

TERESA NIEMCZYCKA

Litostratygrafia osadów jury górnej na obszarze lubelskim

LITHOSTRATIGRAPHY OF UPPER JURASSIC DEPOSITS IN THE LUBLIN-RADOM AREA

STRESZCZENIE: Podano charakterystykę górnójurajskich kompleksów litologicznych na obszarze lubelskim dokonaną w myśl zaleceń „Zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej”. Omówione kompleksy proponuje się uznać za jednostki formalne, przy czym ich nazwy zaproponowano tutaj po raz pierwszy. Wydzielono łącznie jedenaście formacji (fm), których stratotypy stanowią w pełni rdzeniowane profile utworów jurajskich z wierceń. Rdzenie tych stratotypów w większości szczegółowo opracowane przechowywane są w magazynach Instytutu Geologicznego.

WSTĘP

Osady górnójurajskie na Lubelszczyźnie tylko w swej najniższej części zawierają faunę amonitową, która określa dokładnie ich wiek. W wyższej partii profilu występuje różna inna fauna posiadająca jedynie względną wartość stratygraficzną (Niemczycka 1976). W tej sytuacji przy opracowywaniu stratygrafii osadów jurajskich tego obszaru posłużono się charakterystycznymi cechami litologicznymi skał, wyodrębniając szereg kompleksów litologicznych. Kompleksom tym nadano nazwy litologiczne (Niemczycka 1965), lub litologiczno-geograficzne (Niemczycka 1964, 1966) i umownie, drogą analizy zespołów fauny i porównania jej z fauną innych obszarów Polski, przypisano określony wiek.

Powstały w ten sposób podział litostratygraficzny jest w świetle „Zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej” (Alexandrowicz & al. 1975) podziałem nieformalnym. Skłania to autorkę do przepracowania istniejącego już schematu litostratygraficznego górnej jury Lubelszczyzny i zaproponowania nowego podziału opartego na jednostkach formalnych.

Wyróżniono łącznie jedenaście formacji (fm), którym nadano nazwy geograficzne związane z obszarem lubelskim. Najczęściej nazwy te pochodzą od miejscowości, w których wykonane zostały wiercenia geologiczne. Utworzone formacje odniesiono do lokalnego podziału litostratygraficznego (Niemczycka 1976) i skorelowano z przyjętym podziałem amonitowym (tab. 1).

Tabela (Table) 1. Korelacja formacji litostratygraficznych jury górnej z podziałem biostratigraphic

JURA GÓRNA (Upper Jurassic)	Piętro Stage	Podpiętro Substage	Position amonite zones	Piętro Stage	Podpiętro Substage	Mikrofauna Macrofauna	Mikrofauna Microfauna
	JURA GÓRNA (Upper Jurassic)	Portland (Portlandian)		<i>Ostracoda</i> sp. sp. <i>Virgatites virgatus</i> <i>Saracites mytilus</i> <i>Subplutes</i> sp. sp.	Portland (Portlandian)		<i>Hyella</i> cf. <i>thalioides</i> <i>Merisma tetrapylus</i> <i>Apyrcella valenti</i>
Kimmerid (Kimmerian)		górnny (Upper)	<i>Virgatitoceras fallax</i> <i>Aulacocephalus pseudomablii</i>	Kimmerid (Kimmerian)	górnny (Upper)	<i>Merisma virgata</i> <i>Lopho pallasii</i> <i>Mytilus suberens</i> <i>Mytilus pedicularis</i> <i>Mytilus subspicatus</i> <i>Mytilus singularis</i>	<i>Protocorymbium signatum</i> <i>Gellicorymbium walbergi</i> <i>Pseudocorymbium virgatum</i> <i>Leptocorymbium subcarvillense</i> <i>Citharion anglicum</i>
		dolny (Lower)	<i>Ataxioceras lothari</i> <i>Ataxioceras suberians</i>		dolny (Lower)		<i>Protocorymbium redovitskii</i> <i>Protocorymbium ruzickii</i> <i>Protocorymbium interruptum</i> <i>Leptocorymbium brachium</i> <i>Apophyceras confusum</i> <i>Apophyceras subulatum</i>
Oxford (Oxfordian)		górnny (Upper)	<i>Xingtania pseudocordata</i> <i>Parisphinctes causticigona</i>	Oxford (Oxfordian)	górnny (Upper)	<i>Merisma hermanniana</i> <i>Merisma elongata</i> <i>Merisma lothari</i> <i>Merisma imria</i> <i>Plygonites sumatrensis</i> <i>Plygonites euraphina</i> <i>Merismilla allica</i> <i>Merismilla parvi</i> <i>Merismilla crassa</i>	<i>Pseudocorymbium jacardi</i> <i>Cenocorymbium tracheoides</i> <i>Cenocorymbium jurassicum</i> <i>Yemuelia sequens</i> <i>Nautiloceras cf. celitoides</i>
		środkowy (Middle)	<i>Amboceras altarium</i> <i>Parisphinctes wrynes</i> <i>Parisphinctes chlorolithoides</i> <i>Cardioceras tenuicostatum</i>		środkowy (Middle)	<i>Septaliphoria actinaria</i> <i>Septaliphoria pinguis</i> var. <i>actinaria</i> <i>Leucoceras trilobocostatum</i> <i>Leucoceras koslowicki</i>	<i>Diceraspis subspicatum</i> <i>Palaeonella feifeli euboldi</i> <i>Palaeonella feifeli clavata</i> <i>Palaeonella trachelia</i> <i>Trachelia cristata</i> <i>Trachelia sedulosa</i> <i>Spiralium polygramma</i> <i>Leucoceras summa</i>
		dolny (Lower)	<i>Cardioceras szumatum</i> <i>Cardioceras koslowicki</i> <i>Quenstedtoceras mariae</i> <i>Quenstedtoceras lamberti</i> <i>Quenstedtoceras klarschotatum</i>		dolny (Lower)	<i>Campylites</i> sp. cf. <i>clavatum</i> / <i>Quenstedtoceras pascuense</i> <i>Taxanilloceras koslowicki</i> <i>Quenstedtoceras pascuense</i> <i>Quenstedtoceras mariae</i> <i>Stupacitoceras stolleri</i> <i>Quenstedtoceras /pascuense</i> <i>Quenstedtoceras /pascuense</i> cf. <i>intermedium</i>	<i>Ophalmodium bismontiferense</i> <i>Citharion fibellata</i> <i>Leptocorymbium elongata</i> <i>Leptocorymbium pseudoceras</i> <i>Ophalmodium carinatum marginata</i>

Warstwę bulastą i osady piaszczysto-margliste, które reprezentują najstarsze ogniwa górnej jury na obszarze lubelskim, traktuje się jako jednostki nieformalne, których charakterystyka zawarta jest w pracy Niemczyckiej (1976).

Ponieważ znaczna część szczegółowych materiałów geologicznych dotyczących wydzielonych formacji została opublikowana, w pracy niniejszej ograniczono się do zwięzłej ich charakterystyki.

OPIS WYRÓŻNIONYCH FORMACJI

Formacja kraśnicka (fm)

NAZWA

Nazwa formacji pochodzi od miasta Kraśnik znajdującego się w województwie lubelskim i dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej użyta zostaje po raz pierwszy.

DEFINICJA

Formacja reprezentowana jest przez organodetrytyczne wapienie gąbkowe. Utwory tej formacji opisywane były przez Samsonowicza (Książkiewicz & Samsonowicz 1952), Makowskiego (1960), a przez autorkę były one wyodrębnione jako kompleks wapieni gąbkowych, zdominowanych i kompleks wapieni gąbkowych z czerstami (Niemczycka 1961, 1965, 1970, 1976). W ostatniej z cytowanych prac znajduje się ich szczegółowy opis.

STRATOTYP

Stratotypem formacji jest fragment profilu wiercenia Żyrzyn IG-1 z głębokości 1132,5–1085,0 m. Hipostatotyp stanowi fragment profilu z wiercenia Ciepeliów IG-1, głębokość 1200,2–1131,0 m (fig. 1–2 oraz Niemczycka 1974).

biostratygraficznym (Lithostratigraphic correlation of the Upper Jurassic with the subdivision)

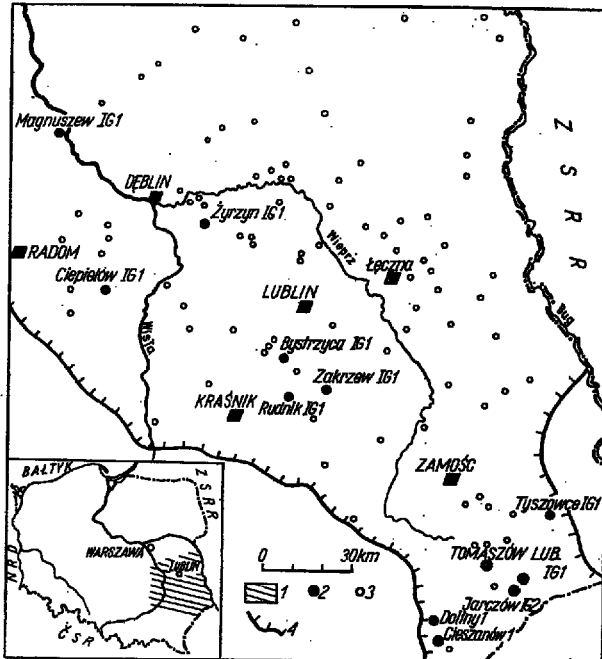
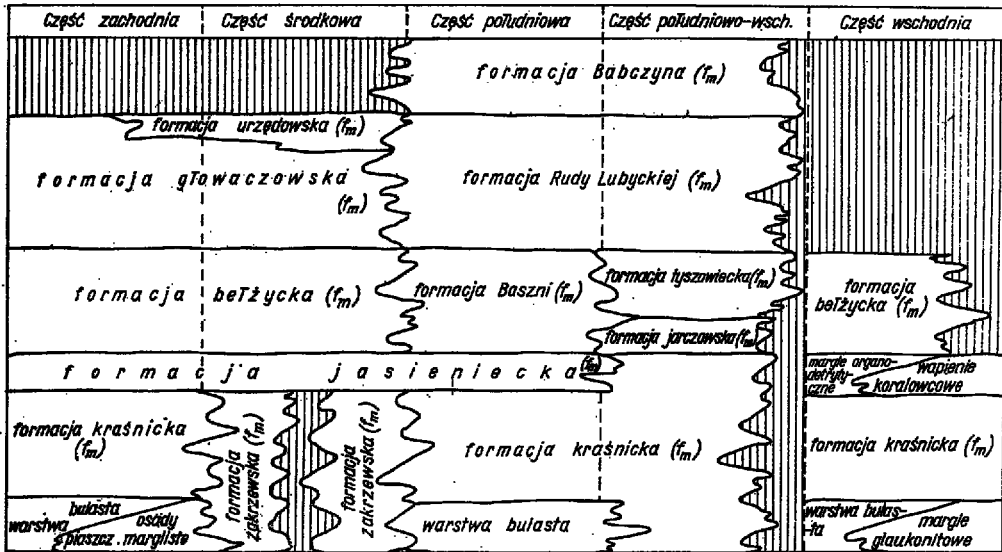


Fig. 1. Lokalizacja wieńców z jurajskimi profilami stratotypowymi i hipostatotypowymi na obszarze lubelsko-radomskim (Localization of boreholes with Jurassic stratotype or hypostatotype profiles in the Lublin-Radom area)
 1 — obszar badań (investigated area), 2 — otwory wiertnicze z jurajskimi profilami stratotypowymi i hipostatotypowymi (boreholes with Jurassic stratotype or hypostatotype profiles), 3 — inne otwory wiertnicze (other boreholes with Jurassic deposits), 4 — granice zasięgu utworów jurajskich na obszarze lubelsko-podlaskim (limits of Jurassic deposits in the Lublin-Podlasie area)

OPIS

Formacja kraśnicka reprezentowana jest przez organodetrytyczne białe wapienie gąbkowe, złożone głównie z mumii i spikul gąbek. Podrzędnie występują w nich szczątki koralii i ramienionogów, kolce jeżowców, rzadziej trochity liliowców i mszywłody.

Dolna część formacji kraśnickiej reprezentowana jest przez organodetrytyczne wapienie gąbkowe charakteryzujące się obfitym występowaniem dolomitu w formie euhedralnych kryształów znajdujących się w rozproszeniu lub tworzących większe partie skały (Radlińc 1967).

Wyższą część formacji kraśnickiej stanowią organodetrytyczne wapienie gąbkowe, nie wykazujące cech dolomityzacji (Niemczycka 1965, 1974, 1975a, 1976), natomiast wyraźne skrzemionkowanie. Chalcedon w nich występujący impregnuje bądź spikulki i fragmenty gąbek, bądź znaczną część tła skalnego.

ASPEKTY REGIONALNE

Organodetrytyczne wapienie gąbkowe formacji kraśnickiej występują na większej części obszaru lubelskiego. Brak ich jedynie w centralnej i najbardziej południowo-wschodniej części Lubelszczyzny, gdzie profil jurajski zaczyna się wyższymi ogniwami oksfordu (Niemczycka 1976). Lokalnie w rejonie Lublina i Kraśnika odpowiednik formacji kraśnickiej stanowią osady formacji zakrzewskiej (tab. 1). Rozprzestrzenienie osadów formacji kraśnickiej przedstawione jest w pracy autorów (Niemczycka 1976 — fig. 9–10), gdzie wyodrębniona jest jej część dolna jako litofacja gąbkowa, zdolomityzowana, oraz górna — litofacja gąbkowa skrzemionkowana. Miąższość osadów formacji kraśnickiej waha się w granicach od paru do 110 m.

Podobne lub analogiczne osady znane są z mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, Jury Krakowsko-Częstochowskiej oraz szeroko z Niziu Polskiego, gdzie wyodrębniane były w profilu jurajskim jako utwory mewizu i argowu (Świdziński 1931, Samsonowicz 1934, Pożaryski 1948, Różycki 1953, Dembowska & Malinowska 1973).

