

Maria JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA, Aleksandra KRASSOWSKA

Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce

Dokonano szczegółowej analizy obecnego i pierwotnego zasięgu osadów poszczególnych pięter kredy górnej, rekonstrukcji pierwotnej miąższości i facji w strefach częściowej lub całkowitej erozji epigenetycznej, analizy luk sedimentacyjnych oraz opracowano mapy litofacjalne metodą współczynników. Mapa paleotektoniczna powstała z nałożenia map paleomiąższości i facji. Analiza paleotektoniczna pozwoliła wyróżnić paleostruktury o zasięgu regionalnym i lokalnym. Głównymi elementami są wał środkowopolski o przebiegu NW–SE i przyległe do niego bruzdy: szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańska oraz pomorsko-warszawsko-lubelska.

WSTĘP

Rozwój epikontynentalnych utworów kredy górnej łącznie z albem górnym i paleoceniem dolnym w Polsce przedstawiono na 8 mapach paleomiąższości i facji (fig. 1–8) oraz na syntetycznej mapie paleotektonicznej (fig. 9). Sporządzono je wykorzystując bogaty materiał pochodzący z kilku tysięcy otworów wiertniczych oraz odsłoneń głównie w Górach Świętokrzyskich i Sudetach.

Na większej części Niżu Polskiego oparto się na własnych pracach (M. Jaskowiak-Schoeneichowa, 1969, 1976, 1981, 1987; M. Jaskowiak-Schoeneichowa, A. Krassowska, 1983; A. Krassowska, 1971, 1981, 1986 i in.) oraz licznych opracowaniach innych autorów (m.in. M.D. Giel, 1971; K. Pożaryska, 1967; W. Pożaryski, 1960, 1962; J. Sokołowski, 1967; K. Wyrwicka, 1980).

Dla obszaru Sudetów, niecki łódzkiej i nidziańskiej oraz wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wykorzystano ponadto prace: S. Alexandrowicza (1954, 1969), S. Biernata (1960), S. Bukowego (1956), S. Bukowego, A. Siewniaka (1963), S. Cieślińskiego (1956), S. Cieślińskiego, W. Pożaryskiego (1970), M. Hakenberga (1986), M. Hakenberga i in. (1973), I. Heller, W. Moryca (1984), E. Jawora (1970), H. Jurkiewicza (1980), K. Koniora (1974), Z. Kotańskiego, S.

Radwańskiego (1977), W.C. Kowalskiego (1948), R. Marcinowskiego (1974), J. Milewicz (1971, 1973, 1979), E. Panowa (1934), S. Radwańskiego (1968, 1973, 1975), J. Rutkowskiego (1965), S.Z. Różyckiego (1938), E. Senkowicza (1959), J. Uberny (1967), A. Witkowskiego (1969) i in.

Stratygrafia wielu otworów wiertniczych została opracowana na podstawie kryteriów makro- i mikrofaunistycznych (A. Błaszczewicz, S. Cieśliński, E. Gawor-Biedowa, E. Witwicka *fide Budowa geologiczna Polski*, 1984; K. Pożaryska, 1965, 1967; K. Pożaryska, J. Szczechura, 1968; E. Gawor-Biedowa, 1973; M.D. Giel, 1975), litologicznych, geochemicznych i petrograficznych w powiązaniu z geofizyką wiertniczą, dzięki której wykorzystano ogromną liczbę nierzedzeniowych otworów wiertniczych.

Mapy paleomiąższości wykonano głównie na podstawie pomiarów miąższości pierwotnych w otworach wiertniczych. Przeprowadzono również rekonstrukcję miąższości w strefach częściowej lub całkowitej późnej, pogórnokredowej erozji epigenetycznej, szczegółową analizę obecnego i pierwotnego zasięgu osadów poszczególnych pięter oraz analizę luk sedymentacyjnych. Duże trudności napotymano przy odtwarzaniu, chociażby w przybliżeniu, pierwotnych miąższości, ponieważ utwory kredy górnej i paleocenu dolnego na dużych obszarach zostały silnie zdenudowane.

Mapy facji skonstruowano metodą współczynników, na podstawie ilościowej analizy poszczególnych typów skał w systemie dwuskładnikowym dla albu górnego, wykorzystując stosunek sumarycznej miąższości osadów piaszczystych do margli P/M oraz w systemie trójskładnikowym dla pozostałych pięter górnokredowych i paleocenu dolnego. Wyróżniono dwa współczynniki: współczynnik klastyczności, obrazujący stosunek osadów klastycznych głównie piaszczystych oraz ilastych do węglanowych, i współczynnik przedstawiający stosunki ilościowe w obrębie utworów węglanowych, określane różnie w zależności od rodzaju skał budujących to piętro.

Syntetyczna mapa paleotektoniczna kredy górnej powstała z nałożenia map paleomiąższości i facji poszczególnych pięter metodą superpozycji. Mapa ta obrazuje ukształtowanie spągu kredy górnej u schyłku kredy. Obok analizy miąższościowej i formacyjnej (asocjacji litologicznych) przedstawia ona rejonizację paleotektoniczną obszaru.

MAPY PALEOMIĄŻSZOŚCI I FACJI

ALB GÓRNY

W późnym albie (fig. 1) rozwija się transgresja morska zapoczątkowana we wczesnym i środkowym albie. Zalana została większa część Nizy Polskiego. Największe, rozległe obszary lądowe znajdowały się na południu Polski. Subsydencja dna zbiornika w tym czasie była niewielka. Na przeważającej części obszaru powstały osady o miąższości od około 2 do około 20 m. Z rozkładu paleoizopachyt wyraźnie wynika, że mamy tu do czynienia z odziedziczonym rozwojem zbiornika. Największe miąższości, podobnie jak w kredzie dolnej, układały się w kierunku z północnego zachodu ku południowemu wschodowi wzdłuż bruzdy środkowopolskiej, z maksymalnymi wartościami (100 m) w północno-wschodniej strefie dzisiejszej niecki nidziańskiej. Obszar zwiększonej subsydencji ciągnął się dalej przez rejon Damasławka i przez dzisiejszą nieckę szczecińską do rejonu Chociwła. Ponadto w północno-wschodniej Polsce, w środkowej części dzisiejszego wyniesienia mazursko-suwalskiego, istniała strefa wzmoczonej subsydencji o kierunku



Fig. 1. Paleomiąższości i litofacie albu górnego według M. Jaskowiak-Schoeneichowej (1) i A. Krassowskiej (2)

Palaeothickness and lithofacies of the Upper Albian after M. Jaskowiak-Schoeneichowa (1) and A. Krassowska (2)

1 – paleoizopachyty; 2 – pierwotny zasięg zbiornika (paleoizopachyta zerowa); 3 – zasięg całkowitej erozji późno-epigenetycznej po kredzie górnej; 4 – zasięg całkowitej erozji wczesnoepigenetycznej (w turonie, koniaciu, santonie, kampanie lub mastrychcie); 5 – zasięg częściowy erozji wczesnoepigenetycznej; 6 – zasięg pól litofacjalnych; 7 – uskoki sedimentacyjne; 8 – obszary lądowe; prostokąt klasyfikacyjny: P – piaski i piaskowce, podrzędnie zlepierce, M – margle, margle piaszczyste, podrzędnie gezy i spongiolity, WK – współczynnik klastyczności

1 – palaeoisopachs; 2 – primary extent of the basin (zero palaeoisopach); 3 – extent of complete late-epigenetic erosion after the Upper Cretaceous; 4 – extent of complete early-epigenetic erosion (in Turonian, Coniacian, Santonian, Campanian or Maastrichtian); 5 – partial extent of early-epigenetic erosion; 6 – extent of lithofacies fields; 7 – syn-sedimentary faults; 8 – land areas; classification rectangle: P – sands and sandstones, subordinately conglomerates, M – marls, sandy marls, subordinately gyzas and spongiolites, WK – clastic ratio

SW–NE, określona paleoizopachytą 75 m. Redukcje miąższości zanotowano w obrębie niektórych elewacji, zapewne częściowo związanych z tektoniką salinarną.

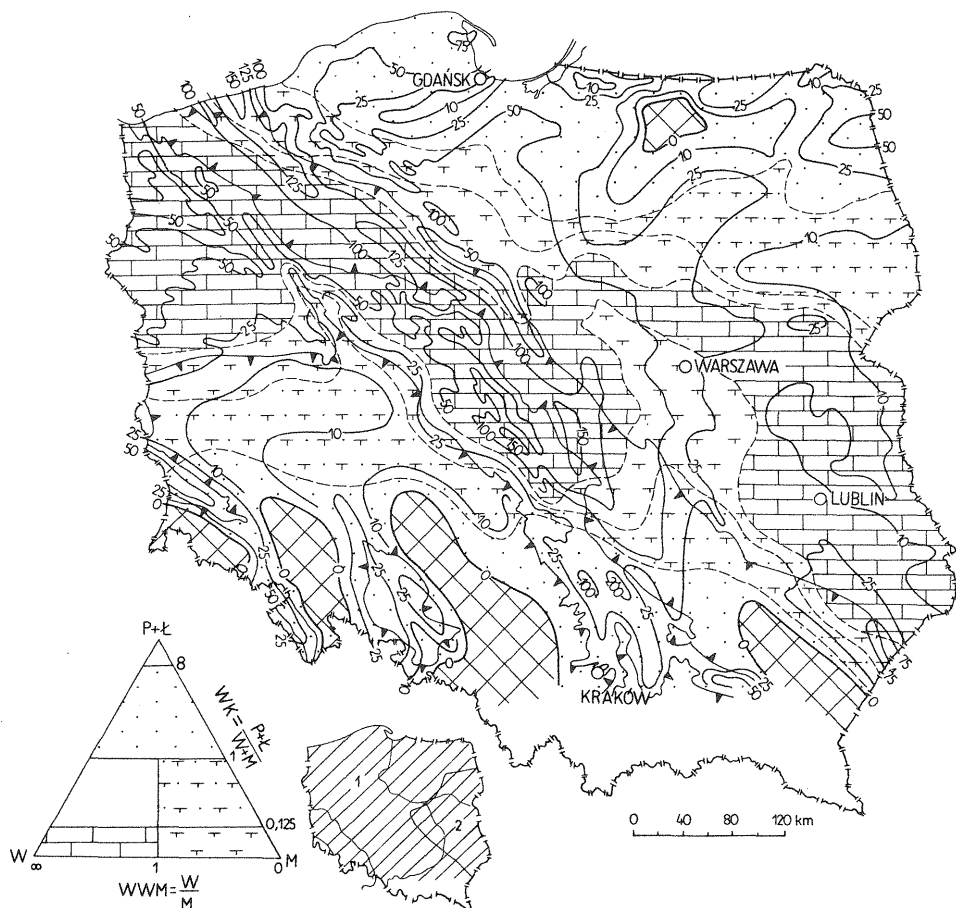


Fig. 2. Paleomiąższości i litofacje cenomanu według M. Jaskowiak-Schoeneichowej (1) i A. Krassowskiej (2)

