

TERESA NIEMCZYCKA

Litofacje jury środkowej i dolnego oksfordu obszaru radomsko-lubelskiego

THE MIDDLE JURASSIC AND LOWER OXFORDIAN LITHOFACIES IN THE RADOM-LUBLIN AREA

STRESZCZENIE: Przedstawiono miąższość osadów jury środkowej i dolnego oksfordu na obszarze radomsko-lubelskim, oraz rozkład litofacji wyodrębnionych na podstawie zmodyfikowanego trójkąta klasyfikacyjnego W. C. Krumbelna i L. L. Slossa (Kotański 1970, 1971). Jednocześnie podjęto próbę odtworzenia panujących w tym czasie warunków paleogeograficznych.

WSTĘP

Liczne otwory wiertnicze wykonane w ostatnich latach przez Instytut Geologiczny i Górnictwo Naftowe na obszarze radomsko-lubelskim i obszarze przyległym dostarczyły interesującego materiału, pozwalającego na szczegółowszą niż dotychczas analizę rozprzestrzenienia i rozkładu miąższości osadów jury środkowej i niższego oksfordu (Dayczak-Calikowska 1969, Dadlez et al. 1964, Niemczycka 1976a).

Szczególnie ciekawych danych dostarczyły wiercenia z centralnej Lubelszczyzny (rejon Lublina), a także liczne wiercenia wykonane na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Dobry jakościowo materiał rdzeniowy i geofizyczny umożliwił także wykonanie analizy litofacjalnej osadów. Analizę jakościową tych osadów (Dayczak-Calikowska 1969, Niemczycka 1976a) zastąpiono analizą ilościową (Żelichowski 1966, Kotański 1971), która daje w efekcie bardziej dokładny i obiektywny obraz rozkładu litofacji niż jest to możliwe przy zastosowaniu metody jakościowej.

JURA ŚRODKOWA

Transgresja środkowo-jurajska wkraczała na omawiany obszar stopniowo. Jego najbardziej zachodnią część obejmowała już w aalenie, zaś

na pozostałą część dotarła dopiero w batonie. W tej sytuacji celowe wydaje się potraktowanie przy analizie miąższościowo-facjalnej oddzielnie utworów starszych od batonu o ograniczonym zasięgu występowania oraz batonu i keloweju stanowiących prawie ciągłą pokrywę osadową.

ANALIZA MIĄŻSZOŚCIOWA

UTWORY STARSZE OD BATONU

Niższe od batonu ogniwa jury środkowej znane są jedynie z najbardziej zachodniej części obszaru (fig. 1). Ich zasięg ku wschodowi wyznacza linia Warszawa—Radom—Kraśnik. Profil niższych od batonu osadów jury środkowej jest tu wyraźnie zróżnicowany i uwarunkowany różnym zasięgiem ku wschodowi kolejnych jej ogniwi (Daniec 1963, 1970, Dayczak-Calikowska & Kopik 1973). Najpełniejszy profil występuje przy zachodniej granicy dzisiejszego zasięgu osadów, na obszarze stanowiącym południowo-wschodnie mezozoiczne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich (Daniec 1963, 1970) oraz na zachód od Warszawy. Profil środkowojurajski rozpoczynają osady aalenu i charakteryzuje się on maksymalnymi miąższościami (wiercenia: Mszczonów IB-1 — 149,5 m, Brudzewice (profil składany¹) — ok. 750 m, Wymysłów (profil składany) — ok. 430 m, Mołdawa — 341 m, Gutwin — 207 m, Wyszmontów — 136,4 m; Daniec 1963, Ryll 1978). Wzdłuż linii wyznaczającej wschodni zasięg osadów starszych od batonu, profil jury środkowej reprezentowany jest jedynie przez utwory kujawu (Warka IG-1 — Ryll 1972; Płusy IG-1, Świdno IG-1 — Dayczak-Calikowska 1971, 1972), a miąższość ich wynosi ok. 5 m. Stosunkowo dużą miąższość mają osady starsze od batonu w otworze Giełczew IG-1, gdzie osłagają 20 m (?) i stanowią odosobniony płat na obszarze lubelskim.

UTWORY BATONU-KELOWEJU

Utwory tego wieku pokrywają prawie cały analizowany obszar z wyjątkiem szeregu lokalnych paleostruktur, na których stwierdzono brak osadów batonu i keloweju (fig. 2).

Jak wynika z badań tektonicznych, zasięg morza batonu i keloweju na obszarze lubelskim uwarunkowany był istnieniem w podłożu paleozoicznym podniesienia związanego ze strefą uskokową Izbica—Zamość—Ugniew (Zelichowski 1972). Stanowiło ono barierę, poza którą nie sięgał zalew środkowo-jurajski. Bariera ta zaznaczała się w podobny sposób również w dolnym oksfordzie (Niemczycka 1976a).

Na wschód od tej strefy rozciągał się w batonie i keloweju obszar lądowy (Zelichowski 1972), który przedłużał się ku południowemu wschodowi w łąd ukraiński (Niemczycka 1976a). Obszar ten podlegał głównie erozji, lecz nie można wykluczyć na nim okresowej sedymentacji lądowej. W niedalekim sąsiedztwie tego łądu istniały w centralnej Lubelszczyźnie większe i mniejsze paleostruktury dodatnie (fig. 2—3), na których okresowo odbywało się synsedymentacyjne rozmywanie osadów, bądź sedymentacja nie zachodziła w ogóle. Do najwcześniejszych poznanych paleostruktur należą: Niedzwicy (N) wyznaczona przez wiercenia Niedzwica IG-1, 2, 3, 4, Bystrzyca IG-1 i Bychawa IG-1 i IG-2, oraz Zakrzewa (Z) z wierceniami Zakrzew IG-2 i IG-3 (Niemczycka 1970).

¹ Przez profil składany autorka rozumie taki, który złożony jest z kilku profili uzyskanych z sąsiednich wierceń, gdzie występują fragmenty poszczególnych pięter bądź ogniwi.