WIEK

W zdolomityzowanych organodetrytycznych wapieniach gąbkowych niższej części formacji kraśnickiej, w profilu stratotypowym stwierdzono występowanie amo-

Fig. 2. Stratotyp i hipostatotyp formacji kraśnickiej, jasienieckiej i bełżyckiej na obszarze lubelskim (Stratotype and hypostatotype of the Kraśnik, Jasieniec and Bełżyce formations in the Lublin area)

- 1 — wapienie pelitowe (pelite limestones), 2 — wapienie oolitowe (oolite limestones), 3 — wapienie organodetrytyczne, gąbkowe (organodetritic, sponge limestones), 4 — wapienie gąbkowe, zdolomityzowane (sponge dolomitized limestones), 5 — wapienie organodetrytyczne-krynoidowe (organodetritic-crinoid limestones), 6 — wapienie szkarłupniowe, zdolomityzowane (echinoderm limonitized limestones), 7 — wapienie z koralami (limestones with corals), 8 — wapienie margliste (marly limestones), 9 — wapienie piaszczyste (sandy limestones), 10 — margle (marls), 11 — margle dolomityczne (dolomitic marls), 12 — mułowce dolomityczne (dolomitic siltstones), 13 — dolomity (dolomites), 14 — dolomity margliste (marly dolomites), 15 — dolomity piaszczyste (sandy dolomites), 16 — anhydryty (anhydrites), 17 — ilowce (mudstones), 18 — mułowce (siltstones), 19 — piaskowce (sandstones), 20 — zlepieńce (conglomerates), 21 — margle detrytyczne (detritic marls), 22 — mułowce z florą (siltstones with flora), 23 — muszlowce małżowe (coquina limestones), 24 — zlepny brachiopodowe (brachiopod agglomerations), 25 — warstwa bulasta (nodular layer), 26 — linie wydzielające profile stratotypowe (lines distinguishing stratotype profiles), 27 — linie wydzielające profile hipostatotypowe (lines distinguishing hypostatotype profiles)

S — sylur (Silurian), D — dewon (Devonian), C — karbon (Carboniferous), J — jura środkowa (Middle Jurassic), K — kreda (Cretaceous), Trz — Trzeciorzęd (Tertiary)

nitów: *Campylites* cf. *delmontanum* Opp.¹ i *Euaspidoceras perarmatum* (Sow.). W hipostratotypowym profilu z otworu Ciepiałów IG-1 występuje gatunek *Taramelliceris* cf. *bukowski* Siem. Fauna ta określa wiek niższej części formacji kraśnickiej na dolny oksford — poziomy: *Cardioceras excavatum* i *Cardioceras bukowski* (tab. 1).

Wyższa część formacji kraśnickiej pozbawiona jest fauny amonitowej. Występuje tu zespół brachiopodów, wśród których wymienić można takie gatunki jak: *Lacunosella kozłowski*, Wiśn., *L. trilobataeformis* Wiśn., *Septaliphoria astieriana* d'Orb. oraz charakterystyczny zespół otwornic (tab. 1 oraz Bielecka 1973, 1974, 1975a; Karczewski 1974; Niemczycka 1974, 1976). Ta część formacji kraśnickiej, jak to wynika z zespołu fauny oraz korelacji z podobnymi osadami obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Świdziński 1931; Samsonowicz 1934; Różycki 1953; Dmoch 1958; Malinowska 1963, 1965, 1967a, 1968), jest najprawdopodobniej wieku środkowooksfordzkiego i reprezentuje poziomy od *Cardioceras tenuiserratum* po *Amoeboceras alternans* według podziału Malinowskiej (1967b, 1968) i Dembowskiej (1973 oraz tab. 1).

OPIS GRANIC

Granicej dolną formacji wyznaczono w profilu stratotypowym na kontakcie warstwy bulastej z organodetrytycznymi wapieniami gąbkowymi. Granica ta jest wyraźna, zarówno z uwagi na różne typy litologiczne kontaktujących skał, jak i obecność w warstwie bulastej charakterystycznej fauny amonitowej, małżowej, belemnitowej i brachiopodowej.

W wienceniu hipostratotypowym Ciepiałów IG-1 przyjęto ją w miejscu kontaktu margli glaukonitowych dewezu z organodetrytycznym wapieniem gąbkowym (Niemczycka 1974).

Na krzywej naturalnej promieniotwórczości skał PG, zaznacza się ona spadkiem dużej wartości PG, charakteryzującej margliste utwory dywezu, do mniejszych wartości związanych z wapiennymi utworami formacji kraśnickiej (fig. 2).

Górna granica nie jest ostra, ponieważ formacja kraśnicka stopniowo przechodzi o wyżej leżącą formację jasieniecką (fig. 2, tab. 1). W organodetrytycznych wapieniach gąbkowych pojawiają się jako nowe elementy człony krynoidów, ooidy, grudki, charakterystyczne dla wyżej leżącej formacji, a zmniejsza się ilość fragmentów gąbek.

Granicej górną wyznaczono w miejscu, gdzie pojawiające się stopniowo elementy uzyskują przewagę (>50%). Jest to najczęściej miejsce zaniku skrzemionkowania osadów charakterystycznego dla formacji kraśnickiej.

Znajduje ono swoje odzwierciedlenie na krzywej PG, w miejscu gdzie zaznacza się wyraźnie przejście od dość dużych wartości promieniotwórczości naturalnego skał gamma charakterystycznych dla stropowej części formacji kraśnickiej, do mniejszych wartości typowych dla skał formacji jasienieckiej (fig. 2).

Na obszarze skrajnie południowo-wschodniej Polski (Tomaszów Lubelski IG-1, Ruda Lubycka 1) górną granicę wyznacza kontakt organodetrytycznych wapieni gąbkowych z rdzawo-brunatnym mułowcem dolomityczno-syderytycznym formacji jarczowskiej.

INTERPRETACJA GENEZY OSADÓW STRATOTYPU

Organodetrytyczne wapienie gąbkowe formacji kraśnickiej stanowią osad płytkiego morza, którego dno obficie porastały krzemionkowe gąbki. Zmiany podstawy falowania powodowały niszczenie gąbek, a prądy morskie rozrzucały je po dnie (Dzuffyński 1952). Dolomityzacja osadów gąbkowych zachodziła w okresie wczesnej diagenety osadu na skutek dopływu do zbiornika alkalicznych roztworów dolomityzujących. Związane z nimi jest również powstawanie czertów (Radlicz 1967, 1972).

¹ Oznaczenia amonitów L. Malinowskiej.

DANE O PROFILU STRATOTYPOWYM I HIPOSTRATOTYPOWYM

Profil stratotypowy pochodzi z wiercenia Żyrzyn IG-1, wykonanego przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Pile i w Jaśle, na zlecenie Zakładu Geologii Niżu Instytutu Geologicznego w Warszawie.

Otwór wiertniczy znajdował się w miejscowości Żyrzyn w województwie lubelskim. Zakończony został na głębokości 2555,4 m w roku 1961. Wysokość n.p.m. 156,5 m.

Osady jury rdzeniowane były w pełni, a rdzeń przechowywany jest w magazynie Instytutu Geologicznego w Warszawie.

Profil hipostratotypowy pochodzi z wiercenia Ciepiałów IG-1, wykonanego na zlecenie Zakładu Geologii Niżu IG w Warszawie przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Krakowie. Otwór wykonany został w miejscowości Jasieniec Solecki w województwie radomskim i zakończony na głębokości 3000 m w roku 1965. Wysokość otworu n.p.m. 160 m. Osady jury rdzeniowane były w pełni, a rdzeń przechowywany jest w magazynie Instytutu Geologicznego. Oryginalne materiały geofizyczne znajdują się w Archiwum Wierceń Instytutu Geologicznego w Warszawie². Materiały z wiercenia opublikowane zostały w roku 1974.

Formacja jasieniecka (fm)

NAZWA

Nazwa formacji pochodzi od miejscowości Jasieniec Solecki położonej w województwie radomskim i dla określenia formalnej jednostki litostratigraficznej zaproponowana zostaje po raz pierwszy.

DEFINICJA

Utwory formacji jasienieckiej reprezentowane są przez organodetrytyczne wapienie krynoidowe.

Wyróżniane one były przez autorkę jako kompleks wapieni krynoidowo-oolitowych, wyższa część kompleksu karotazowego AII (Niemczycka 1970, 1976).

STRATOTYP

Stratotypem formacji jest fragment profilu z wiercenia Żyrzyn IG-1 z głębokości 1085,0—1040,0 m. Hipostratotyp pochodzi z wiercenia Ciepiałów IG-1; głębokość 1131,0—1101,0 m (fig. 2 oraz Niemczycka 1974).

OPIS

Formacja jasieniecka reprezentowana jest w profilu stratotypowym przez organodetrytyczne wapienie krynoidowe barwy szarobiałej, średnio- a miejscami gruboziarniste.

Podstawowym składnikiem skał formacji są trochity liliowców, a podrzędnie występują kolce jeżowców, fragmenty glonów, mszywiolów, małżów, ślimaków, koralu oraz nieco częściej szczątki brachiopodów. Wymienione bioklasty są dobrze obtoczone i wykazują obecność otoczek glonowych. Obok szczątków organicznych w osadach formacji występują podrzędnie onkoidy, ooidy, grudki oraz intraklasty skał wapiennych i w niewielkich ilościach ziarna kwarcu detrytycznego. Spoiwo stanowi głównie sparyt kalcytowy, mikryt występuje podrzędnie. Miejscami wapienie krynoidowe wykazują niewyraźną frakcjonalną laminację.

² Dotyczy to wszystkich materiałów geofizycznych z wierceń omawianych w pracy.

W osadach formacji z wiercenia Bysztrzyca IG-1 wśród bioklastów krynoidowych występują otoczaki piaskowców i mułowców, oraz intraklasty skał wapiennych, a także dość znaczna domieszka detrytycznego kwarcu (Niemczycka 1969).

ASPEKTY REGIONALNE

Osady formacji jasienieckiej występują w zachodniej, centralnej i południowej części obszaru lubelsko-radiomskiego, gdzie miąższość ich waha się w granicach od paru do 40 m. W wschodniej części omawianego obszaru ich wiekowy odpowiednik stanowią najprawdopodobniej margle organodetrytyczne i wapienie korałowcowe³ (tab. 1 oraz Niemczycka 1976).

Poza obszarem lubelskim wapienie krynoidowe tego typu nie są znane.

WIEK

Charakterystyka faunistyczna formacji jasienieckiej jest taka sama jak wyższej części formacji kraśnickiej, występującej bezpośrednio niżej. Sugeruje to jej środkowoolksfordzki wiek (tab. 1).

OPIS GRANIC

Dolna granica formacji jasienieckiej w stratotypowym profilu Żyrzyn IG-1 i hipostratotypowym profilu Ciepiałów IG-1 jest jednocześnie górną granicą niżej leżącej formacji kraśnickiej (fig. 2, tab. 1). Z małymi wyjątkami analogicznie przedstawia się sytuacja w większości profiliów górnojurajskich obszaru lubelskiego.

W otworze Bysztrzyca IG-1 (fig. 3) natomiast, dolną granicę formacji stanowi kontakt wapieni krynoidowych z ilasto-mułowcowymi osadami zwiętrzeliny karbońskiej (Głazek & Małyja 1974).

W otworze Zakrzew IG-1 organodetrytyczne wapienie krynoidowe kontaktują z brunatnymi dolomitami piaszczystymi formacji zakrzewskiej (tab. 1, fig. 3).

W paru otworach wieńcicznych okolic Lublina dolną granicę formacji wyznacza kontakt organodetrytycznych wapieni krynoidowych z ilastymi utworami karbonu (Niedrzwica IG-1, Bychawa IG-1, IG-2) lub oldredowymi osadami dewonu dolnego (Zakrzew IG-3; Niemczycka 1970, 1976).

Górna granica formacji jasienieckiej w stratotypowym profilu nie jest wyraźna, obserwuje się bowiem stopniowe przejście od wapieni krynoidowych do wapieni oolito-pelitowych formacji beżyckiej (fig. 2). Granicę tę przyjęto w miejscu przewagi w skale oolitów wapiennych (> 50%) nad bioklastami krynoidowymi oraz pojawienia się w profilu wapieni mikrytowych. Wyznacza ją natomiast wyraźnie różna zwięzłość wapieni krynoidowych i wapieni oolito-pelitowych, co znajduje swój wyraz w charakterze zapisu na krzywej potencjałów własnych (PS) oraz krzywej sondowania oporności (SO). Przypada ona w miejscu pojawienia się anomalii dodatniej na krzywej PS oraz wyraźnego spadku wartości oporów na krzywej SO (fig. 2).

W ten sposób wyrażona jest ona również w profilu hipostratotypowym oraz w szeregu innych profilach większej części obszaru lubelskiego. Przypada ona na granicy kompleksów korałowcowych AII i AIII (Niemczycka 1970, 1976).

W południowo-zachodniej części obszaru lubelskiego w profilu otworu Oieszanów 1 oraz w sąsiednich profilach z otworów Dolina 1 i Basznia 1 (fig. 1 i 4 oraz tab. 1) górną granicę formacji jasienieckiej stanowi jej kontakt z wyżej leżącymi marglami formacji Basznia.

³ Osady te w przyszłości uzyskają zapewne rangę formalnych jednostek litostratygraficznych.

INTERPRETACJA GENEZY OSADÓW STRATOTYPU

Osady formacji jasienieckiej powstały w ruchliwym środowisku morskim w strefie eufotycznej na niewielkiej głębokości w pobliżu płycizn oolitowych, z których znoszony był piasek oolitowy. Lokalnie, w czasie powstawania formacji, musiały mieć miejsce ruchy wznoszące dno morskie, które powodowały jego niszczenie, stąd w osadzie obecność skał podłoża, intraklastów wapiennych, oboczków piaskowców i mułowców oraz ziarn kwarcu.

