

Krystyna DAYCZAK-CALIKOWSKA, Władysław MORYC

Rozwój basenu sedymentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski

Ekspansywny charakter morza środkowojurajskiego wyraża się m.in. tym, że pełne profile litologiczno-stratygraficzne występują tylko w strefach obniżonych, obszary wyniesione charakteryzują się skróconymi profilami stratygraficznymi i redukcjami miąższości. Dominują osady klastyczne. Od aalenu po baton górny strefa maksymalnej subsydencji kompensowanej osadami przypada na środkową i południowo-wschodnią część bruzdy środkowopolskiej i obniżenie sulechowsko-częstochowskie, w kelowej przemieszczą się na północno-zachodnią część basenu sedymentacyjnego.

WSTĘP

Dla środkowej jury wykonano 8 map paleomiąższości i facji oraz mapę paleotektoniczną. Mapy paleomiąższości i facji opracował zespół autorów, o czym informują podpisy do ilustracji. Funkcję redaktorki całości pełniła K. Dayczak-Calikowska (IG Warszawa). Rejonizację paleotektoniczną przeprowadzili K. Dayczak-Calikowska i Z. Deczkowski na mapie sumarycznej kompleksu środkowojurajskiego, wykonanej przez superpozycję 8 map paleomiąższości.

Materiałem podstawowym dla sporządzania map były profile ponad 800 otworów wiertniczych. Wykorzystano tu zarówno pełnordzeniowe płytkie otwory, kartujące środkowojurajskie złoża rud żelaza, jak i otwory głębokie. Rdzeniowanie tych ostatnich było w przeważającej części fragmentaryczne, natomiast dla wielu otworów wierconych w ostatnich latach całkowicie bezrdzeniowo na odcinku środkowej jury podstawy podziału litologiczno-stratygraficznego stanowiły jedynie wykresy pomiarów geofizycznych, niekiedy nienajlepszej jakości. To zróżnicowanie materiału podstawowego spowodowało, że wiarygodność wykorzystanych danych jest niejednakowa.

Rozpoznanie stratygraficzne kompleksu środkowojurajskiego w Polsce i dokumentacja paleontologiczna osadów są na tyle dobre, że pozwoliły na skonstruowanie map paleomiąższości i facji stosunkowo drobnych ogniów stratygraficznych. W tab. 1 przedstawiono korelację podziałów biostratygraficznych, stosowanych w Europie Zachodniej i w Polsce.

Korelacja podziałów biostratygraficznych

| Europa Zachodnia (W.J. Arkell, 1956) | | Polska (S.Z. Różycki, 1953; J. Znosko, 1975a; K. Dayczak-Calikowska, 1964, 1980; K. Dayczak- Calikowska, J. Kopik, 1973) | | | |
|---|---------------|--|----------------------------------|---|-----------------------|
| <i>athleta</i> | Kelowej | Oksf. | dln. | <i>flexicostatum</i> | |
| <i>coronatum</i> | | Kelowej | górný | <i>duncani</i> <i>pollux</i> <i>jason</i> | |
| <i>calloviense</i> | | | dolny | <i>calloviense</i> | |
| ----- <i>macrocephalus</i> | | | | | <i>typicus</i> |
| <i>discus</i> | Baton | Baton | górný | <i>discus</i> | |
| <i>retrocostatum</i> (<i>aspidoides</i>) | | | | <i>paradoxus</i> | |
| | | | | <i>heterocostatus</i> | |
| <i>morrisi</i> <i>subcontractus</i> | | śródkowy | <i>bremeri</i> <i>morrisi</i> | | |
| <i>progracilis</i> | | dln. | | <i>Procerites</i> sp. sp. | |
| <i>zigzag.</i> | Bajos | Bajos | górný = Kujaw | <i>wuerttembergica</i> | |
| | | | | <i>ferruginea (valida)</i> | |
| | | | | <i>schloenbachi</i> | |
| <i>parkinsoni</i> | | | | <i>parkinsoni</i> | |
| | | | | <i>subarietis</i> | |
| | | | | <i>tetragona</i> | |
| <i>garantiana</i> | | | | <i>garantiana</i> | |
| <i>subfurcatum</i> | | | | <i>subfurcatum</i> | |
| <i>humphriesianum</i> | | | | dolny | <i>blagdeni</i> |
| | | | | | <i>humphriesianum</i> |
| ----- <i>sauzei</i> | <i>sauzei</i> | | | | |
| <i>sowerbyi</i> | | | <i>sowerbyi</i> | | |
| <i>murchisonae</i> | Aalen | Aalen | grn. | <i>murchisonae</i> | |
| <i>opalinum</i> | | | dln. | <i>opalinum</i> | |

METODYKA

Obraz paleomiąższości osadów, przedstawiony na kolejnych mapach, jest zgodny z obrazem miąższości obecnych, z wyjątkiem obszarów, które były poddane procesom później, przed- i pokredowej erozji epigenetycznej. W tych obszarach paleomiąższości całkowicie usuniętych osadów zostały zrekonstruowane na podstawie analizy rozwoju ogniwi środkowej jury, ich miąższości i litofacji.

Litofacje kompleksów przedstawiono w postaci współczynnikowych map uśrednionego składu litologicznego (fig. 1–6). Skały klastyczne podzielono na dwie grupy: grupę piaskowców i zlepieńców oraz grupę iłowców i mułowców. Na mapach paleomiąższości i litofacji ukazano stosunki ilościowe tych grup, wydzielając pola litofacialne na podstawie przebiegu izolinii współczynnika piaskowcowo-iłowcowego. Na mapy batonu środkowego i górnego oraz keloweju (fig. 7, 8) wprowadzono ponadto współczynnik klastyczności, wydzielając pola skał węglanowych. Wprowadzanie tego współczynnika dla map okresów wcześniejszych (fig. 1–6) było niecelowe, ponieważ miąższości wkładek węglanowych, głównie syderytów, w stosunku do miąższości kompleksów osiągałyby kilka promille.

ROZWÓJ BASENÓW

Basen sedymentacyjny w środkowej jurze przez cały czas jej trwania wykazywał wybitnie ekspansywny charakter. Dowodem tego są kolejne etapy transgresywne, w których wyniku od aalenu po późny kelowej włącznie coraz większe obszary obejmowane były sedymentacją.

Inicjalna transgresja, postępująca od południowego wschodu, wkroczyła na Niż Polski już we wczesnym aalenie (fig. 1). Wydaje się, że początkowo basen sedymentacyjny ograniczał się do wąskiej bruzdy środkowopolskiej i obniżenia sądecko-przemyskiego. W miarę rozwoju transgresji, w nieco młodszym aalenie na przedpolu ładu sudecko-śląskiego powstała południowo-zachodnia odnoga morza aaleńskiego, łącząca się z basenem germańskim. Oddzielona była od północno-zachodniej części bruzdy ładem, wypiętrzoną na pograniczu kajpru i noryko-retyku. Północno-wschodnią granicę basenu stanowił stabilny ład platformy prekambryjskiej o mało urozmaiconym, wyrównanym reliefie. Wydaje się, że łądy ograniczające basen aaleński od południa (sudecko-śląski i małopolski) miały rzeźbę bardziej urozmaiconą i – mimo długotrwałego działania procesów erozyjnych – były bardziej wypiętrzone od ładów północnych. Stwierdzenie to wynika z rozkładu litofacji. Podczas gdy w bruzdzie środkowopolskiej dominuje litofacja łupkowa, to w strefie przedsudeckiej (obniżenie sulechowsko-częstochowskie) występują wyłącznie piaskowce gruboziarniste. Transport materiału klastycznego do zbiornika południowego musiał się odbywać również od północy, z wyniesienia szczecińsko-piotrkowskiego, jednakże z nieporównanie mniejszą intensywnością. Strefa maksymalnych miąższości obejmuje kujawsko-świętokrzyską część bruzdy oraz obniżenie sądecko-przemyskie.

Basen morski aalenu, podobnie jak i wczesnego bajosu (fig. 2), zamyka na skrajnie północnym zachodzie obszar sedymentacji limnicznej z okresowymi wpływami morskimi. W przystropowej części kompleksu aaleńskiego występuje cienka wkładka brakiczno-morska (K. Dayczak-Calikowska, 1987).

We wczesnym bajosie (fig. 2) zarysy basenu nie uległy zasadniczej zmianie.