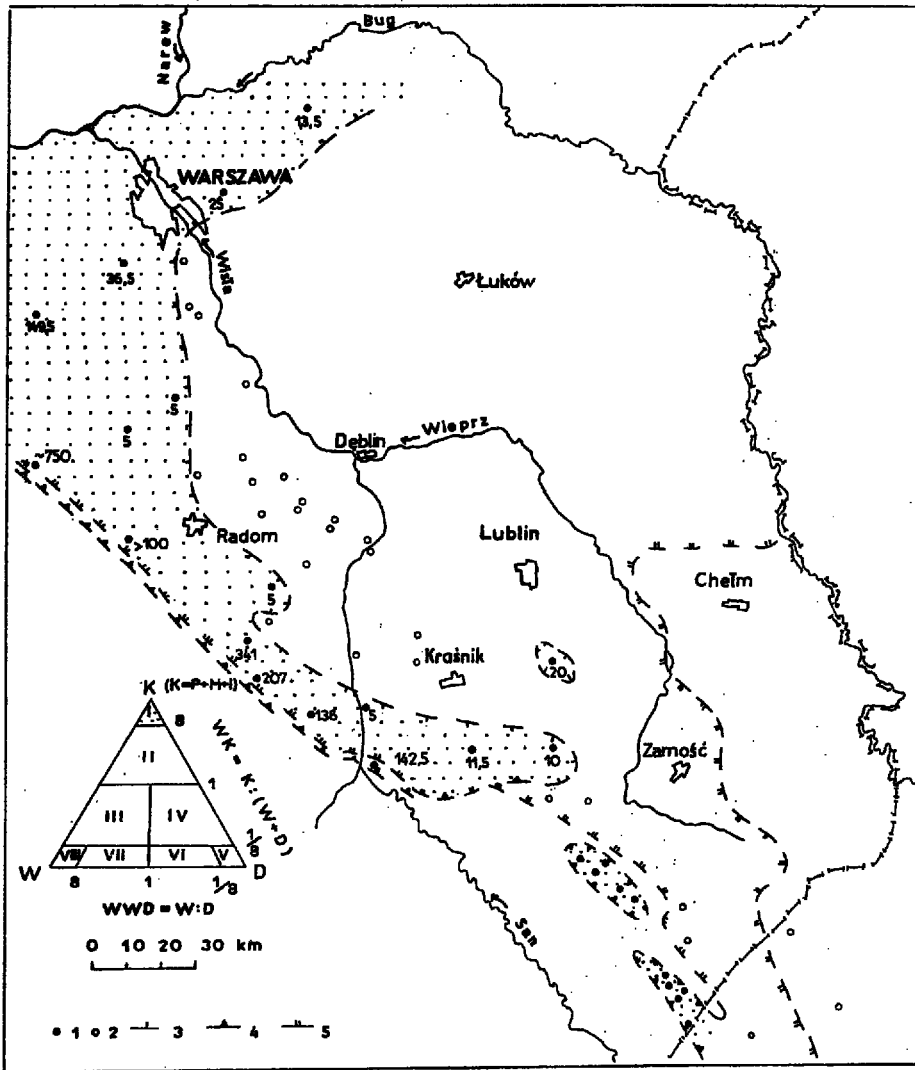


Fig. 1. Szkic litofacjalny utworów na obszarze radomsko-lubelskim starszych od batonu (Lithofacial sketchmap of the distribution of sediments older than the Bathonian in the Radom—Lublin area)

1 — otwory wiertnicze, w których stwierdzono utwory starsze od batonu (boreholes yielding deposits older than the Bathonian), 2 — otwory wiertnicze, w których brak utworów starszych od batonu (boreholes lacking deposits older than the Bathonian), 3 — pierwotny zasięg utworów (original occurrence range of sediments), 4 — erozyjny zasięg utworów (erosional range of sediments), 5 — zasięg utworów bezpośrednio młodszych (range of sediments directly younger)

Objaśnienia trójkąta (legend for the triangle): K — skały klastyczne (clastic sediments), P — piaskowce (sandstones), M — mułowce (siltstones), I — łąwce (mudstones), W — wapień (limestones), D — dolomity (dolomites), WK — współczynnik klastyczności (clastic ratio), WWD — współczynnik wapienno-dolomitowy (limestone-dolomite ratio); I—VIII grupy litofacjalne (lithofacial groups)

W rejonie Lublina występuje duża paleostruktura Abramowa (A), zarejestrowana wierceniami Abramów 5, 6, 8, 9, Świdnik IG-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, Minkowice, a na południe od niej podobnych rozmiarów paleostruktura Zemborzyc (Ze) z wierceniami Zemborzyc 1, 2, 3, 4 i Wilczopole 1 i 2. Do mniejszych paleostruktur należą paleostruktury Bełżyc (B) — z wierceniami Bełżyc 1, 2, 3, dwie małe paleostruktury w rejonie Łęcznej wyznaczone przez otwory Łęczna IG-3, IG-10 (Ł₁) i 19 (Ł₂), paleostruktura Trawników (T) i w rejonie Kraśnika paleostruktura Stru-

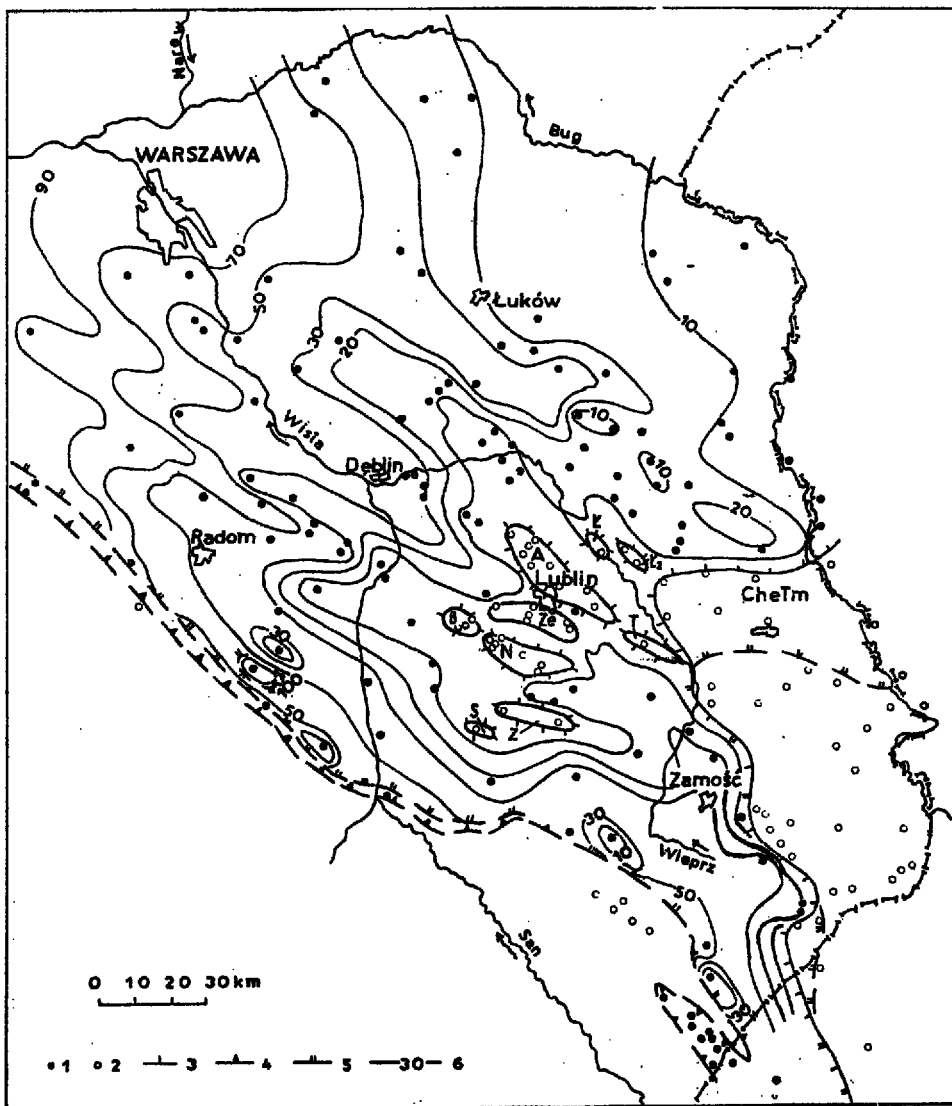


Fig. 2. Mapa miąższości utworów batonu-kełoweju obszaru radomsko-lubelskiego (Map of the thickness of Bathonian-Callovia deposits in the Radom-Lublin area)

1-5 — objaśnienia jak na fig. 1 (legend as in Fig. 1), § — izarytmy miąższości utworów batonu-kełoweju (isopatches of the thickness of Bathonian-Callovia sediments)
Paleostruktury (paleostructures): A — Abramów, B — Bełżyc, N — Niedrzwica, Ł — Łęczna, S — Struża, T — Trawniki, Z — Zakrzew, Ze — Zemborzyc

ży (S) (fig. 2). Większość tych paleostruktur istniała także w dolnym oksfordzie (fig. 4) i dopiero w wyższym oksfordzie środkowym odbywa się na nich sedimentacja, której osady zachowały się do dziś. Na strukturach Zakrzewa i Struży stwierdzono występowanie osadów środkowego oksfordu na dewonie, a na pozostałych, osady środkowego oksfordu przykrywają różne ogniwa karbonu (Zelichowski 1972).

Wokół paleostruktur subsydenca obszaru była bardzo mała i miąższość osadów jury środkowej nie przekracza 10 m (fig. 2). Małe miąższości osadów ciągną się z centralnej Lubelszczyzny dwiema wyraźnymi zatokami w kierunku północno-zachodnim. Oś jednej wyznacza linia Lublin—Warszawa, druga przebiega od rejonu struktury Niedrzwicy w kierunku Białobrzegów.

