

Jura środkowa północno-zachodniej części niecki puławskiej między Wilgą a Żyrzynem

Anna Feldman-Olszewska¹



The Middle Jurassic of the NW part of the Puławy Trough between Wilga and Żyrzyn. Prz. Geol., 74: 609–616; doi: 10.7306/2026.50

Redaktor prowadzący: Hubert Wierzbowski

A b s t r a c t. Middle Jurassic deposits from the Wilga IG 1, Magnuszew IG 1, Maciejowice IG 1 and Żyrzyn IG 1 boreholes were analysed for their lithology, facies and sedimentary environment. The profile includes only Bathonian and Callovian deposits, dated based on very few diagnostic foraminifera and one ammonite specimen. The basal bed is represented by a conglomerate documenting the first marine transgression into the previously terrestrial and eroded area of the western part of the Puławy Trough. It contains numerous ferruginous ooids and pisoids, limonite, and thick-

shelled bivalves. Higher in the profile are sandy dolomites with limonite pisolites, followed by a sandstone complex which is often cemented with limonite and contains ferruginous ooids. The middle and upper parts of the profile are composed of carbonate deposits, initially sandy, slightly dolomitized limestones, followed by organodetrritic crinoid-bryozoan limestones with abundant limonite in the cement. The investigated deposits document the development of the marine transgression from its encroachment onto the land area, through the coastal and lagoonal facies to the inner and middle carbonate ramp.

Keywords: Middle Jurassic, facies analysis, Puławy Trough

Niecka puławska, o przebiegu NW-SE, według kryteriów zdefiniowanych przez Narkiewicza i Dadleza (2008) obejmuje utwory permomezozoiku na obszarze między uskokiem Grójca, monokliną mazursko-podlaską, granicą państwa a wałem świętokrzyskim (ryc. 1). Podobnie jak pozostałe niecki przylegające do antyklinorium środkowopolskiego (Aleksandrowski, 2017) została utworzona na przełomie kredy i paleogenu w wyniku inwersji bruzdy śródpolskiej (Krzywiec, 2002). Od antyklinorium środkowopolskiego oddziela ją strefa uskokowa Nowego Miasta–Iłży (Świdrowska i in., 2008). Uskok Grójca uaktywnił się w mezozoiku i miał mechanizm przesuwczy (Krzywiec, 2002, 2009a, 2017). Natomiast aktywna w mezozoiku strefa uskokowa Nowego Miasta–Iłży miała charakter zrzutowy i rozdzielała rejon bruzdy śródpolskiej od znacznie mniej mobilnego kratonu wschodnioeuropejskiego (Krzywiec 2009b, Krzywiec i in., 2009).

Utwory jury środkowej na obszarze północno-zachodniej części niecki puławskiej opisano na podstawie danych z 4 głębokich otworów wiertniczych zlokalizowanych wzdłuż jej przebiegu (Wilga IG 1, Magnuszew IG 1, Maciejowice IG 1 i Żyrzyn IG 1; ryc. 1). W podłożu jury środkowej występują tu utwory różnego wieku: jury dolnej (Wilga IG 1), triasu górnego (Magnuszew IG 1 i Maciejowice IG 1) oraz karbonu (Żyrzyn IG 1 ryc. 2). Luka stratygraficzna pomiędzy podłożem a utworami jury środkowej powiększa się w miarę przesuwania się na wschód i ma genezę sedymentacyjno-erozyjną. Jura środkowa we wszystkich otworach jest ograniczona do batonu i keloweju, a jej miąższość wynosi od 40,5 m (Żyrzyn IG 1) do 50,5 m (Wilga IG 1; Feldman-Olszewska, 2019). Utwory aalenu i bajosu pojawiają się stopniowo w miarę przemieszczania się od omawianego rejonu ku zachodowi, na obszar niecki płockiej, oraz ku południo-