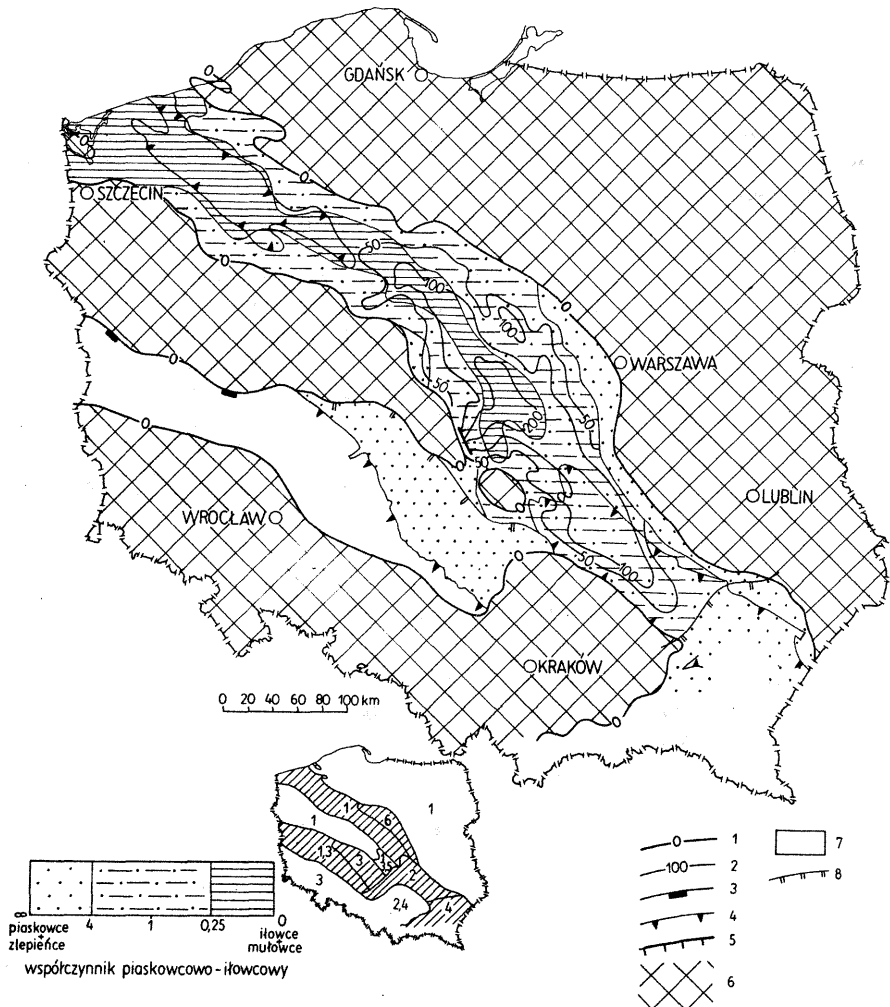


Fig. 1. Paleomiąższości i litofaciez aalenu (poziomy *opalinum*–*murchisonae*) według K. Dayczak-Calikowskiej (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowskiego (3), W. Morycy (4), K. Mrozka (5) i A. Ryll (6)

Palaeothickness and lithofacies of the Aalenian (*opalinum*–*murchisonae* zones) after K. Dayczak-Calikowska (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowski (3), W. Moryc (4), K. Mrozek (5), and A. Ryll (6)

1 – paleoizopachyta 0 – pierwotny zasięg basenu; 2 – paleoizopachyty; 3 – zasięg całkowitej, późnej, przedkredowej erozji epigenetycznej; 4 – zasięg całkowitej, późnej, pokredowej erozji epigenetycznej; 5 – uskoki synsedymantacyjne; 6 – obszary pierwotnie nie objęte sedimentacją; 7 – facja nie interpretowana; 8 – granica nierozdzielonego kompleksu obejmującego aalen, dolny bajos i dolny kujaw

1 – zero palaeoisopach – primary extent of the basin; 2 – palaeoisopachs; 3 – extent of complete late epigenetic (pre-Cretaceous) erosion; 4 – extent of complete late epigenetic (post-Cretaceous) erosion; 5 – synsedimentary faults; 6 – areas of the primary non-deposition; 7 – facies not interpreted; 8 – boundary of undivided complex consisting of Aalenian, Lower Bajocian and Lower Kujavian

Jedynie zachodnia część wyniesienia szczecińsko-piotrkowskiego obniżyła się nieco i obszar ten został objęty sedimentacją morską (K. Dayczak-Calikowska, J. Znosko, 1966; K. Dayczak-Calikowska, 1979). Dominacja litofacji piaskowcowej



Fig. 2. Paleomiąższości i litofacje dolnego bajosu (poziomy *sowerbyi*–*blagdeni*) według: K. Dayczak-Calikowskiej (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowskiego (3), W. Moryca (4), K. Mrozka (5) i A. Ryll (6)
 Palaeothickness and lithofacies of the Lower Bajocian (*sowerbyi*–*blagdeni* zones) after K. Dayczak-Calikowska (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowski (3), W. Moryc (4), K. Mrozek (5), and A. Ryll (6)

Objaśnienia jak na fig. 1

Explanations as in Fig. 1

wskazuje na bardzo znaczne spłylenie zbiornika i jednocześnie intensywniejszy dopływ materiału klastycznego. Podobnie jak w aalenie, najsilniejszej subsydencji kompensowanej przez sedimentację podlegała kujawska część bruzdy, gdzie osadziły się mięzsze serie utworów ilastych.

Na pograniczu wczesnego bajosu i kujawu (fig. 3) nastąpiła silna regresja. Odślonięte w jej wyniku skały dolnego bajosu, złożone poza bruzdą środkowopolską, zostały poddane erozji, trwającej bądź przez poziom *Strenoceras subfurcatum* (brzeźna, północno-wschodnia strefa basenu, wschodnia część monokliny przed-

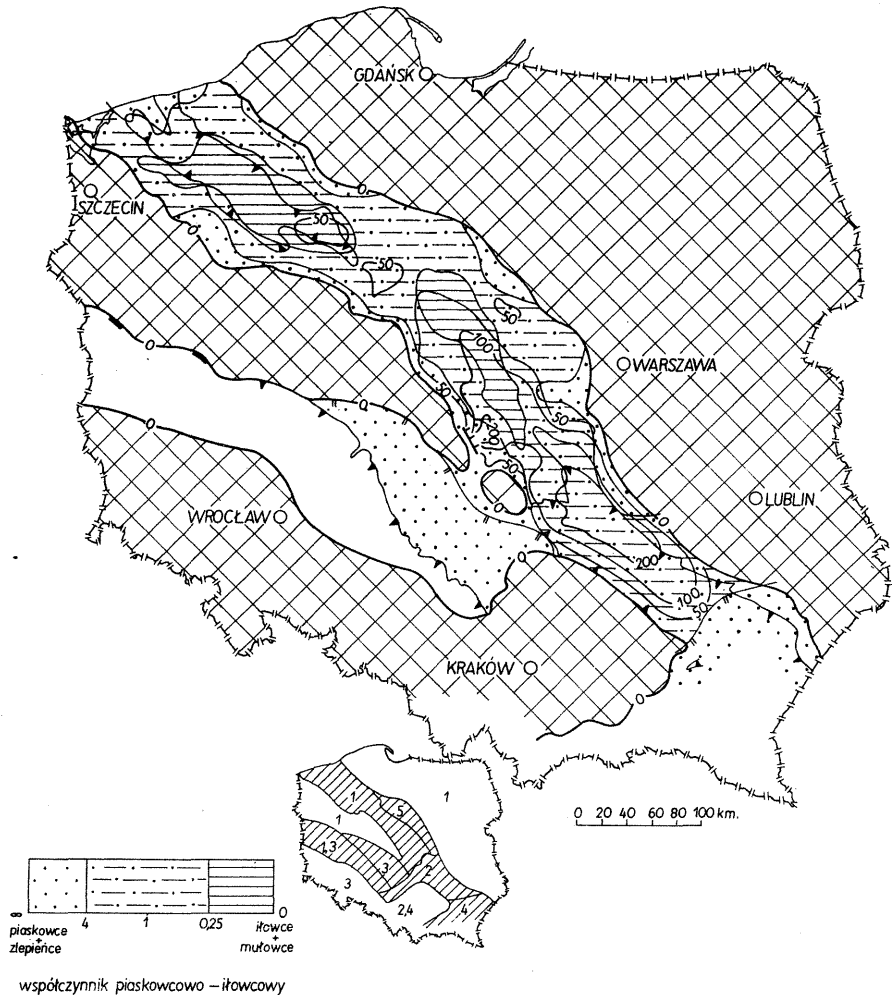


Fig. 3. Paleomiąższości i litofacje dolnego kujawu (poziomy *subfurcatum*–*tetragona*) według K. Dayczak-Calikowskiej (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowskiego (3), W. Moryca (4) i A. Ryll (5)

Palaeothickness and lithofacies of the Lower Kujavian (*subfurcatum*–*tetragona* zones) after K. Dayczak-Calikowska (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowski (3), W. Moryc (4), and A. Ryll (5)

Objaśnienia jak na fig. 1

Explanations as in Fig. 1

sudecko-śląskiej), bądź też przez cały wczesny kujaw (zachodnia część wyniesienia szczecińsko-piotrkowskiego). Zarysy basenu sedymentacyjnego wczesnego kujawu (fig. 3) są zatem bardzo zbliżone do zarysu zbiornika aaleńskiego. W najniższym kujawie po raz pierwszy sedymentacją morską została objęta skrajnie północno-zachodnia część basenu, w której dotychczas dominowały osady limniczne.

