. 1). В Западной Польше отложения этого яруса слабо изучены. Только лишь на поднятии Оборники, в скважине Освино ИГ 1 в Щецинском синклинории и в скважине Гроново 2 в Поморском синклинории была найдена аммонитовая фауна, относящаяся к видам *Berriascella* sp., *B. cf. jauberti* Mazenot, *Himalayites* sp. (cf. *breveti* (Pomel)), (?) *Surites* cf. *spasskensis* (Nikitin), *Euthymiceras* sp.

В нижнем валанжинке произошло незначительное расширение границ распространения моря, захватившего окрестности Щецина и Свиноуйсция (фиг. 1). В Западной Польше нижний валанжинка определен на основании аммонитовой фауны только на поднятии Оборники, где найдены разрушенные экземпляры (?) *Platylenticeras* sp.

Оба рассматриваемых яруса — инфраваланжинка и нижний валанжинка — охарактеризованы по некоторым буровым скважинам такой микрофауной как, например, *Protocythere propria emslandensis* Bart. et Burri, *Epistomina caracolla anterior* Bart. et Brand, *Trochammina kcyniensis* Szejn.

Трудности последовательного разделения в стратиграфическом отношении obu ярусов заставили автора представить их на прилагаемой карте (фиг. 1) совместно. Отсюда следует кажущаяся фациальная однородность отложений этого

возраста — глинисто-алевролитовых, местами песчаных пород, темносерого, почти черного цвета, с пиритом, содержащих немногочисленную тонкостворчатую морскую фауну пелеципод и аммонитов и бедную в видовом отношении фауну известковых и агглютинированных фораминифер, определяющую условия мелководного, слабо проветриваемого моря с четко выраженной восстановительной средой осадконакопления.

В среднем валанжине на территории Западной Польши происходила регрессия, выраженная обмелением и частичным опреснением седиментационного бассейна. Эта регрессия более или менее отмечается и в западноевропейском бассейне что говорит о ее более широком, чем региональное, значении и возможной связи с фазой гильс. На территории Западной Польши в это время образовались мелкозернистые песчаники, в подошве местами крупнозернистые, светлосерые, с остатками обугленной древесины. В северной части поднятия Оборники, по синклиналь Тшебятув, в кровле этих песчаников встречаются прослойки ризоидной земли, свидетельствующие о болотных условиях осадконакопления. Исключительно песчаная фация располагается вдоль северного побережья бассейна, проникая далеко на юг в восточной части описываемой территории. Такие условия говорят о преобладании транспортировки обломочного материала с северного направления. Ризоидные прослойки определены до сих пор единственно в Западной Польше. Они определяют периферическое положение этой территории по отношению к центральной, куявской части седиментационного бассейна.

В верхнем валанжине и нижнем готериве море снова проникает в Западную Польшу, распространяясь почти на всей площади Щецинского синклинория, поднятия Оборники и захватывая значительную часть Поморского синклинория. Отложения этого моря отлагались на различных ярусах мальма и даже готерива. Отсутствие возможности стратиграфического расчленения этих пород на подъярусы является и здесь причиной кажущегося однообразия фации на представленной карте (фиг. 6). В общих чертах это глинисто-алевролитовые, местами песчаные отложения, почти черного цвета.

На всей территории Западной Польши они не содержат аммонитов. Однако на площади поднятия Оборники и в породах скважины Освино ИГ 1 представлен комплекс руководящей фауны пелеципод и фораминифер, включающей, главным образом, *Leda mariae* d'Orb., *Thracia phillipsi* Roem. и *Epistomina caracolla* (Roem.). В северо-западной части рассматриваемой площади эти отложения содержат иногда агглютинированную микрофауну, определяющую локально верхний валанжин и нижний готерив, представленную *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *Haplophragmoides latidorsatus* (Wagn.) и др.

Представленные выше стратиграфические основы не являются полностью достоверными данными, тем более, что не во всех разрезах встречен описанный фаунистический материал. Дополнительным аргументом в пользу такого стратиграфического подразделения служит литофациальная корреляция с центральной частью бассейна, где была обнаружена дихотомитесовая и литикоцеравовая фауна.

В начале верхнего готерива произошло снова обмеление и, возможно, частичное опреснение водоема, охватывавшее, впрочем, всю Польскую низменность С. Марек, А. Рачыньска, 1962). В Западной Польше, в пределах Поморского синклинория на севере, образовались в то время мелкозернистые светлосерые песчаники с остатками обугленной древесины, местами переходящие в „суглинистые” светлосерые армиллиты, лишенные макро и микрофауны. Распределение фации здесь почти тождественное с наблюдающимся в среднем валан-

жине. Глинисто-песчаная фация тоже располагается по линии Чаркув — Тшебятув, а песчаные отложения Поморского синклинория и западной части Щецинского синклинория указывают на то, что область питания находилась, с одной стороны, на севере, с другой в Судетах; материал мог также возникать за счет эрозии местных антиклинальных структур, которые на этой площади непосредственно под нижним мелом содержат песчаные отложения лейаса, доггера и низов мальма. Эрозии подвергались, возможно, и структуры Мекленбургии (Грамзов, Пасевальк и др.), на которых верхнемеловые отложения залегают непосредственно на лейасе.

С конца верхнего готерива в Западной Польше снова устанавливается морской режим, господствовавший на протяжении баррема, апта, по верхний мел. Распространение отложений перечисленных ярусов не изменилось по сравнению с нижним готеривом, не считая некоторых несущественных отклонений. Морской характер отложений в верхах верхнего готерива определяется одиночными агглютинированными фораминиферами и глауконитом. Глинистая фация в прибалтийской части Поморского синклинория вытесняется песчано-глауконитовой фацией. Распространение глинистой фации ограничивается центральной частью Щецинского синклинория, между Хоцно и буровой скважиной Освино ИГ 1 (фиг. 8). В северо-восточной части описываемой площади господствует переходная глинисто-песчаная фация.