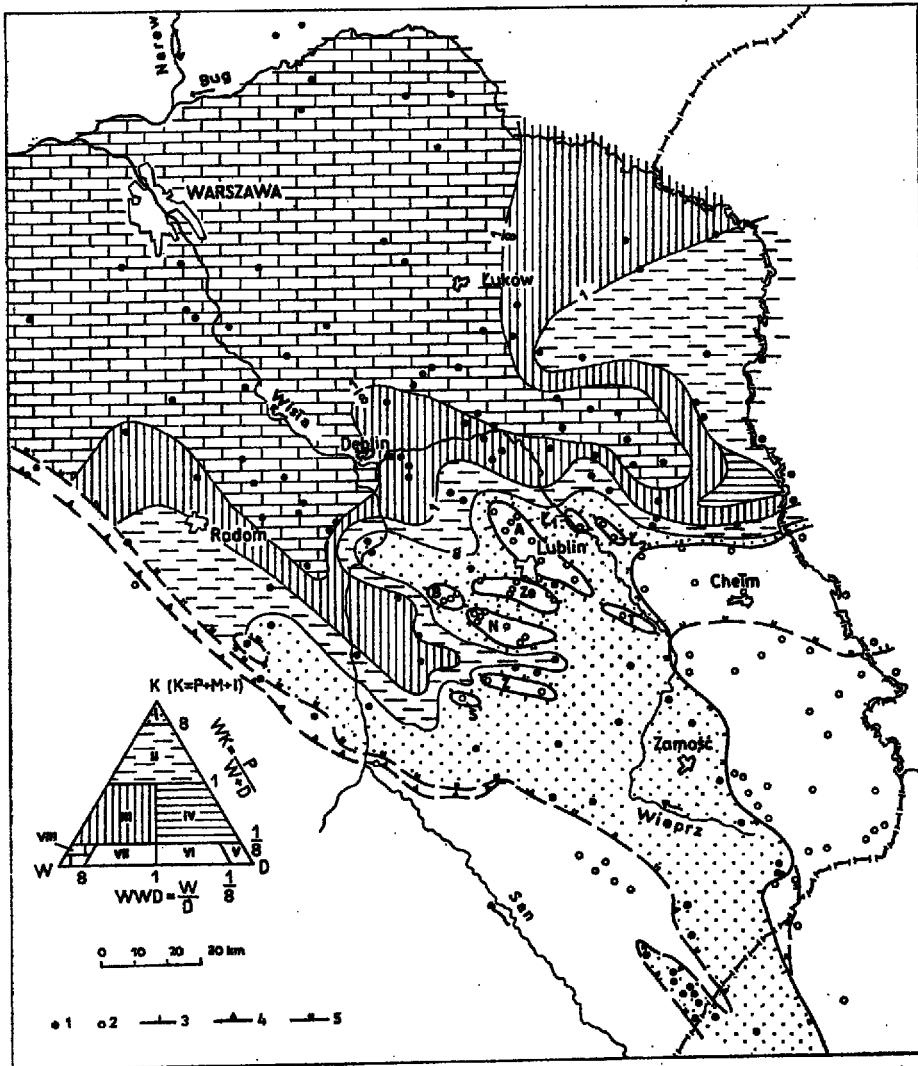


Fig. 3. Mapa litofacji utworów batonu-keloweju na obszarze radomsko-lubelskim (Map of the lithofacies of Lower Oxfordian sediments in the Radom—Lublin area) Objasnienia jak na fig. 1—2 (legend as for Figs 1—2)

Wzrost miąższości osadów batonu i keloweju ma miejsce w południowo-zachodniej części obszaru, gdzie przy granicy obecnego zasięgu tych osadów osiąga ona wartość 50 m. Przy ogólnie intensywniejszej niż na pozostałym obszarze subsydencji dna zbiornika batońsko-kelowejskiego, obserwuje się w tej strefie istnienie lokalnych małych paleostruktur dodatnich, na których sedimentacja była niewielka. Należą do nich paleostruktury Cieszanowa, Dyl i Wyszmontowa. Wyraźnie ujemną jest paleostruktura wyznaczona przez otwór Mołdawa, gdzie subsydencja umożliwiła nagromadzenie się osadów o miąższości 106 m.

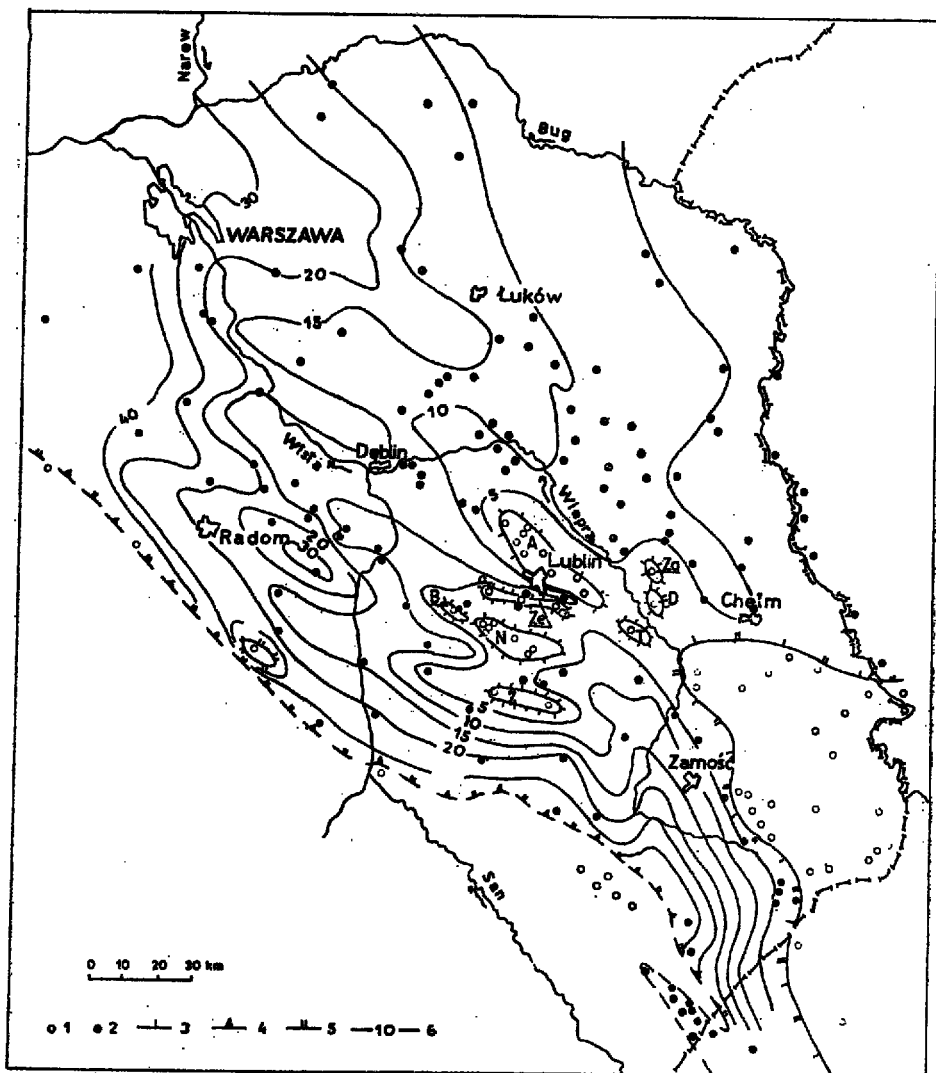


Fig. 4. Mapa miąższości utworów dolnego oksfordu na obszarze radomsko-lubelskim (Map of the thickness of Lower Oxfordian sediments in the Radom—Lublin area).

Paleostruktury (paleostructures); D — Dorohucz, Za — Zawadów
Inne objaśnienia jak na fig. 1—2 (legend as for Figs 1—2)

Przedstawiony obraz rozprzestrzenienia utworów jury środkowej różni się od prezentowanego dotąd przez Dayczak-Calikowską (1969). Autorka uważa bowiem, że profil jurajski w wierceniach rejonu Lublina (Bystrzyca IG-1, Niedrzwica IG-1, Dorohuczka IG-1, Świdnik IG-1 i innych) rozpoczyna się osadami wyższego oksfordu, a nie jury środkowej (Niemczycka 1969a, b, 1970, 1976 a).

