

JURA ŚRODKOWA NIECKI MIECHOWSKIEJ I POŁUDNIOWO-ZACHODNIEGO
 OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Podstawą niniejszej pracy są materiały zebrane przez autorkę z odsłoneń w zachodnim i południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich oraz z wierceń wykonanych przez Stację Świętokrzyską IG na terenie niecki miechowskiej (ryc. 1)*. Historię badań omawianego terenu przedstawiła autorka we wcześniejszej pracy (16), w której omówiono również szersze problemy związane z sedimentacją różnych odmian litologicznych osadów jury środkowej.

STRATYGRAFIA

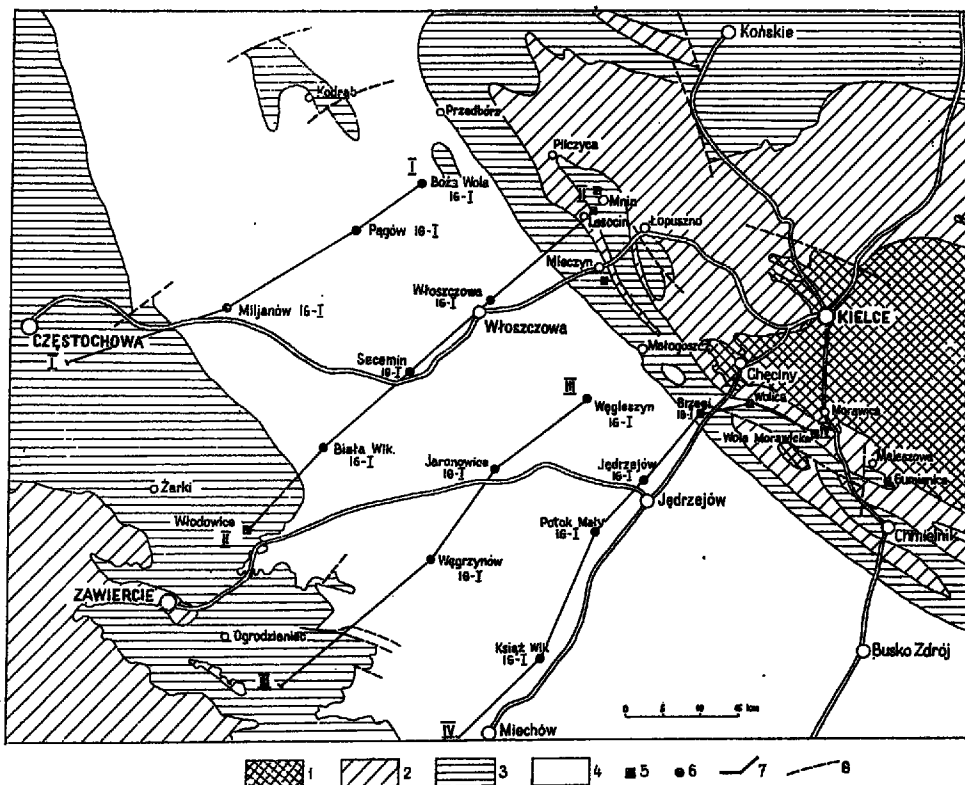
W niniejszej pracy zastosowano podział stratygraficzny jury środkowej zgodny ze schematem zalecanym na kolokwjach stratygraficznych w Luksemburgu w 1962 i 1967 r. Mała ilość skamieniałości oraz odsłoneń osadów jury — starszych od keloweju — nie pozwala na wydzielenie poziomów amonitowych. Granice stratygraficzne między poszczególnymi piętrami i podpiętrami cparto w większości wypadków na zmianach litologicznych osadów oraz — w wierceniach — o dane geofizyczne. W związku z tym mogą występować pewne nieścisłości w interpretacji wieku i miąższości poszczególnych jednostek stratygraficznych. Różnice w wykształceniu jury środkowej omawianego obszaru i obrzeżenia północnego oraz wschodniego Gór Świę-

tokrzyskich również nie pozwalają na ścisłą korelację wiekową ogniów litostratygraficznych tych obszarów (por. 24, 5).

W podłożu jury środkowej omawianego obszaru obserwuje się występowanie ku południowi coraz starszych ogniów stratygraficznych: w północnej części niecki miechowskiej i w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich jura środkowa leży na toarku, w części środkowej — na hettangu (20), na południu — na retyku (ryc. 2). Brak górnych ogniów liasu w północnej i środkowej części obszaru należy tłumaczyć erozją tych osadów przed lub w trakcie środkowojurajskiej transgresji morskiej. Obecność liasu znacznej miąższości w okolicach Szydłowa, a brak osadów tego wieku nieco dalej na północ, stwierdzone przez K. Pawłowską (22), autorka tłumaczy osadzaniem się dolnej jury jedynie w obszarach obniżonych — w dolinach rzecznych lub innych zagłębieniach erozyjnych. Na pozostałych obszarach zachodziła jedynie denudacja. Bardziej prawdopodobne wydaje się, że sedimentacja odbywała się na całym omawianym obszarze, jednak w wyniku synsedymentacyjnych ruchów tektonicznych na obszarach ulegających wynoszeniu, miąższości liasu były niewielkie i późniejsza erozja usunęła z nich część dolnej jury.

Bajos dolny. Utwory tego podpiętra są najstarszym ogniowem morskim na terenie objętym badaniami autorki. Występują one jedynie w północnej części obszaru (ryc. 1, 2). Ku S i E bajos dol-

* Autorka dziękuje doc. dr hab. H. Jurkiewiczowi oraz dr Z. Kowalczewskiemu za udostępnienie materiałów z wierceń.