Выделенные условно и фаунистически не охарактеризованные на площади всей Польской низменности отложения баррема — среднего альба, на территории Западной Польши представляют продолжение морского режима, начавшегося в конце готерива. Однако крупнозернистые отложения говорят здесь о начале какого-то нового трансгрессивного седиментационного цикла, тем более что распространение этих песчано-глауконитовых отложений значительно шире по отношению к старшим ярусам нижнего мела (фиг. 9). Эти отложения на юге проникают вглубь Предсудетской моноклинали, распространяясь до 20 км к югу от линии Грыфино—Хоцно и дальше по Гожув, Сзободзин и Познань. На севере, в Поморском синклинории они вероятно не переступают границы Кошалин — Бытув. В литологическом отношении эти отложения мало разнообразны. На площади поднятия Оборники в восточной части рассматриваемой площади и в скважине Мыслигоц, на территории Поморского синклинория, в некоторых породах, представляющих баррем — средний альб, встречается глауконит. Это дает возможность сопоставления с центральной частью бассейна, где в песчаных эквивалентах этой серии как правило отсутствует глауконит и какой-либо другой показатель морских условий осадконакопления.

Представленная выше фациальная дифференцированность отложений позволяет предполагать, что основным источником кластического материала в образовании нижнего мела был Балтийский щит. Судеты как область питания играли здесь меньшую роль (фиг. 1, 5—9 и 10).

Из представленных карт следует, что наиболее полное развитие нижнемеловых пород наблюдается на площади Поморского антиклинория, однако вследствие поднятия во время ларамийских движений (В. П о ж а р ы с к и, 1960, 1964) эти отложения были почти полностью эродированы. Их остатки сохранились единственно в синклинали Тшебятув, а наиболее полные разрезы нижнего мела по крыльям антиклинория достоверно определяют центральную часть седиментационного бассейна Западной Польши. Фациальная карта инфраваланжина и нижнего валанжина (фиг. 1) изображает эту центральную зону, вне которой на юго-западе и северо-востоке встречаются уже седиментационные перерывы

(фиг. 5—9), где породы младших ярусов мела залегают на разных ярусах мальма и даже доггера (Тшебеж, Гожув) и лейаса (Лютоль-Сухи).

Сообщение нижнемелового моря Польши с англо-германским водоемом через Данию или же Восточную Германию (фиг. 10) существовало несомненно в валанжине и нижнем готериве, что доказывается типичным западноевропейским характером платилентцерасовой, дихотомитесовой и литиоцерасовой фауны. Однако сокращения отложений, часто наблюдающийся лимнический характер низов нижнего мела, а также интенсивная денудация во время последующих трансгрессий не дают возможности достоверно определить пути этого соединения.

В инфраваланжине, как доказывает С. Марек (1967), соединения с западным бассейном не было, ибо морские отложения этого возраста отсутствуют как в Западной и Восточной Германии, так и в Дании.

В верхнем готериве, особенно в период баррем — средний альб (несколько достоверно определены песчано-глауконитовые отложения лишённые палеонтологической характеристики), сообщение с англо-германским бассейном как посредством датского, так и восточногерманского бассейнов не вызывает сомнений, тем более что именно в Западной Польше эти отложения обладают четко выраженным морским характером, в отличие от Центральной Польши.

### ОБЪЯСНЕНИЯ К ФИГУРАМ

Фиг. 1. Литофациальная карта инфраваланжина и нижнего валанжина Западной Польши (горизонты *Riasanites rjasanensis*, *Surites stenomphalus*, *Platylenticeras*)

1 — темносерые аргиллиты и алевролиты, местами песчаные, 2 — площадь в настоящее время лишённая отложений, 3 — достоверная граница распространения инфраваланжина и нижнего валанжина, 4 — предполагаемая граница распространения этих ярусов, 5 — предполагаемая граница распространения нижнего валанжина без инфраваланжина, 6 — буровые скважины, вскрывшие нижний мел; цифры обозначают мощность инфраваланжина и нижнего валанжина в метрах

Фиг. 2. Литолого-стратиграфическая корреляция нижнего мела северо-восточной части Щецинского синклиория

1 — известняки, 2 — ракушечники, 3 — мергели, 4 — аргиллиты, 5 — светлосерые аргиллиты, места с зеленоватым оттенком, 6 — алевролиты, 7 — мелкозернистые песчаники, 8 — среднезернистые песчаники, 9 — крупнозернистые песчаники, 10 — конгломераты и гравелиты, 11 — железистые оолиты, 12 — сидериты, 13 — фосфориты, 14 — знак мергелистости, 15 — глауконит в небольшом количестве, 16 — глауконит в большом количестве, 17 — глауконит в очень большом количестве. 18 — окраска пород от темносерой до черной, 19 — серая окраска пород, 20 — остатки обугленной древесины, 21 — ризоиды, 22 — остатки фауны, 23 — местонахождения фауны, 24 — аммониты, 25 — *Erogyna sinuata* Sow., 26 — *Leda mariae* d'Orb., 27 — известковая и агглютированная фораминиферовая микрофауна, 28 — агглютированная фораминиферовая микрофауна, 29 — агглютированная фораминиферовая микрофауна *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) 30 — опресненная микрофауна литического горизонта А

Фиг. 3. Литолого-стратиграфическая корреляция нижнего мела Щецинского синклиория и юго-восточной части Поморского антиклиория  
Объяснения как к фиг. 2

Фиг. 4. Литолого-стратиграфическая корреляция нижнего мела северо-западной части Поморского антиклиория  
Объяснения как к фиг. 2