DANE O PROFILU STRATOTYPOWYM I HIPOSTRATOTYPOWYM

Stratotyp formacji pochodzi z wiercenia Żyrzyn IG-1, a hipostatotyp z wiercenia Ciepiałów IG-1. Dane o obu wierceniach znajdują się przy opisie formacji kraśnickiej.

Formacja bełżycka (fm)

NAZWA

Nazwa formacji pochodzi od miejscowości Bełżyce w centralnej Lubelszczyźnie i dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej zaproponowana zostaje po raz pierwszy.

DEFINICJA

Formacja bełżycka reprezentowana jest przez wapienie oolitowe i pelitowe.

Utwory występujące w tej formacji opisywane były przez Samsonowicza (Książkiewicz & Samsonowicz 1952) i Makowskiego (1960). Przez autorkę wyodrębnione były one jako kompleks oolitowo-pelitowy (kompleks karotażowy AIII) w większości otworów wiertniczych obszaru lubelskiego (Niemczycka 1970, 1976).

STRATOTYP

Stratotypem formacji jest odcinek profilu wiercenia Żyrzyn IG-1 z głębokości 1040,0—913,0 m. Hipostatotyp stanowi odcinek profilu z wiercenia Ciepiałów IG-1 — głębokość 1101,0—936,5 m (fig. 2 oraz Niemczycka 1974).

OPIS

W obrębie formacji bełżyckiej, zarówno w profilu stratotypowym jak hipostatotypowym występują dwa podstawowe typy litologiczne skał: białe wapienie pelitowe i wapienie ziarniste oraz szereg typów mieszanych.

Obok czystych wapieni pelitowych najczęściej występującym typem są wapienie złożone z mikrytu i sparytu oraz grudek, gruzełków, bio- i intraklastów. Wapienie ziarniste reprezentowane są przez wapienie oolitowe zawierające podrzędnie w zmennych proporcjach onkooidy, pizoonkooidy, intraklasty wapienne, oraz różnego rodzaju bioklasty. Wymienione typy skał tworzą cienkie, niejednolite warstwy, nieregularnie przewarstwiające się nawzajem. Ich cechą charakterystyczną jest biała barwa i niezbyt duża zwięźłość.

ASPEKTY REGIONALNE

Rozprzestrzenienie formacji bełżyckiej jest bardzo szerokie. Występuje ona na całym obszarze lubelskim z wyjątkiem najbardziej wschodniej jego części, gdzie usunięta została erozyjnie. Na południe od Zamościa przechodzi ona poprzez formację zielonych margli Baszni w formację jarczowską.

Graficzny obraz rozprzestrzenienia formacji przedstawia fig. 16 w pracy autorki (Niemczycka 1976), gdzie została ona wyróżniona jako litofacja oolitowo-pelitowa górnego oksfordu. Jej miąższość waha się od paru do 200 m.

Podobne osady wyodrębniane były w mezozoicznym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jako osady „astartu” (Lewiński 1908, 1912; Swidziński 1931; Samsonowicz 1934; Różycki 1939; Pożaryski 1948; Barczyk 1961; Kutek 1968, 1969; Malinowska 1970 i inni) oraz szeroko na Niżu Polskim (Dembowska & Malinowska 1973).

WIEK

Fauna w profilu stratotypowym formacji reprezentowana jest przez ślimaki *Ptygmatis salomonia* Cott, *P. curmontensis* (Lor.), *Nerinea incisa* Et., *Pseudonerinea* cf. *clytia* d'Orb. i charakterystyczny zespół mikrofauny (tab. 1 oraz Niemczycka 1976).

W profilu hipostatotypowym jest to także głównie fauna ślimaków (Niemczycka op. cit., Karczewski 1974).

Na obszarze lubelskim tworzy ona charakterystyczny zespół związany z formacją beżycką (tab. 1).

Wiek osadów formacji beżyckiej nie jest ściśle określony. Najprawdopodobniej są to utwory górnego oksfordu (Niemczycka 1976).

OPIS GRANIC

Dolna granica w stratotypowym profilu Żyrzyn IG-1 (fig. 2) jest jednocześnie górną granicą niżej leżącej formacji jasienieckiej. Podobnie jest w profilach hipostatotypowych oraz w większości profilów omawianego obszaru. Odmiennej jedynie przedstawia się ta granica w NE części Lubelszczyzny, w rejonie Łęcznej (fig. 1). Dolną granicę wyznacza tu kontakt białych wapieni pelitowo-oolitowych z ciemnoszarymi, prawie czarnymi marglami organodeitrytycznymi środkowego oksfordu.

Górna granica formacji w profilu stratotypowym wyznaczona jest na kontakcie białych wapieni pelitowych, kredowatych z szarym wapieniem marglistym rozpoczynającym wyżej leżącą serię szarych utworów wapienno-marglistych formacji głowaczowskiej (fig. 2—3). Granica ta zaznacza się na krzywej PG podwyższeniem wartości naturalnej promieniotwórczości skał marglisto-wapiennych formacji głowaczowskiej, w stosunku do skał formacji beżyckiej, spadkiem wartości na krzywej SO oraz dodatnią anomalią na krzywej PS. Przypada ona na granicy kompleksów karotażowych AIII i BI (Niemczycka 1976). W ten sposób zaznacza się ona w większości wierceń, w których mamy kontakt formacji beżyckiej z formacją głowaczowską.

We wschodniej części obszaru lubelskiego brak jest stropowych partii formacji beżyckiej i górna jej granica przebiega na kontakcie białych wapieni oolitowych lub pelitowych z zielonawymi piaskami albu (Łączna IG-1, IG-2 i inne wiercenia tego rejonu).

INTERPRETACJA GENEZY OSADÓW

Osady formacji beżyckiej reprezentują osad płytkiego, otwartego morza, o czystych wodach i podwyższonej koncentracji węgla wapnia. Powstawały one najpewniej w warunkach podobnych do tworzenia się współczesnych utworów oolitowych Wielkiej Ławicy Bahamskiej (Kutek 1969).

DANE O PROFILU STRATOTYPOWYM I HIPOSTATOTYPOWYM

Dane z wiercenia Żyrzyn IG-1 i Ciepeliów IG-1, z których pochodzą oba profile, podano przy opisie formacji kraśnickiej.

Formacja głowaczowska (fm)

NAZWA

Nazwa formacji pochodzi od miejscowości Głowaczów położonej w województwie radomskim i dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej zaproponowana zostaje po raz pierwszy.

DEFINICJA

Formacja głowaczowska reprezentowana jest przez szare margle i wapienie margliste.

Utwory wchodzące w skład formacji opisywane były przez Samsonowicza (Książkiewicz & Samsonowicz 1952), Luniewskiego (1923), Lewińskiego (1933), Pożaryskiego (1948, 1956) oraz przez autorkę (Niemczycka 1964, 1969, 1976).

Na krzywych profilowania geofizycznego utwory formacji głowaczowskiej wyodrębnione były jako kompleks karotażowy B (Królicka 1966) oraz kompleks BI (Niemczycka 1976).

STRATOTYP

Stratotypem formacji jest fragment profilu wiercenia Bystrzyca IG-1 z głębokości 1115,0—1024,0 m (fig. 3 oraz Niemczycka 1969). Hipostratotypy stanowią fragmenty profili w wierceniu Żyrzyn IG-1 z głębokości 913,0—863,0 m i Ciepłków IG-1 z głębokości 936,5—837,0 m (fig. 2 oraz Niemczycka 1974).

OPIS

Główne typy skał w profilu stratotypowym formacji głowaczowskiej to pelitowe margle i wapienie margliste, wapienie margliste i margle detrytyczne i organodetrytyczne, wapienie i margle gruzłowe, zlepieńcowate i brekcjowate oraz muszłowce. Wszystkie wymienione typy skał są partiami dolomityczne. W profilu przeławicają się one bezładnie i powtarzają wielokrotnie. Jedne typy skał przechodzą w inne w różny sposób, czasem stopniowo a niekiedy z ostrą granicą. Ogólną charakterystyczną cechą formacji jest jej wyraźna szara barwa i znaczna marglistość osadów, wyróżniająca je w jurajskim profilu Lubelszczyzny.

W całym profilu formacji występują liczne, charakterystyczne powierzchnie rozmycia i związane z nimi zlepieńce śródformacyjne oraz brekcje wapienne. Obok powierzchni rozmyć bardzo licznie występują stylolity, tworzące nieregularnie sikałę. Nierówne, poszarpane powierzchnie stylolitów powleczone są materiałem ilasto-bitumicznym lub stanowią miejsca nagromadzeń kryształów dolomitu (Radłicz 1974).

ASPEKTY REGIONALNE

Występowanie formacji głowaczowskiej ograniczone jest do centralnej i północno-zachodniej części Lubelszczyzny (rejon Lublin-Magnuszew-Warszawa). Ku południowemu wschodowi przechodzi ona w formację Rudy Lubuskiej.

Na znacznym obszarze wschodniej Lubelszczyzny stwierdza się erozyjny brak formacji głowaczowskiej.

Rozprzestrzenienie formacji głowaczowskiej daje w przybliżeniu mapy litologiczne utworów dolnego i górnego kimerydu, gdzie formacja ta została wyróżniona jako wapienie przewarstwiane marglami (Niemczycka 1976, fig. 18 i 21). Jej miąższość waha się w granicach od paru do 160 metrów.

WIEK

Fauna w osadach formacji głowaczowskiej reprezentowana jest głównie przez małże tworzące zlepy muszłowe, wśród których przeważają różne gatunki mytilusów (tab. 1 oraz Niemczycka 1969).

Analogiczne utwory z podobnym zespołem fauny małżowej znane są z mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Lewiński 1908, 1912; Świdziński 1931, 1935; Samsonowicz 1934; Pożaryski 1948; Kutek 1961, 1962, 1968, 1969; Malinowska 1970) oraz znacznej części Niżu Polskiego (Dembowska & Malinowska 1973), gdzie wiek ich został określony na podstawie fauny amonitowej na kimeryd. Ten sam wiek przyjmowany jest przez analogię dla formacji głowaczowskiej (Niemczycka 1976).

OPIS GRANIC

Dolna granica formacji głowaczowskiej w stratotypowym profilu otworu Bystrzyca IG-1 jest jednocześnie górną granicą formacji bełzyckiej i przebiega na kontakcie wysokowęglanowych wapieni z szarym marglem detrytycznym. W profilu Ciepiałów IG-1 przypada ona na kontakcie kremowych wapieni pelitowych z szarymi wapieniami marglistymi. Zaznacza się ona także wyraźnie na krzywych profilowania geofizycznego w otworze (fig. 3)⁴.

Górną granicą formacji głowaczowskiej przebiega na kontakcie marglisto-wapiennych utworów w różnym stopniu zdolomityzowanych z wyraźnie dolomitowymi osadami wyżej leżącej formacji urzędowskiej.

W stratotypowym profilu Bystrzyca IG-1 granica górna nie jest zbyt ostra, ponieważ obserwuje się stopniowy konsekwentny wzrost dolomityczności już w górnych partiach formacji głowaczowskiej. Przyjęto ją w miejscu, gdzie rozpoczyna się w profilu wyraźna przewaga dolomitów. Granica ta zaznacza się na krzywej potencjałów własnych (PS) pojawianiem się ujemnej anomalii charakteryzującej wyżej leżącą formację urzędowską. Widoczna jest ona również na krzywej sondowania oporności skał (SO), gdzie podkreśla ją nagły wzrost wartości oporów elektrycznych skał (fig. 3).

Jest ona także równoznaczna z granicą kompleksów karotażowych B_I i B_{II} wyodrębnionych przez autorkę (Niemczycka 1976).

W profilach hipostatotypowych z otworów Żyrzyn IG-1 i Ciepiałów IG-1 górna granica formacji głowaczowskiej wyznaczona jest analogicznie (fig. 2).

W profilu otworu Magnuszew IG-1 granicę górną wyznacza kontakt szarego wapienia marglistego z ilasto-marglistymi czarnymi osadami dolnej kredy (Niemczycka 1973).

W rejonie Lublina (Lublin IG-1, Świdnik IG-1) jest to kontakt szarych wapieni z białymi wapieniami kredy górnej zawierającymi fosforyty.

INTERPRETACJA GENEZY OSADÓW STRATOTYPU

Utwory formacji głowaczowskiej powstały w płytkim otwartym morzu ze stałym dopływem terygenicznego materiału ilastego. Mulaiste dno zasiedlały obficie małże. Stan zachowania fauny oraz znaczna ilość rozmyć i związanych z nimi zlepieńców wskazują na okresowo dużą dynamikę wód. Znikome zapiaszczenie osadów wyznacza linię brzegową zbiornika daleko na wschód od obecnego zasięgu tej formacji (Niemczycka 1976).

DANE O PROFILU STRATOTYPOWYM I HIPOSTRATOTYPOWYM

Profil stratotypowy pochodzi z wiercenia Bystrzyca IG-1, które wykonane zostało przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Pile na zlecenie Zakładu Geologii Niżu Instytutu Geologicznego w Warszawie. Otwór usytuowany był we wsi Bystrzyca Stara, zakończony został w 1958 r. osiagając głębokość 1766 m. Wysokość otworu n.p.m. 203 m.

Osady jurajskie rdzeniowane były w 100%, a rdzenie przechowywane są w magazynie Instytutu Geologicznego w Warszawie.

Próby litologiczne charakteryzujące osady jurajskie znajdują się w Centralnym Archiwum Geologicznym w Warszawie. Materiały z wiercenia publikowane były w roku 1969. Profile hipostatypowe pochodzą z wierzeń Żyrzyn IG-1 i Ciepiałów IG-1. Dane o obu wierceniach podano przy opisie formacji kraśnickiej.