Palaeothickness and lithofacies of the Cenomanian after M. Jaskowiak-Schoeneichowa (1) and A. Krassowska (2)

Trójkąt klasyfikacyjny: P – piaski, Ł – mułowce i ilowce, W – wapień, M – wapień margliste, margle, WWM – współczynnik wapienno-marglisty; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

Classification triangle: P – sands, Ł – siltstones and claystones, W – limestones, M – marly limestones, marls, WWM – calcareous-marly coefficient; other explanations as in Fig. 1

W późnym albie dominowała litofacja piaskowcowa, która rozwinęła się w brzegowych częściach zbiornika na północy i na południowym zachodzie. Facja marglowo-piaskowcowa związana była z jego częścią centralną.

CENOMAN

W cenomanie¹ (fig. 2) zbiornik znacznie się powiększył. Zalane zostały wszystkie obszary lądowe na północy i wschodzie, z wyjątkiem wyspy w rejonie Olsztyna,

¹ Odmienny pogląd na temat współczesnego i pierwotnego zasięgu utworów cenomanu na obszarze niecki miechowskiej reprezentują I. Heller, W. Moryc (1984) oraz M. Hakenberg (1986).

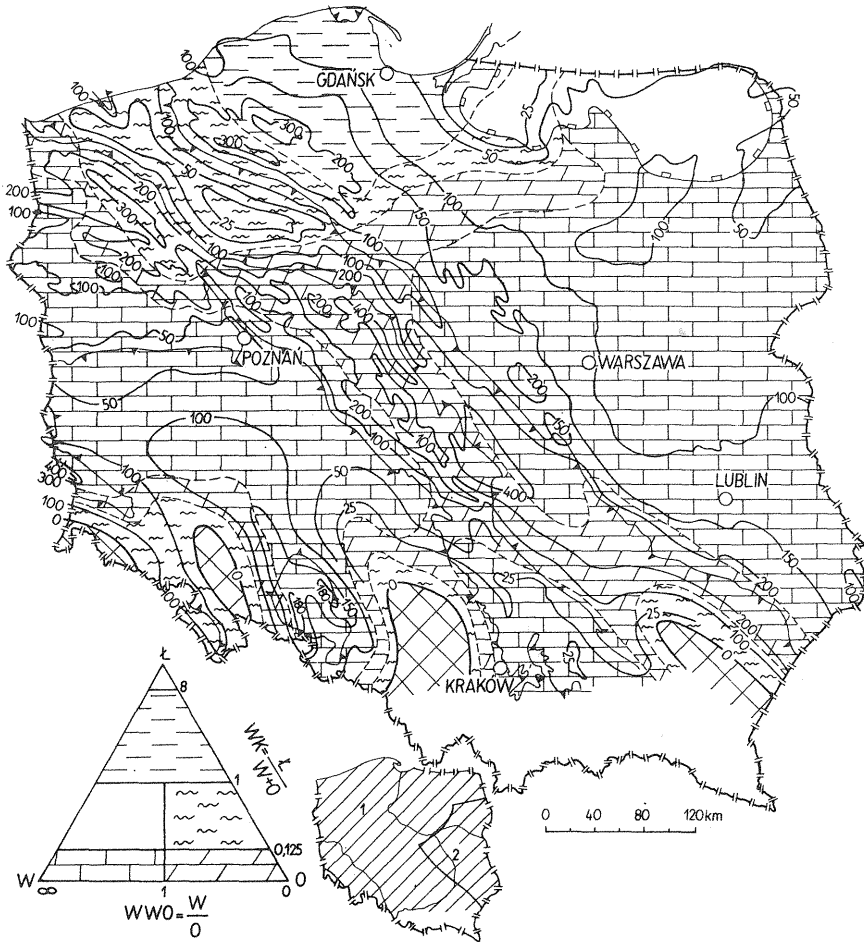


Fig. 3. Paleomiąższości i litofacje turonu według M. Jaskowiak-Schoeneichowej (1) i A. Krassowskiej (2)
 Palaeothickness and lithofacies of the Turonian after M. Jaskowiak-Schoeneichow^a (1) and A. Kras-
 sowska (2)

Trójkąt klasyfikacyjny: Ł – mułowce i iltowce (w nieckach: nidziańskiej, opolskiej, śródsudeckiej i części niecki północnosudeckiej – wapień piaszczyste), W – wapień, wapień margliste, kreda pizująca, kreda pizująca marglista, O – opoki i margle, WWO – współczynnik wapienno-opokowy; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

Classification triangle: Ł – siltstones and claystones (in the Nida, Opole, Mid-Sudetic Troughs and in the part of the North-Sudetic Trough – sandy limestones), W – limestones, marly limestones, chalk, marly chalk, O – opokas and marls, WWO – calcareous-opokas coefficient; other explanations as in Fig. 1

oraz większa część lądu południowego. Oś basenu uległa pewnym przesunięciom: na odcinku pomorsko-kujawskim ku północnemu wschodowi, a na odcinku gielniowsko-świętokrzyskim ku południowemu zachodowi. Największa subsydenca wyrażona jest paleoizopachytami o wartości 150–200 m. Podobnie jak w albie górnym obserwujemy synsedymenacyjny wzrost niektórych elewacji.

Zróznicowanie litofacjalne osadów cenomańskich było niewielkie. Duży obszar zajmuje litofacja wapienna, która powstała w centralnej, północno-zachodniej i południowo-wschodniej części zbiornika. Jest ona reprezentowana przez różnego

rodzaju wapienie (w rejonie Lublina np. przez wapienie inoceramowe). Na północ i na południe od litofacji wapiennej rozwijała się litofacja marglowo-wapienna, a dalej ku brzegom piaszczysto-marglowa. W brzeźnych częściach zbiornika dominowała litofacja piaszczysta.

TURON

Zbiornik turoński (fig. 3) miał największy zasięg w późnej kredzie, co jest potwierdzone przekraczającym ułożeniem turonu na utworach cenomanu w południowej części niecki nidziańskiej (S. Alexandrowicz, 1954; E. Jawor, 1970), w niecce śródsudeckiej (S. Radwański, 1973) oraz w północno-wschodniej Polsce (M. Jaskowiak-Schoeneichowa, 1969).

Z analizy miąższości wynika, że oś maksymalnej subsydencji w porównaniu do cenomanu przesunęła się na odcinku pomorskim wyraźnie ku południowemu zachodowi, a w południowej części basenu ku północnemu wschodowi. Przeważał kierunek NW–SE osi zbiornika. W osi maksymalnej subsydencji osady turonu osiągnęły lokalnie miąższości 350–450 m. Rekonstrukcja rozkładu paleoizopachyt osadów sugeruje, że w osiowej części bruzdy środkowopolskiej w jej odcinku pomorskim wystąpiła strefa o zmniejszonej subsydencji wyrażona izopachytą o wartości 50 m, a lokalnie 25 m. Ku NE, SW i S subsydencja dna zbiornika znacznie malała, jednak w skrajnej południowo-zachodniej części basenu dno znacznie się obniżało. W dzisiejszej niecce opolskiej miąższość osadów doszła do 180 m, a w dzisiejszej niecce północnosudeckiej – do 400 m.

Począwszy od turonu notujemy większe skonstrastowanie miąższości między elewacjami i towarzyszącymi im depresjami, które mają często proporcje anty-klin i synklin liniowych.

W turonie nastąpiła wyraźna zmiana w rozkładzie facji w stosunku do cenomanu, a także pojawiła się znaczna zmienność litofacyjna. Bardzo duży obszar zajęła litofacja wapienna (wschodnia, środkowa i południowo-zachodnia część zbiornika) reprezentowana głównie przez wapienie i wapienie margliste. Litofację wapienną okala, a w centrum zbiornika rozdziela, litofacja opokowa, która dopiero w tym piętrze rozwinęła się na większą skalę. Łądy południowe obrzeża litofacja mieszana opokowo-mułowcowa. Na północy natomiast rozwinęła się litofacja mułowcowa. Transport materiału terygenicznego do zbiornika sedymentacyjnego był znikomy.

KONIAK

W koniaku (fig. 4) zbiornik prawdopodobnie nieznacznie się zmniejszył, co wpłynęło na niewielkie cofnięcie się linii brzegowej na południe. Z rozkładu paleoizopachyt wynika, że subsydencja w tym okresie nie była zbyt duża. Nastąpiły dalsze zmiany planu strukturalnego. Można przypuszczać, że doszło do inwersji osiowej części bruzdy środkowopolskiej wyrażonej wąską i długą strefą małych miąższości (poniżej 25 m) o przebiegu NW–SE. Jest to jeden z pierwszych etapów formowania się wału środkowopolskiego. Po jego zachodniej stronie wyodrębniła się wyraźnie subsydenalna bruzda szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańska o maksymalnych miąższościach rzędu 200, a lokalnie ponad 300 m (347,5 m w otworze Poddębice IG 1).

Po północno-wschodniej stronie strefy małych miąższości zanotowano nieznaczny wzrost subsydencji (powyżej 75 m) w dwóch wąskich obszarach: wzdłuż obecnej niecki warszawskiej i po północno-wschodniej stronie Gór Świętokrzyskich. Są to pierwsze przejawy tworzenia się drugiej bruzdy sedymentacyjnej – pomorsko-warszawsko-lubelskiej.