Фиг. 5. Литофациальная карта валанжина (горизонт *Polyptychites*)  
1 — светлосерые мелкозернистые песчаники с остатками обугленной древесины, в подошве местами крупнозернистые, 2 — мелкозернистые светлосерые и серые песчаники с остатками обугленной древесины и ризоидами, 3 — площадь в настоящее время лишённая отложений, 4 — граница распространения среднего валанжина, 5 — буровые скважины, вскрывшие нижний мел; цифры обозначают мощность среднего валанжина в метрах

- Фиг. 6. Литофациальная карта верхнего валанжина и нижнего готерива (? горизонты *Dichotomites* и *Endemoceras*)  
 1 — темносерые аргиллиты и алевролиты, местами немного песчаные, особенно в подошве, 2 — песчаники (в скважине Новогард гео 1 алевролитистые, в скважине Машково 2 с прослоями темносерых глин), 3 — площадь в настоящее время лишенная отложений, 4 — предполагаемая граница распространения верхнего валанжина и нижнего готерива, 5 — предполагаемая граница распространения нижнего готерива, 6 — буровые скважины, вскрывшие нижний мел; цифры обозначают мощность верхнего валанжина и нижнего готерива в метрах
- Фиг. 7. Фациальная карта нижнего литологического комплекса верхнего готерива  
 1 — светлосерые мелкозернистые песчаники, местами с остатками обугленной древесины, в разрезах скважин Мыслигоц и Освино ИГ 1 с прослоем крупнозернистого песчаника, 2 — серые аргиллиты, с прослоями песчаных алевролитов, реже мелкозернистых песчаников в верхней части, с остатками обугленной древесины, 3 — площадь в настоящее время лишенная отложений, 4 — буровые скважины, вскрывшие нижний мел; цифры обозначают мощность нижнего комплекса пород верхнего готерива в метрах
- Фиг. 8. Литофациальная карта верхнего литологического комплекса верхнего готерива  
 1 — песчано-глауконитовая серия (мелкозернистые кварц-глауконитовые песчаники), 2 — песчано-аргиллитовая серия (кварц-глауконитовые песчаники, местами алевролитистые, с почти черными аргиллитами в подошве), 3 — аргиллитовая серия (почти черные аргиллиты, часто с прослойками более светлого алевролита), 4 — площадь в настоящее время лишенная отложений, 5 — предполагаемая граница верхнего литологического комплекса верхнего готерива, 6 — буровые скважины, вскрывшие нижний мел; цифры обозначают мощность верхнего комплекса верхнего готерива в метрах
- Фиг. 9. Литофациальная карта баррема — среднего альба  
 1 — кварц-глауконитовые песчаники, местами с тонким прослоем крупнозернистого песчаника в подошве; в скважине Боболице 1 вся серия сложена разнозернистыми песчаниками, 2 — мелкозернистые песчаники, с прослоями крупнозернистых или разнозернистых песчаников в подошве, содержащие на всей или почти всей мощности глауконит; местами, в скважинах Шамотулы гео 4 и Стайково ИГ 1, без глауконита, 3 — площадь в настоящее время лишенная отложений, 4 — буровые скважины, вскрывшие нижний мел; цифры обозначают мощность баррема — среднего альба в метрах
- Фиг. 10. Карта мощностей и литофаций нижнего мела в Польше, Германии и Дании; на территории Польши и Германии карта охватывает нижний мел без верхнего альба, в Дании весь нижний мел  
 1 — предполагаемое распространение нижнего мела, 2 — изопакиты через 100 м, 3 — изопакиты через 50 м, 4 — изопакиты недостоверные, 5 — процентное содержание песчаной серии в отложениях, 6 — буровая скважина; цифры обозначают мощность нижнего мела в метрах и содержание песчаной серии в процентах

Перевод Ежи Федак

Anna RACZYŃSKA

## LOWER CRETACEOUS STRATIGRAPHY AND SEDIMENTATION IN WESTERN POLAND

(with 10 Figs. and 1 Pl.)

### SUMMARY

The young Cimmerian emerging movements of the Deister phase, which had caused the formation of the fresh-water and brackish deposits of the Uppermost Jurassic, were followed by dropping movements, which marked the beginning of the new cycle of Cretaceous sedimentation.

It was already during the Infravalangian that the Lower Cretaceous sea covered the area of western Poland. The transgression entered this area from the south-east (S. Marek, A. Raczyńska, 1962; S. Marek, 1967) embracing gradually older and older brackish horizons of the Portlandian, and near the Baltic Sea — covering the deposits of the marine Portlandian, and the Kimmeridgian. The range of this stage is not too wide. Infravalangian deposits have been preserved in the Trzebiatów syncline and on the limbs of the Pomeranian anticlinorium. The encasement which they form around the latter element is about 20 km wide (Fig. 1). This stage is rather poorly evidenced in the area of western Poland. The following ammonite fauna has been found only on the Oborniki elevation, in bore-hole Oświno IG 1 in the Szczecin synclinorium, and in bore-hole Gronowo 2 in the Pomeranian synclinorium: *Berriasella* sp., *B.* cf. *jauberti* Mazenot, *Himalayites* sp. (cf. *breveti* (Pomel)), (?) *Surites* cf. *spasskensis* (Nikitin) and *Euthymiceras* sp.

During the Lower Valangian the range of the sea was somewhat extended, namely towards the vicinity of Szczecin and Świnoujście (Fig. 1); in western Poland this stage is evidenced so far only by ammonite fauna from the Oborniki elevation, where damaged specimens of (?) *Platylenticeras* sp. have been found.