Rozkład miąższości i litofacji powtarza obraz znany z aalenu i wczesnego bajosu, a mianowicie, utwory ilaste i miąższości maksymalne grupują się w kujawsko-świętokrzyskiej części bruzdy. W jej części pomorskiej miąższości utworów ilastych i piaszczystych są nieporównanie mniejsze.

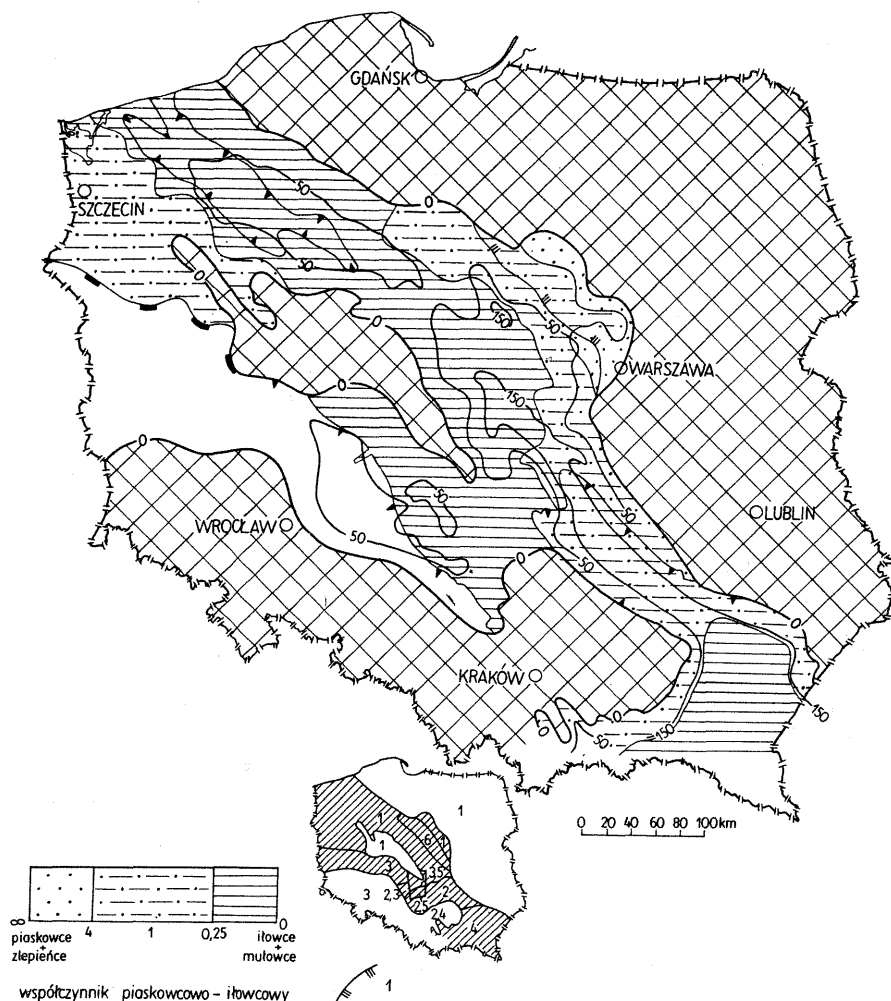


Fig. 4. Paleomiąższości i litofaciej środkowego kujawu (poziomy *Parkinsonia subarietis* + *P. parkinsoni*) według: K. Dayczak-Calikowskiej (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowskiego (3), W. Moryca (4), K. Mrozka (5) i A. Ryll (6)

Palaeothickness and lithofacies of the Middle Kujavian (*Parkinsonia subarietis* + *P. parkinsoni* zones) after K. Dayczak-Calikowska (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowski (3), W. Moryc (4), K. Mrozek (5), and A. Ryll (6)

1 – zasięg serii lądowej; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

1 – extent of continental series; other explanations as in Fig. 1

Na trzech omówionych mapach zaznaczono zasięg nierozdzielonego kompleksu piaszczystego, obejmującego aalen, wczesny bajos i wczesny kujaw. Jego miąższości przedstawiono na mapie dolnego bajosu (fig. 2). Kompleks ten występuje we wschodniej części obniżenia sulechowsko-częstochowskiego oraz w obniżeniu sądecko-przemyskim.

Zarysy basenu w poziomach *Parkinsonia subarietis* + *Parkinsonia parkinsoni* (fig. 4) są bardzo zbliżone do zarysów basenu wczesnobajoskiego (fig. 2). Sedymentacją morską została objęta ponownie zachodnia część wyniesienia szcze-

cińsko-piotrkowskiego. Wschodnia granica basenu przesunęła się nieco ku wschodowi w wyniku rozwoju transgresji, podobnie zresztą basen przedkarpacki rozszerzył się ku północy i północnemu zachodowi.

Rozkład facji i miąższości w dalszym ciągu wskazuje, że strefa maksymalnej subsydencji kompensowanej przez sedymentację obejmowała kujawsko-świętokrzyską część bruzdy, przedłużając się w kierunku obniżenia sądecko-przemyskiego (J. Daniec, 1970). Podobne miąższości charakteryzują wąską strefę rowów położoną na NNE od osi bruzdy (A. Ryll, 1983). Litofacie układają się tu nieco inaczej niż w okresach wcześniejszych. Utwory ilaste dominują w całej bruździe środkowopolskiej i obniżeniu sądecko-przemyskim. Po raz pierwszy sedymentacją ilastą została objęta strefa przedsudecka.

Na północny wschód od kujawskiej części bruzdy występuje dość wąska strefa utworów lądowych z okresowymi wpływami morskimi, których wiek na podstawie mikrofauny określono jako kujaw środkowy. W związku z tym ich zasięg zaznaczono również na mapie poziomu *Parkinsonia schloenbachi*.

W poziomie *Parkinsonia schloenbachi* (fig. 5) morze ponownie wycofało się z zachodniej części wyniesienia szczecińsko-piotrkowskiego i złożone tu osady objęte zostały erozją. Oprócz tego na lądzie małopolskim zarysował się wąski zbiornik o mieszanych warunkach sedymentacji. Dolną część profilu stanowią estuariowo-lądowe glinki grojeckie, górną natomiast piaszczyste utwory morskie (W. Moryc, 1985, 1987; W. Moryc, E. Ratajska, 1984). Na pozostałych obszarach granice basenu nie uległy większym zmianom.

Rozkład miąższości utworów złożonych w poziomie *Parkinsonia schloenbachi* powiela obraz obserwowany wcześniej. Strefa maksymalnych miąższości utrzymuje się w kujawskiej części bruzdy i obniżeniu sądecko-przemyskim. Rozkład litofacji jest jednak zupełnie inny. Dominują facje piaszczyste, większy obszar występowania osadów ilastych znajduje się we wschodniej części obniżenia sulechowsko-częstochowskiego, co może sugerować, że w basenie przedsudeckim dominował ten typ sedymentacji.

Z początkiem późnego kujawu (fig. 6) nastąpił bardzo silny impuls transgresyjny. Sedymentacją morską zostało objęte całe wyniesienie szczecińsko-piotrkowskie (jego środkowa i południowo-wschodnia część po raz pierwszy – K. Dayczak-Calikowska, 1977b; K. Mrozek, 1975) oraz północno-wschodnia część platformy prekambryjskiej. Na platformie wschodnioeuropejskiej rozpoczęła się sedymentacja jednolitej, nie dającej się rozdzielić serii lądowej (głównie piaskowce z rizoidami i zwęgloną lub spirytyzowaną siewką roślinną), reprezentującej późny kujaw oraz wczesny i środkowy baton. Jej pozycję stratygraficzną określa nieliczna mikrofauna pochodząca z drobnych ingresyjnych wkładek morskich.