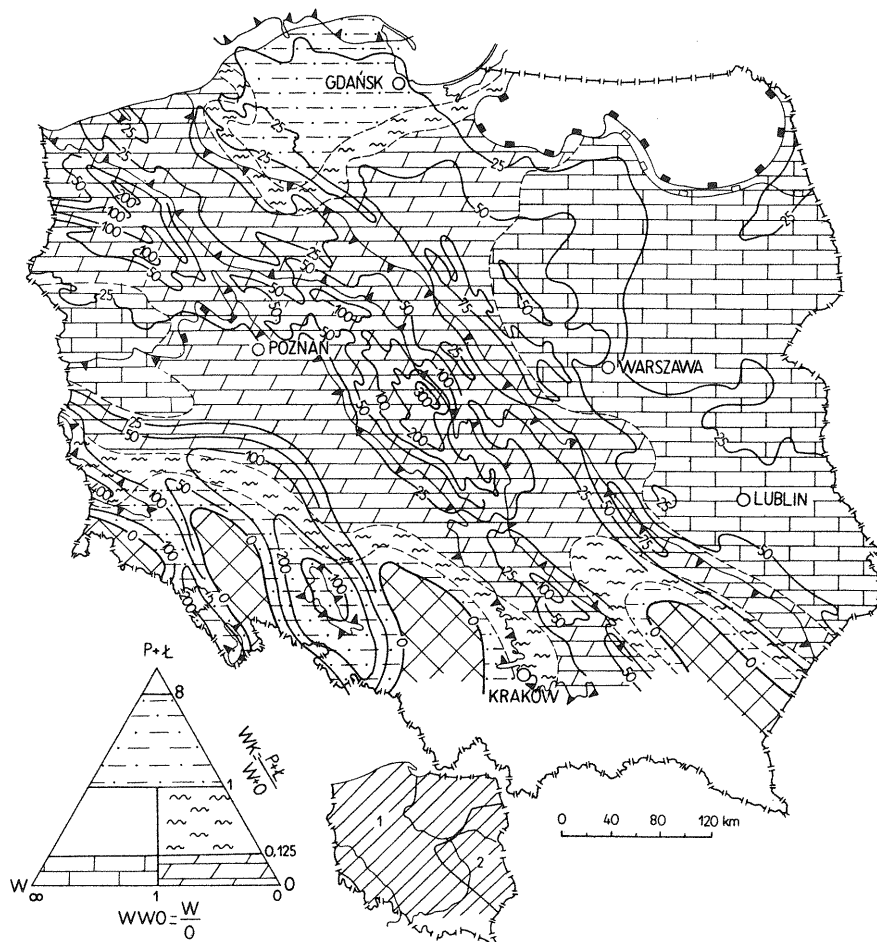


Fig. 4. Paleomiąższości i litofacje koniacju według M. Jaskowiak-Schoeneichowej (1) i A. Krassowskiej (2)
 Palaeothickness and lithofacies of the Coniacian after M. Jaskowiak-Schoeneichowa (1) and A. Krassowska (2)

Trójkąt klasyfikacyjny: P – piaski i piaskowce; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1–3

Classification triangle: P – sands and sandstones; other explanations as in Figs 1–3

Dno zbiornika koniackiego uległo najsilniejszej subsydencji w dzisiejszych nieckach sudeckich. Osady koniacju osiągają tu około 400 m miąższości (J. Milewicz, 1971; S. Radwański, 1975; Z. Kotoński, S. Radwański, 1977). Zbiornik nizinny miał wprawdzie połączenie ze zbiornikami sudeckimi, był jednak ograniczony od nich wymienioną strefą Ostrzeszowa – Jarocina – Gubina, obramowaną paleoizopachytą 25 m i przedłużającą się na obszar NRD.

W koniacju dominuje w centrum zbiornika litofacja opokowa. W zewnętrznych, brzeżnych jego częściach gromadziły się osady piaszczyste i mułowcowe. Litofacja wapienna, która tylko we wschodniej części basenu reprezentowana jest w dużym stopniu przez osady kredy piszącej, przesunięta została na boki.

W związku ze wzmożoną aktywnością tektoniczną utworzyły się w koniacju

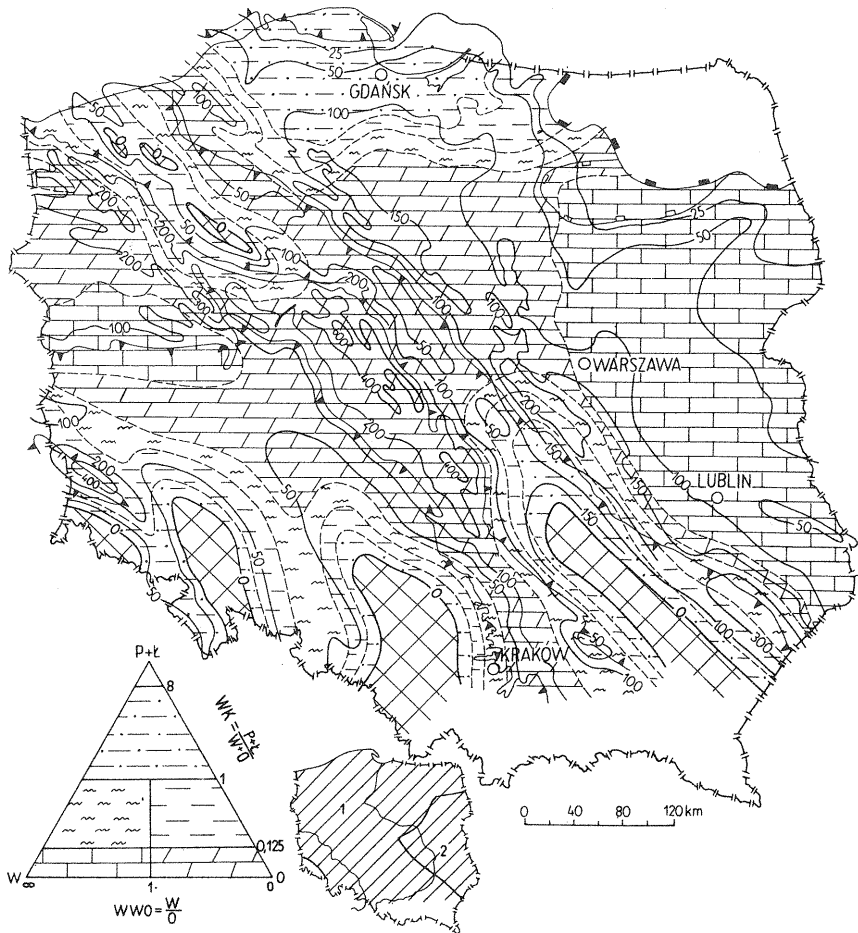


Fig. 5. Paleomiąższości i litofaciejs santonu według M. Jaskowiak-Schoeneichowej (1) i A. Krassowskiej (2)

Palaeothickness and lithofacies of the Santonian after M. Jaskowiak-Schoeneichowa (1) and A. Krassowska (2)

Objaśnienia jak na fig. 1–4

Explanations as in Figs 1–4

nowe wąskie strefy z zapiaszczonymi osadami. Strefy te istniały następnie w santonie i kampanie. Wyrazne zapiaszczenie nastąpiło w strefie Raducza–Radomia, do której materiał klastyczny był dostarczany prawdopodobnie z wynurzających się Gór Świętokrzyskich oraz, być może, z wypiętrzającej się struktury Jeżowa. Większą piaszczystość obserwuje się w rejonie Podębic–Koła–Wartkowic, do którego materiał piaszczysty mógł być dostarczany z wysadu Kłodawy. Bardzo wyraźne zapiaszczenie osadów zaznaczyło się na pograniczu odcinka mogileńskiego i szczecińskiego bruzdy szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańskiej z pomorskim odcinkiem wału środkowopolskiego. Źródłem materiału terygenicznego mogły być tu żywe wysady solne Mogilna, Damasławka i Drawna oraz prawdo-

podobnie nowopowstałe, hipotetyczne wyspy znajdujące się na obszarze obecnego wału pomorskiego. Litofacje klastyczne sięgnęły ponadto w głąb odcinka pomorskiego bruzdy pomorsko-warszawsko-lubelskiej.

SANTON

Zbiornik w santonie (fig. 5) prawdopodobnie nadal nieznacznie się zmniejszył.

Rozkład miąższości w zasadzie powtarza plan koniaku, jedynie większe są gradienty przyrostu miąższości, wskazujące na gromadzenie się dużej ilości osadów santonu, niekiedy znacznie większej niż koniaku.

W dalszym ciągu trwa proces formowania się wału środkowopolskiego i przyległych do niego bruzd sedymentacyjnych. Na wale powstają obszary o silnie zredukowanych miąższościach 40–50 m w rejonie Jeżowa czy Włocławka – Torunia, a nie wykluczone, że tworzą się lokalnie wyspy pozbawione osadów w obrębie pomorskiego odcinka wału. Podczas gdy w koniaku osady o dużych miąższościach gromadziły się głównie po południowo-zachodniej stronie dźwigającego się wału, to w santonie powstawały one także po jego północno-wschodniej stronie (fig. 5). Po południowo-zachodniej stronie wału maksymalne miąższości stwierdzono w depresjach między strukturą Mogiła i Gopła (500–600 m).

W południowo-wschodniej części basenu maksymalne miąższości osadów notowano po północno-wschodniej stronie ładu małopolskiego, uformowanego już w młodszej kredzie dolnej (200–300 m między Janowem Lubelskim a Cieszanowem). Na podkreślenie zasługują duże miąższości santonu (szczególnie górnego) rzędu ponad 300 m po obu stronach sedymentacyjnego zrębu Szamotuł i elewacji Obornik. W dalszym ciągu, choć mniej wyraźnie niż w koniaku, zaznacza się wyniesiona strefa Ostrzeszowa – Jarocina – Gubina z silnie zredukowaną miąższością do około 50 m.

W południowo-zachodniej części basenu subsydentną strefą pozostaje tylko dzisiejsza niecka północnosudecka (santon miąższości 350–400 m – J. Milewicz, 1971, 1979).