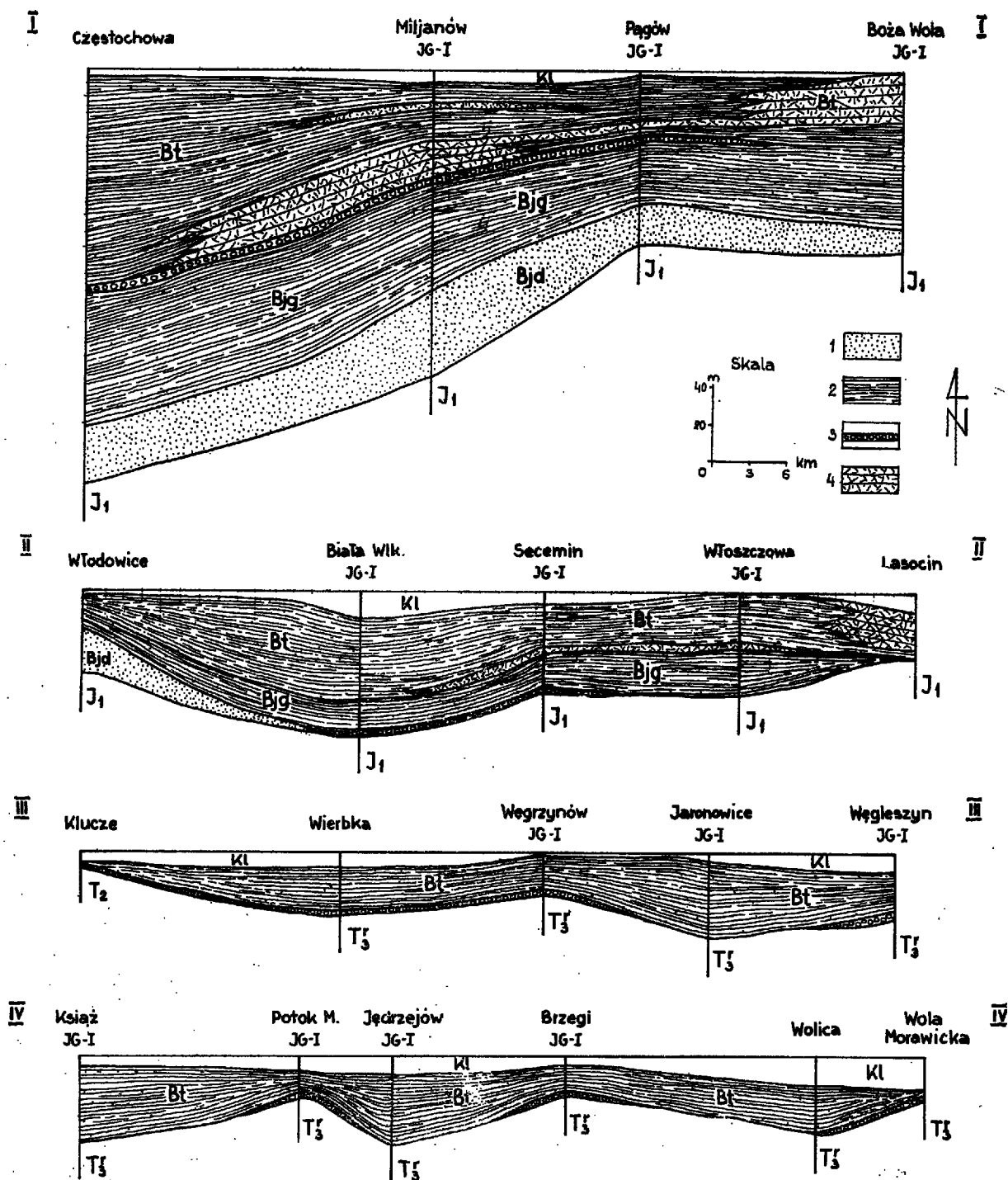


Ryc. 1. Schematyczna mapa geologiczna (bez utworów kenozoiku) Niecki Miechowskiej i obszarów przyległych (wg J. Czarnockiego).

1 — paleozoik, 2 — trias, 3 — jura, 4 — kreda, 5 — opracowane odsłonięcia, 6 — opracowane wiercenia, 7 — linie przekrojów geologicznych 8 — dyslokacje tektoniczne

Fig. 1. Schematic geological map (Cenozoic sub-crops) of the Miechów basin and adjoining areas (after J. Czarnocki).

1 — Paleozoic, 2 — Triassic, 3 — Jurassic, 4 — Cretaceous, 5 — outcrops studied, 6 — boreholes studied, 7 — lines of geological sections, 8 — tectonic dislocations.



Ryc. 2. Przekroje geologiczne wzdłuż linii wierceń usytuowanych na terenie Niecki Miechowskiej (por. ryc. 1). Wiercenie Boża Wola IG-1 i Jaronowice IG-1 wg H. Jurkiewicza (1965, 1969), wiercenie Wierbka wg S. Bukowego i A. Siewniak (1963), pozostałe wiercenia i odsłonięcia, opracowane przez autorkę.

1 — piaskowce, 2 — mułowce i łąwce, 3 — zlepienie, 4 — piaszczyste biosparity. Miąższości zlepieńców znacznie powiększone. Bjd — bajos dolny, Bjg — bajos górny, Bt — baton, Kl — kalowej.

ny zanika (6), natomiast na terenie Jury Czesłochowskiej miąższości jego wyraźnie wzrastają (23). Bajos dolny na terenie niecki miechowskiej reprezentowany jest przez facje drobnopiaszczyste; podzrednie występują szare mułowce z licznymi smugami substancji węglistej. W górnej części osady piaszczysto-mułowce przechodzą w ciemne łąwce z pirytem.

Od utworów liasu omawiany zespół różni się

Fig. 2. Geological sections along line of boreholes made in the area of the Miechów basin (see Fig. 1). Boreholes Boża Wola IG-1 and Jaronowice IG-1 after H. Jurkiewicz (1965, 1969), borehole Wierbka after S. Bukowy and A. Siewniak (1963); other boreholes and exposures studied by the present author.