Morskie utwory późnego kujawu i wczesnego batonu reprezentowane są przede wszystkim przez utwory ilaste nie tylko w bruździe środkowopolskiej, ale również na całym obszarze położonym na południowy zachód od niej. Osady piaszczyste grupują się głównie na obrzeżach basenu. Charakterystyczną cechą tych utworów są wkładki syderytów i muszłowców syderytowych. Typowe muszłowce syderytowe lub muszłowce ilaste, lub też piaszczyste późnego kujawu i wczesnego batonu grupują się głównie w dwóch obszarach: w zachodniej części bruzdy kujawskiej oraz w północno-zachodniej części bruzdy pomorskiej, przy czym ich geneza jest całkowicie różna. Tworzenie się muszłowców w strefie kujawskiej wiąże J. Znosko (1957b) z okresowymi spłyconiami centralnej części basenu, związanymi z intensywnym dźwiganiem się wysadów solnych w tym okresie. W północno-zachodniej części bruzdy pomorskiej powstanie muszłowców można by wiązać natomiast z tym, że transgresji kujawskiej postępującej etapami towarzyszyło w późnym ku-

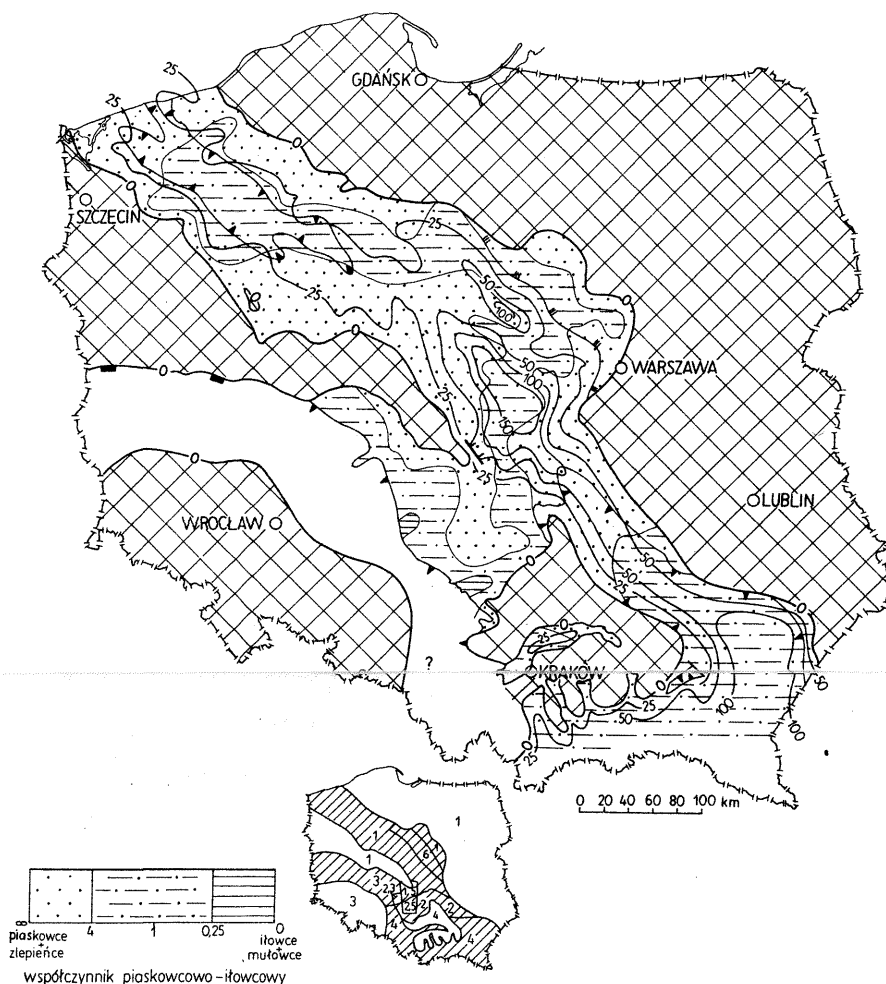


Fig. 5. Paleomiąższości i litofacie środkowego kujawu (poziom *Parkinsonia schloenbachi*) według: K. Dayczak-Calikowskiej (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowskiego (3), W. Moryca (4), K. Mrozka (5) i A. Ryll (6)

Palaeothickness and lithofacies of the Middle Kujavian (*Parkinsonia schloenbachi* zone) after K. Dayczak-Calikowska (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowski (3), W. Moryc (4), K. Mrozek (5), and A. Ryll (6)

Objaśnienia jak na fig. 1 i 4

Explanations as in Figs 1 and 4

jawie spłylenie peryferycznej, płytkiej części basenu, co doprowadziło w konsekwencji do synsedymacyjnego rozmywania złożonych osadów i gromadzenia się detrytu fauny. Syderytyzacja muszłowców iłowo-piaszczystych była zjawiskiem wtórnym w obydwu obszarach ich występowania. Miąższość tego odcinka profilu jest stosunkowo niewielka, maksymalne wartości osiąga w kujawskiej części bruzdy, obniżeniu sądecko-przemyskim oraz w strefie przedsudeckiej.

W środkowym batonie zarysy basenu sedymacyjnego nie zmieniają się. Sedymentacja tak morska, jak i lądowa odbywa się w tych samych granicach

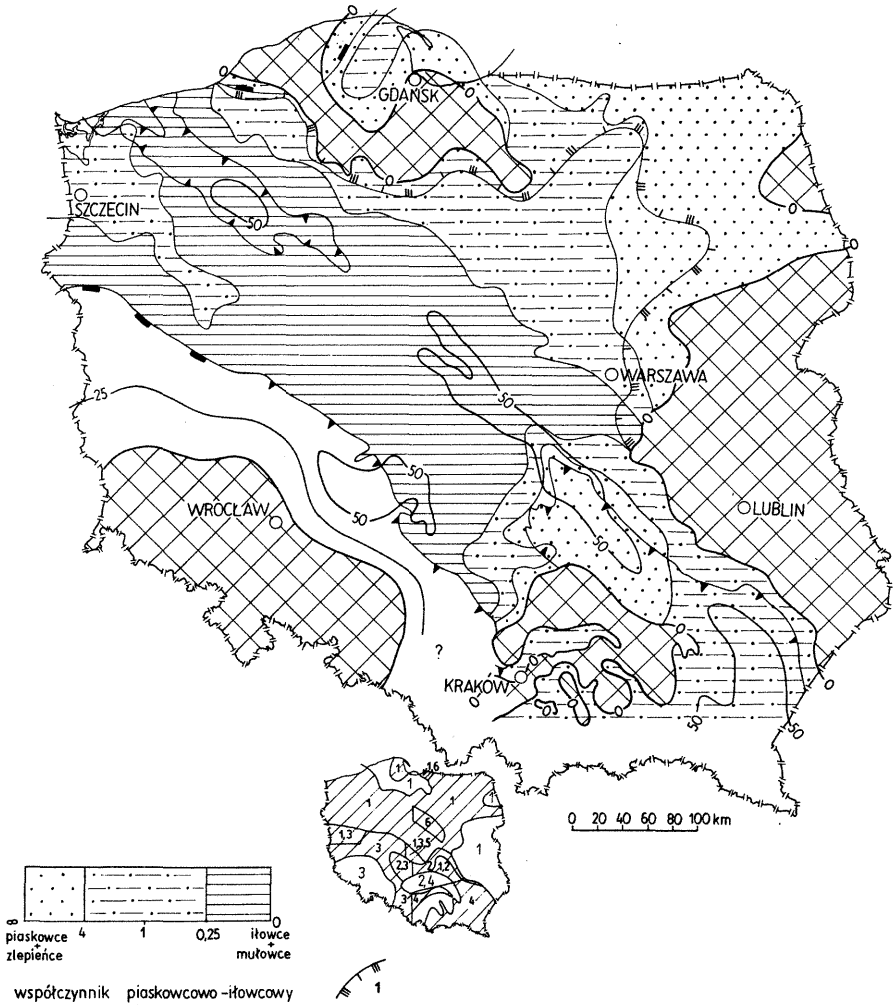


Fig. 6. Paleomiąższości i litofacie górnego kujawu i dolnego batonu (poziomy *ferruginea (valida)* – *Procerites* sp. sp.) według: K. Dayczak-Calikowskiej (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowskiego (3), W. Moryca (4), K. Mrozka (5) i A. Ryll (6)

Palaeothickness and lithofacies of the Upper Kujavian and Lower Bathonian (*ferruginea (valida)* – *Procerites* sp. sp. zones) after K. Dayczak-Calikowska (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowski (3), W. Moryc (4), K. Mrozek (5), and A. Ryll (6)

1 – granica serii lądowej obejmującej górny kujaw oraz dolny i środkowy baton; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1
 1 – boundary of continental series including Upper Kujavian, Lower and Middle Bathonian; other explanations as in Fig. 1

co poprzednio. Dopiero transgresja późnobałtońska wyraźnie zmienia dotychczasowy obraz (fig. 7). W utworach batonu środkowego i późnego dominują skały piaszczyste. We wschodniej Polsce występują trzy płyty wapieni rafowych, otoczone aureolą wapieni piaszczystych, przechodzących następnie w piaszczyste wapieniste lub dolomityczne, natomiast w zachodniej i południowo-zachodniej części basenu zaznacza się wyraźna przewaga osadów ilastych o dużych miąższościach. Miąższość



Fig. 7. Paleomiąższości i litofacie środkowego i górnego batonu (poziomy *morrissi-discus*) według: K. Dayczak-Calikowskiej (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowskiego (3), W. Moryca (4) i A. Ryll (5)

Palaeothickness and lithofacies of the Middle and Upper Bathonian (*morrissi-discus* zones) after K. Dayczak-Calikowska (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowski (3), W. Moryc (4), and A. Ryll (5)

1 – zasięg morskich osadów batonu środkowego; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

1 – extent of marine sediments of the Middle Bathonian; other explanations as in Fig. 1

jest dość znaczna, maksymalne wartości osiąga w kujawskiej części bruzdy i w basenie przedsudeckim.