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA

JURA ŚRODKOWA

Zmienność litofacjalną osadów jury środkowej na omawianym obszarze charakteryzują współczynniki: klastyczności (WK) i wapienno-dolomitowy (WWD) (fig. 3). Pierwszy określa stosunek miąższości skał klastycznych do miąższości pozostałych skał w profilu litologicznym, jakimi są utwory węglanowe, drugi zaś, rozpatrując proporcje miąższości wapieni i dolomitów w profilu, podaje stosunek miąższości pierwszych do drugich. Zastosowany trójkąt klasyfikacyjny pozwala na wyróżnienie 8 grup litofacjalnych (tab. 1).

Tabela 1

Grupa litofacjalna	Współczynnik klastyczności WK	Udział osadów klastycznych %	Współczynnik wapienno-dolomitowy WWD
I	> 8	> 89	—
II	8-1	89-50	—
III	1- $\frac{1}{8}$	50-11	> 1
IV	1- $\frac{1}{8}$	50-11	< 1
V	< $\frac{1}{8}$	< 11	< $\frac{1}{8}$
VI	< $\frac{1}{8}$	< 11	$\frac{1}{8}$ -1
VII	< $\frac{1}{8}$	< 11	1-8
VIII	< $\frac{1}{8}$	< 11	> 8

UTWORY STARSZE OD BATONU

Znajomość litologii i stratygrafii starszych od batonu osadów jury środkowej w omawianej strefie zawdzięczamy badaczom południowo-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (vide Daniec 1970) oraz wynikom wierceń Mszczonów IG-1, IG-2, Nadarzyn IG-1 (Ryll 1976 a, b, 1978).

Są to osady rozwinięte w litofacji ilasto-piaszczystej z liczną florą i rzadką fauną.

Skały węglanowe występują w nich jedynie podrzędnie, co pozwala zaliczyć je do I grupy litofacjalnej trójkąta klasyfikacyjnego (fig. 1, tab. 1).

UTWORY BATONU-KELOWEJU

Danych na temat litologii dostarczyły tu bardzo liczne otwory wiertnicze (fig. 2-3). Uzyskany z nich materiał rdzeniowy i geofizyczny pozwolił wyodrębnić wśród osadów batonu-keLOWEJU I, II, III, IV i VII grupę litofacjalną (fig. 3).

Rozkład osadów tych grup litofacjalnych uwidocznia, że litofacje wyraźnie piaszczyste występują w południowo-wschodniej części obszaru, a ku północnemu zachodowi ich udział w profilu stopniowo maleje. Od linii Radom-Łuków przeważają już utwory węglanowe.

Osady I grupy litofacjalnej zajmują znaczną część obszaru w sąsiedztwie istniejącego łądu i wysp we wschodniej części Lubelszczyzny. Z reguły zawierają one mniej niż 11% skał węglanowych, a najczęściej reprezentowane są przez utwory wyłącznie klastyczne. W najniższej części jest to charakterystyczny zlepieniec transgresywny (Tomaszów Lub. IG-1, Jarczów IG-2, Dayczak-Calikowska 1975; Zakrzew IG-1, Głazek & al. 1975; Potok IG-1, Dayczak-Calikowska 1973) o miąższości do 5 m złożony z otoczków szarych lub białych piaskowców kwarcytowych, piaskowców szarogłazowych lub arkozowych. Otoczki mają wielkość 0,5–3,0 cm, są w różnym stopniu obtoczone, a często wśród nich występują otoczki piaskowca srebrzystego namuru (Żelichowski 1972) oraz węgla karbońskich. Spoiwo piaszczysto-mułowcowe przepelnione jest zwęgloną sieczką roślinną. Wyższa część profilu jest na ogół piaszczysto-ilasta, chociaż w rejonie Tomaszowa Lubelskiego warstwy zlepieńców o miąższości do 0,5 m występują w profilu parokrotnie. Piaskowce, mułowce i łąwce mają barwę od jasnoszarej do brunatnawej, przepojone są na ogół uwęgloną sieczką roślinną, która niekiedy występuje w postaci wyraźnych warstewek czy lamin, zawierają wkładki węgla mezofitycznych, kongregacje pirytu, rozproszony limonit lub chloryt. Niekiedy występują w nich żelaziste ooidy, gniazdowe skupienia anhydrytu, a także lepiej zachowane fragmenty liści lub łodyg roślin oraz drobne szczątki fauny. Badania mikrofacjalne wykazały (Głazek & al. 1975), że najniższe partie profilu jury środkowej stanowią często produkt roznymcia i redepozycji pokrywy zwietrzelninowej skał karbońskich lub dewońskich.

Charakter sedimentacji utworów klastycznych wyodrębnionych jako I grupa litofacjalna (tab. 1, fig. 2) wykazuje duży związek z istniejącymi w tym czasie obszarami łądowymi. Klastyczny materiał osadów jury środkowej zawiera bowiem wiele elementów skał karbońskich i dewońskich, z których łądy te były zbudowane, a które dostarczały również do przyległego zbiornika rosnącą na nich florę.

Utwory II grupy litofacjalnej występują stosunkowo wąskim pasem na północny zachód od osadów grupy I. Nieco większy ich płat znajduje się także na wschód od Łukowa (fig. 3). Reprezentatywne profile dla tej grupy litofacjalnej uzyskano z wierceń Białobrzegi IG-1, Bąkowa IG-1, Potok IG-1, Chrzanów IG-1, Wisznice IG-1, Kaplonosy IG-1 i innych (Dayczak-Calikowska 1975, 1977, Niemczycka 1962, 1965).

Profil osadów batonu-kełoweju reprezentowany jest w niższej części przez skały ilasto-mułowcowo-piaszczyste szare przepojone pyłem limonitowym, często o spoiwie dolomitowym. Występują w nich szczątki spirytywanej lub zwęglonej flory, a rzadziej fauny. Profil rozpoczyna się zwykle zlepieńcem, w którym, w przypadku otworu Wisznice IG-1, duży udział mają otoczki skał krystalicznych i wulkanicznych oraz kwarcytów. Zlepieniec podstawowy rozpoczyna także zazwyczaj cykl sedimentacyjny górnego kełoweju (Dayczak-Calikowska 1969). Wyższa część profilu w tej grupie litofacjalnej reprezentowana jest przez piaskowce z wkładkami piaszczystych wapieni organodetrycznych lub dolomitów. W postaci gniazdowych skupień częsty jest gips i anhydryt. Zwęglone resztki flory są tu mniej liczne niż w grupie I, a dość licznie występuje natomiast w różnym stopniu zniszczona fauna małżowa, która tworzy niekiedy cienkie pozłomy muszlowcowe.

Osady tej grupy litofacjalnej wykazują jeszcze duży związek z istniejącymi łądami szczególnie w początkowym okresie sedimentacji. W okresie późniejszym

wpływy: denudowanych łądów maleją, co wyraża się mniejszym udziałem w sedymentacji składników klastycznych.

Utwory III grupy litofacjalnej reprezentowane są przez osady węglanowo-klastyczne, które stanowią przejście od klastyczno-węglanowych do węglanowych (fig. 3). W profilu litologicznym udział skał klastycznych wynosi w tej grupie od 50 do 11⁰/₁₀₀.