W obecnej niecce śródsudeckiej i opolskiej, gdzie obecnie brak jest osadów santonu (S. Biernat, 1960; S. Radwański, 1968, 1973, 1975; Z. Kotański, S. Radwański, 1977) osadziły się twory niewielkiej miąższości, co było spowodowane podnoszeniem się i rozszerzeniem ładu wschodniosudeckiego i górnośląskiego.

Rozkład litofacji w santonie w ogólnych zarysach jest podobny do rozkładu litofacji w koniaku, z większym udziałem litofacji opokowej i większym zapiaszczeniem osadów w wewnętrznych strefach zbiornika.

KAMPAN

W kampanie (fig. 6) basen sedymentacyjny uległ skurczeniu, morze wycofało się całkowicie z południowo-zachodniej Polski, a na północy linia brzegowa przesunęła się nieco bardziej ku południowi.

Z rozkładu paleoizopachyt wynika, że w końcu kampanu ogólny obraz strukturalny spągowej powierzchni zbiornika był podobny do obrazu ze schyłku santonu. W strefie formującego się w dalszym ciągu wału środkowopolskiego istniały zapewne lokalne wyspy, a także obszary o małych miąższościach osadów, jak np. w rejonie Głogowca – Pokrzywna – Torunia i Rusewa. Obszar maksymalnej subsydencji znajdował się nadal w bruzdzie szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańskiej. Miąższości kampanu wynoszą: około 750 m w odcinku szczecińskim (depresja Chociwła), około 900 m w odcinku mogileńskim i nawet ponad 1000 m

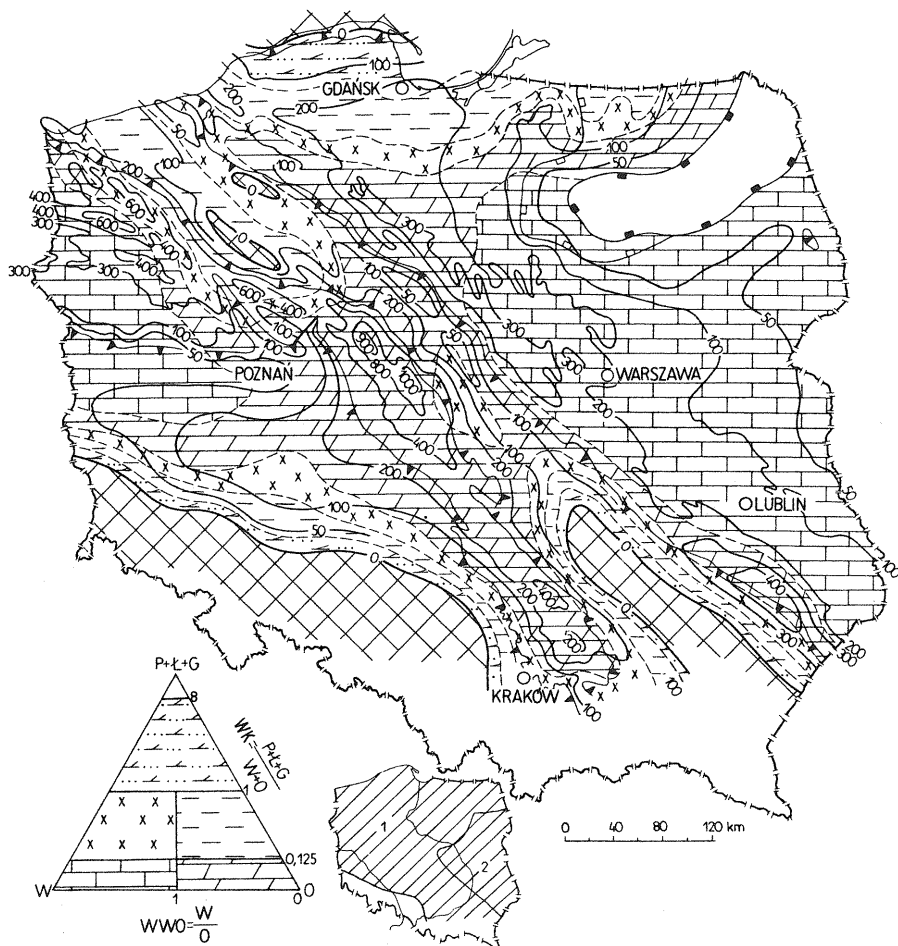


Fig. 6. Paleomiąższości i litofacje kampanu według M. Jaskowiak-Schoeneichowej (1) i A. Krassowskiej (2)
 Palaeothickness and lithofacies of the Campanian after M. Jaskowiak-Schoeneichowa (1) and A. Krassowska (2)

Trójkąt klasyfikacyjny: G – gezy i margle piaszczyste; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1–4
 Classification triangle: G – gaizes and sandy marls; other explanations as in Figs 1–4

w odcinku łódzkim (depresja Koła). W słabiej wyrażonej bruzdzie pomorsko-warszawsko-lubelskiej maksymalne miąższości rzędu 300–400 m stwierdzono, podobnie jak w santonie, po północno-wschodniej stronie łądu małopolskiego między Kraśnikiem a Cieszanowem oraz w warszawskim odcinku bruzdy (300–350 m). Zwiększona miąższość istniała również w strefie nadbałtyckiej odcinka bruzdy (około 250 m). Podobnie jak w starszych piętrach kredy górnej, wyraźne redukcje miąższości zanotowano w obrębie niektórych elewacji szczególnie o genezie salinarnej. Wyniesiona strefa Ostrzeszowa – Jarocina – Gubina, charakteryzująca się silną redukcją osadów koniak i santonu, stała się w kampanie strefą subsydentną, w której miąższość osadów wzrasta zapewne od 100 do 200 m.

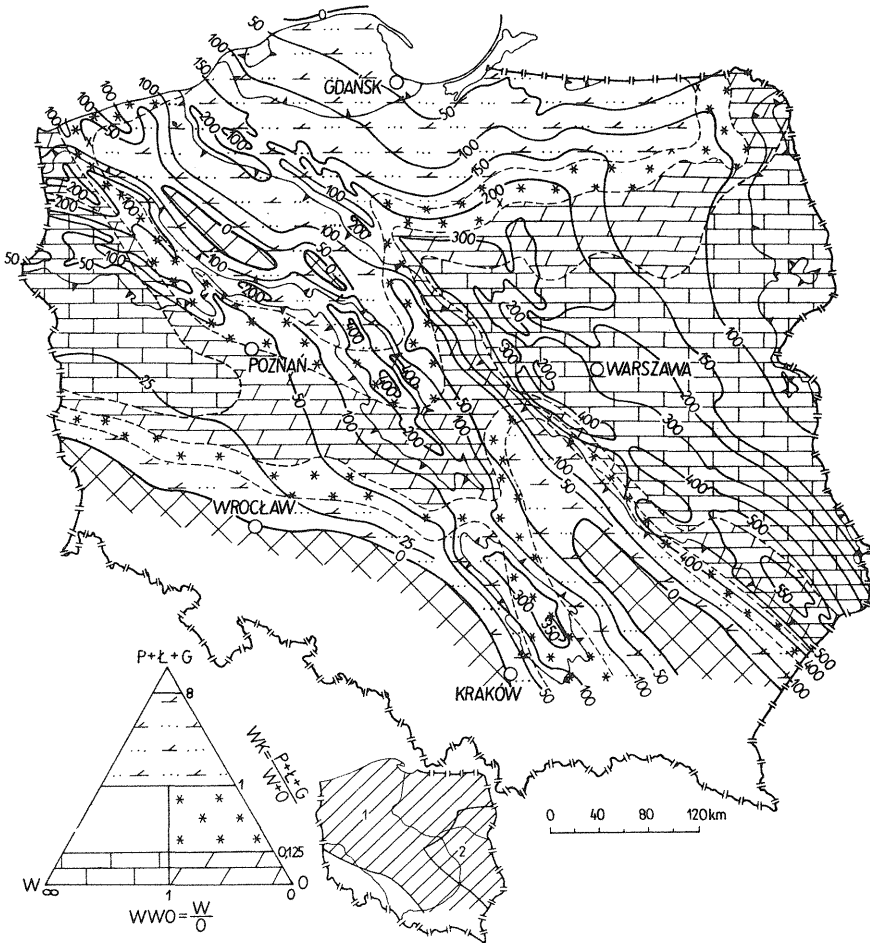


Fig. 7. Paleomiąższości i litofacje mastychtu według M. Jaskowiak-Schoeneichowej (1) i A. Krasowskiej (2)

Palaeothickness and lithofacies of the Maastrichtian after M. Jaskowiak-Schoeneichowa (1) and A. Krassowska (2)

Objaśnienia jak na fig. 1-4, 6

Explanations as in Figs 1-4 and 6

Analiza litofacjalna wykazała jeszcze duże podobieństwo do rozkładu litofacji w santonie. Zmniejszył się nieco tylko obszar litofacji opokowej na korzyść litofacji wapiennej.