1 — sandstones, 2 — siltstones and claystones, 3 — conglomerates, 4 — sandy biosparite. Thickness of conglomerates markedly exaggerated. Bjd — Lower Bajocian, Bjg — Upper Bajocian, Bt — Bathonian, Kl — Callovian.

ciemniejszą barwą, drobniejszymi frakcjami, częstszym występowaniem łąwców oraz obecnością morskiej fauny (małże, otwornice, małżoraczki). Od osadów bajosu górnego bajos dolny różni się grubszymi frakcjami i jaśniejszą barwą osadów. Bezpośrednich dowodów paleontologicznych określających jednoznacznie wiek omawianej serii niestety nie ma. Jedynie w wierceniu Boża Wola IG-1 H. Jurkiewicz (18) znalazł otwornice mogące wskazywać na

dolnobajoski wiek tej serii. W wierceniu Miljanów IG-1 pod ilastą serią bajosu górnego leżą osady, które można korelować z piaskowcami kościeliskimi okolic Częstochowy i Przystajni, zaliczanymi na podstawie amonitów do bajosu dolnego (21, 12).

Bajos górny. Osady tego podpiętra stwierdzono w północnej i środkowej części niecki miechowskiej oraz w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. W spągu bajosu górnego występują często, zwłaszcza na kontakcie tego podpiętra z dolną jurą, zlepieńce podstawowe (0,3—1 m) lub wapienie piaszczysto-organodetrytyczne (5 m). W pozostałych miejscach bajos górny rozpoczyna sedymentacja ciemnych mułów i iłów z podrzędnymi wkładkami jasnych, drobnziarnistych piasków kwarcowych. Ten typ sedymentacji trwa aż do końca bajosu i jest charakterystyczny zarówno dla omawianego obszaru, jak i dla Jury Częstochowskiej i północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (23, 24, 20). We wszystkich wymienionych obszarach stwierdzono występowanie kilku poziomów syderytów, chociaż na terenie niecki miechowskiej są to tylko niewielkie soczewki.

Określenie wieku omawianych osadów oparto na analogiach litologicznych z obszarem częstochowskim oraz danych mikrofaunistycznych z zachodniego obrzeżenia (20). W pewnych wypadkach wiek górnobajoski osadów wynikał z ich pozycji w profilu — pod udokumentowanym paleontologicznie dolnym batonem. W obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich zasięg występowania utworów górnego bajosu kończy się na NW od Mnina i Lasocina (ryc. 1), ale występują tu jedynie najwyższe ogniwa tego podpiętra.

Baton. Utwory batonu występują na całym omawianym obszarze. Dolną granicę tego piętra wyznacza wyraźna zmiana litologii w porównaniu ze starszymi osadami; pojawiają się poziomy zlepieńców podstawowych (na kontakcie z liasem lub retykiem, zlepieńce śródformacyjne (Miljanów IG-1, Pagów IG-1) lub wapienie piaszczysto-organodetrytyczne i piaskowce wapiaste (Boża Wola IG-1, Secemin IG-1, Włoszczowa IG-1). W niewielu miejscach stwierdzono występowanie ciemnych iłowców batonu wprost na mułowcach retyku. Wyższe ogniwa batonu wykształcone są jako ciemne utwory ilasto-mułowe z soczewkami syderytów i smugami detrytusu cienkoskorupowych małżów oraz ze skupieniami pirytu i markasytu. W niektórych wierceniach spotyka się cienkie wkładki piaskowców wapienistych, wapieni organodetrytycznych lub zlepieńców śródformacyjnych. W północno-wschodniej części niecki miechowskiej (Boża Wola IG-1) i w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Mnin, Lasocin) nad serią ilastą leży kompleks (ok. 20 m) piaszczystych biosparytów przykryty utworami kelowej (ryc. 2).

Przewodnia fauna amonitowa znaleziona w wierceniu Miljanów IG-1 na głęb. ok. 805 m (ok. 45 m poniżej spągu kelowej) — *Parkinsonia* ex gr. *feruginea* (Oppel) i na głęb. ok. 788 m — *Ebrayceras* cf. *pseudoanceps* (Ebray) i *Procerites* sp. wskazuje na dolny baton. Z głębokości ok. 775 m pochodzi *Bullatimorphites microstoma* (d'Orbigny) i *Orycerites* sp. wskazujące na baton górny. W wierceniu Węgrzynów IG-1 na głęb. 715 m (3 m powyżej spągu jury środkowej) znaleziono *Paroecotraustes* (*Alcidellus*) *tenuistriatus* (Grossouvre), znany z górnego batonu północno-zachodnich RFN i Frankonii. Nie jest jednak wykluczone, że gatunek ten może występować również w wyższej części batonu środkowego.

W pozostałych wierceniach i odsłonięciach znaleziono jedynie faunę drobnych ślimaków, małżów i brachiopodów nie mającą większego znaczenia stratygraficznego. Wiek tych utworów można określić jedynie na podstawie dowiazań do punktów zawierających faunę amonitową oraz analogii litologicznych z sąsiednimi obszarami. Wyraźna granica litologiczna między bajosem a batonem (między kujawem środkowym i kujawem górnym w ujęciu polskim), wyrażona pojawieniem się zlepieńców i utworów piaszczysto-organodetrytycznych leżących na monotonnej serii ilasto-mułowej bajosu, jest notowana z terenu Polski przez wielu autorów. Są

to zlepieńce i „warstwa skałotoczowa” z górnego kujawu i dolnego batonu Łęczycy (32), zlepieńcowa-to-oolitowe osady z górnego kujawu Wielunia, Kłobucka i Częstochowy (23, 13) zlepieńce i muszlowce z północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (5, 6) oraz tzw. podwapieniaki dolne w północno-zachodnim ich obrzeżeniu (24).