wemu zachodowi, na obszar NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

PROFIL LITOLOGICZNY

Profil jury środkowej w otworze Wilga IG 1 rozpoczyna 1,2-metrowa warstwa ciemnoszarego iłowca, miejscami dolomitycznego, twardego, zbitego, z licznymi konkrecjami żelazistymi, przeważnie o średnicy 0,5–1,0 cm (Feldman-Olszewska, 2019). W pozostałych otworach profil rozpoczyna warstwa zlepieńca o miąższości od 0,1 m (Maciejowice IG 1; Fig. 31F w: Feldman-Olszewska, 2023), 0,3 m (Magnuszew IG 1; Niemczycka, 1973) do 1,0 m (Żyrzyn IG 1; ryc. 3H, 4G, H). W zlepieńcu występują otoczaki piaskowca wielkości do 1 cm, powleczone limonitem, rozproszony limonit, rozproszony drobny żwir kwarcowy oraz obtoczone klasty ilaste, konkrecje piritowe, ooidy żelaziste i liczne szczątki małży, a w otworze Żyrzyn IG 1 również polewy i pizoidy limonitowe oraz detryt zwęglonej flory. Spoiwo zlepieńca jest mułowcowo-piaszczysto-dolomityczne.

W otworze Magnuszew IG 1 bezpośrednio na zlepieńcu leży 1,9-metrowa warstwa dolomitu piaszczystego z ooidami żelazistymi oraz liczną fauną gruboskorupowych małży (ryc. 3G). Utwory te odpowiadają iłowcom z otworu Wilga IG 1 na zachodzie.

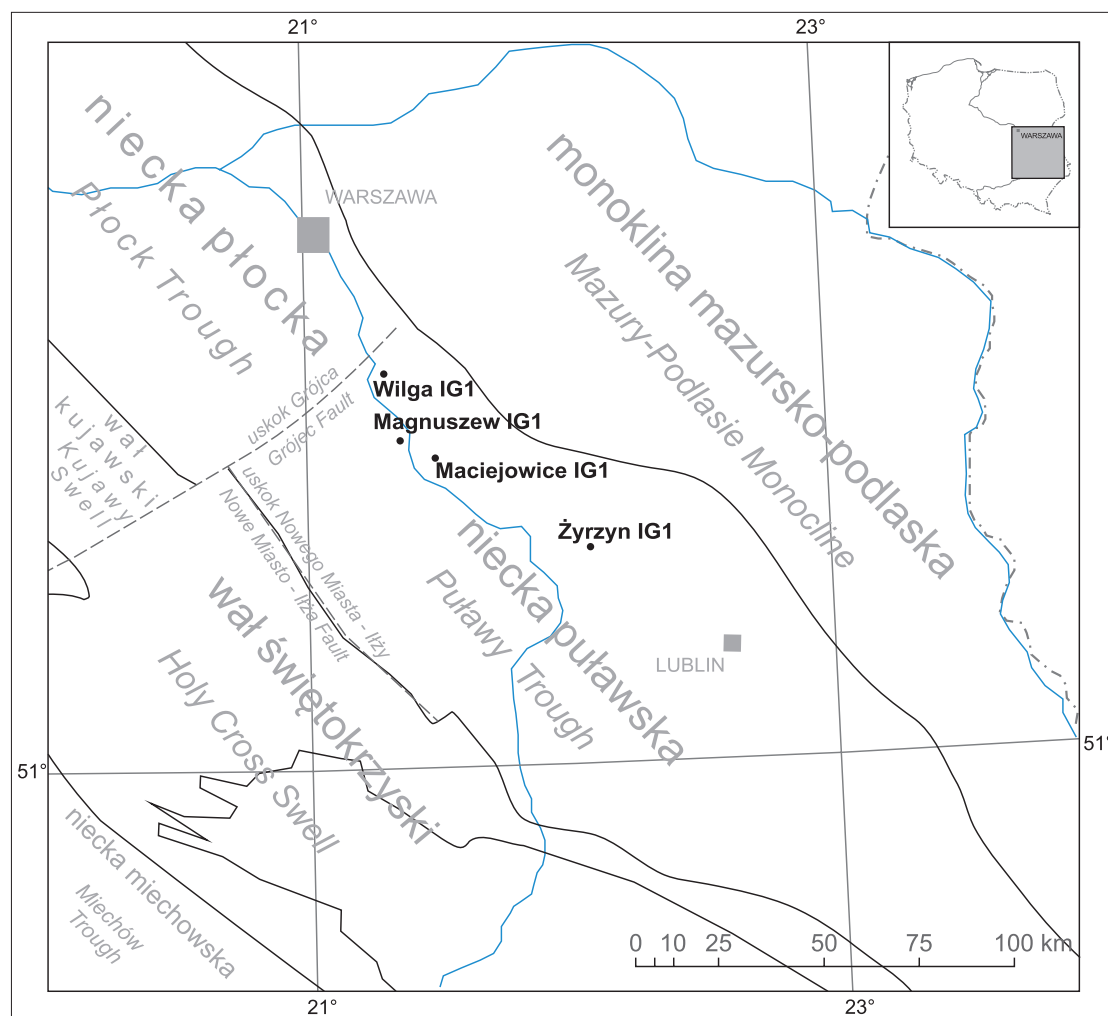
Powyżej w profilu Magnuszew IG 1 stwierdzono drugi poziom zlepieńca (ryc. 3F), który w profilu otworu Wilga IG 1 należy korelować z pojawiającą się powyżej iłowca 1,5-metrową warstwą wapienia organodetrytycznego. Ponad tymi wapieniami w otworze Wilga IG 1 występuje 5,6-metrowy kompleks utworów klastycznych, często dolomitycznych, reprezentowanych przez cykle o ziarnie malejącym ku górze. Każdy cykl w dolnej części rozpoczynają piaskowce