W dolnej części profilu udział piaszczysto-ilastych osadów utrzymuje się, lecz stanowią one już zdecydowanie mniejszą jego część niż w grupach poprzednich. Daje się to zaobserwować w profilach takich wierceń, jak Żyrzyn IG-1, Płusy IG-1, Niesiołowice IG-1, oraz w otworach z rejonu Dębina. Najczęściej już w spągu profilu obserwuje się dużą wapnistość lub dolomityczność osadów, a także znaczny udział wodorotlenku żelaza, który występuje w postaci rozproszonego pyłu, ooidów żelazistych lub pól limonitowych. Od spągu odnotowuje się także duży udział bioklastów, głównie krynoidów, mszywiolów, serpul, jeżowców, z których część występuje w otoczkach i ooidach żelazistych. Niekiedy profil w tej grupie litofacjalnej rozpoczyna się zlepieńcem, złożonym z otoczek do 4 cm średnicy (Płusy IG-1). Na ogół jednak są to piaskowce lub mułowce wapniste i dolomityczne. Wyższa część profilu reprezentowana jest przez organodetrytyczne wapienie krynoidowe przepojone pyłem limonitowym, ze znacznym udziałem glaukonitu, a w stropowych partiach chlorytu. W tej grupie litofacjalnej stwierdzona została w niektórych wierceniach także obecność warstwy bulastej z fauną amonitową tylko keloweju, bądź keloweju i dolnego oksfordu (Warszawa IG-1, Maciejowice IG-1, Żyrzyn IG-1, Parczew IG-1, wiercenia rejonu Łukowa)

Charakter osadów III grupy litofacjalnej wyraźnie wskazuje na nieduży wpływ istniejących łądów na sedymentację. Jest to sedyment głównie chemiczny, osadzony w płytkim zbiorniku o dnie znajdującym się w obrębie strefy fotycznej i znacznej ruchliwości wód, prowadzącej do permanentnego przerabiania osadu przez fale i prądy.

Lokalnie, na północ od Chełma, występują utwory IV grupy litofacjalnej wyróżnione w wierceniach Sawin IG-2 i Syczyn IG-1. Przy bardzo zbliżonej klastyczności, jaka cechuje grupę III, utwory grupy IV odznaczają się mniejszym współczynnikiem wapienno-dolomitowym (WWD, fig. 3), który wynosi poniżej 1. W profilach wyraża się to przewagą dolomitów nad wapieniami.

Znaczną część omawianego obszaru na NW od linii Radom-Łuków zajmują utwory VIII grupy litofacjalnej. Charakteryzuje je zdecydowanie mały udział w profilu materiału klastycznego (poniżej 11⁰/₁₀₀) i duża wartość współczynnika wapienno-dolomitowego (WWD ponad 8), wskazująca wyraźnie na przewagę skał wapiennych.

Wynika to z profili litologicznych batonu-keloweju takich wierceń, jak Magnuszew IG-1, Kock IG-1, Żebrak IG-1, Tłuszcz IG-1 (Dayczak-Calikowska 1974 a, b, Niemczycka 1973, 1975 a), oraz wielu innych. Utwory klastyczne nieznacznej miąższości związane są z najniższą częścią profilu. Najczęściej jest to zlepienie piaszczysto-wapienne silnie zlimonityzowane z ooidami i toczkami limonitowymi oraz zniszczonymi szczątkami małżów. Wyższą część profilu stanowią wapienie organodetrytyczne, krynoidowe, tzw. okrucowce zoogeniczne, składające się z pokruszonych fragmentów krynoidów oraz podrzędnie kolców jeżowców, mszywiolów, serpul oraz zniszczonych małżów, rzadziej ślimaków i ramienionogów. Jest to ten sam typ osadów, który znany jest z wyższej części profili III grupy litofacjalnej z tym, że tu stanowi on zdecydowanie przeważającą ich część. Wkładki skał klastycznych są cienkie i nieliczne. Niewielki udział mają tu również skały dolomitowe. W stropie, na kontakcie z osadami oksfordu, występuje miejscami warstwa bulasta z fauną amonitową.

Wpływ ładu istniejącego w południowo-wschodniej części obszaru na sedymentację osadów tej grupy litofacjalnej jest znikomy. Odbywała się tu głównie sedymentacja chemiczna.

JURA GÓRNA

ANALIZA MIĄŻSZOŚCIOWA

DOLNY OKSFORD

Utwory dolnego oksfordu pozostają na większej części omawianego obszaru w ciągłości stratygraficznej z osadami keloweju (Niemczycka 1965, 1976 a), a ich rozprzestrzenienie zbliżone jest do utworów batonu-keloweju (fig. 4—5).

Przedstawiony w niniejszej pracy obraz występowania tych utworów różni się nieco od zamieszczonego we wcześniejszych opracowaniach autorki (Niemczycka 1970, 1976 a). Jest to wynikiem dopływu nowych materiałów wiertniczych oraz analizy paleotektonicznej przeprowadzonej dla kolejnych pięter jury (Niemczycka 1977).

W południowo-wschodniej części analizowanego obszaru istniał w dolnym oksfordzie w dalszym ciągu łąd, stanowiący przedłużenie ładu ukraińskiego, natomiast w centralnej Lubelszczyźnie występowały, podobnie jak w keloweju, nie duże paleostruktury dodatnie, które były zapewne okresowo zalewane. W stosunku do okresu batońsko-kelowejskiego zmieniła się jednak w dolnym oksfordzie wielkość obszarów łądowych.

W wyniku rozszerzającej się transgresji dolnego oksfordu wyraźnie zmniejszył się obszar łądowy w rejonie Chelma. Obecność osadów dolnego oksfordu udokumentowano w otworach: Chelm IG-1, IG-2, Busówno IG-1, Sawin IG-1 (Niemczycka 1976 a), gdzie leżą one na erozyjnej powierzchni karbońskiej.

Pozostałością istniejącego tu wcześniej ładu są jedynie dwie małe paleostruktury wyznaczone przez wiercenia Dorohucza IG-1, IG-2 (D) i Zawadów IG-1 (Za).

Zmniejszeniu uległy także obszary wyspowe, a niektóre z nich przestały istnieć. Zniknęła więc paleostruktura Świdna, a zmniejszyła się paleostruktura Bełżyc (B). W otworach Świdno IG-1 oraz Bełżyce 2 i 3 stwierdzono bowiem występowanie osadów dolnego oksfordu. Podobnie zwięzła się paleostruktura Zemborzyc (Ze). Wyznaczają ją w dolnym oksfordzie już tylko wiercenia Zemborzyc 2 i 4 oraz Wilczopole 1 i 2 (fig. 4—5).

Omawiany obszar w dolnym oksfordzie, podobnie jak w okresie batońsko-kelowejskim, wykazywał małą subsydencję. Najślabiej zaznaczała się ona wokół istniejących obszarów łądowych, a nieco większą odnotowujemy ku południowi i północo-zachodowi od nich. Rozkład miąższości osadów powtarza generalnie rozkład istniejący w batonie-keloweju, wskazując na rozwój odziedziczony obszaru.

W bezpośrednim sąsiedztwie obszarów łądowych miąższość osadów dolnego oksfordu nie przekracza 5 m, a w kierunku Warszawy wzrasta do 20 m. Lokalnie na południowy wschód od Radomia występuje niewielka paleostruktura ujemna, która jest zapewne wynikiem zwiększonej subsydencji, a miąższość osadów wzrasta tu do 30 m (Bąkowa IG-1). Maksymalną miąższość omawianych osadów obserwuje się wzdłuż zachodniej granicy ich obecnego rozprzestrzenienia, gdzie wynosi ona 40 m.

ROZKŁAD I CHARAKTER LITOFACJI

Przy analizie litofacjalnej osadów dolnego oksfordu oparto się na tym samym trójklasowym klasyfikacyjnym, co w przypadku osadów jury środkowej. Postu-

gując się współczynnikiem klastyczności (WK) i współczynnikiem wapienno-dolomitowym (WWD , fig. 5), wyróżniono na omawianym obszarze 8 grup litofacjalnych (tab. 1). Rozkład tych grup w ogólnym zarysie wykazuje podobieństwa do ich rozkładu w batonie-kełoweju (fig. 3 i 5).