Wiek wszystkich wymienionych utworów określono jako dolny baton (= górny kujaw). Wydaje się więc, że omawiane osady z północnej i środkowej części niecki miechowskiej mogą należeć również do pogranicza bajosu i batonu. Piaszczyste biosparyty z północno-zachodniej części omawianego obszaru (Boża Wola IG-1, Mnin, Lasocin) są zaliczane przez I. Jurkiewiczową (20) do środkowego i górnego batonu. Leżą one bowiem na ciemnych iłowcach dolnobatońskich (mikrofaunistyczna dokumentacja wieku), a pod kelowej. Według autorki niniejszej pracy jest to również jedyna możliwa interpretacja wieku tych osadów.

Bardziej kontrowersyjne jest ustalenie wieku utworów ilastych, często podścielonych warstwą zlepieńca podstawowego, leżących na retyku w wierceniach wzdłuż III i IV linii wierceń (ryc. 2) oraz w części południowej obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Wolica, Wola Morawicka, Gumienice). I. Jurkiewiczowa (20) — opierając się częściowo na sugestjach J. Czarnockiego (3, 4), częściowo na analogiach z północno-zachodnim obrzeżeniem — uważała, że serie ilaste okolic Chęcina są wieku dolnobatońskiego („górną serią ilastą”). Ponieważ iłowce te leżą bezpośrednio pod kelowej, a niewątpliwe osady środkowego i górnego batonu występują w zachodnim obrzeżeniu, autorka ta wysunęła wniosek o skurczeniu się zbiornika morskiego na terenie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich pod koniec dolnego batonu. Przy takim ujęciu południowej części obrzeżenia musiałyby nastąpić przerwa w sedymentacji (wynurzenie?) trwająca przez cały baton środkowy, górny i najniższy kelowej (por. 28). Bezpośrednich dowodów na wynurzenie tych obszarów nie ma, a przerwy w sedymentacji obejmującej tak długi okres też nie można udowodnić.

Przekraczające ułożenie coraz to młodszych ogniw stratygraficznych jury ku S jest wynikiem stopniowo rozszerzającej się w tym kierunku transgresji morskiej. Zmiana facji na przełomie dolnego i środkowego batonu w zachodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest zapewne związana z rozszerzeniem się ówczesnego zbiornika morskiego i dopływem większej ilości grubszego materiału terygenicznego. Poza tym, w wierceniu Węgrzynów IG-1 paleontologicznie udokumentowano górny (być może — środkowy) baton rozwinięty w facji ciemnych mułowców i iłowców. Powyższe rozważania skłaniają autorkę do przyjęcia środkowo- lub nawet górnobatońskiego wieku serii ilastych z południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ze środkowej części niecki miechowskiej.

Na całym omawianym obszarze brak zapewne najwyższych ogniw batonu, na co wskazuje charakter kontaktu z kelowej oraz obecność w najniższych warstwach kelowej redeponowanych fragmentów skał batońskich pochodzących z ogniw nie stwierdzonych w omawianych profilach (26, 27, 16).

Kelowej. Dokładna stratygrafia, wykształcenie, miąższości oraz dokumentacja paleontologiczna kelowej z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zostały przedstawione w innej pracy autorki (28). Na terenie niecki miechowskiej utwory kelowej przedzielono w niewielu otworach wiertniczych, dlatego wykształcenie tego piętra jest słabo poznane. Utwory kelowej zbadano jedynie w wierceniach: Boża Wola IG-1 (0,30 m warstwa bulasta i przykrywający ją stromatolit), Jaronowice IG-1 (3,7 m gez wapienistych; znaleziono tu *Macrocephalites* sp.), Węgrzynów IG-1 (margiel z ooidami limonitowymi, warstwa bulasta i stromatolit, łącznie 0,50 m miąższości). W otworze Włoszczowa IG-1 zaobserwowano kontakt ciemnych iłowców batonu z osadami piaszczystych wapieni z glaukonitem, które na podstawie znalezionych amonitów z rodzaju *Cardioceras* zaliczono do dolnego oksfordu. Na kelo-

wej przypadku więc w tym miejscu luka stratygraficzna wywołana brakiem sedymentacji (lub synsedymenacyjną erozją), gdyż w spągu oksfordu znajdują się jedynie fragmenty ciemnych ilowców, brak natomiast śladów osadów, których wykształcenie litologiczne wskazywałoby na kelowej.

HISTORIA SEDYMENTACJI

Kierunek transgresji morskiej na omawianym terenie wyznacza z jednej strony występowanie ku S coraz starszych utworów w podłożu jury, z drugiej strony przekraczające występowanie w tym samym kierunku coraz młodszych ogniw jury środkowej (por. ryc. 1 i 2). Ogólny kierunek transgresji był więc z NW ku SE.

Na obszarach opracowywanych przez autorkę najstarszymi morskimi osadami jury środkowej są utwory bajosu dolnego. Południowa granica obecnego zasięgu tego podpiętra — jak wynika z analizy ryc. 2 — biegnie nieco ukośnie do niecki miechowskiej, od okolic leżących nieco na S od Zawiercia (23), następnie skręca ku NE, biegnie między I i II linią wierceń, a następnie na S od wiercienia Boża Wola IG-1 i na W od Zarnowa (por. 20). Charakterystyczny kierunek linii zasięgu osadów bajosu dolnego (SW—NE) wynika prawdopodobnie z dużo większej subsydencji na terenie zachodniej części niecki miechowskiej i Jury Częstochowskiej w porównaniu z zachodnim obrzeżeniem Gór Świętokrzyskich, które mogło mieć nawet tendencje wznoszące.