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; anna.feldman-olszewska@pgi.gov.pl; ORCID ID: 0000-0001-8870-5707

drobnoziarniste o warstwowaniu przekątnym wysokokątowym, podkreślonym materia łąstą lub o warstwowaniu zmarszczkowym. Ponad nimi są heterolity laminowane poziomo lub soczewkowo, a w górnej części masywne łąwce, często z pizoidami limonitowymi i nielicznymi zwęglonymi szczątkami roślinnymi (Feldman-Olszewska, 2019). Utworom tym zarówno w otworze Maciejowice IG 1, jak i Źyrzyn IG 1 odpowiada występujący bezpośrednio powyżej zlepieńca kompleks zdomolityzowanych piaskowców, wśród których przeważają piaskowce drobno- lub średnioziarniste, rzadziej z domieszką ziaren grubych i drobnego żwiru kwarcowego, często wapniste, miejscami z detrytem fauny, barwy jasnoszarej z odcieniem żółtawym od limonitu występującego w spoiwie, a niekiedy również w formie ooidów żelazistych (ryc. 3E, 4E; Fig. 32B–F w: Feldman-Olszewska, 2023). Ooidy żelaziste składają się z jądra i otoczki, którą tworzą tlenki i wodorotlenki żelaza (ryc. 4F). Jądro ooidu tworzą: fragmenty mszywiółów, szczątki szkarłupni, ziarna kwarcu i litoklasty. Zarówno limonit, jak i ooidy żelaziste są znacznie liczniejsze w otworze Źyrzyn IG 1 (ryc. 4E.). Piaskowce są masywne z nielicznymi skamieniałościami śladowymi *Ophiomorpha* isp. i *Bergaueria* isp. (Maciejowice IG 1; Fig. 31B, E, D w: Feldman-Olszewska, 2023) lub miejscami warstwowane przekątnie (Źyrzyn