Osady I grupy litofacjalnej zajmują obszar w bezpośrednim sąsiedztwie wysp istniejących w centralnej Lubelszczyźnie. Reprezentatywne profile osadów tej grupy uzyskano z wierceń Lublin IG-1 i Gorzków IG-1, gdzie były one w pełni rdzeniowane. Są to różnoziarniste piaszczowce i mułowce o barwie od ciemnoszarej do

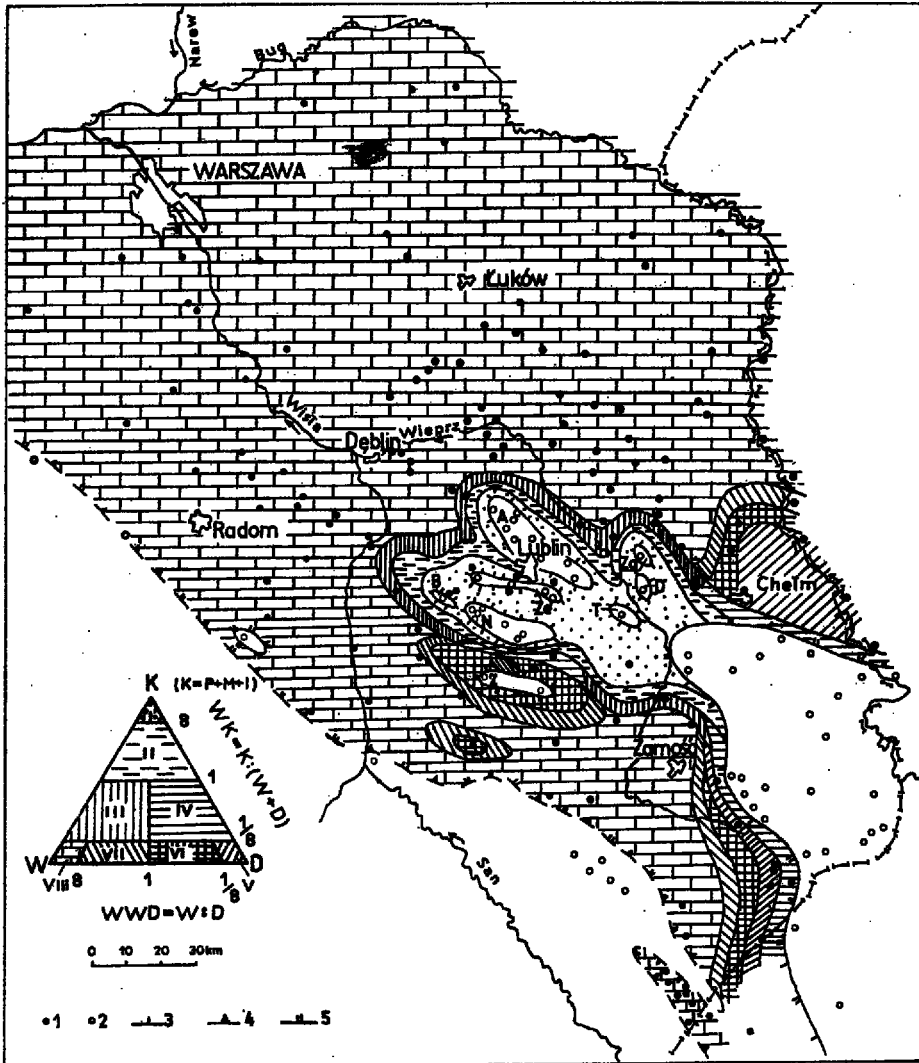


Fig. 5. Mapa litofacji utworów dolnego oksfordu na obszarze radomsko-lubelskim (Map of the lithofacies of Lower Oxfordian sediments in the Radom—Lublin area)

Objaśnienia jak na fig. 1—3, 4 (legend as for Figs 1—2 and 4)

białej. W otworze Gorzków IG-1 przewagę mają mułowce brudnobiałe, jasno- i ciemnoszare, słabo zwięzłe, bezwapienne, w niższej części pozbawione szczątków organicznych, a w wyższej z licznym detrytem zwęglonej flory. W rejonie Lublina są to białe bezwapienne piaskowce kwarcowe o spoiwie kaolinowym, pozbawione szczątków organicznych (Niemczycka 1976 a). Podobnie jak w przypadku klastycznych osadów batonu-kełoweju, w tej grupie litofacjalnej najwyraźniej zaznacza się wpływ istniejących łądów.

Osady II i III grupy litofacjalnej nie posiadają bliższej charakterystyki litologicznej poza tą, jaka wynika z trójkąta klasyfikacyjnego, a ich wyodrębnienie związane jest z konstrukcją mapy (Zelichowski 1966, Kotański 1970, 1971). Otaczają one wąskimi pasami obszar występowania osadów najbardziej klastycznych (fig. 5) i stanowią przejście ku północy i północnemu zachodowi do osadów wyraźniej węglanowych.

Na północ i południe od obszaru łądowego stanowiącego przedłużenie łądu ukraińskiego rozwinęły się osady dolomityczne, o współczynniku klastyczności poniżej 1 i współczynniku wapienno dolomitowym od 0 do 8 (fig. 5). W bezpośrednim sąsiedztwie łądu są to utwory piaszczysto-dolomityczne grupy IV, dalej od niego utwory głównie dolomityczne, o zawartości skał klastycznych poniżej 11%.

Utwory IV grupy litofacjalnej występują także na północ od paleostruktury Zakrzewa, gdzie bliższych danych na ich temat dostarcza profil otworu Giełczew IG-1. W najniższej części są to ilowce bezwapienne barwy szarej, dość twarde i zwięzłe, ze śladami zwęglonej flory, wyżej dolomity i dolomity ilaste ze szczątkami fauny i flory (Niemczycka 1976 a).

W sedymentacji osadów tej grupy litofacjalnej zaznaczał się jeszcze dość wyraźnie wpływ istniejących łądów, ale zbiornik sedymentacyjny wykazywał już podwyższone zasolenie wód.

Dobrze poznane na omawianym obszarze są osady V grupy litofacjalnej. Zajmują one dość znaczną powierzchnię w rejonie Chełma, ciągną się wąskim pasem w okolicy Tomaszowa Lubelskiego oraz lokalnie występują w rejonie Kraśnika. Ich charakterystyka oparta jest na profilach z wierceń Tomaszów Lubelski IG-1, Jarczów IG-2, Ruda Lubycza 1, Chełm IG-1 i innych (Makowski 1960, Niemczycka 1965, 1975 b, 1976 a). Są to dolomity piaszczyste lub ilasto-mułowcowe, barwy szarej, zwięzłe, ze szczątkami gąbek, szkarłupni, mszywiołów i glonów oraz z pojedynczymi fragmentami koralii, małżów i brachiopodów. Podrzednie występuje spirytyzowany i zwęglony detrytus flory. W rejonie Tomaszowa Lubelskiego i Kraśnika w obrębie dolomitów występują gniazdowe wtrącenia anhydrytu.

Osady VI i VII grupy litofacjalnej obrzeżają wąskim pasem osady grupy V w okolicach Tomaszowa Lubelskiego i Chełma oraz występują w bezpośrednim sąsiedztwie paleostruktury Zakrzewa. Płat tych osadów znajduje się również na południe od Kraśnika. Pierwsze z nich są charakteryzowane przez profile wierceń Sawin IG-1, IG-2 i Potok IG-1. Są to drobnokrystaliczne dolomity szare lub brunatne, z drobnymi szczątkami małżów, gąbek, krynoidów, mszywiołów, przerośnięte organodetrytycznymi wapieniami gąbkowymi. Wapienie występują najczęściej w górnej partii profilu. Obok gąbek licznie występują w nich szczątki małżów i mszywiołów, a także czerty i rozproszony glaukonit.

W obrębie VII grupy litofacjalnej występuje podobny typ osadów (Rudnik IG-1), ale wapienie mają tu znaczną przewagę nad dolomitami. Są to wapienie margliste lub dolomityczne, wśród detrytusu organicznego przeważają gąbki. Charakterystyczna jest także znaczna domieszka kwarcu oraz nieliczny detrytus zwęglonej flory.

Przeważającą część omawianego obszaru zajmują utwory VIII grupy litofacjalnej. Są to organodetrytyczne wapienie gąbkowe lub gąbkowo-mszywiołowe znalezione także powszechnie na pozostałej części Niżu Polskiego. Na obszarze lubelskim

stanowią one niższą część formacji kraśnickiej (fm) (Niemczycka 1976a, b). Charakteryzuje je obok szczątków gąbek obecność licznych czertów oraz dość nierównomierne zdolomityzowanie. Niekiedy zawierają one nieliczną faunę amonitową.