MASTRYCHT

W mastychcie (fig. 7) basen miał charakter oscylacyjny. Plan strukturalny nie uległ większym zmianom, ale maksimum subsydencji przesunęło się z bruzdy szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańskiej do bruzdy pomorsko-warszawsko-lubelskiej. W obrębie wału środkowopolskiego największa miąższość osadów nie przekroczyła prawdopodobnie 50 m. W bruzdzie szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańskiej

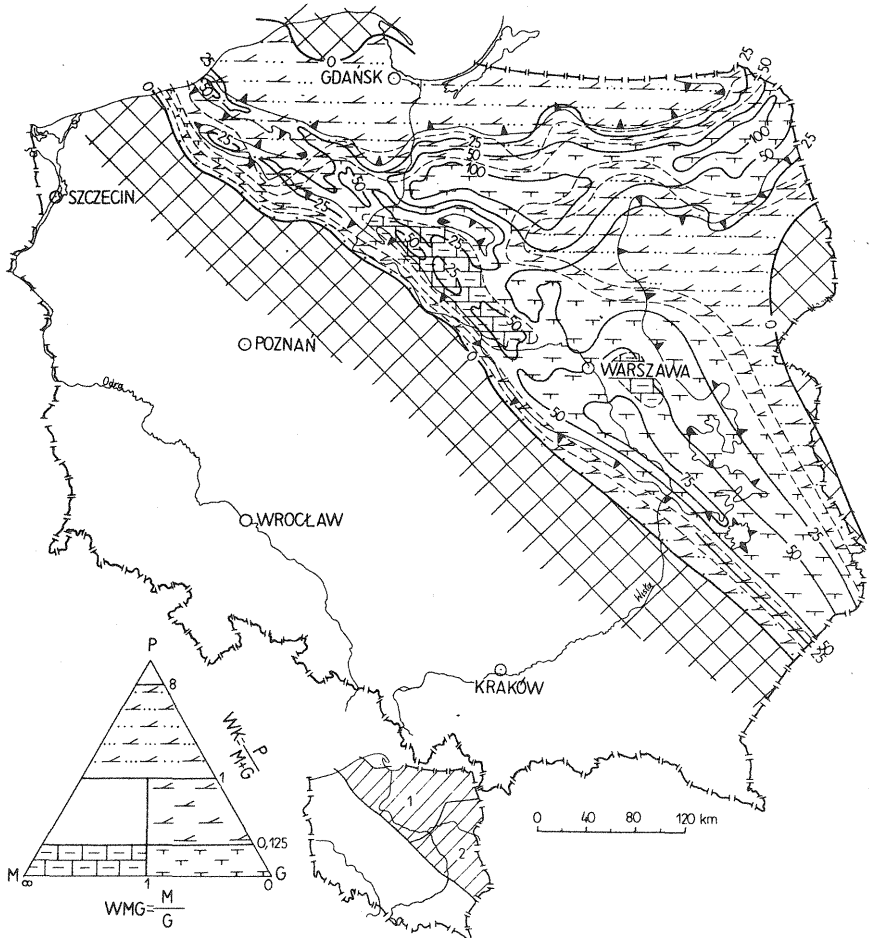


Fig. 8. Paleomiąższości i litofacje paleocenu dolnego według M. Jaskowiak-Schoeneichowej (1) i A. Krassowskiej (2)

Palaeothickness and lithofacies of the Lower Palaeocene after M. Jaskowiak-Schoeneichowa (1) and A. Krassowska (2)

Trójkąt klasyfikacyjny: M – margle, podrzędnie wapienie, G – gezy, margle piaszczyste i mulaste, WMG – współczynnik marglisto-gezowy; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1, 4

Classification triangle: M – marls, subordinately limestones, G – gaizes, sandy and silty marls, WMG – marly-gaizy coefficient; other explanations as in Figs 1, 4

największe miąższości stwierdzono na odcinku mogileńsko-łódzkim (ponad 400 m) między strukturami Gopła i Mogilna oraz w depresji Wrzącej – Banachowa. Na odcinku szczecińskim w depresji Chociwła oraz na odcinku nidziańskim maksymalne miąższości wahają się od 300 do 350 m. Obszar Gościejewa i Szamotuł odznaczał się mniejszą subsydencją, być może, związaną z przypuszczalnym formowaniem się hipotetycznej wyspy między Piłą a Łobezem w obrębie wału środkowopolskiego.

W bruzdzie pomorsko-warszawsko-lubelskiej największą subsydencją (miąższość 500 – 550 m) stwierdzono po północno-wschodniej stronie lądu małopolskiego. Oś maksymalnej subsydenencji w tej części bruzdy przesunęła się nieco ku północnemu

wschodowi w stosunku do wcześniejszych okresów. Ku północnemu zachodowi tej bruzdy miąższości stopniowo maleją, wahając się w odcinku warszawskim od 300 do 400 m, a w pomorskim – 100–200 m. W warszawskim odcinku bruzdy, między Bodzanowem – Dzierżanowem – Płońskiem – Pułtuskim i Ciechanowem, utwory mastrychtu dolnego prawdopodobnie w ogóle się nie osadziły (M. Jaskowiak-Schoeneichowa, A. Krassowska, 1983). Należy również podkreślić, że w obrębie elewacji na ogół notujemy synsedymencyjną redukcję miąższości osadów. Na zewnątrz omówionych wyżej bruzd sedymencyjnych ku peryferiom zbiornika subsydencja stopniowo się zmniejszała. W północno-wschodniej części basenu uformowała się zatoka suwalska.

Duży wpływ na rozwój facjalny miały powtarzające się etapy transgresywne i regresywne, zwłaszcza w mastrychcie dolnym, co się zaznaczyło większą zmiennością osadów zarówno w profilu pionowym, jak i poziomym. Obserwuje się coraz większy udział litofacji piaszczystych oraz szybki zanik litofacji wapiennej, która panowała głównie we wschodniej i zachodniej części zbiornika, na korzyść litofacji przejściowych.

PALEOCEN DOLNY

Paleocen dolny (fig. 8) reprezentowany jest głównie przez osady młotu. Na temat danu, którego osady są silnie zredukowane i praktycznie niemożliwe do wydzielenia, mamy zaledwie skąpe informacje. Z tego względu oba te piętra opracowano łącznie. Osady paleocenu dolnego powstające przypuszczalnie w ciągłości sedymencyjnej z mastrychtem górnym stwierdzono dotychczas tylko w nielicznych punktach. W większości znanych otworów leżą one niezgodnie na różnych ogniwach mastrychtu górnego lub różnych piętrach górnokredowych (np. w rejonie Krasnopola na turonie), a nawet dolnokredowych, jak w rejonie Orzelka i Debrzna w pomorskim odcinku bruzdy.

Na przełomie mastrychtu i paleocenu dolnego nastąpiła duża zmiana w obrazie strukturalnym i facjalnym zbiornika. W późnym mastrychcie i we wczesnym trzeciorzędzie wał środkowopolski oraz prawdopodobnie bruzda szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańska zostały wydzwignięte. W związku z tą przebudową w paleocenie dolnym zbiornik morski zajmował już tylko północno-wschodnią część Niziu Polskiego.

Z rekonstruowanych pierwotnych miąższości wynika, że w paleocenie dolnym obszar maksymalnej subsydencji przekraczającej 100 m znajdował się w rejonie Suwałk i Elku (w zatoce suwalskiej) i przedłużał się ku zachodowi wzdłuż linii Szczytno – Iława. Pomorski odcinek bruzdy natomiast, w porównaniu z zatoką suwalską, odznaczał się relatywnie mniejszą subsydencją. Druga strefa o zwiększonej subsydencji istniała w odcinku lubelskim i częściowo warszawskim, gdzie miąższość osadów wynosi ponad 75 m. Pod koniec zbiornika górnokredowego w paleocenie dolnym dominującymi litofacjami są litofacje gezwowo-marglowe i piaszczysta.

*

Transport materiału klastycznego w całej epoce późnokredowej odbywał się na północy z tarczy bałtyckiej, na południowym zachodzie z hipotetycznego ładu sudeckiego, w okresie większych zalewów rozczłonkowanego na łądy zachodnio- i wschodniosudeckie, z ładu górnośląskiego, a w albie górnym i mastrychcie nawet z odsłoniętej obecnej monokliny przedsudeckiej. Na południowym wschodzie materiał dostarczany był z hipotetycznego ładu małopolskiego, obejmującego

w późniejszych okresach część lub całość Gór Świętokrzyskich, a w paleocenie dolnym z wypiętrzonego wału środkowopolskiego. Na wschodzie materiał transportowany był z tarczy ukraińskiej.

Analiza facjalna wykazała pewną zależność facji od subsydencji dna zbiornika. Facja wapienna, z którą często związane jest występowanie kredy piszącej, notowana jest w obszarach najbardziej odległych od lądu, o powolnej subsydencji, charakteryzujących się średnią miąższością osadów oraz stabilnością. Facja opokowa łączy się głównie z obszarami ruchliwymi o dużej lub zmiennej subsydencji, cechującymi się dużą miąższością osadów, często znajdującymi się bliżej obszarów źródłowych.

W zbiorniku późnokredowym na uwagę zasługują dwa rodzaje obszarów. Pierwszy to obszar spokojnej sedimentacji obejmujący południową i środkowo-wschodnią część basenu, między Białymstokiem, Warszawą, Lublinem i Kosmowem, oraz część obecnej monokliny przedsudeckiej. Drugi to obszar o zmiennej sedimentacji, do którego należy bruzda szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańska i pomorski odcinek bruzdy pomorsko-warszawsko-lubelskiej.

Górnoalbskie facje wskazują na płytkie morze – płytki szelf. W cenomanie, turonie, koniakum, santonie, kampanie i mastrychcie morze miało niezbyt wielką głębokość i normalne zasolenie. Głębokość zbiornika w jego brzeżnych strefach można przyrównać do głębokości płytszej części szelfu. W centrum basenu była ona większa, ale – jak wskazuje facja opokowa i wapienna – mieściła się jeszcze w przedziale przyjętym dla szelfu. Najgłębsze było morze turońskie, po czym w paleocenie dolnym spłyściło się. Sedymencja kontynentalno-brakiczna miała miejsce tylko w santonie wczesnym i środkowym w niecce północnosudeckiej.

Niżowy zbiornik późnokredowy jest częścią rozległego basenu środkowo-europejskiego. Jego główne połączenie z morzami południowymi odbywało się przez odcinek lubelski bruzdy pomorsko-warszawsko-lubelskiej oraz w pewnych okresach być może przez nidziański odcinek bruzdy szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańskiej.

MAPA PALEOTEKTONICZNA KREDY GÓRNEJ

Utwory epikontynentalnego zbiornika górnokredowego reprezentują środkowe stadium cyklu tektonicznego, wyrażone rozwojem morskiej asocjacji węglanowej (fig. 9A). Jedynie na południowym zachodzie w niecce północnosudeckiej w santonie wczesnym i środkowym odbywała się sedimentacja kontynentalno-brakiczna, charakteryzująca się obecnością piaskowców i ilowców limnicznych z wkładkami węgla. Morska asocjacja węglanowa obejmuje skały wapienne, krzemionkowo-wapienne (opoki i gezy) i terygeniczne w różnych proporcjach. W zależności od udziału tych skał wyróżniono 4 subasocjacje, których układ jest wyraźnie strefowy, ze stopniowym przejściem jednej subasocjacji w drugą.