⁴ Według danych wiertniczych (wg wydobytego rdzenia przypada ona w otworze Bystrzyca IG-1 na głębokości 1115,7 m — Niemczycka 1969), według danych geofizyki wiertniczej na głębokości 1115 m (fig. 3). Przyjęto głębokość określoną pomiarami geofizycznymi.

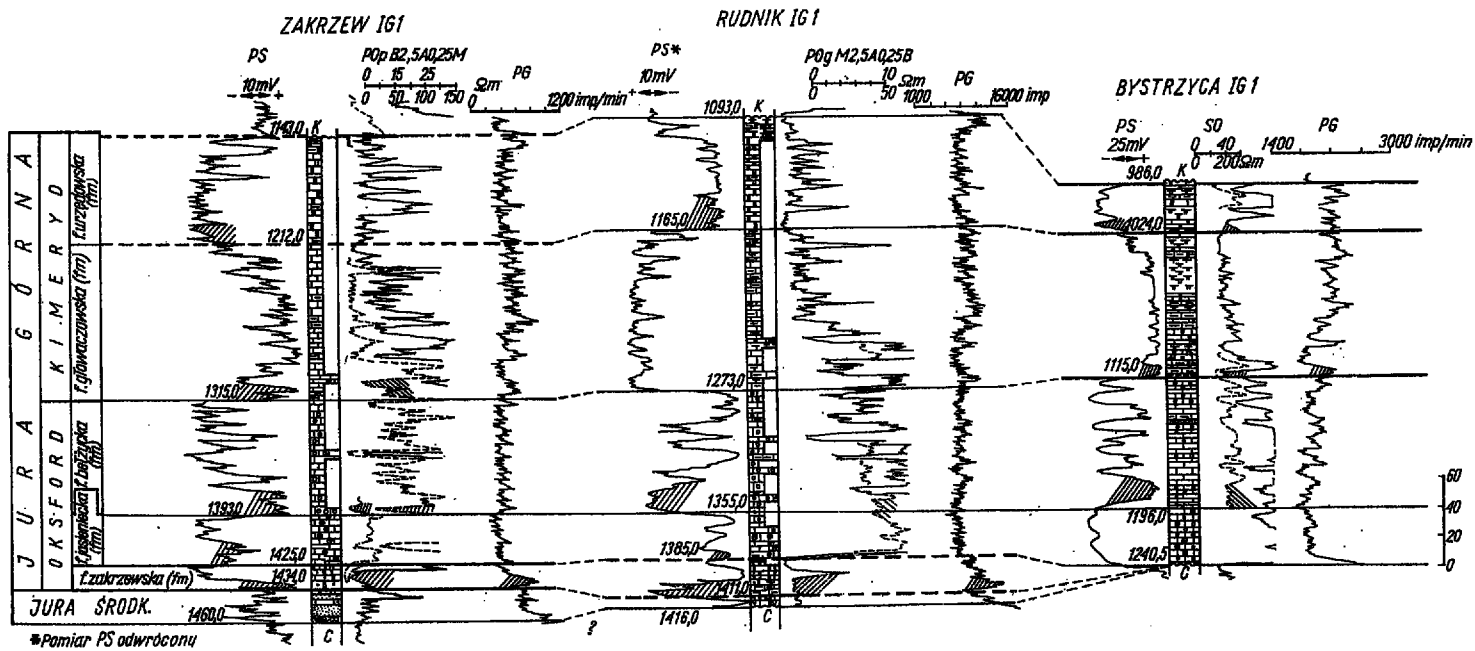


Fig. 3. Stratotypy i hipostratotypy formacji zakrzewskiej, głowaczowskiej i urzędowskiej na obszarze lubelskim (objaśnienia przy fig. 2)
 (Stratotypes and lithostratotypes of the Zakrzew, Gowaczów, and Urzędów formations in the Lublin area; explanations as for Fig. 2)

Formacja urzędowska (fm)

NAZWA

Nazwa formacji pochodzi od miejscowości Urzędów położonej w województwie lubelskim i dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej zaproponowana zostaje po raz pierwszy.

DEFINICJA

Formacja urzędowska reprezentowana jest przez dolomity oraz wapienie i margle dolomityczne.

Utwory wchodzące w skład tej formacji opisywane były przez Samsonowicza (Książkiewicz & Samsonowicz 1952), Luniewskiego (1923), Lewińskiego (1933), Pożaryskiego (1948, 1956) oraz autorkę (Niemczycka 1961, 1964, 1969, 1976).

Wyodrębniono je na krzywych profilowania geofizycznego w otworze jako kompleks karotażowy C (Kirólicka 1966) i kolejno jako kompleks C (Niemczycka 1970) i B_{II} (Niemczycka 1976).

STRATOTYP

Stratotypem formacji jest odcinek profilu wiercenia Bystrzyca IG-1 z głębokości 1024,0–986,0 m (fig. 3 oraz Niemczycka 1969). Hipostratotyp stanowi odcinek profilu z wiercenia Zakrzew IG-1, głębokość 1212,0–1143,0 m (fig. 3)⁵.

OPIS

Stratotypowy profil formacji reprezentowany jest przez skały dolomityczne: dolomity, dolomity margliste, dolomity wapieniste i podrzędnie wapienie dolomityczne. Są to skały szare lub ciemnoszare, niekiedy szarobrunatne, plamiste, partiami mikroporowate, partiami zwarte. Pory wypełnia często wodorotlenek żelaza lub substancja pirytowo-bitumiczna. Średnią zawartość CaMg (CO₃)₂ w skałach waha się od 76–99,8%. Podrzędnie występują ziarna kwarcu i glaukonitu. Szczątki fauny są na ogół spirytyzowane lub pokryte tlenkami żelaza.

ASPEKTY REGIONALNE

Występowanie formacji urzędowskiej ograniczone jest do centralnej i południowo-zachodniej części Lubelszczyzny. Jest ona wyznaczona jako litofacja dolomitowa na mapie utworów górnego kimerydu na obszarze między Wisłą a Bugiem (Niemczycka 1976, fig. 21), gdzie miąższość jej waha się w granicach od paru do 100 m.

Ku południowemu wschodowi przechodzi ona w wyższą część formacji dolomitowo-anhydrytowej Rudy Lubuskiej, a ku północnemu zachodowi w wyższą część formacji głowaczowskiej (tab. 1).

WIEK

Fauna w osadach formacji urzędowskiej reprezentowana jest głównie przez małże, podrzędnie występują brachiopody i ślimaki. Wśród małżów dość liczne są: *Mytilus subpectinatus* d'Orb., *M. pectinatus* Sow., *M. cf. unguatus* Young & Bird, i inne oraz lofy i trigonie. Fauna małżowa posiada ten sam charakter co w niższej leżącej formacji głowaczowskiej, natomiast inny jest tu zespół mikrofauny, który

⁵ Podano obraz geofizyczny, gdyż w wierceniu tym jest ona nierozdzielona.

charakteryzuje osady górnego kimerydu (tab. 1 oraz Niemczycka 1969). Formacja urzędowska nie ma wprawdzie dostatecznej dokumentacji faunistycznej, wydaje się jednak, że jest ona wieku górnokimerydzkiego (Niemczycka 1976).

OPIS GRANIC

Dolna granica formacji urzędowskiej w stratotypowym profilu Bystrzyca IG-1 jest jednocześnie górną granicą formacji głowaczowskiej (fig. 3) i została omówiona przy tej ostatniej.

W hipostatotypowym profilu granica ta nie była rdzeniowana. Jej przebieg zaznacza się na krzywej PS, podobnie jak w profilu stratotypowym.

Nie jest ona widoczna na innych krzywych profilowania geofizycznego w otworze.

Górną granicę formacji urzędowskiej wyznacza w profilu stratotypowym kontakt wapienia dolomitycznego z glaukonitowym margłem piaszczystym cenomanu, podkreślony powierzchnią rozmycia (Niemczycka 1969, Lendzion 1969). Zaznacza się ona wyraźnie również na krzywych profilowania geofizycznego w otworze.

INTERPRETACJA GENEZY OSADÓW

Skały dolomityczne formacji urzędowskiej powstały w zbiorniku wykazującym cechy lagunopodobne. Nie była to jednak laguna typowa oddzielona stałą barierą od morza otwartego, na co wskazuje obok czystych dolomitów obecność skał w pewnym tylko stopniu zdolomityzowanych oraz czystych wapieni. Większa część skał dolomitycznych jest pochodzenia wczesnodiagenetycznego i związana jest z działaniem roztworów dolomityzujących na luźny nie skonsolidowany osad wapienny.

DANE O PROFILU STRATOTYPOWYM I HIPOSTRATOTYPOWYM

Profil stratotypowy pochodzi z wierceń Bystrzyca IG-1, o którym dane podano przy opisie formacji głowaczowskiej. Profil hipostatotypowy pochodzi z otworu Rudnik IG-1. Wiercenie to wykonane zostało przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Katowicach na zlecenie Zakładu Geologii Struktur Wgłębnych Niżu Instytutu Geologicznego w Warszawie. Otwór wiertniczy znajdował się w miejscowości Gałęzów w województwie lubelskim. Zakończony został na głębokości 3054,0 m w 1970 roku. Wysokość otworu n.p.m. 239 m. Osady formacji urzędowskiej rdzeniowane były jedynie w górnej partii profilu. Rdzeń znajduje się w magazynie Instytutu Geologicznego w Warszawie.

Formacja zakrzewska (fm)

NAZWA

Nazwa formacji pochodzi od miejscowości Zakrzew w województwie lubelskim i dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej zaproponowana zostaje po raz pierwszy.

DEFINICJA

Formacja reprezentowana jest przez utwory dolomityczno-piaszczyste, które wyróżniane były na obszarze lubelskim jako terygeniczne utwory dolnego i niższej części środkowego oksfordu (Niemczycka 1970, 1976).

STRATOTYP

Stratotypem formacji jest fragment profilu wiercenia Zakrzew IG-1 z głębokości 1434,0—1425,0 m (fig. 3). Hipostratotypem jest fragment profilu z wiercenia Rudnik IG-1, głębokość 1411,0—1385,0 m (fig. 3).

OPIS

Profil stratotypowy formacji reprezentowany jest przez dolomity piaszczyste barwy szarej lub brunatnej, drobnoziarniste, mikroporowate z licznym detrytem zwęglonej i spirytyzowanej flory, drobnymi okruchami węgla oraz zwiędzonymi szaroniebieskawymi czertami. Niewyraźnie zaznacza się w tych osadach pozioma laminacja materiałem węglistym. Udział w nich detrytycznego kwarcu sięga 30%. Podrzędnie występują warstewki brunatnego piaskowca ze zwęgloną florą. W niższych partiach tych osadów nieliczne są szczątki szkarłupni.

W hipostratotypowym profilu z otworu Rudnik IG-1 formacja reprezentowana jest przez wapień piaszczysty organodetrytyczny oraz wapień dolomityczno-mułowcowy także ze szczątkami zwęglonej flory.

Ilość kwarcu detrytycznego przekracza tu 30%. W poszczególnych otworach wiertniczych utwory formacji zakrzewskiej różnią się nieco od siebie stopniem dolomityczności i ilością materiału piaszczystego, wspólna dla nich jest szara lub ciemnoszara barwa, zwęglona flora oraz obecność węgla mezoizotycznego.

W profilach formacji z otworu Lublin IG-1 oraz z rejonu Kumowa występują głównie piaskowce wapińskie, ciemnoszare, drobnoziarniste z liczną zwęgloną sieczką roślinną. Podrzędnie występują w nich wapienie piaszczyste z pojedynczymi członami liłłowców oraz zwęglonymi fragmentami roślin liściastych i paprotnikowych.

ASPEKTY REGIONALNE

Występowanie formacji zakrzewskiej ograniczone jest do centralnej Lubelszczyzny. Występuje ona głównie wokół obszarów wysp pozbawionych dziś osadów jury środkowej i niższego oksfordu, a jej geneza jest związana z erozją tych obszarów w czasie sedymentacji formacji zakrzewskiej (Niemczycka 1976). Miąższość formacji zakrzewskiej jest niewielka i waha się w granicach od 2,5 do 15 m.

Jej niższa część, poza obszarem centralnej Lubelszczyzny, przechodzi w piaszczysto-margliste osady dywezu, wyższa — w formację kraśnicką (tab. 1).

WIEK

Osady formacji zakrzewskiej pozbawione są dokumentacji faunistycznej. Według autorki są to osady dolnego i środkowego oksfordu (Niemczycka 1970, 1976).

OPIS GRANIC

Dolna granica formacji zakrzewskiej przypada w stratotypowym profilu na kontakcie rdzawych dolomitycznych wapieni piaszczystych z woidami żelazistymi jury środkowej, z szarymi dolomitami piaszczystymi zawierającymi spirytyzowane szczątki flory.

W hipostratotypowym profilu Rudnik IG-1 wygląda ona podobnie. Jest to kontakt szarego piaskowca dolomitycznego z rdzawym organodetrytycznym wapieniem krynotodowym jury środkowej (tzw. „podwapieniakiem”). Wyraźna jest ona także na wykresach profilowania geofizycznego i przypada w spagu maksymalnego wychylenia dodatniego na krzywych PS obu wierceń, charakteryzującego niższą część tej formacji. Wyraźna jest ta granica również na krzywych profilowania oporności potencjałowej POP i gradientowej POG oraz na krzywej PG. Na krzywych potencjałowych zaznacza się ona nagłym spadkiem wartości w stosunku do kontaktujących

z nią osadów, jury środkowej na krzywych PG — wyraźnym wzrostem wartości (fig. 3).

Górną granicę formacji wyznacza kontakt osadów dolomityczno-piaszczystych z organodetrytycznymi wapieniami krynowidowymi formacji jasienieckiej (fig. 3 i tab. 1).