W bajosie górnym morze rozszerza swój zasięg ku S (por. 33, 34). Obecna południowa granica bajosu górnego zachowuje dolnobajoski kierunek SW—NE, biegnie między II i III linią wierceń, a następnie nieco na N od Mnina i Lasocina (ryc. 1). Powszechnym typem litologicznym w bajosie są ciemne mułowce i ilowce. W skład ich wchodziły minerały ilaste, muskowit, ziarna kwarcu, liczne agregaty pirytu i markasytu oraz duża ilość substancji bitumicznej; węglanu wapnia jest na ogół niedużo. W obrębie często występujących soczewek syderytów spotyka się nagromadzenia fauny bentonicznej (gruboskorupowe małże i brachiopody). W omawianych osadach liczne wkładki jasnych piaszczystych kwarcowych tworzą wśród ciemnych mułowców charakterystyczne struktury spływowe (tzw. struktury oczkowe).

Na początku batonu następuje dalsze, zdecydowane rozszerzenie transgresji ku S i E. Jednocześnie obserwuje się bardziej zróżnicowane zmiany facjalne niż w bajosie. Początkowo powstają w wielu miejscach zlepnie podstawowe lub śródwarstwowe, następnie dominują ciemne mułowce i ilowce z syderytami — podobne do bajoskich; w batonie środkowym i górnym wykazują one większą wapnistość, przewagę frakcji ilowej nad mułową, a ponadto — częstsze występowania poziomów zlepnieńców śródformacyjnych.

Do niedawna za najważniejsze składniki charakteryzujące środowisko sedymentacji omawianych osadów uważano piryt i syderyt. Jednak wyniki badań Eh i Ph mórz i oceanów współczesnych oraz wszechstronna analiza kopalnych osadów syderytonośnych wskazują, że warunki doprowadzające do bezpośredniego wytrącania się syderytu z wody morskiej w praktyce nie istnieją. Syderyt może się tworzyć jedynie w basenach słodkowodnych (syngenetycznie) lub na etapie wczesnej diagenety w osadzie poniżej powierzchni woda/osad (por. 29, 17, 2, 25, 14). Przy powolnej sedymentacji materiału o drobnych frakcjach, przy dużej ilości substancji bitumicznej i okresowo słabej cyrkulacji wody (brak prądów rozmywających i „przewietrzających” powierzchniową warstwę osadu) oraz odpowiedniej migracji jonów żelaza — w górnej części osadu może się utworzyć środowisko geochemiczne sprzyjające wytrącaniu pirytu, a następnie syderytu. Powszechnie etapy doprowadzające do powstania warstw syderytowych — przez okres zahamowanej sedymentacji i rozwoju fauny bentonicznej na powierzchni dna — są przekonywająco przedstawione w pracy Sellwooda (25).

Utwory ilasto-mułowcowe z omawianego obszaru stanowią pierwsze, zdecydowanie morskie utwory jurajskie. Ich skład i cechy litologiczne wskazują na sedymentację w dość płytkim, ulegającym niewielkiej subsydencji basenie oddalonym od obszaru sedymentacji grubszego materiału terygenicznego, o dnie zbudowanym z miękkich drobnoziarnistych utworów (lias lub retyk). Basen ten charakteryzowała spokojna, powolna sedymentacja, nie zakłócana ruchami dna czy obszarów wyniesionych ani stałymi silniejszymi prądami. Ograniczona cyrkulacja wody wywołana była powolnym tempem transgresji, istnieniem okresowych lokalnych podmorskich progów oraz ogólną sytuacją paleogeograficzną. W pewnych okresach dochodziło do powolnego zmniejszania, a nawet zahamowania sedymentacji (działanie prądów).

Wznowienie sedymentacji sprzyjało wytrącaniu się pirytu, a następnie syderytu w przykrytej przez świeży osad warstwie mułu czy muszłowca. Działanie silniejszych prądów związanych z rozszerzającą się transgresją morską doprowadzało do powstania zlepnieńców śródformacyjnych (dolny i górny baton, ryc. 2). Są one zbudowane z przerobionego synsedymenacyjnie lub wczesnodiaogenetycznie materiału z dna morskiego, z liczną zazwyczaj gruboskorupową fauną bentoniczną. Zarówno spoiwo, jak i skamieniałości są z reguły zsyderytowane.

W północno-wschodniej części omawianego obszaru oraz w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich facja ciemnych mułowców i ilowców w środkowym i górnym batonie zostaje zastąpiona przez osady o grubszych frakcjach — piaszkowce wapniste i piaszczyste biosparyty. Skład tych utworów i wielkość ważniejszych składników podano w drukowanej pracy autorki (16). Utwory terygeniczo-organodetrytyczne z zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich różnią się od analogicznych osadów z południa wyraźnym uławiczeniem, obecnością warstewkowania w obrębie ławic oraz występowaniem cienkich wkładek ilastych między ławicami. W najwyższej partii piaszczystych biosparytów z Lasocina występują ooidy kalcytowe oraz nieregularne skupienia limonitu. W utworach z południowego obrzeżenia w dolnych partiach spotyka się otoczki piaszczystych kwarcowych oraz strzępy pstrych mułowców retyku. W wyższych partiach strzężki organodetrytyczne wykazują mniejszy stopień pokruszenia niż w zachodnim obrzeżeniu (na powierzchniach ławic spotyka się całe kolonie mszywiolów, kolce jeżowców oraz duże fragmenty łodyg liliowców).