W osadach grup litofacjalnych V—VIII zaznacza się już tylko niewielki wpływ obszarów lądowych. Utwory grupy V i VI powstawały w brzeźnych partiach zbiornika morskiego, w sąsiedztwie niskiego brzegu podlegającego jedynie nieznacznej erozji i ulegały zapewne synsedymencyjnej dolomityzacji pod wpływem silnie zasolonych wód reliktowych. Utwory VII i VIII grupy litofacjalnej złożone zostały w głębszych partiach zbiornika o normalnym zasoleniu wód, w którym okresowo panowały warunki sprzyjające dolomityzacji.

RYS PALEOGEOGRAFICZNY

Zbiornik morski niższej jury środkowej, którego oś maksymalnej subsydencji biegła wzdłuż obecnego antyklinorium środkowopolskiego (Głazek & Kutek 1971, Pożaryski 1971), obejmował swym zasięgiem jedynie zachodnią i północno-zachodnią część obszaru radomsko-lubelskiego (Dadlez & al. 1964, Dayczak-Calikowska & Kopik 1973).

Pozostałą jego część stanowił ląd zbudowany ze skał dewońskich i karbońskich, na którym okresowo rozwijała się lądowa flora mezofityczna oraz mogła mieć miejsce okresowa sedymentacja, której osady jednak się nie zachowały. Obszar ten podlegał bowiem jednocześnie zróżnicowanej erozji, stanowiąc źródło materiału terygenicznego, znoszonego do istniejącego zbiornika morskiego. Taka sytuacja warunkowała charakter sedymentacji klastycznej w zbiorniku we wczesnej jurze środkowej (tab. 1).

W batonie i keloweju obszar radomsko-lubelski został objęty rozszerzającym się zbiornikiem morskim, stanowiąc jego peryferyczną część. W centralnej Lubelszczyźnie rozciągała się w tym czasie płyca morska, wśród której występowały niewielkie wyspy, zapewne okresowo zalwane przez morze.

W południowo-wschodniej części obszaru istniał półwysep, którym ląd ukraiński sięgał na teren Polski (Niemczycka 1976a).

Na charakter sedymentacji w sąsiedztwie obszarów lądowych w batonie zdecydowany wpływ wywierały erodowane skały karbońskiego i dewońskiego podłoża. Obszary lądowe porastała zapewne okresowo flora liściasta i bagienna, której elementy napotykanne są obecnie w osadach morskich złożonych w bezpośrednim ich sąsiedztwie. Wpływ lądów na sedymentację osadów w zbiorniku morskim zaznaczył się wyraźnie w centralnej części obszaru lubelskiego. Pozostała część zbiornika wykazywała zróżnicowane warunki sedymentacji, umożliwiające powstawanie osadów węglanowo-klastycznych, a od linii Zamość—Radom—Lublin wyraźnie węglanowych. W tej części zbiornika panowały także warunki sprzyjające bujnemu rozwojowi fauny, szczególnie na pograniczu kelo-

weju i oksfordu. Znajduje to swój wyraz w licznie występującej faunie w obrębie warstwy bulastej.

Zbiornik morski oksfordu dolnego był kontynuacją zbiornika kelowejskiego. Powiększył on nieznacznie swój zasięg, zalewając północną część półwyspu oraz częściowo niektóre wyspy w centralnej Lubelszczyźnie (fig. 4—5). W zbiorniku morskim oksfordu dolnego panowały warunki nieco bardziej zróżnicowane niż w zbiorniku batońsko-kelowejskim. Na północ i południe od półwyspu oraz w sąsiedztwie niektórych wysp istniały laguny ewaporacyjne o podwyższonym zasoleniu z okresowymi wpływami morza otwartego. W centralnej Lubelszczyźnie rozciągały się płycizny przybrzeżne z sedymentacją terygeniczną. Największą część obszaru pokrywał jednak zbiornik morski o normalnym zasoleniu, w którym trwała sedymentacja węglanowa i panowały warunki sprzyjające rozwojowi bioherm gąbkowych (Niemczycka 1976a). Biohermy te dostawały się okresowo w strefę falowania, gdzie ulegając niszczeniu były źródłem detrytusu napotykanego obecnie w organodetrytycznych wapieniach gąbkowych.

*Instytut Geologiczny
Zakład Geologii Struktur Wgłębnych Niżu
Rakowiecka 4, 02-519 Warszawa*

LITERATURA CYTOWANA

- DADLEZ R., DAYCZAK-CALIKOWSKA K. & DEMBOWSKA J. 1960. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Zesz. 9, Jura (Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems. Fasc. 9, Jurassic). Inst. Geol. Warszawa.
- DANIEC J. 1963. Dogger środkowej części północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (The Dogger of the middle part of the northeastern surrounding cover of the Święty Krzyż Mts). *Biul. Inst. Geol.*, 168 (4), 39—85. Warszawa.
- 1970. Jura środkowa (Middle Jurassic). In: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prace Inst. Geol.*, 56, 99—132. Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K. 1969. Jura środkowa. In: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego. *Prace Geostrukturalne Inst. Geol.*, 105—110. Warszawa.
- 1971. Profil litologiczno-stratygraficzny jury środkowej. In: Dokumentacja geologiczna głębokiego wiercenia Świdno IG1 (Unpubl.). Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- 1972. Profil litologiczno-stratygraficzny jury środkowej. In: Dokumentacja geologiczna głębokiego wiercenia Płusy IG1. (Unpubl.). Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- 1973. Profil litologiczno-stratygraficzny jury środkowej. In: Dokumentacja geologiczna głębokiego wiercenia Potok IG1 (Unpubl.). Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- 1974a. Stratygrafia i litologia jury środkowej. In: Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol., Zesz. 15, Kock IG1. pp. 42—43, 55—57. Warszawa.
- 1974 b. Stratygrafia i litologia jury środkowej. In: Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol., Zesz. 16, Tuszcz IG1. pp. 40—43, 127—131. Warszawa.

- 1975. Stratygrafia i litologia jury środkowej. In: Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol., Zesz. 24, Tomaszów Lubelski IG1, Jarczów IG2. pp. 51—54, 93—94, 169—170. Warszawa.
- 1976. Granica jura środkowa/górna na tle paleogeografii i europejskich prowincji zoogeograficznych (Boundary between the Middle and Upper Jurassic in the light of the paleogeography and of the European zoogeographic provinces). *Biul. Inst. Geol.*, 295, 87—107. Warszawa.
- 1977. Stratygrafia i litologia jury środkowej. In: Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol., Zesz. 38, Białobrzegi IG1. pp. 27—29, 81—85. Warszawa.
- & KOPIK J. 1978. Jura środkowa. In: Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, cz. 2, Mezozoik. pp. 331—322. Warszawa.
- GLĄZEK J. & KUTEK J. 1971. Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. In: Przew. 48 Zjazdu PTG., pp. 14—51. Inst. Geol. Warszawa.
- , BEDNAREK J., MARCINOWSKI R. & ZAWIDZKA K. 1975. Zastosowanie analizy sedimentologicznej osadów najstarszej pokrywy paleozoiku lubelskiego w oparciu o metodę mikrofacjalną dla określenia mobilności tego obszaru w mezozoiku na podstawie wybranych wiercenń badawczych IG na terenie Lubelszczyzny (*Unpubl.*). Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- KOTAŃSKI Z. 1970. O konieczności wprowadzenia nowoczesnych metod badawczych w geologii wgłębnej (On the necessity of introducing modern research methods in deep-structure geology, Pts I—II). *Przepl. Geol.*, 10, 498—506; 11 442—447. Warszawa.
- 1971. Mapy miąższościowe i litofacjalne. In: Podstawowe zasady i metody geologicznej kartografii wgłębnej. pp. 79—186. Inst. Geol. Warszawa.
- MAKOWSKI H. 1960. Jura (Jurassic). In: Wyniki wiercenia w Chełmie (Results obtained in borehole Chełm, Lublin Upland). *Biul. Inst. Geol.*, 165, 107—108, 112—115. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T. 1962. O pochodzeniu materiału doggerskiego na wyniesieniu łukowsko-wisznickim (On the provenance of Dogger material in the Łuków-Wisznice Elevation). *Kwart. Geol.*, 8 (4), 621—629. Warszawa.
- 1965. Granica jury środkowej i górnej na obszarze północnej Lubelszczyzny i Podlasia (Boundary of the Middle and Upper Jurassic in the northern area of the Lublin region and in Podlasie region). *Kwart. Geol.*, 9 (3), 604—615. Warszawa.
- 1969 a. Jura (Jurassic). In: Wyniki wiercenia Bystrzyca IG1 (Results obtained in borehole Bystrzyca IG1). *Biul. Inst. Geol.*, 228, 18—39; 62—69. Warszawa.
- 1969 b. Jura górna. In: Budowa geologiczna obszaru lubelskiego. *Prace geostukturalne Inst. Geol.*, pp. 110—117. Warszawa.
- 1970. Stratygrafia oksfordu centralnej Lubelszczyzny w powiązaniu z profilowaniem geofizycznym otworów wiertniczych (Oxfordian stratigraphy of the central Lublin region in the light of geophysical logging in boreholes). *Kwart. Geol.*, 14 (2), 332—343. Warszawa.
- 1973. Litologia i stratygrafia jury. In: Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol., Zesz. 4, Magnuszew IG1. pp. 45—61, 148—157. Warszawa.
- 1974. Litologia i stratygrafia jury. In: Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol., Zesz. 20, Ciepiałów IG1. pp. 27—39, 103—109. Warszawa.
- 1975 a. Stratygrafia i litologia osadów jurajskich. In: Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol., Zesz. 38, Żebrak IG1. pp. 22—31, 128—133. Warszawa.
- 1975 b. Stratygrafia i litologia osadów jury górnej. In: Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol., Zesz. 24, Tomaszów Lubelski IG1, Jarczów IG2. pp. 34—51, 87—93, 171—177. Warszawa.