The two stages discussed, the Infravalangian and Lower Valangian, are evidenced in some bore-holes by the following microfauna: *Protocythere propia emslandensis* Bart. et Burri, *Epistomina caracolla anterior* Bart. et Brand and *Trochammina kcyeniensis* Szejn.

Because of the difficulties in a consistent stratigraphic separation of the two stages, the present author was forced to represent both stages together in the accompanying map (Fig. 1). Thus the apparent uniformity of the facies, which was represented at that time by clayey-silty deposits, sometimes arenaceous,



dark-grey (almost black), with pyrite. The deposits contain scarce thin-shelled marine fauna of pelecypods and ammonites as well as few species of calcareous and agglutinating foraminifers, which indicate a shallow and poorly aerated sea, with a distinctly reducing environment of sedimentation.

During the Middle Valanginian, the area of western Poland was characterized by a marked regression as a result of which the sedimentation basin was becoming shallower and partly of a fresh-water character too. This regression can also be traced to a certain extent in the West-European basin. Thus the phenomenon concerned was not only regional but wider, and it might have been related to the Hills phase. The sediments that were formed in western Poland at that time were fine-grained sandstones, sometimes coarse-grained at the bottom, light-grey in colour, with detritus of charred wood. In the northern part of the Oborniki anticline, as far as the Trzebiatów syncline, these sandstones contain at the top intercalations of rhizoid earth, which indicate swampy conditions of sedimentation. The exclusively arenaceous facies occurs along the northern margin of the basin, extending far to the south in the eastern part of the area described here. This pattern shows that the northern source of detrital material prevailed here. The rhizoid layers have been described so far only from western Poland; they indicate the peripheral character of this area with respect to the central part of the sedimentation basin, which occurs in Kujawy.

During the Upper Valanginian and the Lower Hauterivian, the sea covered again the area of western Poland, embracing almost the whole of the Szczecin synclinorium and the Oborniki elevation as well as a considerable part of the Pomeranian synclinorium. The sediments were deposited at that time on various stages of the Malm or even of the Dogger. Here again the uniformity of the facies presented on the accompanying map (Fig. 6) is only apparent, since the author was not able to make a stratigraphic subdivision of the deposits concerned. On the whole, these are clayey-silty deposits, sometimes arenaceous, almost black in colour.

No ammonite fauna has been found in the Upper Valanginian and Lower Hauterivian of western Poland. However, an index assemblage of pelecypods and foraminifers has been found on the Oborniki anticline and in bore-hole Oświno IG 1. It consists mainly of *Leda mariae* d'Orb., *Thracia phillipsi* Roem. and *Epistomina caracolla caracolla* (Roem.). In the north-western part of the area, the deposits in question sometimes contain agglutinating microfauna, locally characteristic of the Upper Valanginian and Lower Hauterivian, namely *Glomospira gordialis* (Jones et Parker) and *Haplophragmoides latidorsatus* (Born).

The bases of the stratigraphic subdivision outlined here are not the strongest ones, especially since the evidence material quoted above has not been found in all of the sections examined. The relationship between the lithofacies of this area and that of the central part of the basin, where *Dichotomites* and *Lyticoceras* fauna has been found, provides only one more argument for the stratigraphy proposed here.

In the lower part of the Upper Hauterivian, the sedimentation basin became shallower again and perhaps of a partly fresh-water character too, a feature observed actually in the whole area of the Polish Lowland (S. Marek, A. Raczyńska, 1962). The sediments deposited at that time in the northern part of western Poland and in the Pomeranian synclinorium were represented by fine-grained, light-grey sandstones with detritus of charred wood, passing laterally into light-grey and oshy-grey loamy claystones without macro- and microfauna. The facies distribution is almost analogical to that of the Middle Valanginian. The clayey-

-sandy facies occurs again along the Czarnków-Trzebiatów line. The sandy deposits of the Pomeranian synclinorium and of the western part of the Szczecin synclinorium indicate on the one hand a northern source of material and on the other hand the alimentation area of the Sudeten. They may also indicate a source connected with the local denudation of anticlinal structures, on which, in this area, the Lower Cretaceous is underlain directly by the sandy deposits of the Lias, Dogger and the lowermost Malm, or perhaps a source connected with the denudation of structures in eastern Mecklenburg (Gramzow, Pasewalk and others), where Upper Cretaceous rocks rest directly on Liassic deposits.

In the higher part of the Upper Hauterivian there was again a marine regime in the area of western Poland, and it was to continue throughout the Barremian, Aptian till the Upper Cretaceous. Apart from some minor modifications, the range of these deposits was similar to that of the Lower Hauterivian. The marine character of the deposits formed in the upper part of the Upper Hauterivian is emphasized by single agglutinating foraminifera and glauconite. In the part of the Pomeranian synclinorium situated near the Baltic Sea, the argillaceous facies was replaced by the arenaceous-glauconite one. The argillaceous facies was limited only to the central part of the Szczecin synclinorium, between Choszczno and bore-hole Oświno IG 1 (Fig. 8). A transitional argillaceous-arenaceous facies prevailed in the north-eastern part of the area (discussed here).

The Barremian-Middle Albian deposits, which are not based on faunal evidence but have been distinguished conventionally in the whole Polish Lowland, represent in western Poland the continuation of the marine regime begun in the higher part of the Hauterivian. However, the coarse-grained deposits occurring here mark the beginning of a new transgressive sedimentation cycle, the more so as the range of these sandy-glauconite deposits is much wider than that of the older Lower Cretaceous stages (Fig. 9). The deposits concerned penetrate to the south inside the fore-Sudetic monocline, extending about 20 km to the south of the Gryfino-Choszczno line, and further on, as far as Gorzów, Świebodzin and Poznań. In the north, in the Pomeranian synclinorium, they probably do not exceed the Koszalin-Bytów line. The lithology of these deposits is not greatly differentiated. In the eastern part of the area, on the Oborniki elevation, and in bore-hole Myślągoszcz, in the Pomeranian synclinorium, glauconite has been found in some parts of the section representing the Barremian-Middle Albian. This shows a certain relationship to the central part of the basin, where the sandy equivalents of this series usually have no glauconite nor any other indicators of marine sedimentation.