Na krzywej oporności potencjałowej POp i gradientowej POg zaznacza się ona znacznym wzrostem wartości charakteryzującym już wyżej leżące osady formacji jasienieckiej. Wzrost wartości obserwuje się również w miejscu przyjętej granicy na krzywych potencjałów własnych (PS) (fig. 3).

INTERPRETACJA GENEZY OSADÓW STRATOTYPU

Węglanowo-teryogeniczne osady formacji zakrzewskiej powstawały w płytkim morzu u brzegów wysp lub w sąsiedztwie obszarów o stałych tendencjach wznoszących (Niemczycka 1970, 1976). Materiał teryogeniczny pochodził bądź z niszczenia obszarów wznoszonych, bądź z wysp, z których dostarczany był ciekami wodnymi, niosącymi również szczątki roślinne.

Brzegi wysp były zapewne zróżnicowane, co warunkowało istnienie zatok i niewielkich lagun o podwyższonej koncentracji węglanu magnezu.

DANE O PROFILU STRATOTYPOWYM I HIPOSTRATOTYPOWYM

Profil stratotypowy pochodzi z wiercenia Zakrzew IG-1, wykonanego na zlecenie Zakładu Struktur Węglanych Niżu IG przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Warszawie. Otwór znajdował się w miejscowości Zaraszków w województwie lubelskim. Głębienie otworu zakończono w roku 1971 na głębokości 2798 m. Wysokość otworu n.p.m. 275 m. Osady formacji zakrzewskiej były w pełni trdzeniowane. Rdzenie przechowywane są w magazynie Instytutu Geologicznego w Warszawie. Dane o profilu hipostratotypowym podano przy opisie formacji urzędowskiej.

Formacja Baszni (fm)

NAZWA

Nazwa formacji pochodzi od miejscowości Basznia znajdującej się w województwie przemyskim i dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej zaproponowana zostaje po raz pierwszy.

DEFINICJA

Formacja Baszni reprezentowana jest przez zlepieńcowate margle glaukonitowe.

Utwory formacji wyodrębnione były w profilu jurajskim wschodniej Polski jako zielone margle Babczyna⁶ (Żelichowski 1961; Niemczycka 1964, 1976).

STRATOTYP

Stratotypem formacji jest odcinek profilu otworu Doliny 1 z głębokości 820,0—750,0 m, hipostratotypem — odcinek profilu z otworu Cieszanów 1 z głębokości 1041,0—993,0 m (fig. 4).

⁶ Obecnie zaistniała konieczność zmiany nazwy tych osadów, bowiem nazwę związaną z miejscowością Babczyną przyjęto dla najmłodszych osadów jurajskich SE Polski (fig. 4).

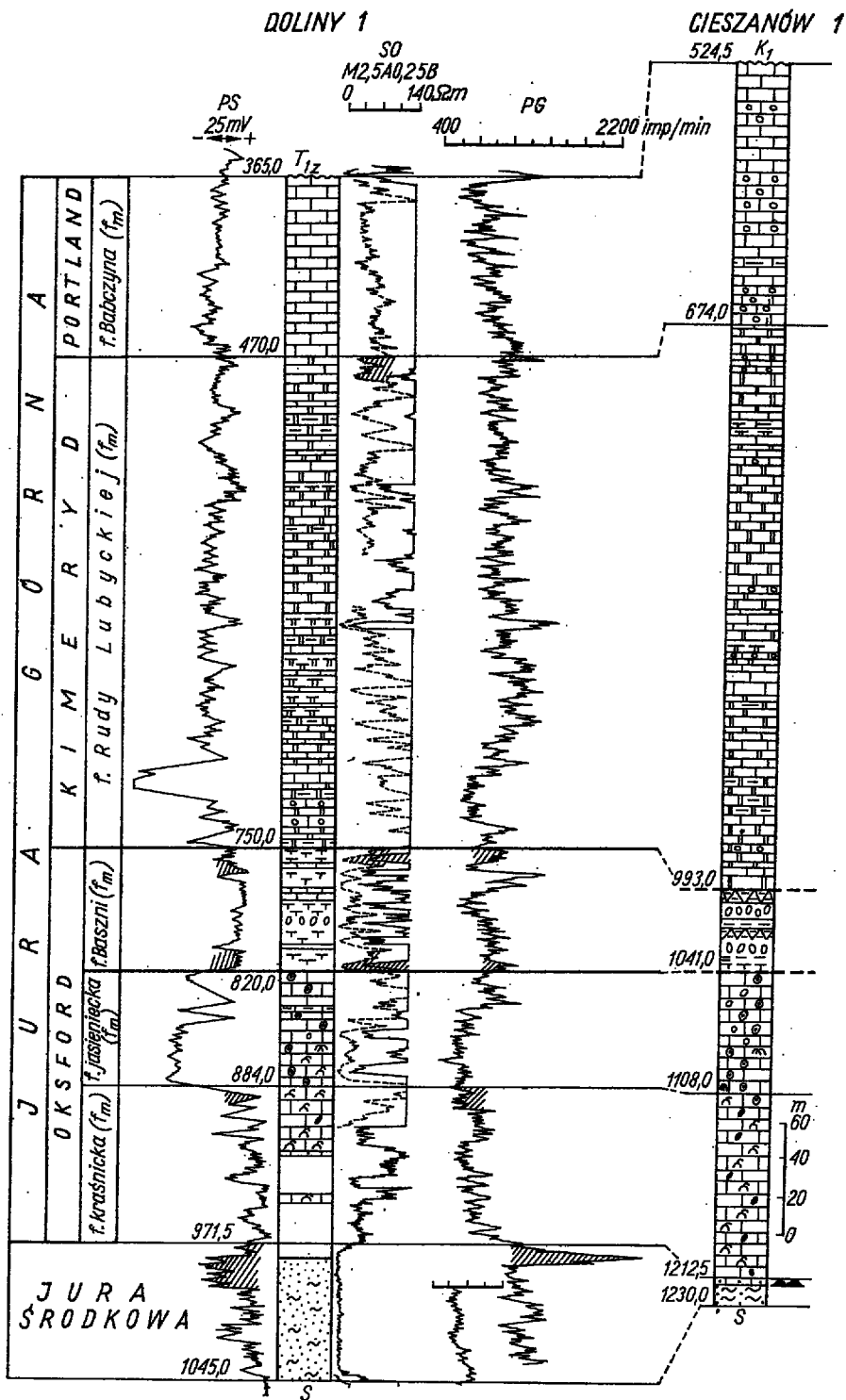


Fig. 4. Stratotyp i hipostratotyp formacji Baszni na obszarze lubelskim (objaśnienia przy fig. 2) (Stratotype and hypostratotype of the Basznia Formation in the Lublin area; explanations as for Fig. 2)

OPIS

W profilu stratotypowym formacja reprezentowana jest przez zielone glaukonitowo-chlorytowe margle i wapienie margliste z warstewkami mułowców i ilowców oraz zlepieńców wapniastych. Mułowce są łaństo-wapniaste, zielone, z drobnymi okruchami czarnego litytu. Iłowce są wapniaste, także zielone i również zawierają okruchy czarnego litytu. Utwory formacji mają charakter zlepieńcowalcy, partiami występuje wśród nich przewaga ilowców i mułowców nad marglami i wapieniami marglistymi, a partiami jest odwrotnie. Podrzednie występują wtarcenia anhydrytów oraz okruchy skał dolomitycznych. Identycznie rozwinięta jest formacja w profilu hipostratotypowym.

ASPEKTY REGIONALNE

Formacja Baszni stwierdzona została wierceniami jedynie w południowo-wschodniej części obszaru lubelskiego (fig. 1).

Na mapie litologicznej utworów górnego oksfordu (Niemczycka 1976, fig. 16) została ona wyodrębniona jako litofacja margli, biegnąca wąskim pasmem od rejonu Dolin i Cieszanowa, na północ od Zamościa, ku wschodniej granicy Państwa. W tym ujęciu stanowi ona hipotetyczną, przejściową litofację od pstrych osadów terygenicznych do morskich osadów wapiennych.

Miąższość formacji Baszni, tam gdzie została ona stwierdzona wierceniami, waha się w granicach 48–70 m.

WIEK

W profilu hipostratotypowym formacji z otworu Cieszanów 1 stwierdzono występowanie otwornic *Pseudocyclamina jaccardi* (Schrodt) oraz małżoraczków *Vernoniella sequana* Oertli (Niemczycka 1964). Wymieniona mikrofauna oraz analiza fałjalno-paleogeograficzna wskazuje na górnooksfordzki wiek osadów tej formacji (Niemczycka 1976).

OPIS GRANIC

Dolną granicę formacji w profilu stratotypowym stanowią kontakt łałstego marglu barwy zielonoszarej z ciemnoszarym wapieniem organodetrytycznym, z krynoidami i małżami, silnie spękanym, pociętym i zlustrowanym należącym do niżej leżącej w profilu formacji jasienieckiej.

Dolna granica formacji wygląda podobnie w hipostratotypowym profilu z otworu Cieszanów 1 (fig. 4).

Zaznaczają się ona na krzywej potencjałów własnych skał (PS) przejściem anomalii ujemnej charakterystycznej dla stropu niżej leżącej formacji jasienieckiej, w anomalię dodatnią charakteryzującą formację Baszni. Na krzywej sondowania oporności właściwej skał (SO) dolna granica wyrażona jest spadkiem oporności w stosunku do niżej leżących osadów. Wyraźny spadek oporności w stosunku do niżej i wyżej leżących osadów charakteryzuje całą tę formację (fig. 4).

Górną granicę formacji stanowi kontakt zielonego marglu z dolomitem marglistym barwy szarej, rozpoczynającym wyżej leżącą formację Rudy Lubyckiej.

Na krzywej PS wyrażona jest ona pojawieniem się anomalii ujemnej występującej w dolnej części formacji Rudy Lubyckiej. Na krzywej SO zaznaczają ją wyraźny wzrost wartości oporów (fig. 4).

INTERPRETACJA GENEZY OSADÓW STRATOTYPU

Osady formacji Baszni tworzyły się w płytkiej strefie zbiornika otaczającego istniejącej w tym czasie w południowo-wschodniej Lubelszczyźnie łałd (Niemczycka 1976). Nie była to jednak strefa bezpośrednio przyległa do łałdu i dostawały się do

niej jedynie najdrobniejsze frakcje materiału terygenicznego. Okresowa ruchliwość wód powodowała niszczenie częściowo skonsolidowanego osadu i powstawanie struktur zlepieńcowatych.

DANE O PROFILU STRATOTYPOWYM I HIPOSTRATOTYPOWYM

Stratotyp formacji pochodzi z wiercenia Doliny 1, wykonanego przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Jaśle. Otwór znajdował się w miejscowości Zunków-Kowalówka i zakończono go na głębokości 1436,1 m. Wysokość n.p.m. 222 m. Osady formacji Basznej były rdzeniowane w 100%, a rdzeń przechowywany jest w magazynie Instytutu Geologicznego w Warszawie. Hipostratotyp formacji pochodzi z wiercenia Cieszanów 1, które wykonane zostało przez Warszawskie Przedsiębiorstwo Geologiczne na zlecenie Zakładu Zdjęć Geologicznych. Otwór znajdował się w miejscowości Cieszanów. Otwór zakończono na głębokości 1230 m w 1961 r., wysokość n.p.m. 219 m.

Osady jurajskie rdzeniowane były w 100%, a rdzeń przechowywany jest w magazynie Instytutu Geologicznego w Warszawie.

Formacja jarczowska (fm)

NAZWA

Nazwa formacji pochodzi od miejscowości Jarczów znajdującej się w województwie zamojskim i dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej zaproponowana zostaje po raz pierwszy.

DEFINICJA

Formacja reprezentowana jest przez ciemnoszare, prawie czarne mułowce i iltowce ze zwęgloną florą.

Utwory formacji wyróżnione były na obszarze lubelskim jako utwory bagienne serii jarczowskiej (Niemczycka 1966, 1975b, 1976).

Stratotyp formacji stanowi odcinek profilu otworu Tomaszów Lubelski IG-1 z głębokości 1277,0—1264,5 m, hipostratotyp — odcinek profilu Jarczów IG-2 z głębokości 1227,0—1217,0 m (Niemczycka 1975a oraz fig. 5).

OPIS

Na formację jarczowską składają się mułowce i iltowce bezwapienne o strukturze bulastej z cienkimi warstewkami piaskowca mułowcowego o spójwie ilastym. Osady te charakteryzuje ciemnoszara lub szarobrunatna barwa, liczna zwęglona flora, wtrącenia i przemazy substancji węglistej, struktury rizooidalne oraz obecność okruchów porfirów kwarcowych, gnejsów i kwarcytów.

ASPEKTY REGIONALNE

Występowanie osadów formacji jarczowskiej ograniczone jest do obszaru między Zamościem a Tomaszowem Lubelskim (fig. 1). Ich miąższość jest mała i nie przekracza 15 m.

Poza obszarem Lubelszczyzny osady formacji na terenie Polski nie są znane. Występują one natomiast na przyległym obszarze niecki lwowskiej (Anastasjeva 1975, Slavin & Dobrynina 1958, Sandler 1960, Utrobin 1962, Dmitrieva & al. 1963, Dulub 1964), gdzie wyróżnione były razem z wyżej leżącymi osadami pstryimi jako seria sokalska (Slavin & Dobrynina 1958)⁷.

⁷ Szersze omówienie zagadnienia korelacji osadów bagiennych formacji jarczowskiej z analogicznymi osadami w niecce lwowskiej znajduje się w pracy autorki (Niemczycka 1966).