Na pograniczu późnego batonu i keloweju nastąpiła ponowna silna regresja (K. Dayczak-Calikowska, 1966). W poziomie *Macrocephalites typicus* morze skurczyło się do granic bruzdy środkowopolskiej, nie wycofało się jednakże z wąskiej strefy przedsudeckiej, tarasu małopolskiego i obniżenia sądecko-przemyskiego. Przy tym jeszcze we wczesnym keloweju rozpoczęła się kolejna transgresja, tym razem od północnego zachodu, która już w późnym keloweju (fig. 8) objęła

cały obszar Polski, trwając nadal w oksfordzie (K. Dayczak-Calikowska, 1976, 1977a).

W północno-wschodniej i wschodniej Polsce przeważają wapienie organodetrytyczne, krynowidowe, w różnym stopniu zapiaszczone, przechodzące ku zachodowi w piaskowce wapniste i piaskowce. Facja margli piaszczystych występuje w środkowej części wyniesienia szczecińsko-piotrkowskiego. W północno-zachodniej części bruzdy stwierdza się miąższe serie piaskowców chlorytowych, przedzielone pakietem chlorytowych iłowców. Na znacznym obszarze basenu

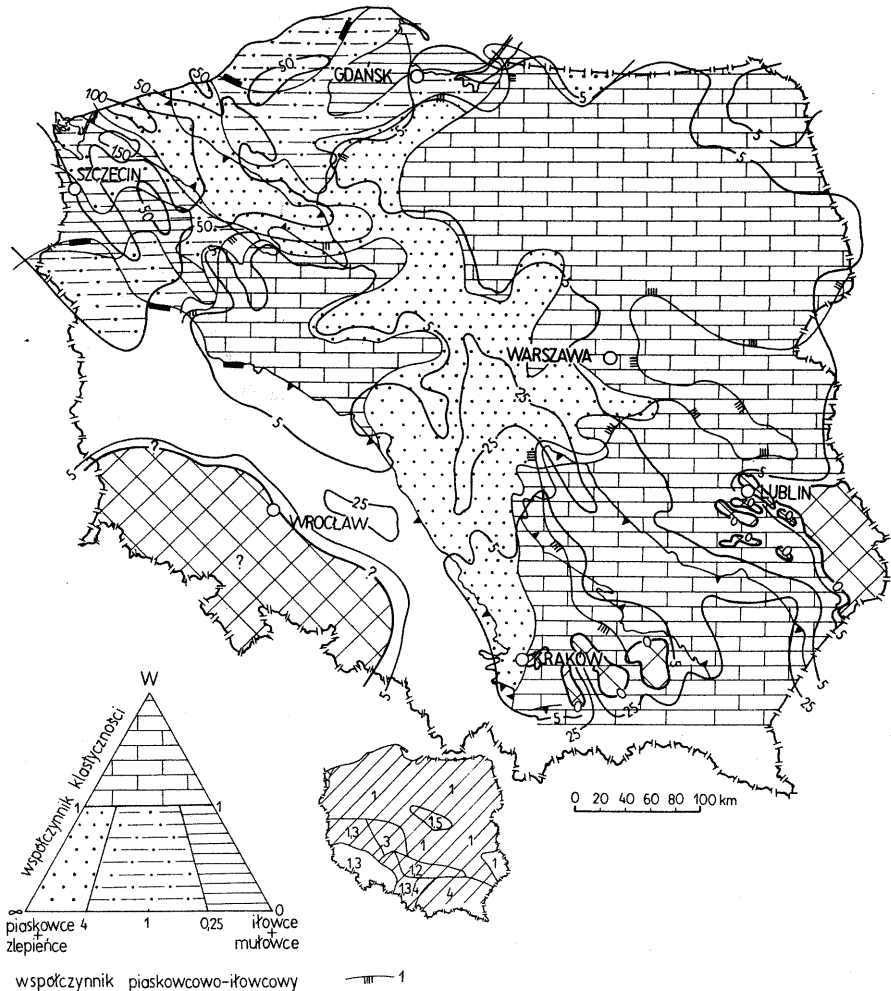


Fig. 8. Paleomiąższości i litofacieje keloweju (poziomy *typicus* – *duncani*) według: K. Dayczak-Calikowskiej (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowskiego (3), W. Moryca (4) i A. Ryll (5)

Palaeothickness and lithofacies of the Callovian (*typicus* – *duncani* zones) after K. Dayczak-Calikowska (1), J. Daniec (2), Z. Deczkowski (3), W. Moryc (4), and A. Ryll (5)

1 – zasięg warstwy bulastej; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

1 – extent of Nodular Bed; other explanations as in Fig. 1

polskiego w keloweju występuje warstwa bulasta (fig. 8). Jest to warstewka od kilku do kilkudziesięciu centymetrów grubości, obejmująca skondensowane poziomy późnego, a nierzadko wczesnego keloweju oraz wczesnego oksfordu (*Sigaloceras calloviense* – *Quenstedtoceras lamberti*). Miąższości keloweju są bardzo mocno zróżnicowane – od kilkudziesięciu centymetrów do 200 m. Obszarem o największej subsydencji kompensowanej przez sedymentację jest północno-zachodnia część bruzdy środkowopolskiej. Na pozostałym obszarze miąższości są bardzo niewielkie. W kujawskiej, dotychczas najbardziej subsydującej, części bruzdy osiągają tylko niewiele ponad 35 m.

Osady środkowej jury wykształcone są jako morska transgresywna asocjacja terygeniczna (fig. 9). Wydzielono tu dwie subasocjacje: subasocjację ilów i piasków oraz subasocjację wapienną (W.J. Chain, 1974). Subasocjacja ilów i piasków dominuje na całym platformowym obszarze Polski od aalenu po kelowej górny łącznie. Są to na ogół naprzemianległe pakiety piaskowców i skał ilastych. Osady te powstały w basenie płytkim i ruchliwym. Wskazują na to liczne struktury spływowe, czasem warstwowanie skośne obserwowane w utworach piaszczystych, wkładki i nieregularne przerosty piaszczyste w utworach mułowcowo-ilastych, jak również liczne poziomy muszlowców i śródformacyjnych zlepieńców oraz powierzchnie rozmyć śródwarstwowych. Zróżnicowanie warunków sedymentacyjnych doprowadziło do powstania facji specyficznych, jak np. piaskowców chlorytowo-szamozytowych, syderytów czy też mułowców z oolitami żelazistymi.

W polskim basenie epikontynentalnym istniały jednak strefy, charakteryzujące się ciągłą subsydencją, trwającą przez stosunkowo długie okresy. Procesy te umożliwiły powstanie miąższych serii ilastych nie tylko w bruzdzie środkowopolskiej (fig. 1–6), obniżeniu sądecko-przemyskim (fig. 4) i obniżeniu sulechowsko-częstochowskim (fig. 4–7), ale również na wyniesieniu szczecińsko-piotrkowskim lub w jego południowej części (fig. 4, 6, 7).

Na północnym wschodzie i wschodzie subasocjacja ilów i piasków obejmuje również serie lądowe, z okresowymi wpływami morskimi (fig. 4–6). Są to osady piaszczyste z wkładkami ilastymi, poziomami gleb kopalnych oraz licznymi płaskurami piaszczysto-pirytowymi. Seria ta przykryta jest ilasto-piaszczystymi, morskimi utworami transgredującego górnego batonu. Subasocjacja wapienna występuje w niewielkich płatach na Podlasiu i Lubelszczyźnie. Są to wapienie organodetrytyczne typu wapieni przyrafowych, czasem z poziomami stromatolitów. Z reguły mają znaczną domieszkę limonitu w postaci oolitów, pizolitów, kongrecji o budowie skorupowej lub wreszcie pól limonitowych, występujących przeważnie na erozyjnej granicy baton górny – kelowej górny.

MAPA PALEOTEKTONICZNA

Mapę paleotektoniczną kompleksu środkowojurajskiego (fig. 9) sporządzono przez superpozycję 8 map paleomiąższości, wykonanych dla kolejnych pięter, podpięter lub poziomów stratygraficznych. Powstała w ten sposób mapa zsumowanych miąższości pokrywy osadowej środkowej jury jest jednocześnie mapą paleostrukтурalną, odwzorowującą głębokość położenia i nachylenie powierzchni spągowej całego kompleksu u schyłku jury środkowej. Głębokość położenia tej powierzchni wynosi od 0 do ponad 1000 m. Na mapie wyróżniono szereg pozytywnych i negatywnych paleostruktur o zasięgu regionalnym, półregionalnym i lokalnym, charakteryzujących się zróżnicowanym stopniem subsydencji i tempem oraz czasem trwania akumulacji osadów.