Cechy litologiczne omawianych utworów wskazują na sedymentację w środowisku płytkim i burzliwym. Zmiany pionowe w obrębie omawianych osadów (zmniejszenie dopływu materiału terygenicznego, zmiana spoiwa z kontaktowego na wypełniające kalcytowo-limonitowe) świadczą o rozszerzaniu się zbiornika morskiego oraz o postępującej deniwelacji obszarów alimentacyjnych. Różnice litologiczne osadów terygeniczo-organodetrytycznych z zachodniego i południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wynikają z różnic środowiska sedymentacji. W zachodnim obrzeżeniu osady te stanowią kontynuację cyklu morskiej sedymentacji zapoczątkowanej w bajosie. Widoczna tu ostra zmiana litologii w obrębie utworów batonu (ryc. 2) jest jedynie wyrazem rozszerzającej się transgresji morskiej, wzmoczonej działalnością prądów oraz większego dopływu materiału terygenicznego o grubszych frakcjach na obszary spłyconego zbiornika, w wyniku jego wypełnienia osadami bajosu. Ta ostatnia przyczyna działała zapewne tam, gdzie subsydencja dna basenu była słaba.

Na teren południowej części niecki miechowskiej i na południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich transgresja morska dotarła prawdopodobnie w batonie środkowym lub górnym. Długotrwałe wynurzenie i intensywne erozja doprowadziły do powstania urozmaiconej morfologii terenu i zróżnicowania facjalnego pierwszych morskich osadów jury. Tym też częściowo należy tłumaczyć różnice miąższości osadów batonu w południowej części terenu — od ok. 25 m w Wolicy do ok. 5 m w Gumie-

nicach (por. 27, 16). Być może działały tu dodatkowo synsedymencyjne ruchy tektoniczne o kierunkach uwarunkowanych budową paleozoicznego podłoża. W okresie zalewu morskiego w zagłębieniach dna, po etapie osadzania grubszych frakcji, następuje powolna sedimentacja ciemnych ilowców (Wolica, Wola Morawicka). Na elewacjach dna natomiast czy też na terenach mających tendencję wznoszące powstawały warunki sprzyjające rozwojowi fauny bentonicznej strefy litoralnej, zwłaszcza mszywiaków i liliowców. Z pokruszonych fragmentów tych organizmów oraz materiału terygenicznego zbudowane są lokalnie pierwsze morskie ogniwajury w południowo-wschodniej części omawianego obszaru.

W najwyższych warstwach batonu obserwuje się w wielu profilach ślady znacznego spłylenia zbiornika: ooidy, buły limonitowe i rozmycia górnych partii osadów batońskich. Otoczaki skał batońskich z zachowaną pierwotną laminacją, podrażone przez skałotoczce, niekiedy tkwiące w powłoce limonitowej były redeponowane w obrębie najniższych osadów keloweju (Lasocin, Wola Morawicka, Gumienice) co świadczy o tym, że podstawa falowania dochodziła w tych miejscach do dna. W analizowanym materiale nie znaleziono jednak bezspornych dowodów na ogólną regresję morza w najwyższym batonie czy też dolnym keloweju (por. 9, 10). Pewne obszary uległy może wynurzeniu, ale było to zjawisko lokalne i krótkotrwałe. Brak najniższego poziomu keloweju notowany na wielu obszarach Polski epikontynentalnej może być spowodowany uwarunkowanymi tektoniką przyczynami sedimentacyjnymi: spłyleniem zbiornika, wzmoczoną działalnością prądów, a nawet falowaniem doprowadzającym do rozmijania nie tylko osadów batonu, ale także — synsedymencyjnie — osadów keloweju.

Ponowny okres sedimentacji przypada na poziom *Sigaloceras calloviense* dolnego keloweju, który miejscami wykształcony jest w postaci piaszczystych margli (Lasocin I, Wolica), gdzie indziej jako skondensowana warstwa zlepieńca ze stromatolitami (Wola Morawicka, Gumienice, Lasocin II). W procesie tworzenia się tych zlepieńców można wyróżnić następujące etapy: 1) okres spłylenia i zahamowania sedimentacji, rozwój działalności skałotoczcy (górnym batonem); 2) niszczenie dna w warunkach zbliżonych do strefy kipieli morskiej; 3) wytrącanie się limonitu w postaci powłok wokół otoczek; 4) wznowienie sedimentacji i spojenie otoczek oraz rozwój powłok stromatolitowych — jako wyraz ponownego (choć niewielkiego) pogłębienia zbiornika (dolny kelowej).

Począwszy od wspomnianego poziomu *S. calloviense* obserwuje się ogólne rozszerzenie transgresji morskiej na terenie Polski (9) i pogłębienie zbiornika. Zjawisko to nie zachodziło jednak równomiernie, o czym świadczą znaczne różnicowania fajalne i miąższościowe keloweju w porównaniu ze starszymi osadami. W przeciwieństwie do zbiornika w bajosie i batonie, morze kelowejskie miało charakter zbiornika dobrze przewietrzanego z obszarami, na których dochodziło do zwolnienia sedimentacji (kondensacje), rozwoju zjawisk zbliżonych do twardego dna (warstwy bulaste), rozwoju powłok stromatolitowych, a nawet okresowych zastojów sedimentacji (warstewki limonitowe). W strefach spokojniejszej i zapewne głębszej sedimentacji osadzały się gezy wapińskie i margle dość dużej miąższości, stanowiące osad charakterystyczny dla keloweju na całym terenie obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich i niecki miechowskiej.

Na przełomie keloweju i oksfordu (poziom *Quenstedtoceras lamberti* i *Q. mariae*) na niemal całym omawianym obszarze tworzy się warstwa bulasta, często z naskorupieniami stromatolitowymi. Zagadnienia dotyczące litologii i zróżnicowania w obrębie warstw bulastych zarówno w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, jak i Jury Wieluńsko-Krakowskiej oraz szczegółowe rozważania dotyczące ich genezy są przedmiotem nie zakończonych jeszcze badań

autorki. Obecnie pragnie ona jedynie zwrócić uwagę na specyficzną pozycję warstwy bulastej w sekwencji osadów jury środkowej oraz na jej związek z pewnymi zmianami paleogeograficznymi zachodzącymi w czasie jej powstawania.