The above-mentioned differentiation in the facies of the deposits concerned leads to the conclusion that the Baltic Shield was the main source of material for the Lower Cretaceous in western Poland. The alimentation area of the Sudeten was less important here (Figs. 1 and 5—10).

The accompanying maps show that the fullest development of Lower Cretaceous deposits took place in the Pomeranian anticlinorium, in which these deposits were almost completely eroded after uplift caused by the Laramian movements (W. Pożaryski, 1960, 1964). Small fragments of Lower Cretaceous deposits have been preserved only in the Trzebiatów syncline, and their most complete sections occur only on the limbs of the Pomeranian anticlinorium, where they, delimit the central part of the sedimentation basin in western Poland. This central zone is illustrated in the enclosed map of the Infravalanginian and Lower Valanginian facies (Fig. 1). Outside this zone, to the south-west and north-east, there are only

sedimentation hiatuses and lacunae (Figs. 5—9), where the younger stages of the Cretaceous overlie different stages of the Malm or even the Dogger (Trzebież, Gorzów) and Lias (Lutol Suchy).

During the Valanginian and the Lower Hauterivian, the Lower Cretaceous sea in Poland must have been connected with the Anglo-German basin either through Denmark or eastern Germany (Fig. 10). This can be inferred undoubtedly from the typical West-European character of the *Platylenticeras*, *Dichotomites* and *Lyticoceras* fauna. However, the route of this connection cannot be determined precisely, owing to reductions, the frequently limnic character of the lower part of Lower Cretaceous deposits and the undoubtedly intensive abrasive processes during subsequent transgressions.

On the other hand, it has already been pointed out (S. Marek, 1967) that there was probably no connection with the West during the Infravalanginian, since marine deposits of this age are lacking in eastern or western Germany as well as in Denmark.

There is no doubt that a connection with the Anglo-German basin, through the Danish basin as well as the East-German basin, existed in the Upper Hauterivian, and especially in the Barremian-Middle Albian period (if only our palaeontologically undetermined sandy-glaucconite deposits have been properly classified). The more so as the Upper Hauterivian deposits in western Poland are of a distinct marine character, unlike those in central Poland.

#### EXPLANATIONS OF FIGURES

Fig. 1. Map of the Infravalanginian and Lower Valanginian lithofacies in western Poland (zones: *Riasanites rjasanensis*, *Surites stenomphalus* and *Platylenticeras*)

1 — claystones and siltstones, dark-grey, in some places arenaceous, 2 — no Infravalanginian and Lower Valanginian deposits at present, 3 — ascertained range of Infravalanginian and Lower Valanginian deposits, 4 — probable range of these deposits, 5 — probable range of Valanginian deposits without the Infravalanginian, 6 — bore-holes in which Lower Cretaceous deposits have been found; figures designate the thickness of Infravalanginian and Lower Valanginian beds in metres.

Fig. 2. Litho-stratigraphic correlation of the Lower Cretaceous in the north-eastern part of the Szczecin synclinorium

1 — limestones, 2 — coquinas, 3 — marls, 4 — claystones, 5 — claystones, ashy-grey, sometimes with greenish tinge, 6 — siltstones, 7 — fine-grained sandstones, 8 — medium-grained sandstones, 9 — coarse-grained sandstones, 10 — conglomerates and gravelstones, 11 — ferruginous oolites, 12 — siderites, 13 — phosphorites, 14 — calcium carbonate content, 15 — scarce glauconite, 16 — abundant glauconite, 17 — very abundant glauconite, 18 — deposit dark-grey to black in colour, 19 — grey deposit, 20 — detritus of charred wood, 21 — rhizoids, 22 — faunal detritus, 23 — occurrence of fauna, 24 — ammonites, 25 — *Exogyra sinuata* Sow., 26 — *Leda mariae* d'Orb., 27 — calcareous and agglutinating microfauna of foraminifers, 28 — agglutinating foraminifer microfauna, 29 — agglutinating foraminifer microfauna with *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), 30 — brackish-marine microfauna of microfaunal zone A

Fig. 3. Litho-stratigraphic correlation of the Lower Cretaceous in the Szczecin synclinorium and in the south-eastern part of the Pomeranian anticlinorium  
Explanations as in Fig. 2

Fig. 4. Litho-stratigraphic correlation of the Lower Cretaceous in the north-western part of the Pomeranian anticlinorium  
Explanations as in Fig. 2