Głównym elementem paleotektonicznym jest bruzda środkowo-

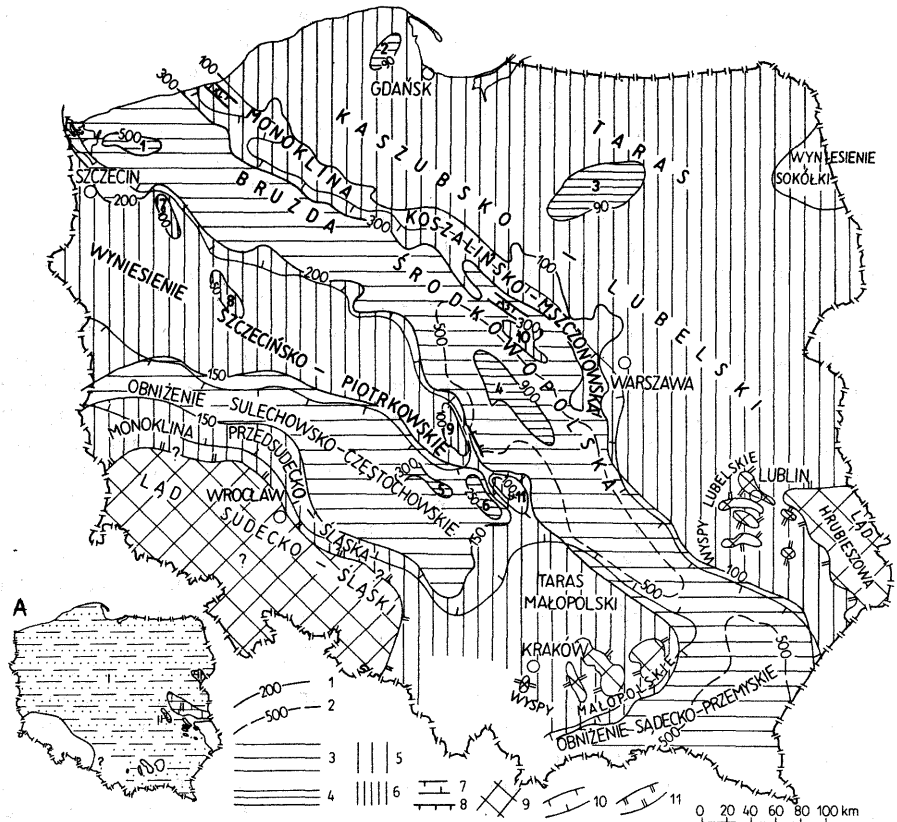


Fig. 9. Mapa paleotektoniczna jury środkowej u schyłku sedimentacji kelowej według: K. Dayczak-Calikowskiej i Z. Deczkowskiego

Palaeotectonic map of the Middle Jurassic at decline of the Late Callovian after K. Dayczak-Calikowska and Z. Deczkowski

1 – paleoizohipsy spągu osadów środkowej jury wyznaczające granice jednostek paleotektonicznych; 2 – ważniejsze inne paleoizohipsy spągu osadów środkowej jury; 3 – obniżenia; 4 – depresje (1 – Golczewa, 2 – Wejherowa, 3 – Olszyn, 4 – Kutna, 5 – Złoczewa, 6 – Kamińska); 5 – wyniesienia; 6 – elewacje (7 – Chociwła-Suliszewa, 8 – Pniew, 9 – Wartkowic, 10 – Bodzanowa, 11 – Piotrkowa Tryb.); 7 – rowy synsedymantacyjne (12 – Koszalina, 13 – Kamionek); 8 – uskoki synsedymantacyjne; 9 – obszary lądowe u schyłku kelowej; 10 – zasięg basenu aalenu; 11 – zasięg basenu kelowej; A – platformowe asocjacje litologiczne: morska transgresywna asocjacja terygeniczna: I – subasocjacja ilów i piasków, II – subasocjacja wapienna

1 – palaeoisohypses of the Middle Jurassic base determining the boundaries of palaeotectonic units; 2 – other major palaeoisohypses of the Middle Jurassic base; 3 – downwarps; 4 – depressions; 5 – uplifts; 6 – elevations; 7 – synsedimentary grabens; 8 – synsedimentary faults; 9 – continental areas in the Late Callovian; 10 – extent of the Aalenian basin; 11 – extent of the Callovian basin; A – platform lithological associations: marine transgressive terrigenous association: I – clay and sand sub-association, II – calcareous sub-association; for geographical names of palaeotectonic units see Polish text (numbers in *italics*)

p o l s k a o kierunku NW – SE, podlegająca przez cały okres trwania sedimentacji środkowej jury powolnym ruchom obniżającym. Stanowiła ona drogę kolejnych transgresji od południowego wschodu (aalen – późny baton) i od północnego zachodu (kelowej). Zróżnicowanie subsydencji w obrębie bruzdy jest znaczne. W jej pomorskiej części maksymalna głębokość położenia spągu kompleksu środkowej jury wynosi 600 m (depresja Golczewa – 1), podczas gdy w części kujawskiej – poniżej 1000 m (depresja Kutna – 4). Oprócz dwóch wymienionych de-

presji, na wschodnim skłonie bruzdy znajdują się jeszcze dwie struktury lokalne: synsedymencyjny rów Kamionek (13) i elewacja Bodzanowa (10). Ku południowemu wschodowi subsydenca się zmniejsza, bruzda rozszerza się ku zachodowi i łagodnie przechodzi w obniżenie sądecko-przemyskie. Trudna dostępność podłoża Karpat oraz procesy późnej erozji epigenetycznej, które w całości lub częściowo usunęły osady środkowojurajskie, ograniczają ilość danych geologicznych. Jednakże znaczna liczba nowych otworów wiertniczych pozwoliła (W. Moryc, 1985, 1987; W. Moryc, E. Ratajska, 1984) na rekonstrukcję paleomiąższości i litofacji oraz nowe ujęcie rozwoju basenu środkowojurajskiego południowej części Polski (fig. 1–8). Z danych tych wynika, że w obniżeniu sądecko-przemyskim pod nasunięciem karpackim kontynuuje się ten sam typ sedymentacji jak w całym polskim basenie epikontynentalnym.

Od północnego wschodu do bruzdy środkowopolskiej przylega wąska, wydłużona paleostruktura, monoklina koszalińsko-mszczonowska, łagodnie nachylona ku południowemu zachodowi. W jej obrębie znajduje się rów Koszalina (12) jako relikտ dolnojurajskiego synsedymencyjnego rowu Koszalina–Chojnic.

Dalej ku północnemu wschodowi rozciąga się rozległy, stabilny taras kassubsko-lubelski, w południowej swej części przylegający do gielniowsko-świętokrzyskiej części bruzdy środkowopolskiej (fig. 9). Głębokość położenia powierzchni spągowej środkowojurajskiej pokrywy osadowej wynosiła tu od 0 do blisko 100 m, przy czym na znacznej części obszaru nie osiągała 50 m. Wynika to m. in. z tego, że na przeważającej części tarasu sedymentacja rozpoczyna się stosunkowo późno: w najwyższym bajosie (tzn. w późnym kujawie – fig. 6) lub w późnym batonie, a nawet w późnym keloweju (fig. 7, 8). W obrębie tarasu zaznacza się zróżnicowanie labilności, co podkreślają dwie lokalne obniżone paleostruktury: depresje Wejherowa (2) i Olszyn (3) oraz paleostruktura wypiętrzona – wyniesienie Sokółki, gdzie głębokość położenia powierzchni spągowej osadów wynosiła zaledwie 5–10 m. Dwa ostatnie elementy paleotektoniczne w południowo-wschodniej Polsce, to łąd Hrubieszowa otoczony aureolą w syp lubelskich (fig. 9). Są to paleostruktury nie objęte akumulacją w środkowej jurze.

Od południowego zachodu do pomorskiej i kujawskiej części bruzdy środkowopolskiej przylega duża, pozytywna paleostruktura – wyniesienie szczecińsko-piotrkowskie, które ku południowi łączy się z tarasem małopolskim, graniczącym z bruzdą na jej świętokrzyskim odcinku (fig. 9). Wyniesienie to stanowi wydłużony element o zasadniczym kierunku W–E, w sąsiedztwie kujawskiego odcinka bruzdy, skręcającym ku południowemu wschodowi. Jakkolwiek głębokość położenia powierzchni spągowej jest w obrębie niego mało zróżnicowana (50–150 m), a stopień jej nachylenia bliski zeru, to jednak wyniesienie szczecińsko-piotrkowskie dzieli się wyraźnie na dwie części o różnej ruchliwości. Część zachodnia podlegała w czasie sedymentacji środkowej jury okresowym ruchom wznoszącym i obniżającym, o czym świadczy pełniejszy stratygraficznie profil osadów oraz liczne poziomy rozmyć śródwarstwowych (fig. 2, 4, 6, 7, 8), natomiast wschodnia stanowiła element bardzo stabilny, wypiętrzony w niższych ogniwach środkowej jury i będący obszarem alimentacyjnym dla przylegających doń stref obniżonych. Obszar ten został objęty w całości transgresją dopiero w najwyższym bajosie (późnym kujawie – fig. 6). W obrębie wyniesienia szczecińsko-piotrkowskiego zaznaczają się cztery lokalne elewacje: Chociwła–Suliszewa (7) i Pniew (8) na zachodzie, a Wartkowic (9) i Piotrkowa Tryb. (11) na południowym wschodzie, związane z ruchami mas solnych.