Terminem „warstwa bulasta” obejmuje się w literaturze polskiej (m. in. 23, 32, 7) osady reprezentowane zwykle przez jedną ławicę różnej, ale niewielkiej miąższości (3—20 cm), o charakterystycznym zlepieńcowato-bulastym wykształceniu, dużym nagromadzeniu fauny, często z kilku poziomów amonitowych i współwystępowanie w spągu lub stropie warstw stromatolitowych (por. 30). Od zlepieńców s. s. warstwy bulaste różnią się brakiem materiału allochtonicznego oraz brakiem przeróbki synsedymencyjnej (śródformacyjnej). Warstwy bulaste związane są z reguły z powierzchniami nieciągłości sedimentacyjnej oraz z kondensacją stratygraficzną. Ponadto występują one powszechnie w przybliżeniu w tych samych poziomach stratygraficznych (górnym kelowej). Poniżej i powyżej warstwy bulastej zaznacza się wyraźna zmiana litologii i miąższości osadów.

Wymienione cechy warstwy bulastej oraz zjawiska jej towarzyszące wskazują na pewien kryzys w sedimentacji, jaki miał miejsce pod koniec keloweju na znacznej przestrzeni basenu epikontynentalnego Polski. Kryzys ten zaznacza się z jednej strony w zaniku sedimentacji z przewagą materiału terygenicznego, która charakteryzowała kelowej, z drugiej strony — brakiem sedimentacji węglanowej typu oksfordzkiego. Na zmniejszenie dopływu materiału terygenicznego wpłynęła stale rozszerzająca się transgresja zbiornika kelowejskiego ku S i E (7, 8, 9) oraz stopniowa penetlenizacja obszarów alimentacyjnych. W związku z postępującą transgresją wzmogła się też zapewne działalność prądów morskich, które — zwłaszcza w centralnej części zbiornika — wymiatały drobny materiał.

Połączenie w keloweju polskiego zbiornika bezpośrednio z oceanem Tetydy nie było jeszcze na tyle silne, aby już wtedy zaczęła dominować sedimentacja węglanowa, mająca niewątpliwie związek z cieplejszymi prądami. Osady wapienno-margliste pojawiają się dopiero w oksfordzie dolnym, kiedy połączenie z Tetydą jest znacznie szersze, a zbiornik epikontynentalny na terenie Polski ulega stopniowemu pogłębieniu. Wydaje się więc, że pewne cechy warstwy bulastej i jej związek genetyczny z wspomnianymi zmianami paleogeograficznymi mogą sugerować początek pogłębienia zbiornika w okresie jej tworzenia.

PODSUMOWANIE

W przedstawionym ogólnym obrazie rozwoju sedimentacji środkowojurajskiej na omawianym obszarze można wyróżnić 3 etapy. Pierwszy etap obejmuje osady bajosu i batonu charakteryzujące się dominacją utworów terygeniczych nad chemicznymi i organogenicznymi, spokojną, zwolnioną sedimentacją z silniejszymi prądami działającymi jedynie okresowo i lokalnie oraz słabo wyrażoną subsydencją dna w zachodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w porównaniu z Jurą Częstochowską. Na typ osadów w bajosie i batonie miały wpływ: powolne tempo transgresji morskiej, brak zróżnicowanych, silniejszych ruchów tektonicznych oraz bezpośrednie połączenie naszego zbiornika z basenem niemieckim, chłodniejszym niż mediterański (31).

Początek drugiego etapu przypada na górny baton lub przełom batonu i keloweju. Opisane wyżej spłylenie zbiornika pod koniec batonu, przerwa w sedimentacji w najniższym keloweju oraz radykalna zmiana osadów od poziomu *S. calloviense* wskazują na znaczne zmiany w basenie jurajskim nie tylko na opisywanym terenie, lecz na obszarze dużej części Polski (9, 10, 11). Zmiana facji w stosunku do batonu i wspomniany kryzys w sedimentacji w górnym keloweju spowodowane zostały zwiększoną subsydencją dna basenu, rozszerzeniem zbiornika morskiego i słabszym dopływem materiału terygenicznego. Charakter fauny kelowejskiej wskazuje na połączenie naszego zbiornika z basenem bo-

realnym oraz na szersze, niż dotychczas, połączenie z Tetydą. Otwarcie tych połączeń wpłynęło na zwiększenie intensywności działania prądów, co przyczyniło się dodatkowo do powstania przerw i zastojów w sedymentacji. Jednocześnie słabszy, w porównaniu z oksfordem, udział osadów węglanowych świadczy jednak o dominacji chłodniejszych wód z basenu borealnego.

Trzeci etap w rozważanym cyklu sedymentacyjnym rozpoczyna się w dolnym oksfordzie dominacją osadów węglanowych i zanikiem terygeniczych. Niewątpliwym wpływem na to zjawisko miało szerokie połączenie polskiego basenu z Tetydą oraz obserwowane pogłębienie i rozszerzenie zbiornika.

Rozważane 3 etapy w rozwoju sedymentacji środkowojurajskiej wiążą się z szerszymi zmianami paleogeograficznymi zachodzącymi na obszarze całej Polski i dają się prześledzić również na terenie Jury Wieluńsko-Częstochowskiej i znacznej części Niżu Polskiego.