- Fig. 5. Map of the Valanginian lithofacies (? zone *Polyptychites*)  
 1 — sandstones, fine-grained, light-grey, with detritus of charred wood, sometimes coarse-grained at the bottom, 2 — sandstones, fine-grained, light-grey and grey, with detritus of charred wood and rhizoids, 3 — no Valanginian deposits at present, 4 — range of Middle Valanginian deposits, 5 — bore-holes in which Lower Cretaceous sediments have been found; figures designate the thickness of Middle Valanginian deposits in metres
- Fig. 6. Map of the Upper Valanginian and Lower Hauterivian lithofacies (? zones *Dichotomites* and *Endemoceras*)  
 1 — claystones and siltstones, dark-grey, sometimes slightly arenaceous, especially at the bottom, 2 — sandstones (silty in bore-hole Nowogard geo 1, with intercalations of dark-grey clays in bore-hole Maszkowo 2), 3 — no Valanginian and Lower Hauterivian deposits at present, 4 — probable range of Upper Valanginian and Lower Hauterivian deposits, 5 — probable range of Lower Hauterivian deposits, 6 — bore-holes in which Lower Cretaceous rocks have been found; figures designate the Upper Valanginian and Lower Hauterivian deposits in metres
- Fig. 7. Map showing the facies of the lower lithological complex of the Upper Hauterivian  
 1 — sandstones, fine-grained, light-grey, sometimes with detritus of charred wood, locally, in bore-holes Myślizosz and Oświno IG 1, with an intercalation of coarse-grained sandstone, 2 — grey claystones, in the upper part with intercalations of sandy siltstones, less frequently with fine-grained sandstones and detritus of charred wood, 3 — no Upper Hauterivian deposits at present, 4 — bore-holes in which Lower Cretaceous strata have been found; figures designate the thickness of the lower complex of the Upper Hauterivian in metres
- Fig. 8. Map showing the lithofacies of the upper lithological complex of the Upper Hauterivian  
 1 — sandy-glaucanite series (fine-grained, quartz-glaucanite sandstones), 2 — sandy-claystone series (quartz-glaucanite sandstones, locally silty, with almost black claystones at the bottom), 3 — claystone series (almost block claystones, often laminated with siltstone of lighter colour), 4 — no Upper Hauterivian deposits at present, 5 — probable range of the upper lithological complex of the Upper Hauterivian, 6 — bore-holes in which Lower Cretaceous rocks have been located; figures designate the thickness of the upper complex of the Upper Hauterivian in metres
- Fig. 9. Map showing the lithofacies of the Barremian-Middle Albian period  
 1 — quartz-glaucanite sandstones, sometimes with a thin layer of coarse-grained sandstone at the bottom; in bore-hole Bobolice 1 the whole series consists of unequigrained sandstones, 2 — fine-grained sandstones, at the bottom usually with intercalations of coarse-grained or unequigrained sandstones; glauconite occurs in the whole, or almost the whole thickness of these deposits; locally, in bore-holes Szamotuly geo 4 and Stajkowo IG 1, there is no glauconite, 3 — no Barremian-Middle Albian deposits at present, 4 — bore-hole in which Lower Cretaceous strata have been found; figures designate the thickness of Barremian-Middle Albian deposits in metres
- Fig. 10. Map showing the thickness and lithofacies of the Lower Cretaceous in Poland, Germany and Denmark. In Poland and Germany, the map shows Lower Cretaceous deposits without the Upper Albian; in Denmark, the whole Lower Cretaceous is presented, including the Upper Albian  
 1 — probable range of Lower Cretaceous deposits, 2 — isopachs every 100 m., 3 — isopachs every 50 m., 4 — isopachs uncertain, 5 — content of the arenaceous series in the deposit, in per cent, 6 — bore-hole; figures indicate the thickness of the Lower Cretaceous in metres and the percentage of the arenaceous series

Translated by dr Wiesław Furmańczyk

TABLICA I

- Fig. 1, 2. *Berriasella* cf. *jauberti* M a z e n o t  
Fig. 3a, b. *Himalayites* sp. (cf. *breveti* (P o m e l))  
Fig. 4a, b. (?) *Surites* cf. *spasskensis* N i k i t i n  
Fig. 5. *Euthymiceras* sp. (ex gr. *euthymi-transfigurabilis*)