Na południu wyniesienie szczecińsko-piotrkowskie łączy się z tarasem małopolskim, ograniczonym od północnego wschodu gielniowsko-świętokrzyską częścią bruzdy środkowopolskiej (fig. 9). Taras ten jest paleostrukturalnie stabilną, na której głębokość położenia spągu osadów środkowej jury wynosiła około 50 m i tylko przy przejściu w obniżenie sądecko-przemyskie osiągała 100 m. W południowej części tarasu znajdują się wyspy małopolskie, będące reliktem ładu małopolskiego z wczesnych okresów środkowej jury. W kolejnych etapach transgresywnych morze coraz głębiej wkraczało na ten łąd, tworząc początkowo niewielkie, wąskie zatoki (fig. 4–6). W późnym batonie (fig. 7) nastąpił podział ładu małopolskiego na wyspy, których liczba i rozmiary wyraźnie zmniejszyły się w keloweju. Na zachodzie taras małopolski przechodzi w obniżenie sulechowsko-częstochowskie i monoklinę przedsudecko-śląską (fig. 9).

Obniżenie sulechowsko-częstochowskie stanowi dość wąską, obniżoną paleostrukturalną o kierunku zachód–wschód, we wschodniej części skręcającą na południe. Zachodnia część obniżenia wydaje się być bardziej stabilna – głębokość położenia powierzchni spągowej wynosiła tu prawdopodobnie (obszar całkowitej erozji przedkredowej) nieco powyżej 150 m, natomiast jego część środkowa i południowa wykazuje silniejsze tendencje obniżające – na znacznym obszarze głębokość tej powierzchni wyznacza paleoizohipsa 250 m. We wschodniej części obniżenia występują dwie lokalne depresje: Złoczewa (5) i Kamieńska (6). Ta ostatnia jest pozostałością południowo-wschodniej części liasowego rowu Kalisza–Kamieńska. Nachylenie powierzchni spągowej kompleksu środkowojurajskiego w obrębie obniżenia sulechowsko-częstochowskiego nie osiąga 1°. Paleostrukturalna ta rozwinęła się na skutek względnego obniżenia dolnojurajskiej monokliny przedsudeckiej i znacznej części tarasu śląsko-krakowskiego przed rozpoczęciem się sedymentacji najniższych pięter jury środkowej.

Dolnojurajski łąd sudecki i śląsko-krakowski skurczył się w środkowej jurze bardzo wydatnie. Do obniżenia sulechowsko-częstochowskiego przylega od południa monoklina przedsudecko-śląska, łagodnie nachylona ku osi tej obniżonej paleostrukturalnej. Monoklina ta objęta była sedymentacją prawie przez cały czas trwania środkowej jury (fig. 1–8). Głębokość położenia powierzchni spągowej wahała się tu od 0 do 150 m.

Ostatnim elementem paleotektonicznym przedstawionym na mapie jest łąd sudecko-śląski, stanowiący obszar alimentacyjny dla zachodniej części środkowojurajskiego basenu sedymentacyjnego. Jednakże ostatnio pojawiły się przesłanki, świadczące że łąd sudecki, kurczący się w środkowej jurze w miarę rozwoju kolejnych etapów transgresywnych (fig. 1–8), był objęty transgresją w późnym keloweju. Mógłby za tym przemawiać układ miąższości utworów tego piętra oraz ich wykształcenie facjalne w północno-zachodniej części basenu (fig. 8). Wydaje się, że sedymentacja miała tu miejsce tylko w późnym keloweju i oksfordzie, po czym morze ponownie wycofało się z tego obszaru.

Niejasna jest sprawa połączenia polskiego basenu epikontynentalnego z Tetydą na zachodzie. Trudno dociec czy brama morawska była w tym czasie łącznikiem między tymi dwoma basenami, czy też połączenie istniało tylko na wschód od niej przez obniżenie sądecko-przemyskie i bruzdę środkowopolską, z uwagi na całkowity brak osadów środkowej jury na obszarze Śląska. Brak ten może być zarówno pierwotny, jak i wtórny, spowodowany późniejszą erozją. Jednakże ukształtowanie powierzchni spągowej środkowojurajskiej pokrywy osadowej w południowej części polskiego basenu epikontynentalnego, rozkład miąższości, układ pierwotnych zasięgów kolejnych ogniw stratygraficznych przemawia za tym, że brama morawska była w tym czasie zamknięta, przynajmniej do trans-

gresji górnobatońskiej, a połączenie z Tetydą stanowiło obniżenie sądecko-przemyskie i bruzda środkowopolska. Byłby to nieco zmodyfikowany obraz paleotektoniczny, jaki zarysował się u schyłku jury dolnej. Małopolski obszar wyspowy, stanowiący w wyższych ogniwach środkowej jury naturalną barierę między obniżeniem sądecko-przemyskim a tarasem małopolskim, jest reliktem liasowego ładu śląsko-krakowskiego i ładu małopolskiego wczesnej jury środkowej.

Zakład Geologii Regionalnej
Obszarów Platformowych
Państwowego Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo
Biuro Geologiczne – Geonafta
Kraków, ul. Lubicz 25
Nadesłano dnia 22 maja 1987 r.

PIŚMIENNICTWO

- ARKELL W.J. (1956) – Jurassic geology of the world. Oliver and Boyd Ltd. Edinburgh.
- CHAIN W.J. (1974) – Geotektonika ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
- DANIEC J. (1970) – Jura środkowa. W: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., **56**, p. 124–133.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. (1964) – Zagadnienia stratygrafii środkowej jury w Polsce. Biul. Inst. Geol., **203**, p. 59–84.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. (1966) – Rozprzestrzenienie osadów najniższego keloweju na Niżu Polskim. Kwart. Geol., **10**, p. 74–87, nr 1.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. (1976) – Granica jura środkowa–jura górna na tle paleogeografii i europejskich prowincji zoogeograficznych. Biul. Inst. Geol., **295**, p. 87–107.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. (1977a) – Baton górny i kelowej w północno-zachodniej Polsce. Pr. Inst. Geol., **84**.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. (1977b) – Jura środkowa. W: Budowa geologiczna wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (strefa Gopło–Ponętów–Pabianice). Pr. Inst. Geol., **80**, p. 65–75.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. (1979) – Jura środkowa. W: Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. Pr. Inst. Geol., **96**, p. 57–62.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. (1980) – Jura środkowa. W: Budowa geologiczna Polski, **3** – Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, cz. 2b – Mezozoik, Jura. Inst. Geol. Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. (1987) – Jura środkowa. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. Pr. Inst. Geol., **119**, p. 116–123.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., KOPIK J. (1973) – Jura środkowa. W: Budowa geologiczna Polski. **1** – Stratygrafia, cz. 2 – Mezozoik. p. 237–324. Inst. Geol. Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., ZNOSKO J. (1966) – Rewizja stratygrafii osadów jury środkowej w Gorzowie Wielkopolskim. Kwart. Geol., **10**, p. 1023–1031, nr 4.
- MORYC W. (1985) – Structural evolution of Pre-Miocene basement of Carpathian Foreland East of Cracow. W: Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress. Cracow. Guide to excursion, **4**, p. 6–17.
- MORYC W. (1987) – Utwory doggeru przedgórza Karpat polskich i ich perspektywiczność. Wszelstronna analiza materiałów geologicznych drogą podniesienia efektywności poszukiwań naftowych. Konf. Nauk.-Techn. z okazji XXVI-lecia Biura Geol. – Geonafta.

- MORYC W., RATAJSKA E. (1984) – Perspektywy poszukiwań złóż węglowodorów w utworach jury środkowej na obszarze Przedgórze Karpat. W: Ocena prognoz i efektywności poszukiwań ropy i gazu ziemnego w Polsce, p. 267–276. Mat. Konf. AGH. Kraków.
- MROZEK K. (1975) – Budowa geologiczna struktur wgłębnych w południowej części synklinorium łódzkiego. Min. Górn. i Energ. ZGN. Zakł. Oprac. Geol. Górn. Naft. Geonafta. Wyd. Geol. Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z. (1953) – Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Pr. Inst. Geol., 17.
- RYLL A. (1983) – Jura środkowa. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej). Pr. Inst. Geol., 103, p. 138–148.
- ZNOSKO J. (1957a) – Zarys stratygrafii łączycykiego doggeru. Biul. Inst. Geol., 125.
- ZNOSKO J. (1957b) – Wznoszenie się wysadu kłodawskiego w jurze i jego wpływ na genęzę muszłowców sydereytowych. Kwart. Geol., 1, p. 90–105, nr 1.