I. Subasocjacja terygeniczo-marglista była najbardziej charakterystyczna w albie górnym, cenomanie, koniakum i santonie. Składają się na nią w przewodzie piaski kwarcowo-glaukonitowe oraz mułowce, margle i gezy. Jej występowanie związane było głównie z monokliną kaszubsko-warمیńska i obrzeżeniem lądów: zachodnio- i wschodniosudeckiego, górnośląskiego i małopolskiego, a więc z tymi częściami obszaru, które odznaczały się małą subsydencją.

II. Subasocjacja krzemionkowo-marglisto-terygeniczna rozwijała się w bardziej wewnętrznych partiach basenu, obrzeżając pola poprzedniej facji i wchodząc do centrum zbiornika wzdłuż wału środkowopolskiego. Charakteryzuje się dużą,

zarówno poziomą, jak i pionową, zmiennością litologiczną. W zależności od odległości od obszarów alimentacyjnych osadzały się tu utwory piaszczyste, mułowcowe i ilaste (te ostatnie tylko w dolnym turonie Polski północno-zachodniej) oraz margle piaszczyste, wapienie, gezy i opoki. Litofacja opokowa na większą skalę zaczęła się tworzyć dopiero w wyższym turonie. Maksimum jej rozwoju przypada na koniak i santon. Od kampanu sedymentacja opokowa została zastąpiona przez sedymentację margli i wapieni piaszczystych oraz gez. W obrębie tej litofacji na uwagę zasługuje znaczne zapiaszczenie osadów, związane ze strefą formującego się wału środkowopolskiego i aktywnych struktur synsedymentacyjnych.

III. Subasocjacja krzemionkowo-wapienna jest ograniczona do centralnej części basenu górnokredowego. Rozwinęła się głównie w bruzdzie szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańskiej oraz odcinku warszawskim i lubelskim bruzdy pomorsko-warszawsko-lubelskiej, a więc w tych częściach obszaru, które odznaczały się wzmoczoną subsydencją. Tworzą ją głównie opoki i wapienie, podrzędnie margle.

IV. Subasocjacja wapienna rozwijała się głównie we wschodniej części zbiornika górnokredowego. Strukturalnie rozpościera się prawie na całej monoklinie mazursko-podlasko-lubelskiej oraz w najbardziej zachodniej części tarasu Gorzowa Wielkopolskiego. Składa się na nią głównie kreda piszcząca, jedynie w dolnej części – w cenomanie – występują wapienie. Subasocjacja ta związana jest z obszarami najbardziej odległymi od ładu, stabilnymi, o powolnej subsydencji, charakteryzującymi się niewielkimi miąższościami osadów.

Odtworzony obraz rozkładu paleomiąższości wskazuje, że w centralnej części zbiornika, tam gdzie w poprzednich okresach miała miejsce najintensywniejsza sedymentacja, w kredzie górnej wyodrębniła się strefa zmniejszonej subsydencji, wyrażona izopachytami od 800 do 200 m, zwana wałem środkowopolskim. Wał ten formował się stopniowo w osiowej strefie wcześniejszej bruzdy środkowopolskiej w całej kredzie górnej, a w szczególności po turonie. Wał wyznaczają izopachyty od 800 do 700 m, miejscami 500 i 400 m. Południowo-wschodnim przedłużeniem wału jest ład mało polski. W północno-zachodniej części wału występują trzy podłużne elewacje: Świdwina (6), Czaplinka – Piły (7) i Torunia – Włocławka (8).

Najintensywniejsza sedymentacja w kredzie górnej odbywała się po obu stronach wału środkowopolskiego, w bruzdach: szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańskiej i pomorsko-warszawsko-lubelskiej.

W bruzdzie szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańskiej obserwuje się bardzo zróżnicowaną subsydencję. Ogólnie miąższości osadów przekraczają 1000 m. Najintensywniejsza sedymentacja odbywała się w odcinku mogileńsko-łódzkim bruzdy, gdzie powstały osady o największej w zbiorniku późnokredowym miąższości rzędu 2400 m, w depresjach Koła (23) i Wrzącej – Banachowa (24) oraz w depresji Wilczyna – Ślesina (22) – 2600 m. Znaczne miąższości obserwujemy również w jej odcinku szczecińskim, gdzie w depresji Chociwła (18) dochodzą one do 2000 m. W centralnej części bruzdy występuje szereg pozytywnych struktur powstałych w związku z ruchami cechsztyńskich mas solnych oraz z aktywnymi uskokami synsedymentacyjnymi. Są to np. elewacja Mogilna (12), półzręby: Damastawka (4), Gopła – Strzelna (5), zrąb Szamotuł (2) i inne. Amplituda tych struktur może przekraczać 1000 m. Zbocza bruzdy stanowią wyraźne skarpy strukturalne, od strony wału środkowopolskiego bardzo strome, a od południowo-zachodniej – łagodniejsze. W obszarach najbardziej subsydujących bruzdy obserwuje się ciągłość sedymentacyjną starszych i młod-

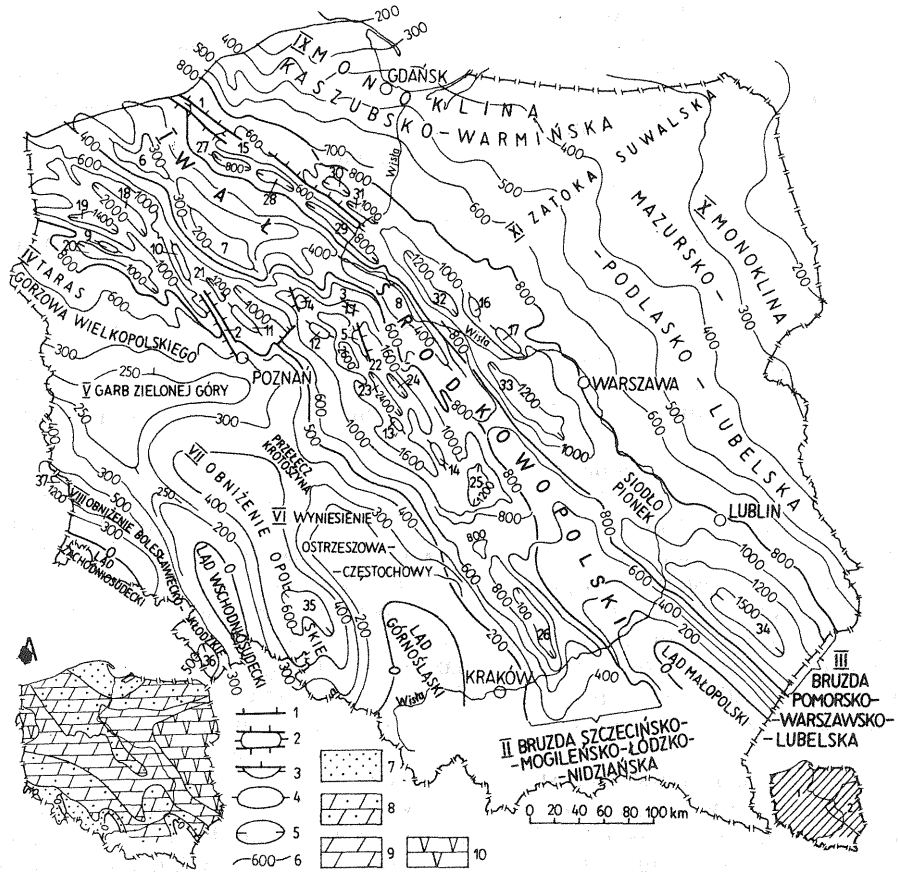


Fig. 9. Mapa paleotektoniczna kredy górnej według M. Jaskowiak-Schoeneichowej (1) i A. Krassowskiej (2)

Palaeotectonic map of the Upper Cretaceous after M. Jaskowiak-Schoeneichowa (1) and A. Krassowska (2)

Główne paleostrukтуры: I – wał środkowopolski, II – bruzda szczecińsko-mogileńsko-łódzko-nidziańska, III – bruzda pomorsko-warszawsko-lubelska, IV – taras Gorzowa Wielkopolskiego, V – garb Zielonej Góry, VI – wyniesienie Ostrzeszowa – Częstochowy, VII – obniżenie opolskie, VIII – obniżenie bolesławiecko-klodzkie, IX – monoklina kaszubsko-warmińska, X – monoklina mazursko-podlasko-lubelska, XI – zatoka suwalska; 1 – uskoki synsedymencyjne; 2 – zręby synsedymencyjne (1 – Koszalina, 2 – Szamotuł, 3 – Inowrocławia); 3 – półzręby synsedymencyjne (4 – Damasławka, 5 – Gopla – Strzelna); 4 – ważniejsze elewacje (6 – Świdwina, 7 – Czaplina – Piły, 8 – Torunia – Włocławka, 9 – Choszczna, 10 – Człopy, 11 – Obornik, 12 – Mogilna, 13 – Uniejowa, 14 – Lutomska, 15 – Koszalina – Chojnic – Korytowa, 16 – Sierpa, 17 – Dzierżanowa); 5 – ważniejsze depresje (18 – Chociwła, 19 – Stargardu Szczecińskiego, 20 – Przekolna, 21 – Czarnkowa, 22 – Wilczyzna – Ślesina, 23 – Koła, 24 – Wrzącej – Banachowa, 25 – Piotrkowa Tryb., 26 – Węgleszyna – Pińczowa, 27 – Bielicy, 28 – Czuchowa, 29 – Sucheje, 30 – Cekycyna, 31 – Świecia, 32 – Karnkowa, 33 – Mszczonowa, 34 – Biłgoraja, 35 – Sadow, 36 – Bystrzycy Kłodzkiej, 37 – Węglińca); 6 – paleoizopachy utworów kredy górnej; A – platformowe asocjacje litologiczne: morska asocjacja węglanowa: 7 – terygeniczno-marglista (piaski glaukonitowe 50% oraz mułowce, margle, gezy), 8 – krzemionkowo-marglisto-terygeniczna (opoki, gezy, wapienie, margle piaszczyste, wkładki piaskowców, piasków marglistych, mułowców i یتowców), 9 – krzemionkowo-wapienna (opoki, wapienie i margle), 10 – wapienna (kreda pisząca, w dolnej części wapienie)

Main palaeostructures: I – the Mid-Polish Swell, II – the Szczecin – Mogilno – Łódź – Nida Furrow, III – the Pomerania – Warsaw – Lublin Furrow, IV – the Gorzów Wielkopolski Terrace, V – the Zielona Góra Ridge, VI – the Ostrzeszów – Częstochowa Elevation, VII – the Opole Depression, VIII – the Bolesławiec – Kłodzko Depression, IX – the Kaszuby – Warmia Monocline, X – the Mazury – Podlasie – Lublin Monocline, XI – the Suwałki Embayment; 1 – synsedimentary faults; 2 – synsedimentary faults; 3 – synsedimentary half-horsts; 4 – major elevations; 5 – major depressions; 6 – palaeoisopachs of the Upper Cretaceous; A – platform lithological associations: marine carbonate association: 7 – terrigenous-marly (glauconitic sands – 50% and siltstones, marls, gaizes), 8 – siliceous-marly-terrigenous (opokas, gaizes, limestones, sandy marls, intercalations of sandstones, marly sands,

szych utworów górnokredowych, z wyjątkiem młodszego mastrychtu górnego oraz paleocenu dolnego, które już się tu nie osadziły.