LITERATURA

1. Bukowy S., Siewniak A. — Profil jury i kredy w Wierbce koło Pilicy. *Kwart. geol.*, 1963, nr 4.
2. Curtis C. D., Spears D. A. — The formation of sedimentary iron minerals. *Econ. Geology*, Lancaster, 1968, vol. 63, no. 3.
3. Czarnocki J. — Wyniki badań geologicznych dokonanych w r. 1924 na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Poziedz. nauk. PIG* nr 11, 1925.
4. Czarnocki J. — Sprawozdania z badań dokoranych w r. 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu checińskiego. *Ibidem*, nr 17, 1927.
5. Daniec J. — Dogger środkowej części północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.* nr 168, 1963.
6. Daniec J. — Jura środkowa (w:) *Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. *Pr. Inst. Geol.*, 1970, t. 56.
7. Dayczak-Calikowska K. — Atlas geologiczny Polski. *Zagadnienia stratygraficzno-facjalne*. Z. 9, Jura cz. 2. *Inst. Geol.*, 1964.
8. Dayczak-Calikowska K. — Uwagi w sprawie stratygrafii osadów środkowej jury między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. *Prz. geol.*, 1965, nr 2.
9. Dayczak-Calikowska K. — Rozprzestrzenienie osadów najniższego kelloweju na Niżu Polskim. *Kwart. geol.*, 1966, nr 1.
10. Dayczak-Calikowska K. — Analiza paleogeograficzna zlepieńców górnobatońskich i transgresja kelloweju na Niżu Polskim. *Prz. geol.*, 1967, nr 5.
11. Dayczak-Calikowska K. — Granica jura środkowa — jura górna na tle paleogeografii i europejskich prowincji zoogeograficznych. *Biul. Inst. Geol.*, nr 295 (w druku).
12. Deczkowski Z. — Charakterystyka doggeru częstochowsko-wieluńskiego. *Prz. geol.*, 1960, nr 8.
13. Deczkowski Z. — Górny trias i jura okolic Wielunia. *Biul. Inst. Geol.* nr 168, 1963.
14. Garbowska J., Łączka B. — O pochodzeniu syderytów z „łóż rudonośnych” doggeru okolic Kłobucka. *Acta geol. pol.* (w druku)
15. Ginsburg R. R., Lowenstam H. A. — The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. *J. Geol.*, Chicago, 1958, vol. 66, no. 3.
16. Giżejewska M. — Stratigraphy and sedimentation of the Middle Jurassic from the Miechów Trough and SW border of the Holy Cross Mts. *Acta geol. pol.* (w druku).
17. Huber N. K. — The environmental control of sedimentary iron minerals. *Econ. geol.*, Lancaster, 1958, vol. 53, no. 2.
18. Jurkiewicz H. — Profil wiercenia w Bożej Woli. *Prz. geol.* 1965, nr 9.
19. Jurkiewicz H. — Profil geologiczny wiercenia Jaronowice IG-1. *Ibidem*, 1969, nr 4.
20. Jurkiewicz I. — Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z ląsam Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, nr 200, 1967.
21. Kopik J. — Amonity bajosu z warstw kościeliskich okolic Przystajni. *Biul. Inst. Geol.*, nr 209, 1967.
22. Pawłowska K. — Retyk i lias południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.* 1962, nr 3.
23. Różycki S. Z. — Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Pr. Inst. Geol.*, t. 17, 1953.
24. Różycki S. Z. — Parkinsonie, garantiany i strenocerasy z doggeru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta geol. pol.*, 1955, vol. 5, no. 3.
25. Sellwood B. W. — Genesis of siderite. *Journ. Sedim. Petrol.*, Los Angeles, 1971, vol. 41, no. 3.
26. Siemiątkowska M. — Nowe odsłonięcia kontaktu kajpru i doggeru w Woli Morawickiej. *Prz. geol.*, 1967, nr 2.
27. Siemiątkowska M. — Transgresywne utwory kelloweju w Gumienicach. *Acta geol. pol.* 1969, vol. 19, no. 1.
28. Siemiątkowska-Giżejewska M. — Stratigraphy and paleontology of the Callovian in the southern and western margins of the Holy Cross Mts. *Ibidem* 1974, vol. 24 no. 2.
29. Strachow A. — Diagenez osadków i jego znaczenie dla osadocznego rudoobrazowania. *Izw. AN ZSRR, ser. geol.*, Moskwa, 1953, nr 5.
30. Szulczewski M. — Stromatolity jurajskie w Polsce. *Acta geol. pol.*, 1968, vol. 18, no. 1.
31. Tejs R. W., Najdin D. P. — Paleotemperatury i izotopnyj sostaw kisorodorganogennych karbonatów. *Izd. „Nauka” Moskwa*, 1973.
32. Znosko J. — Zarys stratygrafii łączycznego doggeru. *Biul. Inst. Geol.*, nr 125, 1957.
33. Znosko J. — Wstępny zarys stratygrafii utworów jurajskich w południowo-zachodniej części Niżu Polskiego. *Kwart. geol.* 1959, nr 3.
34. Znosko J. — Rozwój transgresji aalenu i bajosu na Niżu Polskim. *Ibidem*.

SUMMARY

The stratigraphy of Middle Jurassic deposits from the areas of the Miechów Basin and the south-western margins of the Holy Cross Mts is discussed on the basis of the borehole data and the results of the author's studies on the exposures, respectively. The stratigraphy of the stages older than the Callovian is primarily based on the lithological changes.

The history of sedimentation of the Middle Jurassic in this region has been reconstructed in the basis of the analysis of the types of deposits. Three stages of sedimentation, related to paleogeographic changes marked throughout the area of Poland, are distinguished.

РЕЗЮМЕ

В статье описана стратиграфия средней юры в Меховской муьде, по данным буровых скважин, и в западном мезозойском обрамлении Светокршиских гор, по наблюдениям на обнажениях. Стратиграфия всех ярусов ниже келловея составлена в основном с учетом литологических признаков осадков.

На основании анализа осадков разного типа охарактеризованы условия осадконакопления средней юры на этой площади. Определены три этапа осадконакопления, обусловленные изменениями палеогеографической обстановки на территории Польши.