Крыстына ДАЙЧАК-ЦАЛИКОВСКА, Владыслаў МОРЫЦ

РАЗВИТИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА И ПАЛЕОТЕКТОНИКА СРЕДНЕЙ ЮРЫ В ПОЛЬШЕ

Резюме

В статье представлено 8 карт палеомощностей и фаций ярусов, подъярусов и горизонтов средней юры (таб. 1, фиг. 1–8) и палеотектоническая карта среднеюрского комплекса к конечной стадии седиментации келловеев (фиг. 9). На дополнительной карте показаны платформенные литологические ассоциации.

Мелкое и бурное среднеюрское море за все время своего существования проявляло экспансивный характер. Полные литолого-стратиграфические разрезы, начиная с аалена до верхнего келловеев, существуют только в двух пониженных зонах, а другие геологические элементы или части их характеризуются большей или меньшей задержкой трансгрессии, редукцией или резким нарастанием мощности осадка, а также размывами и стратиграфическими перерывами. Все это говорит о неустойчивости или подвижности в разные периоды осаждения юрских пород.

Начальная среднеюрская трансгрессия, наступающая на польскую территорию с юго-востока, в раннем аалене охватила Сондетско-Пшемьсльскую впадину, Центральнопольскую и Сулевовско-Ченстоховскую впадины (фиг. 1, 9). Обе эти узкие впадины были окружены разрушенными материками, и сообщались на юге через узкий пролив, а на западе были отделены друг от друга обширным материком, откуда в примыкающие бассейны сносился обломочный материал.

В целом такое положение сохраняется, начиная с аалена до начала самого верхнего байоса (фиг. 1–6). Исключением является материк, отделяющий на западе оба ответвления бассейна. Его западная часть периодически опускается (фиг. 2, 4, 6) и поднимается (фиг. 1, 3, 5). О таких движениях свидетельствуют сохранившиеся в этой зоне реликты осадочных пород с аммонитами и множество горизонтов внутрипластовых размывов внутри них. Восточная часть этого материка в ранний среднеюрский период была стабильной, а если и двигалась, то это было очень медленное движение вверх. Трансгрессия наступила здесь довольно поздно, а эрозия, разрушившая нижнеюрские породы, была глубже, чем на западе, и достигала иногда на возвышениях пород рэта.

Широкая трансгрессия в начале верхнего куява (фиг. 6) привела к тому, что осадконакопление происходило на всей территории, но мощности осадков были намного меньше чем во впадинах.

Осадконакопление происходило в то время и на обширных пространствах севера и северо-востока Польши и в какой-то мере на Малопольской террасе.

Самое глубокое понижение дна бассейна, восполняемое седиментацией, на всех показанных картах отмечается в Куявско-свентокшиской части Центральнопольской впадины, оно периодически распространяется и на Сондетско-Пшемысльскую впадину. В Центральнопольской впадине явно преобладают глинистые отложения (фиг. 1—6, 9).

Начиная с самых низов среднего куява, преобладающая роль глинистых осадков намечается и на западе Сулеховско-Ченстоховской впадины, а вместе с этим растет и мощность осадочной толщи. Опускание дна здесь намного меньше, чем в Центральнопольской впадине. Подошвенные отложения залегают почти горизонтально, а в самой пониженной осевой зоне впадины их наклон не превышает 3—4°.

Палеоструктурная картина, наметившаяся в конце куява и в начале батона (фиг. 6), практически оставалась неизменной до позднебатонской трансгрессии и последнего трансгрессивного импульса в верхнем келловее, когда среднеюрская трансгрессия достигла самого широкого распространения и продолжалась в юрское время (фиг. 7, 8). Тогда же окончательно определилась конфигурация седиментационного бассейна. В келловее, море наступало с северо-запада. Зона максимального опускания дна, компенсированного осадками, переместилась к северо-западу и захватила западную часть Щецинско-Петрковского поднятия и северо-западную часть Центральнопольской впадины с примыкающей к ней частью Кошалинско-Мщчоновской моноклинали и Кашубско-Люблинской террасы (фиг. 8, 9). К юго-востоку от этой зоны условия осадконакопления в верхнем келловее были совершенно иными — в этой области образовался т.н. желваковый слой, маломощный, насыщенный окатанными обломками фауны, являющейся руководящей для нескольких аммонитовых горизонтов и заключенной в очень небольшом количестве весьма разнородного цемента, что, в частности, может являться свидетельством преобладающего процесса размыва осадков над их накоплением. Такие же условия осадконакопления сохраняются в нижнем оксфорде.

Krystyna DAYCZAK-CALIKOWSKA, Władysław MORYC

EVOLUTION OF SEDIMENTARY BASIN AND PALAEOTECTONICS OF THE MIDDLE JURASSIC IN POLAND

S u m m a r y

Eight palaeothickness and lithofacies maps of consecutive stages, substages and horizons of Middle Jurassic (Tab. 1, Figs 1—8), and palaeotectonic map of the Middle Jurassic at the close of Callovian (Fig. 9) are presented. Platform lithological associations are distinguished in the inset map.

The shallow and mobile Middle Jurassic sea showed a very conspicuous expansive character during the whole period. Full lithologic-stratigraphical sequences from Aalenian to Late Callovian occur only in two depressed zones. The remaining units or their parts are characterized by a transgression more or less delayed reductions or rapid increases of thickness as well as by erosion and stratigraphical gaps. It points to their mobility in various stages Middle Jurassic.

The Middle Jurassic initial transgression advancing the area of Poland from the south-east in the Early Aalenian covered the Sącz—Przemysł Depression, the Mid-Polish Furrow and the Sulechów—Częstochowa Depression (Figs 1, 9). These two narrow lowered zones joining together in the south by a strait were surrounded by eroded continental areas, and separated from each other in the west by a large land which was a source area for the adjacent basins.

Such a system existed generally from Aalenian to the beginning of Upper Bajocian (Figs 1–6). The exception is a land separating the both arms of the basin in the west. Its western part was subject to periodical downwarping (Figs 2, 4, 6) and uplifting (Figs 1, 3, 5) movements. They are testified by the existence in this zone of the relics of complex accumulated sediments (documented by ammonites) and by numerous erosional gaps. The eastern part of the land however was either more stable or was subject to very slow uplifting movements in the early Middle Jurassic. The transgression conquered the area rather late, and the erosional processes destructing here the Lower Jurassic sediments reached deeper than in the west in some elevated parts as deep as to the Rhaetian sediments.

A strong transgressive impulse in the beginning of Upper Kuiuian (Fig. 6) caused the whole land to become the accumulation area however with thinner sedimentary cover in comparison with the depressed zones. Sedimentation also appeared in the same time in major north and north-eastern parts of Poland and to some extent in the Małopolska Terrace.

A zone of maximum subsidence compensated by sedimentation in all the maps presented occurred in the Kujawy–Świętokrzyskie part of the Mid-Polish Furrow extending periodically to the Sącz–Przemyśl Depression. Evident domination of shaly sediments (Figs 1–6, 9) is also characteristic of the furrow. However, from the beginning of Middle Kuiuian the zone of the clay domination occurred also in the Sulechów–Częstochowa Depression in the west, with simultaneous thickness increase of sediments. Subsidence was here substantially weaker than in the Mid-Polish Furrow. An inclination of the bottom was almost zero but in the most subsided area of the middle part of the furrow it reached 3–4°.

The palaeostructural pattern of the Late Kuiuian and Early Bathonian (Fig. 6) remained unchanged until the Late Bathonian transgression and last impulse in Late Callovian that was the Middle Jurassic maximum transgression, continuing in Upper Jurassic (Figs 7, 8). Then the final picture of the sedimentary basin was formed. The Callovian transgression advanced from the north-west. The maximum subsidence zone compensated by sedimentation moved to the north-west and reached the western part of the Szczecin–Piotrków Tryb. Uplift together with the north-western part of the Mid-Polish Furrow and the adjacent parts of the Koszalin–Mszczonów Monocline and the Kaszuby–Lublin Terrace (Figs 8, 9). In the Upper Callovian the sedimentary conditions south-east wards of this zone were positively different – generally the so-called nodular bed originated here. It is characterized by an extremely small thickness, remarkable accumulation of broken and rounded fossils characteristic of several ammonite zones which are embedded in a very scarce and highly differentiated cement. It points, among others to the prevalence of submarine erosion over deposition. Similar sedimentary conditions lasted still in the Lower Oxfordian.