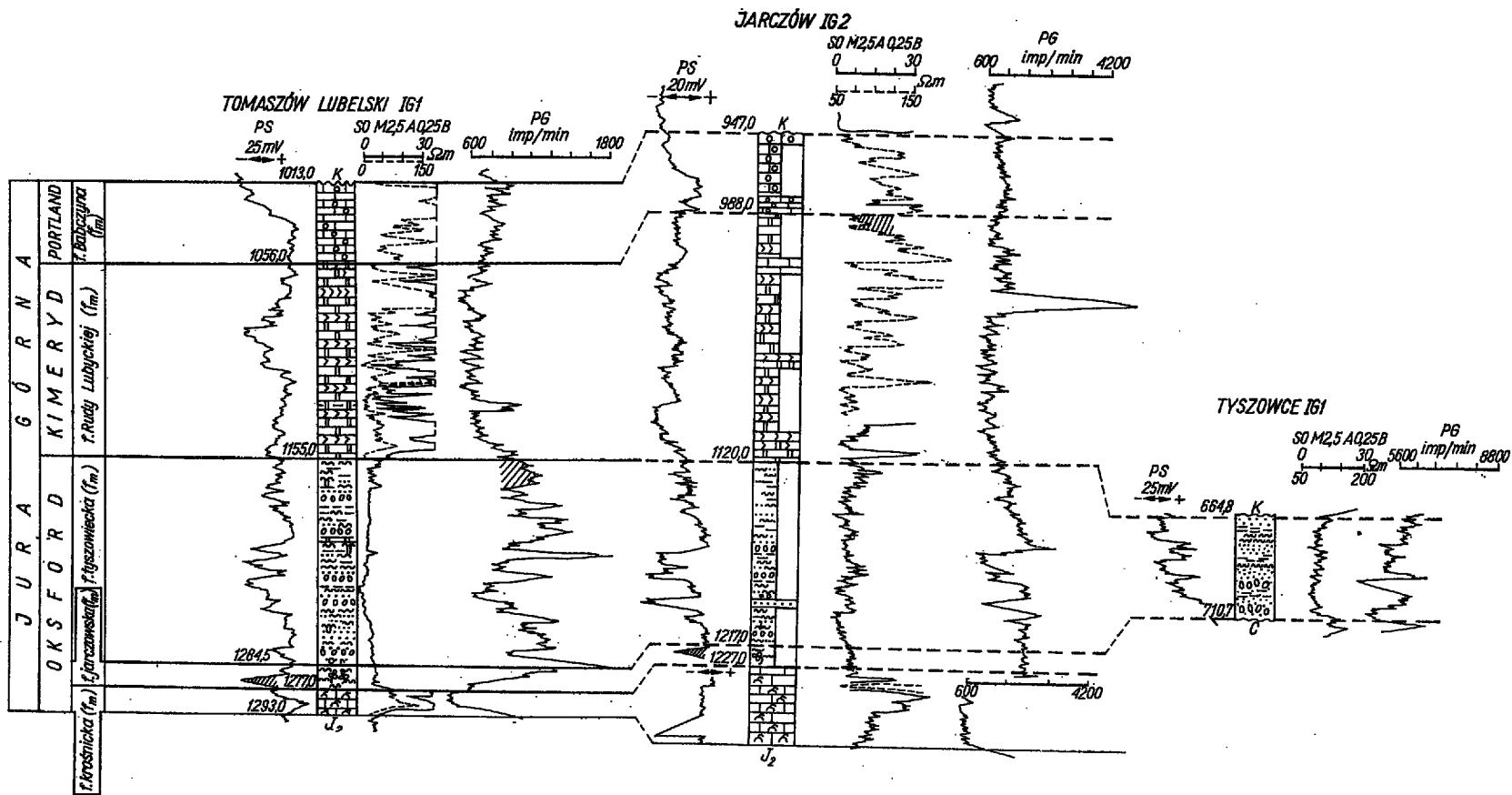


Fig. 5. Stratotyp i hipostatotyp formacji jarczowskiej, tyszowieckiej, Rudy Lubycyckiej i Baszni na obszarze lubelskim (objaśnienia przy fig. 2)
 (Stratotyp and hypostatotyp of the Jarczów, Tyszowce, Ruda Lubycycka and Basznia formations in the Lublin area; explanations as for Fig. 2)

WIEK

Formacja jarczowska nie posiada dokumentacji faunistycznej. Jej wiek ustalony pośrednio wynika z położenia w profilu litologicznym między udokumentowanymi osadami formacji kraśnickiej i formacji Rudy Lubyckiej i wydaje się wskazywać na oksford górny (fig. 5, tab. 1 oraz Niemczycka 1966, 1976).

OPIS GRANIC

Dolną granicę formacji jarczowskiej wyznacza w profilu stratotypowym powierzchnia nieciągłości (prawdopodobnie powierzchnia rozmycia), wzdłuż której kontaktują ze sobą szare i rdzawo-brunatne mułowce dolomityczne i syderytyczne omawianej formacji z onganodetrytycznymi wapieniami gąbkowymi o strukturze gruzłowej niżej występującej formacji kraśnickiej (tab. 1 i fig. 5). W profilu hiపోstratotypowym formacja przewiercona jest gryzerem. Na jej obecność wskazuje tu materiał uzyskany z prób okrucowych oraz charakter krzywych geofizycznych.

Wyraźnie zaznacza się dolna granica formacji jarczowskiej na krzywych profilowania geofizycznego w otworze stratotypowym. Przypada ona na krzywej PS w miejscu pojawienia się wyraźnej anomalii ujemnej, występującej powyżej formacji kraśnickiej, spadkiem wartości oporów na krzywej SO oraz podwyższeniem wartości promieniowania gamma na krzywej PG (fig. 5).

Górną granicą formacji przebiega na kontakcie ciemnoszarego mułowca z florą, z pszym, wiśniowo-fioletowo-zielonym mułowcem wyżej leżącej formacji tyszowieckiej. Na krzywych profilowania geofizycznego formacja ta zaznacza się niezbyt wyraźnie pojawieniem się anomalii dodatniej na krzywej PS.

INTERPRETACJA GENEZY OSADÓW STRATOTYPU

Osady formacji jarczowskiej tworzyły się w warunkach kontynentalnych w klimacie wilgotnym, najpewniej w bagnach i jeziorzyskach w pasie przybrzeżnym.

DANE O PROFILU STRATOTYPOWYM I HIPOSTRATOTYPOWYM

Profil stratotypowy pochodzi z wiercenia Tomaszów Lubelski IG-1, hiపోstratotypowy z wiercenia Jarczów IG-2. Oba wiercenia wykonane zostały na zlecenie Zakładu Ropy i Gazu Instytutu Geologicznego w Warszawie przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Jaśle.

Otwór wiertniczy Tomaszów Lubelski IG-1 usytuowany został we wsi Jarczów w województwie zamojskim, a wykonany w latach 1962—1965. Osiągnął głębokość 3000 m. Wysokość otworu n.p.m. 240 m. Osady jurajskie rdzeniowane były w 100%.

Otwór Jarczów IG-2 znajdował się w miejscowości Żurawce w województwie zamojskim i wykonany był w latach 1964—1966. Zakończony został na głębokości 1950,3 m. Wysokość n.p.m. 265,2 m.

Osady jury wiercone były z częściowym rdzeniowaniem. Rdzenie z obu wierceń przechowywane są w magazynie Instytutu Geologicznego w Warszawie. Materiały z wiercenia Tomaszów Lubelski IG-1 i Jarczów IG-2 opublikowane zostały w 1975 roku.

Formacja tyszowiecka

NAZWA

Nazwa formacji pochodzi od miejscowości Tyszowce znajdującej się w województwie zamojskim i dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej użyta zostaje po raz pierwszy.

DEFINICJA

Formacja reprezentowana jest przez pstrę mułowce i piaskowce oraz zlepieńce piaskowcowe.

Utwory formacji wyróżniane były dotąd jako pstra seria tyszowiecka (Żelichowski 1961) oraz osady pstrę serii jarczowskiej (Niemczycka 1966, 1975b, 1976).

STRATOTYP

Stratotypem formacji jest odcinek profilu z otworu Tomaszów Lubelski IG-1 z głębokości 1264,5—1155,0 m. Hipostatotypy stanowią odcinki profilów z otworu Jarczów IG-2 z głębokości 1217,0—1120,0 m (Niemczycka 1975b) i Tyszowce IG-1 z głębokości 710,7—664,8 m (fig. 5).

OPIS

Formacja tyszowiecka w profilu stratotypowym reprezentowana jest przez pstrę, wiśniowo-zielono-szare piaskowce, mułowce i ilowce, w obrębie których występują poziomy zlepieńców piaskowcowo-iłowych oraz podrzędnie margle dolomityczne.

Osady te cechuje sedymentacja cykliczna wyrażająca się powtarzającym się występowaniem warstw od zlepieńców do ilowców. W dolnej części każdego cyklotemu występują gruboziarniste zlepieńce piaskowcowo-iłowe, które ku górze przechodzą w piaskowce i mułowce oraz często dolomityczne ilowce. W dolomitycznych utworach tej serii znajdowana była fauna *Ammodiscus* sp. (Żelichowski 1961).

Charakterystyczną cechą tych osadów, a szczególnie zlepieńców, jest obecność w nich okruchów skał metamorficznych i magmowych oraz okruchów srebrzystych piaskowców karbońskich wskazujących na pobliskie obszary alimentacyjne (Radlitz 1962, 1972; Niemczycka 1975b).

Podobnie rozwinięta jest formacja tyszowiecka w obu profilach hipostatotypowych.

ASPEKTY REGIONALNE

Utwory formacji tyszowieckiej występują podobnie jak osady formacji jarczowskiej na obszarze między Zamościem a Tomaszowem Lubelskim. Ich rozprzestrzenienie ku wschodowi jest nieco większe niż formacji jarczowskiej, znane są one bowiem z wierceń Jarczów IG-4 i Tyszowce IG-1, IG-2 oraz Strzyżów 1 i Hrubieszów IG-2 (fig. 1), gdzie nie występuje formacja jarczowska. Graficzny obraz rozprzestrzenienia formacji tyszowieckiej łącznie z formacją jarczowską znajduje się w pracy autorki (Niemczycka 1976, fig. 16), gdzie wyodrębniona jest ona jako mułowce i ilowce pstrę.

Miąższość osadów formacji tyszowieckiej waha się od paru do 100 m.

Analogiczne utwory znane są z przyległego obszaru niecki lwowskiej, a na ich wiek istnieją różne poglądy (Żelichowski 1961, Niemczycka 1966, 1976, oraz autorzy radzieccy cytowani przy omawianiu formacji jarczowskiej).

WIEK

Utwory formacji tyszowieckiej nie posiadają dokumentacji faunistycznej. Ich wiek określony został na oksford górny, podobnie jak wiek osadów formacji jarczowskiej, na podstawie ich pozycji w profilu jurajskim (Żelichowski 1961; Niemczycka 1966, 1976).

OPIS GRANIC

Dolna granica formacji tyszowieckiej w profilu stratotypowym jest jednocześnie górną granicą formacji jarczowskiej i została omówiona przy tej ostatniej.

Podobnie jest w hipostratotypowym profilu z otworu Jarczów IG-2. W drugim hipostratotypowym profilu Tyszowce IG-1 wyznacza ją kontakt ilowca pstrego, wieku karbońskiego ze zlepieńcem złożonym z okruchów skał piaszczystych omawianej formacji. Znajduje ona również swój wyraz na krzywych profilowania geofizycznego w otworze (fig. 5).

Górną granicę formacji wyznacza w profilu stratotypowym kontakt mułowca dolomitycznego z dolomitem piaszczystym rozpoczynającym wyżej leżącą formację Rudy Lubyckiej.

Zaznacza się ona na krzywej pozornych oporów właściwych (SO) wyraźnym, nagłym wzrostem wartości wskazującym na pojawienie się w profilu osadów anhydrytowo-dolomitowych formacji Rudy Lubyckiej. Na krzywej PG w miejscu granicy mamy spadek natężenia promieniowania gamma (fig. 5). W hipostratotypowym profilu Tyszowce IG-1 graniczą ze sobą pstry piaskowiec formacji tyszowieckiej ze zlepieńcem podstawowym albu. Kontakt ten podkreśla powierzchnia rozmycia (Kraśowska, w druku).

INTERPRETACJA GENEZY OSADÓW

Osady formacji tyszowieckiej powstawały w warunkach kontynentalnych w klimacie suchym. Reprezentują one zapewne stożki napływowe powstałe u stóp płaskowyżów początych rzekami. Obecność w osadach tej formacji skał dolomitowych wskazuje na krótkotrwałe ingresje morza.

DANE O PROFILU STRATOTYPOWYM I HIPOSTRATOTYPOWYM

Profil stratotypowy pochodzi z wiercenia Tomaszów Lubelski IG-1, hipostratotypowy z wiercenia Jarczów IG-2 i Tyszowce IG-1. Dane o dwu pierwszych wierceniach podano przy formacji jarczowskiej. Wiercenie Tyszowce IG-1 wykonane zostało na zlecenie Zakładu Geologii, Niżu Instytutu Geologicznego przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Pile. Usytuowane zostało w miejscowości Tyszowce w województwie zamojskim. Wiercenie zakończono na głębokości 2418,5 m w roku 1962. Wysokość n.p.m. 225,3 m.

Osady jury rdzeniowane były w 100%, a rdzeń przechowywany jest w magazynie Instytutu Geologicznego w Warszawie.

Formacja Rudy Lubyckiej (fm)

NAZWA

Nazwa formacji pochodzi od miejscowości Ruda Lubycka położonej w województwie zamojskim i dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej użyta zostaje po raz pierwszy.

DEFINICJA

Formacja Rudy Lubyckiej reprezentowana jest przez przewarstwiałe się dolomity i anhydryty.

Utwory tej formacji wyróżniane były na obszarze lubelskim jako seria dolomitowo-anhydrytowa Rudy Lubyckiej (Żelichowski 1961; Niemczycka 1964, 1975b, 1976).