- 1976 a. Jura górna na obszarze wschodniej Polski między Wisłą a Bugiem (Upper Jurassic rocks of the eastern Poland area, between the Vistula and Bug rivers). *Prace Inst. Geol.*, 77, 1—96. Warszawa.
 - 1976 b. Litostratygrafia osadów jury górnej na obszarze lubelskim (Lithostratigraphy of Upper Jurassic deposits in the Lublin — Radom area). *Acta Geol. Pol.*, 26 (4), 569—601. Warszawa.
 - 1977. Analiza paleotektoniczna w jurze. In: Analiza paleotektoniczna utworów mezozoicznej i paleozoicznej pokrywy osadowej w strefie Biłgoraj — Cieszanów (Unpubl.). Warszawa.
- POŻARYSKI W. 1971. Ogólna charakterystyka tektoniczna mezozoiku świętokrzyskiego. In: Przewodnik 48 Zjazdu PTG, pp. 7—13. Inst. Geol. Warszawa.
- RYLL A. 1972. Profil litologiczno-stratygraficzny jury środkowej w otworze War-ka IG1 (Unpubl.). Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- 1976 a. Profil litologiczno-stratygraficzny jury środkowej. In: Dokumentacja geologiczna głębokiego wiercenia Mszczonów IG2 (Unpubl.). Arch. Inst. Geol. Warszawa.
 - 1976 b. Profil litologiczno-stratygraficzny jury środkowej głębokiego wierce-nia Nadarzyn IG1 (Unpubl.). Arch. Inst. Geol. Warszawa.
 - 1976. Profil litologiczno-stratygraficzny jury środkowej głębokiego wiercenia Mszczonów IG1 (Unpubl.). Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- ZELICHOWSKI A. M. 1966. Sporządzanie map litofacjalnych na podstawie metod statystycznych (Use of statistical methods in drawing up lithofacial maps). *Kwart. Geol.*, 10 (4), 951—969. Warszawa.
- 1972. Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem (Evolution of the geological structure of the area between the Góry Świętokrzyskie and the River Bug). *Biul. Inst. Geol.*, 263, 1—97. Warszawa.

SUMMARY

The thickness is here shown of the Middle Jurassic and Lower Oxfordian sediments in the Radom — Lublin area, as well as the distribution of the lithofacies differentiated on the basis of the modified classification triangle of W. C. Krumbein & L. Sloss (Kotanski 1970, 1971). Attempts have also been made to reconstruct the paleogeographic conditions prevailing at that time.

MIDDLE JURASSIC

Middle Jurassic members lower than the Bathonian are known only from the westernmost part of the area here considered (Fig. 1). The most complete profile of sediments — from the Aalenian to the Kuiavian — occurs along the western boundary of their present distribution where they attain the maximum thickness. Along the line indicating the eastern occurrence limits of sediments younger than the Bathonian there are only those of the Kuiavian, 5 m in thickness. The remaining parts represented the source areas supplying the basin with terrigenous material.

Bathonian-Callovian sediments cover practically the whole of the area here considered, the south-easternmost part excepted. This was the occurrence area of the Lublin land — a prolongation of that of the Ukraine (Niemczycka 1976 a), and of several minor paleostructures in the Central Lublin Region (Figs 2—3).

Around the land areas the subsidence was rather small and the thickness of the Middle Jurassic does not exceed 10 m. An increase in thickness is distinctly observable in the south-eastern part where it attains 50 m at the boundary of their present occurrence range. Any available knowledge of the Middle Jurassic sediments older than the Bathonian has been provided mainly by the students of the Mesozoic margin of the Holy Cross Mts (References in Daniec 1970). These are sediments developed in the mudstone-sand lithofacies, abounding in a flora fairly well paleontologically documented. They have been assigned to group I of the classification triangle used here (Fig. 1, Table 1).

Information concerning the Bathonian-Callovian lithofacies has been obtained from numerous boreholes drilled in our area (Figs 2—3). Lithofacial groups I, II, III, IV and VIII have been differentiated in the Bathonian-Callovian sediments.

Clastic deposits occur in the neighbourhood of land areas existing at that time and are connected therewith. They are represented by mudstones and sandstones, subordinately by siltstones, while at the bottom they contain a characteristic conglomerate with elements of deposits of the Devonian and Carboniferous substratum. The clastic elements decrease with increasing distance from the land so that in the north-western part the sediments are almost exclusively carbonaceous. They are chiefly organo-detrital crinoid limestones, in the lower part slightly dolomitic, at the contact with the Lower Oxfordian bearing an ammonite fauna observable in the Nodular Bed (Dayczak-Calikowska 1969, 1873; Niemczycka 1965).

LOWER OXFORDIAN

The distribution range of the Lower Oxfordian sediments is slightly wider than that of the Bathonian-Callovian.

The Lower Oxfordian basin widened out its range to invade the northern part of the land of Lublin, partly also some of the paleostructures (Figs 3—4). Similarly as in the Middle Jurassic, the above area was characterised by small subsidence. Its minimum occurred round the existing land areas where the thickness of deposits does not exceed 10 m, being slightly greater to the south and north-west where it attains 30 m.

Eight lithofacial groups (Fig. 5) have been differentiated in the Lower Oxfordian sediments, their distribution resembling that of the Bathonian-Callovian.

Clastic sediments continue to occur in the vicinity of the land areas but covering a smaller area. Dolomitic deposits make their appearance as new lithofacial groups. They occur locally north and south of the land of Lublin, also in the vicinity of the Zakrzew (Z) paleostructure.

A predominant part of our area is covered by limestone deposits represented by organo-detrital spongy limestones. The amount of clastic material here is quite subordinate (Niemczycka 1976 a).

As is reliably suggested by the distribution pattern and character of the lithofacial groups the area here considered was overflowed during the Middle Jurassic and the Lower Oxfordian by a rather shallow sea. Its islands protruded in the Central Lublin region, a peninsula which was a prolongation of the Ukrainian land into the Polish territory. At that time the sedimentation was distinctly connected with the above land areas. Their influence was, however, confined to the eastern part where terrigenous sediments were formed.

Terrigenous material from the continental areas was brought into the northern part of our area only in small amounts and chemical sedimentation dominated.