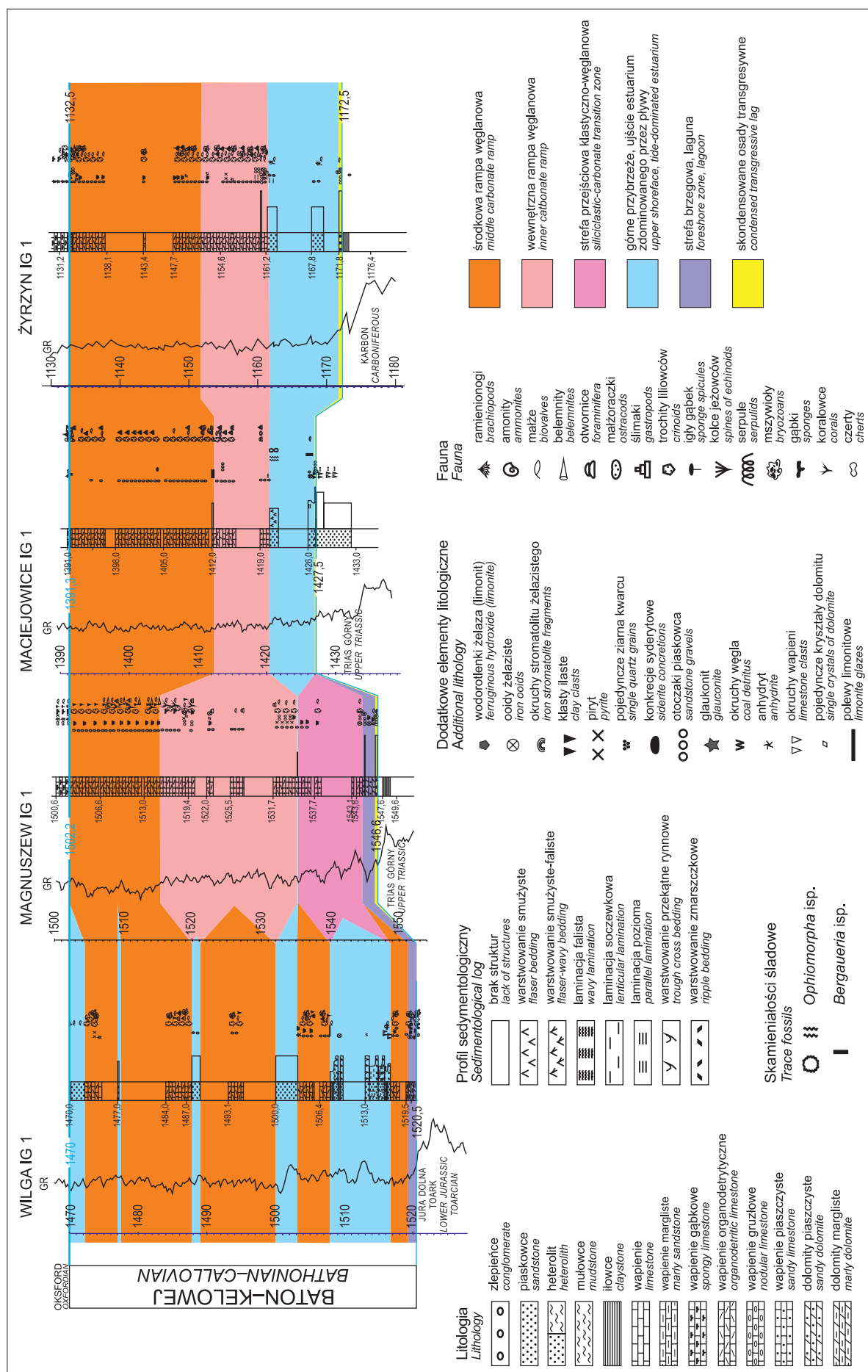
IG 1). W otworze Magnuszew IG 1 kompleks skał silikoklastycznych nie występuje – odpowiada mu 15-centymetrowa warstwa zlepieńca składającego się z otoczków piaskowcowych w otoczce limonitowej, tkwiących w spoiwie piaszczysto-dolomitowym, przykryta przez kompleks wapieni dolomitycznych o miąższości 10,25 m, piaszczystych, z drobnym detrytem szkarłupni, impregnowanych wodorotlenkami żelaza, oraz drobnych okruczków piaskowców w otoczce limonitowej (Niemczycka, 1973).

Powyżej opisanych utworów klastycznych we wszystkich czterech analizowanych profilach następuje zmiana facji na węglanową. Charakter granicy pomiędzy utworami klastycznymi a węglanowymi w poszczególnych profilach jest odmienny, ale zawsze ostro zaznaczony. W otworze Wilga IG 1 na powierzchni granicznej występuje polewa limonitowa o grubości 0,5 cm (Feldman-Olszewska, 2019). W otworze Magnuszew IG 1 jest to 10-centymetrowa warstwa piaskowca wapniste, dolomitycznego, z pojedynczymi konkrecjami żelazistymi (Niemczycka, 1973), a w Maciejowicach IG 1 kontakt pomiędzy piaskowcami a wapieniami jest ostry (Feldman-Olszewska, 2023). Również w otworze Źychlin IG 1 zaobserwowano 20-centymetrową warstwę zlepieńca złożonego z licznych konkrecji limonitowych wielkości 2–5 cm oraz licznych szczątków małży pokrytych