STRATOTYP

Stratotypem formacji jest odcinek profilu wiercenia Tomaszów Lubelski IG-1 z głębokości 1155,0—1056,0 m. Hipostratotyp stanowi odcinek profilu otworu Jarczów IG-2, głębokość 1120,0—988,0 m (fig. 5 oraz Niemczycka 1975b).

OPIS

W profilu stratotypowym formacja reprezentowana jest przez dolomity i na przemianległe z nimi anhydryty. Podrzednie występują ilowce i margle dolomityczne, a sporadycznie wapienie i wapienie dolomityczne.

Wśród dolomitów występują dolomity krystaliczne (dolosparyty i dolomakryty), dolomity wapniste, wapnisto-ilaste, dolomity margliste, mułowcowe, mułowcowo-ilaste i piaszczyste. Są to skały barwy szarej, beżowej lub szarobrunatnej plamiste lub smużyste, w różnym stopniu porowate, użylone anhydrytem lub zawierające gniazdowe wtrącenia anhydrytu.

Anhydryty są krystaliczne, szarobiałe i ciemnoszare, plamiste, z przerostami dolomitów. Miąższość warstw anhydrytowych waha się w granicach 0,2—3,2 m. Największe ich nagromadzenie występuje w środkowej części profilu.

Wapienie dolomityczne i czyste wapienie mają jasne barwy i wykazują strukturę ziarnistą, ooidowo-grudkowo-gruzełkową. Dokładny opis skał tej formacji podaje Radliewicz (1975).

Identycznie wydaje się być rozwinięta formacja w obu profilach hipostratotypowych, na co wskazują kontrolne rdzenie oraz charakterystyka geofizyczna (fig. 5).

ASPEKTY REGIONALNE

Występowanie formacji Rudy Lubyckiej ograniczone jest do południowej części obszaru lubelskiego. Jej rozprzestrzenienie przedstawiają mapy litologiczne dolnego i górnego kimerydu (Niemczycka 1976, fig. 18 i 21), gdzie została ona wyodrębniona jako lihofacja dolomitów przewarstwianych anhydrytami. Miąższość formacji Rudy Lubyckiej waha się w granicach od paru do 140 metrów.

Dolomitowo-anhydrytowe utwory tej formacji opisywane były przez Żelichowskiego (1961), Moryca (1961), Ney (1969) i autorkę (Niemczycka 1964, 1966, 1975a, 1976).

Poza obszarem lubelskim analogiczne utwory występują w niecce lwowskiej, skąd opisywane były przez Samsonowicza (Książkiewicz & Samsonowicz 1952) i wyodrębniane jako facja solna, oraz przez badaczy nadzieckich (Anastasjewa 1957, Sławin & Dobrynina 1958, Sandler 1960, Utrobin 1962, Dmitrieva & al. 1963, Dulub 1964).

WIEK

Utwory formacji Rudy Lubyckiej w profilu stratotypowym i w profilach z sąsiednich wierceń pozbawione są w zasadzie fauny. Występują tu nieliczne szczątki ślimaków i małżów oraz pojedyncze otwornice *Ammodiscus* sp., przywiązane do wapiennych partii profilu. Uznawane są one za osady kimerydu (Żelichowski 1961, Niemczycka 1976).

OPIS GRANIC

Dolna granica formacji Rudy Lubyckiej w stratotypowym profilu jest jednocześnie górną granicą formacji tyszowieckiej i została omówiona przy tej ostatniej.

Górną granicę formacji Rudy Lubyckiej wyznacza w profilu stratotypowym kontakt dolomitu krystalicznego barwy żółtawobeżowej ze zlewnym wapieniem pelitowym rozpoczynającym leżącą wyżej formację Balczyna (tab. 1 i fig. 5). Zaznacza się ona dość wyraźnie na krzywej oporów właściwych SO podwyższeniem wartości, związanym z pojawieniem się powyżej formacji Rudy Lubyckiej, wapieni oolitycznych

formacji Babczyna. Znajduje to swój wyraz także na krzywej PS, co bardziej wyraźnie widoczne jest w profilu hipostratotypowym niż stratotypowym. W najbardziej wschodniej strefie obszaru górną granicę formacji Rudy Lubyckiej wyznacza kontakt skał dolomitycznych z wapiennymi utworami kredy górnej (Krassowska, w druku).

INTERPRETACJA GENEZY OSADÓW STRATOTYPU

Dolomitowo-anhydrytowe osady formacji Rudy Lubyckiej powstawały w przybrzeżnej lagunie, w której najprawdopodobniej zachodziła dolomityzacja nie skonsolidowanego osadu drogą poziomej infiltracji i koncentracji kapilarnej roztworów dolomityzujących.

W lagunie tej powstawały jednocześnie anhydryty, prawdopodobnie w warunkach podobnych do współcześnie panujących w Zatoce Perskiej (Friedmann & Sanders 1967).

DANE O PROFILU STRATOTYPOWYM I HIPOSTRATOTYPOWYM

Profile stratotypowy i hipostratotypowy pochodzą z wierceń Tomaszów Lubelski IG-1 i Jarczów IG-2. Dane o wierceniach podano przy opisie formacji jarczowskiej.

Formacja Babczyna (fm)

NAZWA

Nazwa formacji pochodzi od miejscowości Babczyn znajdującej się w województwie przemyskim i dla określenia formalnej jednostki litostratygraficznej użyta zostaje po raz pierwszy.

DEFINICJA

Formacja ta reprezentowana jest przez wapienie oolitowo-onkolitowo-grudkowe i wapienie pelitowe.

Utwory formacji wyróżniane były dotąd jako osady oolitowe i skaliste kimerydu (Żelichowski 1961) oraz seria wapienna górna Babczyna (Niemczycka 1964, 1966, 1975b, 1976).

STRATOTYP

Stratotypem formacji jest odcinek profilu otworu Tomaszów Lubelski IG-1 z głębokości 1056,0–1013,0 m (fig. 5 oraz Niemczycka 1975b). Hipostratotypem jest odcinek profilu z wiercenia Cieszanów 1, z głębokości 674,0–524,5 m (fig. 4).

OPIS

W profilu stratotypowym i hipostratotypowym formacja reprezentowana jest przez białe lub beżowe wapienie ziarniste, politowo-grudkowo-gruzelkowe i wapienie pelitowe.

Wapienie te są na ogół drobnoziarniste, bardzo zwarte, miejscami zlewne, silnie przekryształizowane, niekiedy frakcjonalnie laminowane. Podrzednie występują w nich intraklasty wapienne i bioklasty. Pojedynczo występują w obrębie wapieni cienkie warstewki margli. Dość licznie w osadach tej formacji występują wapienie glonowe z różnymi gatunkami *Clypetna* sp.

ASPEKTY REGIONALNE

Utwory formacji Babczyna występują w południowo-wschodnim i południowym krańcu Lubelszczyzny, na południowy zachód od Zamościa i Tomaszowa Lu-

belskiego. Zostały one tu wyróżnione jako oolitowo-onkolitowe wapienie portlandu (Niemczycka 1976, fig. 23). Miąższość ich waha się w granicach 0–160 m.

Podobne osady z *Corbula inflexa* Roemer stwierdził na Podolu Samsonowicz (Książkiewicz & Samsonowicz 1952), i wielu badaczy radzieckich. W rejonie miejscowości Kochanówka i Rudki znaleziono w nich faunę *Calpionella alpina* Lorenz i *Calpionella elliptica* Cadish (Utrobín 1962).

WIEK

W osadach formacji Babczyna stwierdzone zostały ślimaki i małżoraczki (tab. 1) sugerujące ich portlandzki wiek (Niemczycka 1975b, Bielecka 1975b).

OPIS GRANIC

Dolna granica formacji w stratotypowym profilu z otworu Tomaszów Lubelski IG-1 jest jednocześnie górną granicą formacji Rudy Lubyckiej i opisana została przy tej ostatniej.

W hipostratotypowym profilu Cieszanów 1 dolną granicę wyznacza strefa rozmycia na kontakcie ciemnoszarego dolomitu ze zlewnym wapieniem barwy kremowej.

Górną granicę formacji Babczyna stanowi w stratotypowym profilu kontakt kremowego wapienia oolitowo-detrytycznego z piaskami glaukonitowo-kwarcowymi albu środkowego (Krassowska 1975).

Na krzywej pozornych oporów właściwych (SO) i krzywej profilowania naturalnego promieniowania gamma (PG) zaznacza się ona wyraźnym spadkiem wartości (fig. 5).

W hipostratotypowym profilu, z otworu Cieszanów 1 jest to kontakt kremowego, pelitowego wapienia zlewnego tej formacji z mułowcem ilastym barwy ciemnobrunatnej stanowiącym osad dolnej kredy (Niemczycka 1964).

INTERPRETACJA GENEZY OSADÓW STRATOTYPU

Oolitowe utwory formacji Babczyna stanowią osad śródmorskiej płycizny oolitowej o wodach ciepłych i ruchliwych i dużej koncentracji węgla wapnia. Rozciągała się ona na obszarze południowo-wschodniej Polski i łączyła zapewne na terenie radzieckiej części zapadliska przedkarpackiego z oceanem Tetydy.

DANE O PROFILU STRATOTYPOWYM I HIPOSTRATOTYPOWYM

Profil stratotypowy formacji pochodzi z wiercenia Tomaszów Lubelski IG-1, hipostratotypowy z wiercenia Cieszanów 1. Dane o pierwszym wierceniu uwzględniono przy opisie formacji jarczowskiej, o wierceniu drugim — przy opisie formacji Baszni.

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

LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ S., BIRKENMAJER K., BURCHART J., CIEŚLIŃSKI S., DADLEZ R., KUTEK J., NOWAK W., ORŁOWSKI S., SZULCZEWSKI M. & TELLER L. 1975. Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. *Instrukcje i metody badań geologicznych*, z. 3. Inst. Geol. Warszawa.
- ANASTASJEVA O. M. 1957. Nekotorye dannye o verkhejurskikh razrezakh Volynopodolskoj plity. *Geol. Sborn. Lvov. Geol. Obsch.*, 4. Lvov.

- BARCZYK W. 1961. Jura sulejowska (Le Jurassique de Sulejów). *Acta Geol. Pol.*, 11 (1). Warszawa.
- BIELECKA W. 1973. Stratygrafia jury górnej na podstawie mikrofauny. In: *Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol.*, z. 4 — *Magnuszew IG-1*. Warszawa.
- 1974. Mikrofauna z osadów jury. In: *Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol.*, z. 20 — *Ciepielów IG-1*. Warszawa.
- 1975a. Mikrofauna osadów jurajskich. In: *Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol.*, z. 26 — *Bąkowa IG-1*. Warszawa.
- 1975b. Mikrofauna osadów jurajskich z otworów wiertniczych Tomaszów Lubelski IG-1, Jarczów IG-2. In: *Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol.*, z. 24 — *Tomaszów Lubelski IG-1, Jarczów IG-2*. Warszawa.
- DEMBOWSKA J. 1973. Portland na Niziu Polski (Portlandian in the Polish Lowlands). *Prace Inst. Geol.*, 70. Warszawa.
- & MALINOWSKA L. 1973. Jura górna. In: *Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia, cz. 2. Mezozoik (in Polish)*. Warszawa.
- DMOCH J. 1958. Jura opoczyńska (The Jurassic at Opoczno). *Acta Geol. Pol.*, 8 (2). Warszawa.
- DMITRIEVA R. S., SANDLER J. M. & SEN A. P. 1963. O kelovejsko-oksfordskich otlozhenjakh zapadnykh oblastej USSR. *Trudy Ukr. NIGRI*, 5. Moskwa.
- DULUB V. 1964. Jurajskie pestrocvetnye obrazowanija Volyno-podolskoj okrainy Russkoj platformy. *Trudy Ukr. NIGRI*, 9. Leningrad.
- DŹUŁYŃSKI S. 1952. Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej (The origin of the Upper Jurassic limestones in the Cracow area). *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, 21 (2). Kraków.
- FRIEDMAN G. M. & SANDERS J. E. 1967. Origin and occurrence of dolostones. In: *Developments in sedimentology, 9A, Carbonate Rocks...* — Elsevier Comp. Amsterdam — London — New York.
- GŁĄZEK J. & MATYJA A. 1974. Próba zastosowania analizy sedimentologicznej najstarszej pokrywy paleozoiku lubelskiego dla określenia mobilności tego obszaru. *Archiwum Inst. Geol.* Warszawa.
- KARCZEWSKI L. 1974. Makrofauna z osadów jury górnej. In: *Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol.*, z. 20 — *Ciepielów IG-1*. Warszawa.
- KRASSOWSKA A. 1975. Litologia i stratygrafia osadów kredy. In: *Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol.*, z. 24 — *Tomaszów Lubelski IG-1, Jarczów IG-1*. Warszawa.
- (w druku). Kreda między Zamościem, Tomaszowem Lubelskim a Kryłowem. Z badań stratygraficzno-paleontologicznych, t. 8. *Biul. Inst. Geol.*, Warszawa.
- KRÓLICKA J. 1966. Warunki akumulacji węglowodorów w malmie synklinorium warszawskiego i północno-zachodniej części synklinorium lubelskiego (Conditions of hydrocarbon accumulation in the Malm deposits of the Warsaw synclinorium and of the north-western part of the Lublin synclinorium). *Kwart. Geol.*, 10 (1). Warszawa.
- KUTEK J. 1961. Kimeryd i bonon Stobnicy (Le Kiméridgien et Bononien de Stobnica). *Acta Geol. Pol.*, 11 (1). Warszawa.
- 1962. Górny kimeryd i dolny wołg północno-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Le Kiméridgien supérieur et le Volgien inférieur de la bordure mésozoïque nord-ouest des Monts de Sainte Croix). *Acta Geol. Pol.*, 12 (4). Warszawa.
- 1966. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część I — Stratygrafia (The Kimmeridgian and Uppermost Oxfordian in the SW margins of the Holy Cross Mts., Central Poland. Part 1. Stratigraphy). *Acta Geol. Pol.*, 18 (2). Warszawa.
- 1969. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia me-