1



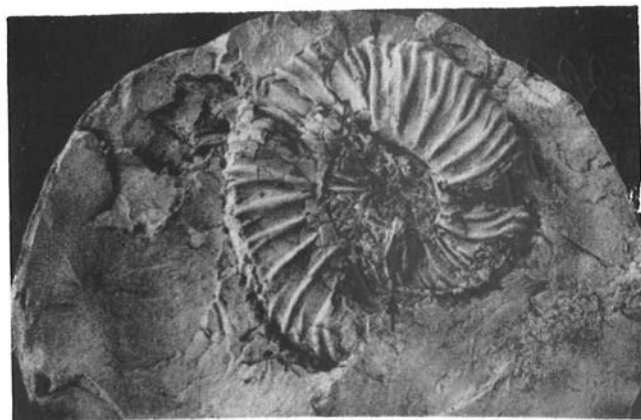
2



3 a



3 b



4 a



4 b



5

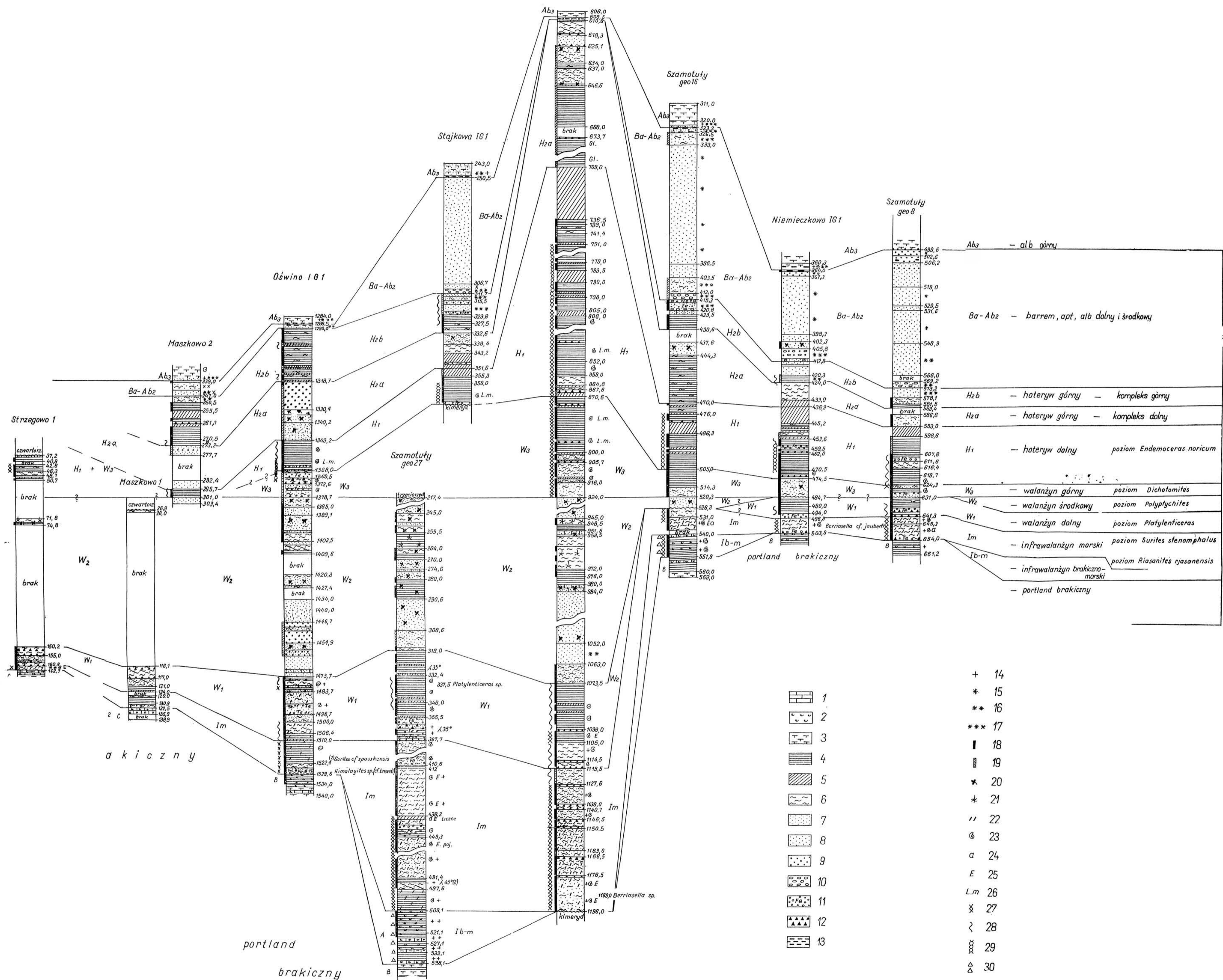


Fig. 2. Korelacja litologiczno-stratygraficzna kredy dolnej północno-wschodniej części synklinorium szczecińskiego  
 1 — wapień, 2 — muszlowce, 3 — margle, 4 — ilowce, 5 — ilowce popielate, niekiedy z odcieniem zielonawym, 6 — mułowce, 7 — piaskowce drobnoziarniste, 8 — piaskowce średnioziarniste, 9 — piaskowce gruboziarniste, 10 — zlepiące i żwirowce, 11 — oolity żelaziste, 12 — syderyty, 13 — fosforyty, 14 — marglistość, 15 — glaukonit liczy, 16 — glaukonit barzo liczy, 17 — glaukonit bardzo liczy, 18 — barwa osadu ciemnoszara do czarnej, 19 — barwa osadu szara, 20 — detrytus zwęglonego drewna, 21 — rizoidy, 22 — detrytus fauny, 23 — występowanie fauny, 24 — amonity, 25 — *Erogryra sinuata* S o w., 26 — *Leda mariae* d' O r b., 27 — mikrofauna otwornicowa wapienna i zlepińcowata, 28 — mikrofauna otwornicowa zlepińcowata, 29 — mikrofauna otwornicowa zlepińcowata z *Glomospira gordialis* (J o n e s e t P a r k e r), 30 — mikrofauna brakiczno-morska poziomu mikrofaunistycznego A