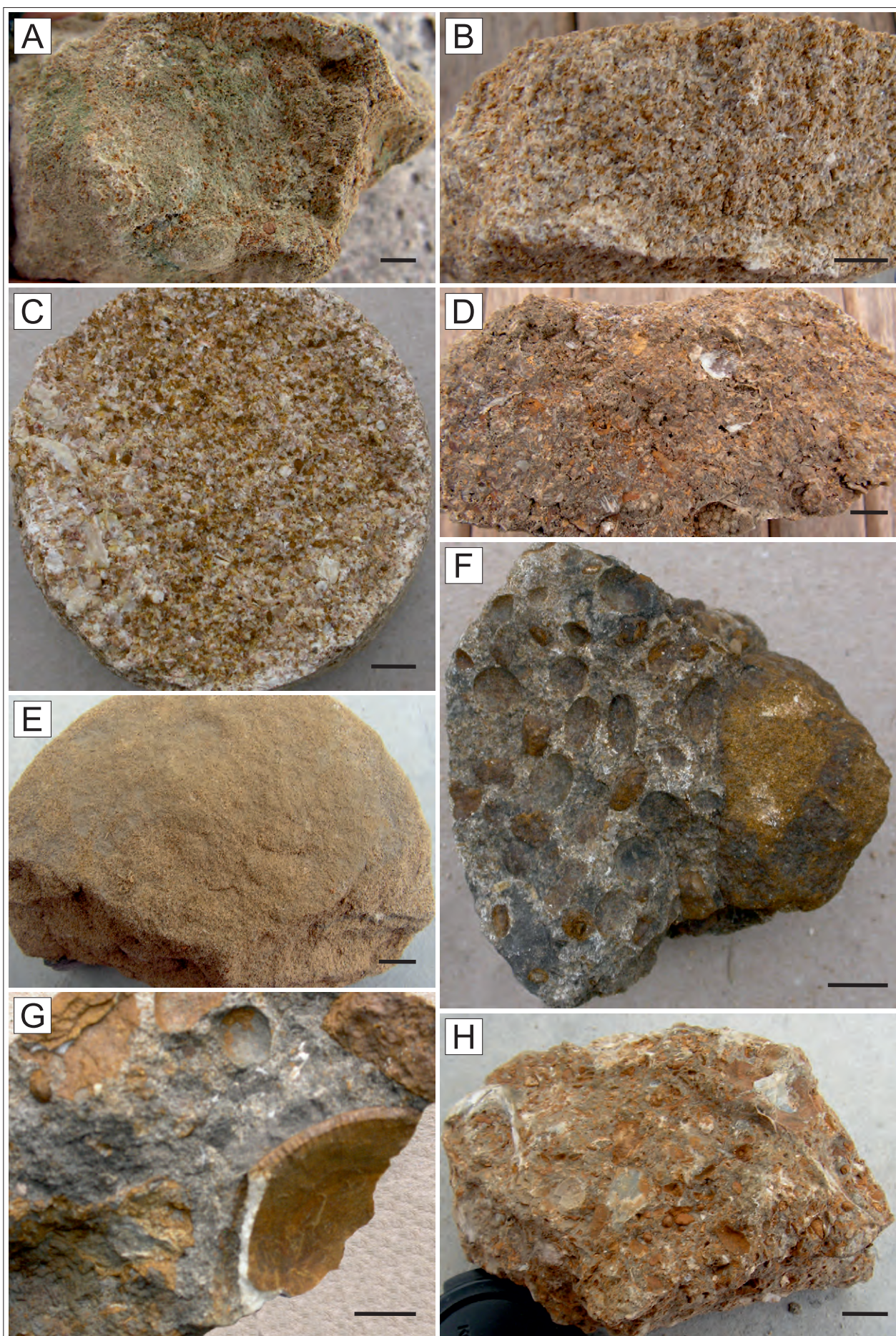


Ryc. 1. Mapa lokalizacyjna otworów wiertniczych na tle jednostek tektonicznych planu podkenozoicznego (wg Narkiewicz, Dadlez, 2008)

Fig. 1. Location map of boreholes against sub-Cenozoic tectonic units (after Narkiewicz, Dadlez, 2008)



Ryc. 2. Korelacja utworów jury środkowej w otworach Wilga IG 1, Maciejowice IG 1 i Żyrzyn IG 1



limonitem (oznaczono *Trigonia* sp. i *Chlamys* sp. – inf. arch. T. Niemczycka), z licznymi polewami limonitowymi, które występują w twardym spoiwie mułowcowo-dolomitycznym.