- zozicznego Gór Świętokrzyskich, Część II — Paleogeografia (The Kimmeridgian and Uppermost Oxfordian in the SW margins of the Holy Cross Mts., Central Poland. Part II. Paleogeography). *Acta Geol. Pol.*, 19 (2). Warszawa.
- LENDZION K. 1969. Kreda. In: *Wyniki wiercenia Bystrzyca IG-1* (Cretaceous, in: Results obtained in borehole Bystrzyca IG-1). *Biul. Inst. Geol.*, 228. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. 1908. Pasma Przedborskie (La chaîne de Przedbórz). *Rozpr. Akad. Um.* (Bull. Acad. Sci. Cracovie), 48. Kraków.
- 1912. Utwory jurajskie na zachodnim zboczach Gór Świętokrzyskich (Les dépôts Jurassiques du versant occidental des montagnes de Święty Krzyż). *Spraw. Pos. Tow. Nauk. Warsz. (C.-R. Soc. Sci. de Varsovie)*, 5 (2). Warszawa.
 - 1933. Jura w głębokim wierceniu w Lublinie (Le Jurassique dans le forage profond de Lublin). *Pos. Nauk. PIG (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, 35. Warszawa.
- LUNIEWSKI A. 1923. Z geologii okolic Zawichostu (Sur la géologie des environs de Zawichost). *Spraw. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, 2 (1—2). Warszawa.
- MAKOWSKI H. 1960. Jura. In: *Wyniki wiercenia w Chełmie (Jurassic. In: Results obtained in borehole Chełm, Lublin Upland)*. *Biul. Inst. Geol.*, 165. Warszawa.
- MALINOWSKA L. 1963. Stratygrafia oksfordu jury częstochowskiej na podstawie amonitów (Stratigraphy of the Oxfordian of the Częstochowa Jurassic on the base of ammonites). *Prace Inst. Geol.*, 36. Warszawa.
- 1965. Bioherma gąbkowa newizu w okolicy Ćmielowa (Spongy Bioherm of the Neuvizyien in the vicinity of Ćmielów — North Eastern Surrounding formations of the Święty Krzyż Mts). *Biul. Inst. Geol.*, 192. Warszawa.
 - 1967a. Biostratygrafia osadów dolnego i środkowego oksfordu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Biostratigraphy of Lower and Middle Oxfordian deposits in the margin of Świętokrzyskie Mountains). *Biul. Inst. Geol.*, 209. Warszawa.
 - 1967b. Uwagi o stratygrafii górnej jury pozakarpackiej w Polsce (Remarks on the stratigraphy of the extra-Carpathian Upper Jurassic in Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 203. Warszawa.
 - 1968. Stratygrafia osadów środkowego oksfordu w Polsce — bez Karpat (Stratigraphy of the Middle Oxfordian deposits in Poland; except for the Carpathian area). *Kwart. Geol.*, 12 (1). Warszawa.
 - 1970. Jura górna (Upper Jurassic). In: *Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prace Inst. Geol.*, 56. Warszawa.
- MORYC W. 1961. Budowa geologiczna rejonu Lubaczowa (Geological structure of the region of Lubaczów). *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, 31 (1). Kraków.
- NEY R. 1969. Piętra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpackiego. *Prace Geol. PAN, Oddział w Krakowie Kom. Nauk Geol.*, 53. Warszawa.
- NIEMCZYCKA T. 1961. Wstępne wyniki badań jury między Wisłą a Bugiem (Preliminary results of investigations of Jurassic sediments between Vistula and Bug). *Kwart. Geol.*, 10 (2). Warszawa.
- 1964. Osady malmu nad górnym Bugiem (The Malm formations in the Upper-Bug river area). *Kwart. Geol.*, 10 (2). 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 the Podlasie region). *Kwart. Geol.*, 9 (3). Warszawa.
 - 1966. Górnojurajskie osady bagienne w otworze wiertniczym Jarczów (The Upper Jurassic boggy deposits in the borehole Jarczów — Tomaszów Lubelski IG-1). *Kwart. Geol.*, 10 (2). Warszawa.
 - 1969. Jura. In: *Wyniki wiercenia Bystrzyca IG-1* (Jurassic, in: Results obtained in borehole Bystrzyca IG-1). *Biul. Inst. Geol.*, 228. 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 borehole). *Kwart. Geol.*, 14 (2). Warszawa.
- 1973. Litologia i stratygrafia jury: In: *Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol.*, z. 4 — *Magnuszew IG-1*. Warszawa.
- 1974. Litologia i stratygrafia jury: In: *Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol.*, z. 20 — *Ciepielów IG-1*. Warszawa.
- 1975a. Stratygrafia i litologia jury górnej. In: *Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol.*, z. 26 — *Bąkowa IG-1*. Warszawa.
- 1975b. Litologia i stratygrafia osadów jury górnej. In: *Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol.*, z. 24 — *Tomaszów Lubelski IG-1, Jarczów IG-2*. Warszawa.
- 1976. 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. Warszawa.
- POŻARYSKI W. 1948. Jura i kreda między Radomem, Zawichostem i Kraśnikiem (Jurassic and Cretaceous between Radom, Zawichost and Kraśnik — Central Poland). *Biul. PIG (Bull. Inst. Géol. Pol.)*, 46. Warszawa.
- 1956. Jura. In: *Region lubelski. Regionalna Geologia Polski*, 2. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- RADLICZ K. 1962. Charakterystyka petrograficzna osadów maimu z otworu wiertniczego Tyszowce IG-1 (*Streszczenie referatu*). *Kwart. Geol.*, 6 (2). Warszawa.
- 1967. Dolomity i dolomitacja skał górnej jury Niżu Polskiego (Dolomites and dolomitization of the Upper Jurassic rocks in the Polish Lowland area). *Biul. Inst. Geol.*, 207. Warszawa.
- 1972. Litologia osadów górnourajskich w północno-wschodniej Polsce (Lithology of the Upper Jurassic deposits in north-eastern Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 261. Warszawa.
- 1974. Wyniki badań petrograficznych — Jura. In: *Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol.*, z. 20 — *Ciepielów IG-1*. Warszawa.
- 1975. Petrografia osadów jury górnej z otworu wiertniczego Tomaszów Lubelski IG-1. In: *Profile głębokich otworów wiertniczych Inst. Geol.*, z. 24 — *Tomaszów Lubelski IG-1, Jarczów IG-2*. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. 1939. Badania geologiczne i roboty poszukiwawcze w 1938 r. w strefie występowania jury na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Recherches géologiques et travaux de prospection en 1938 dans la zone d'affleurement du Jurassique sur le bord septentrional et oriental du Massif de S-te Croix). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 15. Warszawa.
- 1953. Górny dogger i dolny maim Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Prace Inst. Geol.*, 17. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. 1934. *Objaśnienia do arkusza Opatów*. Z. 1. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- 1952. Era mezozoiczna w Polsce: In: KSIĄŻKIEWICZ M. & SAMSONOWICZ J. *Zarys Geologii Polski*. Warszawa.
- SANDLER J. M. 1960. Rawa Russkaja — Opornaja skvazhina. In: *Opornye skvazhiny SSSR. Trudy VNIGRI*, 24. Leningrad.
- SLAVIN V. J. & DOBRYNINA V. J. 1958. Stratigrafija jurajskich otlozhenij Lvovskoj muldy i Predkarpatskogo krajevogo progiba. *Biul. Mosk. Obsch. Isp. Prirody, otd. geol.*, 23. Moskva.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1931. Utwory jurajskie między Małogoszczą a Czarną Nidą (Dépôts jurassiques entre Małogoszcz et la Czarna Nida). *Sprawy. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, 6 (4). Warszawa.

- 1935 Szkic geologiczny okolic Przedborza nad Pilicą (Esquisse géologique des environs de Przedbórz sur la Pilica). *Spraw. PIG (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, 8 (3). Warszawa.
- UTROBIN V. N. 1962. Osnovnye cherty stratigrafii jurskich otlozhenij Predkarpatskogo progiba i jugozapadnoj okrajny Russkoj platformy. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 147 (4). Moskva.
- ZELICHOWSKI A. M. 1961. Facja lagunowo-kontynentalna malmu nad górnym Bugiem (Lagoonal continental facies of the Malm along the Upper Bug river). *Kwart. Geol.*, 5 (4). Warszawa.

T. NIEMCZYCKA

SUMMARY

The present paper offers a characteristic of lithological formations occurring in the Lublin-Radom area, prepared according to the *Code of the Polish stratigraphic classification, terminology and nomenclature*. The author has distinguished eleven formations (fm); their stratotypes are based on boreholes with completely (in 100%) cored Jurassic deposits. The established formations were referred to the local biostratigraphy (Niemczycka 1976) and correlated with the accepted ammonite subdivisions (Table 1).

THE KRASNIK FORMATION

Deposits of this formation are represented by sponge organodetrritic limestones. In their lower parts there occur dolomites in the form of euhedral crystals, whereas their upper layers are distinctly silicated and reveal no dolomitization.

The following ammonites can be found in the lower part of the Krasnik Fm.: *Campylites* cf. *delmontanum* Opp., *Euspidoceras perarmatum* (Sow.) and *Taramelliaceras* cf. *bukowskii* Siem.; this allows to estimate its age as Lower Oxfordian — *Cardioceras excavatum* and *Cardioceras bukowskii* Zones (Table 1).

The higher part of the formation contains a faunal assemblage of brachiopods and foraminifers, which suggests its Middle Oxfordian age (Table 1).

THE JASIENIEC FORMATION

The formation is composed of organodetrritic limestones containing mainly trochites. There occur also scarcely remnants of pelecypods, brachiopods and gastropods, as well as echinus spicules and algae.

The recognized assemblage of brachiopods and the microfauna (Table 1) points to the Middle Oxfordian age of the formation.

THE BELZYCE FORMATION

Within this formation there occur two main rock types, that is, white pelite limestones and grainy limestones, as well as several mixed types.

Gastropods and a certain foraminifer assemblage (Table 1) are representatives of the fauna. The age of the formation cannot be exactly determined; most probably it may be assigned as Upper Oxfordian.

THE GŁOWACZÓW FORMATION

The main rocks of that formation are pelite marls and marly limestones; partly organodetritic, coarse-grained and dolomitic in some places. In the whole profile there occur hard grounds and connected with them intraformational conglomerates and calcareous breccias.

The fauna is represented by different *Mytilus* species and a characteristic microfaunal assemblage (Table 1).

Similar deposits containing an ammonite fauna are known from the Mesozoic surrounding of the Świętokrzyskie Mts and the Polish Lowland. By analogy the age of the Głowaczów Fm. may be estimated as Kimmeridgian.

THE URZĘDÓW FORMATION

The formation is represented by dolomites, marly dolomites, limy dolomites and, secondarily, by grey dolomitic limestones. Average $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ contents in deposits vary from 76 to 99.8%. Quartz and glauconite grains occur but in inconsiderable amounts.

The fauna is represented mainly by pelecypods; brachiopods and gastropods are less frequent. Its assemblage is similar to that of the Głowaczów Fm. A characteristic microfaunal assemblage is, however, different (Table 1).

The age of the formation seems to be Upper Kimmeridgian (Niemczycka 1976).

THE ZAKRZEW FORMATION (fm)

It is represented by sandy dolomites with detritus of the carbonized and pyritized flora, scraps of coal and grey-blue cherts. Those deposits are indistinctly horizontally laminated with carbon material in which detritic quartz contents reach 30%. Layers of brown sandstones with carbonized flora occur scarcely. In their lower parts remnants of Echinodermata may be occasionally observed.

In particular boreholes, deposits of this formation are somewhat different in a degree of dolomitization and in sand quantities.

No fauna has been documented from deposits of the discussed formation. However, sedimentological and paleogeographical considerations allow to estimate its age as Lower and Middle Oxfordian.

THE BASZNIA FORMATION

It is represented by glauconite-chlorite marls and marly limestones with layers of mudstones and siltstones and also of calcareous conglomerates. Anhydrite inclusions and detritus of dolomitic rocks occur among them. There was documented the presence of *Pseudocyclamina jaccardi* (Schrodt.) foraminifers and *Vernoniella sequana* Oertli ostracods.

On the basis of the microfauna and the facial-paleogeographic analysis, the deposits of the Basznia Formation may be determined as Upper Oxfordian.

THE JARCZÓW FORMATION

Its main deposits are nodular dark-grey siltstones and non-calcareous mudstones with abundant carbonized flora, rizoidal structures and detritus of quartz, gneisses and quartz porphyrites.

No fauna has been found in those deposits. Their age may be determined from their position in the lithological profile, between the Kraśnik and the Ruda Lubycka formations, as Upper Oxfordian (Table 1, Fig. 1).

THE TYSZOWCE FORMATION

It is represented by characteristic, variegated, cherry-green-grey sandstones, mudstones and siltstones, with intercalations of sandy-muddy conglomerates and dolomitic marls. The deposits show a cyclic sedimentation. In the dolomitic deposits *Ammodiscus* sp. was found.

There is no sufficient faunistic documentation for deposits of the Tyszowce Formation. Their age has been determined as Upper Oxfordian.

THE RUDA LUBYCKA FORMATION

It is represented by dolomites with anhydrite alternations. Mudstones and dolomitic marls occur less frequently, and limestones and dolomitic limestones are rare.

Stratigraphically important fauna has not been found in the stratotype profile as well as in the adjacent boreholes. Only few remnants of gastropods or pelecypods and single *Ammodiscus* sp. foraminifers were recorded in calcareous fragments of the profile.

THE BABCZYN FORMATION

In the stratotype profile it is represented by white or beige grainy limestones, oolitic-onkolithic-nodular lumpy or pelite limestones. Algal limestones with corbules are fairly abundant. Gastropods and ostracods present in deposits of this formation suggest their Portlandian age.