W bruzdzie pomorsko-warszawsko-lubelskiej miąższości osadów również przekraczają 1000 m. Najintensywniejsza sedimentacja odbywała się w odcinku lubelskim, gdzie w depresji Biłgoraja (34) miąższość przekroczyła 1500 m. Również w odcinku warszawskim – w depresjach Karnkowa (32) i Mszczonowa (33) – utworzyły się dużej miąższości osady (ponad 1200 m). W pomorskim i warszawskim odcinku powstały także liczne struktury związane głównie z aktywnymi w czasie sedimentacji uskokiemi, np. elewacja Koszalina – Chojnic – Korytowa (15), Sierpca (16) i Dzierżanowa (17). Południowo-zachodnie skrzydło bruzdy jest dość stromą skarpą strukturalną, natomiast jej skrzydło północno-wschodnie jest połogie i ma charakter monokliny. Ciągłość sedimentacyjną osadów od albu górnego aż po późny paleocen dolny obserwujemy jedynie na odcinku warszawskim i lubelskim.

Na zewnątrz obu omówionych bruzd sedimentacyjnych występują rozległe obszary o wyraźnie mniejszej subsydencji, natomiast w skrajnie południowo-zachodniej części zbiornika istnieją następne obszary, w których zanotowano wzmożoną subsydencję. Są to: obniżenie opolskie, nieco płytsze, o maksymalnej miąższości osadów dochodzącej do 650 m, oraz obniżenie bolesławiecko-kłodzkie, znacznie głębsze, w którym miąższość osadów osiąga ponad 1200 m.

Po północno-wschodniej stronie bruzdy pomorsko-warszawsko-lubelskiej obserwuje się stopniowy spadek miąższości osadów od 800 do 200 m. Ostatecznie wyodrębniły się tu duże, rozległe paleostruktury: monoklina kaszubska-warmińska i monoklina mazursko-podlaska-lubelska, rozdzielone zatoką suwalską. W obrębie tych monoklin istniała strefa o bardzo małej subsydencji z ograniczoną sedimentacją, w której mogło nawet dochodzić do tworzenia się okresowych wysp (fig. 3–6).

Po południowo-zachodniej stronie bruzdy szczecińsko-mogileńsko-lódzko-nidziańskiej występują na ogół duże, rozległe struktury wyniesione jak: taras Gorzowa Wielkopolskiego oraz wyniesienie Ostrzeszowa – Częstochowy i garb Zielonej Góry, połączone przełęczą Krotoszyńska.

Na południe i południowy zachód oraz na północ od zbiornika przez całą kredę istniały łądy, które w zależności od rozwoju transgresji rozszerzały się lub kurczyły. Stanowiły one źródło materiału terygenicznego, co miało wpływ na rozkład litofacji w zbiorniku sedimentacyjnym.

Na podstawie bardzo zróżnicowanego rozkładu pierwotnych miąższości i facji można przypuszczać, że basen sedimentacyjny epikontynentalnej kredy górnej podlegał zarówno ruchom obniżającym, jak i dźwigającym. Ruchy te zaznaczyły się w całym zbiorniku jednakże najbardziej intensywne były w jego środkowej i południowo-zachodniej części. Świadczą o tym szczególnie zmniejszone miąższości w obrębie wału środkowopolskiego oraz nagromadzenie się osadów o największej miąższości w przylegających do niego bruzdach.

Ruchy wznoszące trwały przez całą kredę górną; początkowo były słabsze, a począwszy od koniakku na szerszą skalę. Z ruchami tymi, szczególnie nasilonymi w koniakku i santonie, należy wiązać luki erozyjno-sedymenacyjne, które szczegól-

nie silnie są wyrażone w obrębie synsedymencyjnych struktur, elewacji i zrębów, częściowo związanych z tektoniką salinarną.

Wał środkowopolski wypiętrzony ostatecznie na przelomie mastrychtu i paleocenu dolnego, a także obszary położone na południowy zachód od niego, obejmujące Sudety i jego przedpole, poddane zostały silnej erozji. W okresie tym podnieszone i erodowane były także obszary leżące na północny wschód od wału środkowopolskiego. Nawet tam, gdzie osady mastrychtu górnego pokrywa paleocen dolny, zaznacza się także w profilach luka erozyjno-sedymencyjna.

Zakład Geologii Regionalnej
Obszarów Platformowych
Państwowego Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 30 lipca 1987 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S. (1954) – Turon południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.*, 4, p. 361–390, nr 3.
- ALEXANDROWICZ S.W. (1969) – Transgresyjne osady santonu w okolicach Krakowa. *Zesz. Nauk. AGH*, 211, *Geologia*, z. 11, p. 45–59.
- BIERNAT S. (1960) – Budowa geologiczna kredy opolskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 152, p. 173–241.
- BUDOWA GEOLOGICZNA POLSKI (1984) – Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych – 3, Mezozoik – kreda – cz. 2c, p. 502–514, tab. 36, 37. *Inst. Geol. Warszawa*.
- BUKOWY S. (1956) – Geologia obszaru pomiędzy Krakowem a Korzkwią. *Biul. Inst. Geol.*, 108, p. 17–82.
- BUKOWY S., SIEWNIAK A. (1963) – Profil jury i kredy w Wierbce koło Pilicy. *Kwart. Geol.*, 7, p. 605–619, nr 4.
- CIEŚLIŃSKI S. (1956) – Stratygrafia i tektonika kredy między Dobromierzem i Józefowem a Przedborzem nad Pilicą. *Biul. Inst. Geol.*, 113, p. 139–194.
- CIEŚLIŃSKI S., POŻARYSKI W. (1970) – Kreda. W: *Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. *Pr. Inst. Geol.*, 56, p. 185–231.
- GAWOR-BIEDOWA E. (1973) – Stratygrafia paleocenu z otworu Hawa na podstawie badań mikropaleontologicznych. *Kwart. Geol.*, 17, p. 124–130, nr 1.
- GIEL M.D. (1971) – Stratygrafia podłoża podoligocenijskiego na obszarze Białoobrzeżi – Jedlińsk – Głowaczów. *Kwart. Geol.*, 15, p. 333–343, nr 2.
- GIEL M.D. (1975) – Występowanie otwornic ciepłolubnych w paleocenijskich osadach rejonu Kisielice. *Prz. Geol.*, 23, p. 603–610, nr 12.
- HAKENBERG M. (1986) – Alb i cenoman w niecce miechowskiej. *Studia Geol. Pol.*, 86.
- HAKENBERG M., JURKIEWICZ H., WOJŃSKI J. (1973) – Profile kredy środkowej w północnej części niecki miechowskiej. *Kwart. Geol.*, 17, p. 763–786, nr 4.
- HELLER I., MORYC W. (1984) – Stratygrafia utworów kredy górnej podgórze Karpat. *Biul. Inst. Geol.*, 346, p. 63–116.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA M. (1969) – Kreda górna (łącznie z albem górnym i paleocenem dolnym). W: *Synekliza perybałtycka. Budowa geologiczna, cz. I*. *Pr. Inst. Geol. Warszawa*.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA M. (1976) – Kreda górna (łącznie z albem górnym i paleocenem dolnym). W: *Perm i mezozoik niecki pomorskiej*. *Pr. Inst. Geol.*, 79, p. 94–105.

- JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA M. (1981) – Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. Pr. Inst. Geol., **98**.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA M. (1987) – Kreda górna. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. Pr. Inst. Geol., **119**, p. 140–151.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA M., KRASSOWSKA A. (1983) – Kreda górna. W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Pr. Inst. Geol., **103**, p. 177–197.
- JAWOR E. (1970) – Wgłębna budowa geologiczna obszaru na wschód od Krakowa. Acta Geol. Pol., **20**, p. 709–769, nr 4.
- JURKIEWICZ H. (1980) – Kreda. W: Potok Mały IG 1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol., z. 51. p. 13–16; 32–34.
- KONIOR K. (1974) – Budowa geologiczna „wypiętrzenia rzeszotarskiego” w świetle najnowszych danych wiertniczych i geofizycznych. Roczn. Pol. Tow. Geol., **44**, p. 321–375, z. 2–3.
- KOTAŃSKI Z., RADWAŃSKI S. (1977) – Geologia wgłębna Opolszczyzny. Biul. Inst. Geol., **303**, p. 91–172.
- KOWALSKI W.C. (1948) – Szkic geologiczny utworów kredowych w okolicy Solcy. Biul. Państw. Inst. Geol., **51**.
- KRASSOWSKA A. (1971) – Kreda. W: Budowa geologiczna obniżenia podlaskiego, cz. I. Pr. Geostrukt. Inst. Geol. Warszawa.
- KRASSOWSKA A. (1981) – Charakterystyka osadów kredy na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Kwart. Geol., **25**, p. 703–716, nr 4.
- KRASSOWSKA A. (1986) – Kreda górna i paleocen dolny okolic Lublina. Kwart. Geol., **30**, p. 559–574, nr 3/4.
- MARCINOWSKI R. (1974) – The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. Acta Geol. Pol., **24**, p. 117–217, nr 1.
- MILEWICZ J. (1971) – Kreda północnosudecka a wschodniobrandenburska. Kwart. Geol., **15**, p. 122–136, nr 1.
- MILEWICZ J. (1973) – Kreda. Niecka północnosudecka. W: Budowa geologiczna Polski, **1** – Stratygrafia, cz. 2 – Mezozoik, p. 619–628. Inst. Geol. Warszawa.
- MILEWICZ J. (1979) – Rozmieszczenie osadów kredowych w basenie północnosudeckim. Kwart. Geol., **23**, p. 819–826, nr 4.
- PANOW E. (1934) – Stratygrafia kredy krakowskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., **10**, p. 577–585.
- POŻARYSKA K. (1965) – Foraminifera and biostratigraphy of Danian and Montian in Poland. Palaeont. Pol., **14**.
- POŻARYSKA K. (1967) – Badania warstw pogranicznych kredy i trzeciorzędu w Polsce pozakarpackiej. Kwart. Geol., **11**, p. 661–672, nr 3.
- POŻARYSKA K., SZCZĘCHURA J. (1968) – Stratygrafia dolnego paleocenu w Polsce pozakarpackiej. Kwart. Geol., **12**, p. 884–897, nr 4.
- POŻARYSKI W. (1960) – Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na Niziu Polskim. Pr. Inst. Geol., **30**, cz. 2, p. 377–440.
- POŻARYSKI W. (1962) – Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 10 – Kreda. Inst. Geol. Warszawa.
- RADWAŃSKI S. (1968) – Kreda środkowych Sudetów. Biul. Inst. Geol., **227**, p. 165–183.
- RADWAŃSKI S. (1973) – Kreda. Niecka śródsudecka i rów górnej Nysy Kłodzkiej. W: Budowa geologiczna Polski, **1** – Stratygrafia, cz. 2 – Mezozoik, p. 628–640. Inst. Geol. Warszawa.
- RADWAŃSKI J. (1975) – Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych. Biul. Inst. Geol., **287**, p. 5–59.
- RÓŻYCKI S.Z. (1938) – Stratygrafia i tektonika kredy w okolicach Łelowa (w północno-wschodniej części arkusza Żarki). Spraw. Państw. Inst. Geol., **9**, p. 127–176, z. 2.
- RUTKOWSKI J. (1965) – Senon okolicy Miechowa. Roczn. Pol. Tow. Geol., **35**, p. 3–53, z. 1.
- SENKOWICZ E. (1959) – Jura i kreda między Jędrzejowem a rzeką Nidą. Biul. Inst. Geol., **159**, p. 107–157.

- SOKOŁOWSKI J. (1967) – Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geol. Sudetica., 3, p. 297–367.
- UBERNA J. (1967) – Rozwój serii fosforytonośnej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na tle zagadnień sedimentologicznych albu i cenomanu. Biul. Inst. Geol., 206, p. 5–114.
- WITKOWSKI A. (1969) – Budowa geologiczna niecki tomaszowskiej. Pr. Inst. Geol., 53.
- WYRZYCKA K. (1980) – Stratygrafia, facje i tektonika masyfytu zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Kwart. Geol., 24, p. 805–819, nr 4.

Мария ЯСКОВЯК-ШЕНЕЙХОВА, Александра КРАССОВСКА

ПАЛЕОМОЩНОСТИ, ЛИТОФАЦИИ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО МЕЛА В ПОЛЬШЕ

Резюме

Седиментационно-палеотектоническое развитие верхнего мела (вместе с верхним альбомом и нижним палеоценом) показано на картах палеомощностей и фаций (фиг. 1–8) и на палеотектонической карте (фиг. 9).

Авторами был проведен детальный анализ современного и первоначального распространения ярусов верхнего мела, реконструкции первоначальных мощностей и фаций в областях полной или частичной эпигенетической эрозии, изучены перерывы в осадконакоплении и по количественному методу составлены литофациальные карты путем комбинаций коэффициентов.

Палеотектоническая карта была составлена путем наложения друг на друга карт палеомощностей и фаций. Она отражает палеоструктурную обстановку подошвы верхнего мела к концу седиментации меловых отложений. В ней отражено состояние мощностей, свит (лито-логические ассоциации) и палеотектоническое районирование.

Эпиконтинентальный верхнемеловой бассейн в Польше является частью обширного Центрально-Европейского верхнемелового бассейна. Формационный анализ (фациальный) приводит к выводу, что породы этого резервуара отражают среднюю стадию тектонического цикла. Эта стадия выражается развитием ассоциации морских карбонатных пород (фиг. 9А), состоящей из 4 субассоциаций. Обломочно-мергелистая субассоциация накапливалась в периферийной части бассейна. Кремнеземно-мергелисто-обломочная приурочена к более глубокой области бассейна, а кремнеземно-известковая осаждалась только во внутренней его части. Известковая субассоциация приурочена преимущественно к восточной части бассейна. Все эти субассоциации залегают зонально и постепенно замещаются одна другой. Континентально-солончатая литофация присутствовала только в части Северосудетской впадины в пределах нижнего и среднего сантона.

Ввиду большой неравномерности в распределении первоначальных мощностей и фаций, можно предполагать, что область эпиконтинентального седиментационного верхнемелового бассейна опускалась и поднималась. Эти движения охватывали всю площадь, а самым активным образом они проявились в центральной и юго-западной части бассейна.

В осевой зоне Центральнопольской впадины, наметившейся в нижнем мезозое в верхнемеловое время образовалась зона понижения меньшего дна — Центральнопольский вал, формировавшийся постепенно, особенно отчетливо проявившийся после турона.

Усиленное осадконакопление происходило по обеим сторонам Центральнопольского вала в Щецинско-Могильненско-Лодзинско-Нидзянской впадине и в Поморско-Варшавско-Люблинской впадине. Вне этих седиментационных впадин простираются обширные области, где осадко-

накопление происходило в меньшем масштабе. Зато на юго-западной окраине этого моря также существовали зоны усиленного понижения дна и накопления осадков: Опольская и Болеславецко-Клудская впадины.

Поднятия дна сопровождались размывом пород и отмечались в разрезе перерывами, особенно ярко проявившимися в пределах седиментационных поднятий и горстов, образование которых отчасти обусловлено движением солей.

Центральнопольский вал, поднявшийся на пограничье маастрихта и нижнего палеоцена, а также расположенные к юго-западу от него Судеты и их предгорья, были подвержены сильному размыву. В тот же период поднимались и разрушались области к северо-востоку от вала. Даже там, где отложения верхнего маастрихта покрывает нижний палеоцен, в разрезах наблюдаются эрозионно-седиментационные перерывы.

Maria JASKOWIAK-SCHOENECHOWA, Aleksandra KRASSOWSKA

PALAEOTHICKNESS, LITHOFACIES AND PALAEOTECTONICS OF THE EPICONTINENTAL UPPER CRETACEOUS IN POLAND

Summary

Sedimentary-palaeotectonic evolution of Upper Cretaceous (including Upper Albian and Lower Palaeocene) is presented on palaeothickness and facies maps (Figs 1–8) and palaeotectonic map (Fig. 9). A detailed analysis of the present and primary extents of particular stage, as well as a reconstruction of primary thickness and facies in the zones of complete or partial epigenetic erosion, and an analysis of sedimentary gaps have been made. Lithological maps by the use of the quantitative method of lithological coefficients have been elaborated.

The palaeotectonic map has been worked out by superposition of the particular of palaeoisopachs and facies maps. It presents the palaeostructural pattern of the Upper Cretaceous bottom at the end of the Cretaceous sedimentation: It presents also the results of thickness analysis, analysis of lithological associations and palaeotectonic regionalization.

The Upper Cretaceous epicontinental basin in Poland is a part of the extensive Upper Cretaceous Middle European basin. From the facies analysis it results that the sediments of this basin represent the middle stage of the tectonic cycle. It is expressed in the evolution of marine carbonate association (Fig. 9A) composed of four sub-associations. The terrigenous-marly sub-association is connected with the external part of the basin. The siliceous-marly-terrigenous sub-association developed in the more interior parts of the basin. The siliceous-calcareous association was limited to the middle part of the basin. The calcareous sub-association was connected mainly with the eastern part of the basin. These sub-associations are arranged zonally with gradual transition from one to another. The continental brackish lithofacies occurred only in a part of the North-Sudetic Trough in Lower and Middle Santonian.

On the basis of highly differentiated distribution of primary thickness and facies one can presume that the area of the epicontinental Upper Cretaceous sedimentary basin was subject to both downwarping and uplifting movements. These movements are marked on the whole area of the basin, most intensively however in the middle and south-western part of the basin.

A zone of lower subsidence – the Mid-Polish Swell – developed in the axial zone of the Mid-Polish Furrow separated in Older Mesozoic. The swell was formed gradually, particularly after the Turonian.

The most intensive sedimentation took place on both sides of the Mid-Polish Swell in the Szczecin – Mogilno – Łódź – Nida Furrow and in the Pomerania – Warsaw – Lublin Furrow.

Extensive areas with evidently lower subsidence occur outside the both sedimentary furrows. The other areas with high subsidence: the Opole Depression and the Bolesławiec – Kłodzko Depression occur in the extreme south-western parts of the basin. The erosive-sedimentary gaps are also connected with the uplifting movements, particularly visible within synsedimentary elevations and horsts partly connected with salt tectonics.

The Mid-Polish Swell, uplifted in the Maastrichtian/Lower Palaeocene, as well as the areas located to the south-west of it, including the Sudety Mts and their foreland were then subjected to strong erosion. The areas situated to the north-east of Mid-Polish Swell were also elevated and eroded at that time. The erosive-sedimentary gap in the sequences is also visible even in the areas where the Upper Maastrichtian sediments are covered by Lower Palaeocene.