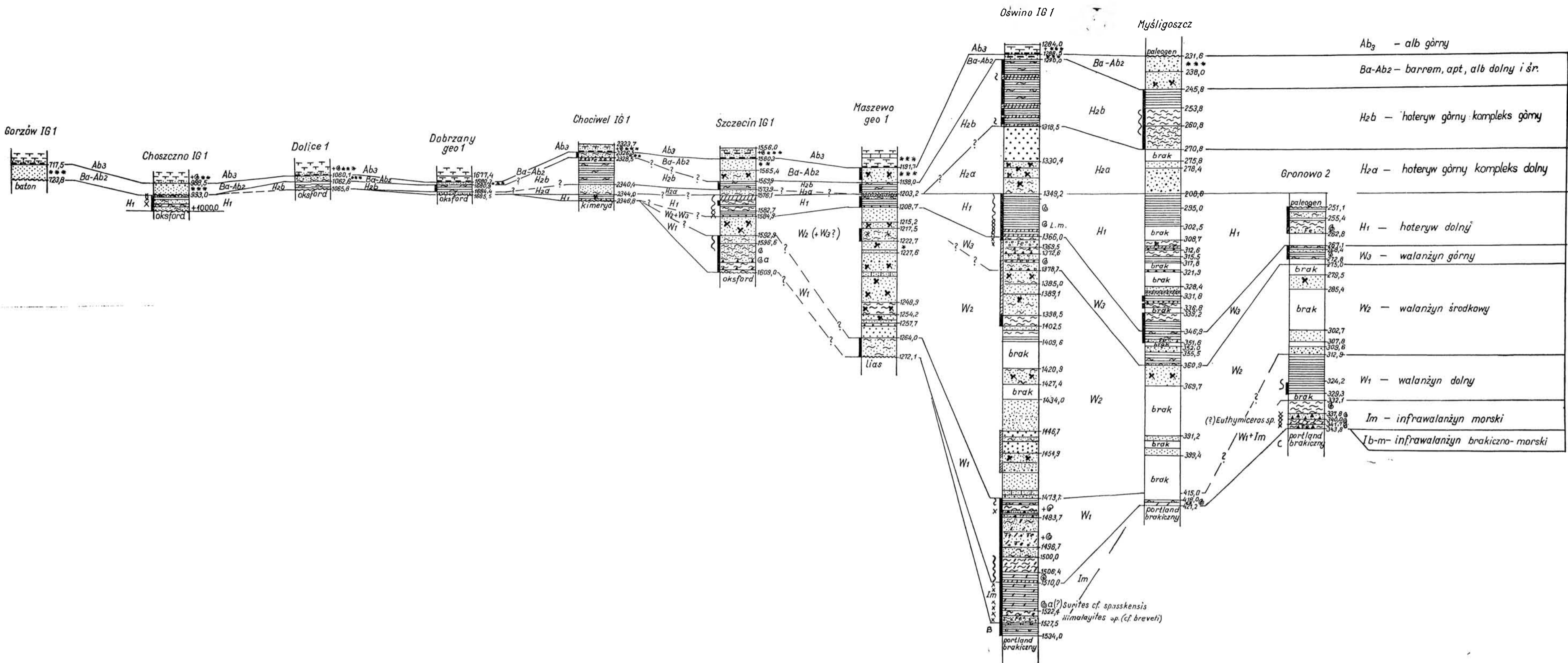


Fig. 3. Korelacja litologiczno-stratygraficzna kredy dolnej synklinorium szczecińskiego i południowo-wschodniej części antyklinorium pomorskiego  
Objaśnienia jak do fig. 2

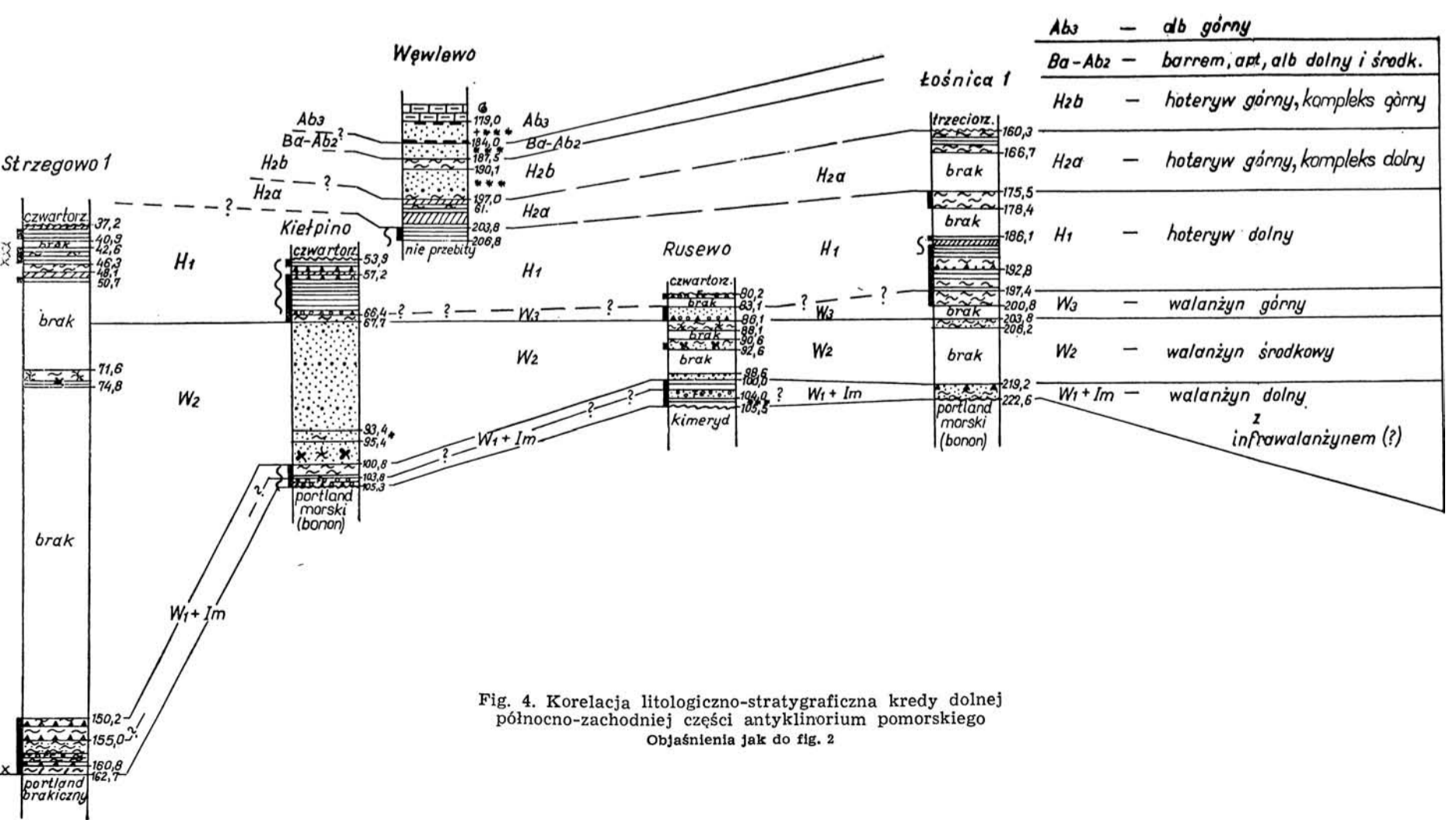


Fig. 4. Korelacja litologiczno-stratygraficzna kredy dolnej północno-zachodniej części antyklinorium pomorskiego  
Objaśnienia jak do fig. 2