W wyższym odcinku profilu stopniowo ku górze oraz w kierunku wschodnim zaczyna dominować sedymentacja węglanowa. W otworze Wilga IG 1 obserwujemy jeszcze zazębianie się facji klastycznych i węglanowych (ryc. 2). Występują tu na przemian piaskowce drobnoziarniste, wapniste lub wapnisto-dolomityczne, barwy szarobrunatnej lub szarej, niekiedy z rozproszonym limonitem w spoiwie oraz wapienie organodetrytyczne, krynoidowe, barwy jasnoszarobieżowej, szarobrazowej lub szarej, zazwyczaj piaszczyste, często dolomityczne, ze szczątkami skorup małży oraz limonitem (Feldman-Olszewska, 2019). Ku górze profilu warstwy piaskowca stają się coraz cieńsze. W pozostałych profilach początkowo występują wapienie organodetrytyczne, piaszczyste, lekko dolomityczne, a wyżej czyste wapienie organodetrytyczne (ryc. 2). Są to wapienie krynoidowo-mszywiolowe, barwy od jasnoszarobieżowej do rdzawej, w zależności od ilości występującego w nich limonitu (ryc. 3B–D) – głównie greinstony, packstony i floatstony (rzadko wakstony) krynoidowo-mszywiolowe, o spoiwie sparytowym lub mikrosparytowym (ryc. 4A, B, D).

Wyniki badań szczątków szkarłupni w otworach Magnuszew IG 1 i Żyrzyn IG 1 wykazały obecność 6 gatunków isokrynidów oraz 1 gatunek cyrtokrynida (Salamon i in., 2021), a badane krynoidy są dobrze zachowane i nie wykazują śladów abrazji. Wśród bioklastów poza bardzo licznymi płytkami szkarłupni (ryc. 4A, D) i mniej licznymi mszywiolami (ryc. 4A–D) natrafia się na skorupki małży (ryc. 4A) oraz rzadziej na szczątki brachiopodów, jeżowców (ryc. 4C), ślimaków i rzadko otwornice oraz rurki serpul (ryc. 4B).

Limonit najczęściej jest rozproszony w spoiwie oraz impregnuje szczątki organiczne (mszywioly, płytki szkarłupni, kolce jeżowców; ryc. 4A). Analiza BSE próbek z wiercenia Maciejowice IG 1 (Feldman-Olszewska, 2023) wykazała, że skład występujących tu związków żelaza jest zawsze jednakowy i że jest to wodorotlenek żelaza (goethyt). W wapieniach występują również rozproszone, pojedyncze ziarna kwarcu oraz nieliczne autogeniczne kryształy dolomitu.

Profil jury środkowej kończy tzw. warstwa bulasta – skondensowany osad wapienia gruzłowego, organodetrytycznego, miejscami marglisty lub przekrystalizowany, barwy zielonoszarej, z glaukonitem (ryc. 3A), niekiedy z limonitem oraz fragmentami amonitów, belemnitów, brachiopodów, małży, krynoidów i gąbek.

STRATYGRAFIA

Dane biostratygraficzne datujące utwory jury środkowej w opisanych otworach są nieliczne. W otworze Maciejowice IG 1 pojedyncze egzemplarze otwornicy *Palaeomiliolina czestochoviensis* (Pazdro) oraz współwystępowanie otwornicy *Trocholina conica* (Schlumberger) i małżoraczka *Parariscus octoporalis* Błaszczyk datują dolny odcinek wapieni organodetrytycznych na baton (Feldman-Olszewska, 2023). Z najniższej części profilu otworu Magnuszew IG 1 (głęb. 1546,5 m) J. Smoleń oznaczyła otwornicę *Trocholina conica* (Schlumberger), która występuje od batonu (Smoleń, Iwańczuk, 2018). W środkowej części wapieni organodetrytycznych stwierdzono w tym otworze nieliczne otwornice *Lenticulina polonica* (Wiśniowski) i *Lenticulina pseudocrassa* Mjatiuk, wskazujące na kelowej (Bielecka, 1973), a w ich górnej części znaleziono amonita *Kosmoceras ornatum* (Schlotheim), diagnostycznego dla poziomu *athleta* górnego keloweju (Niemczycka, 1973).

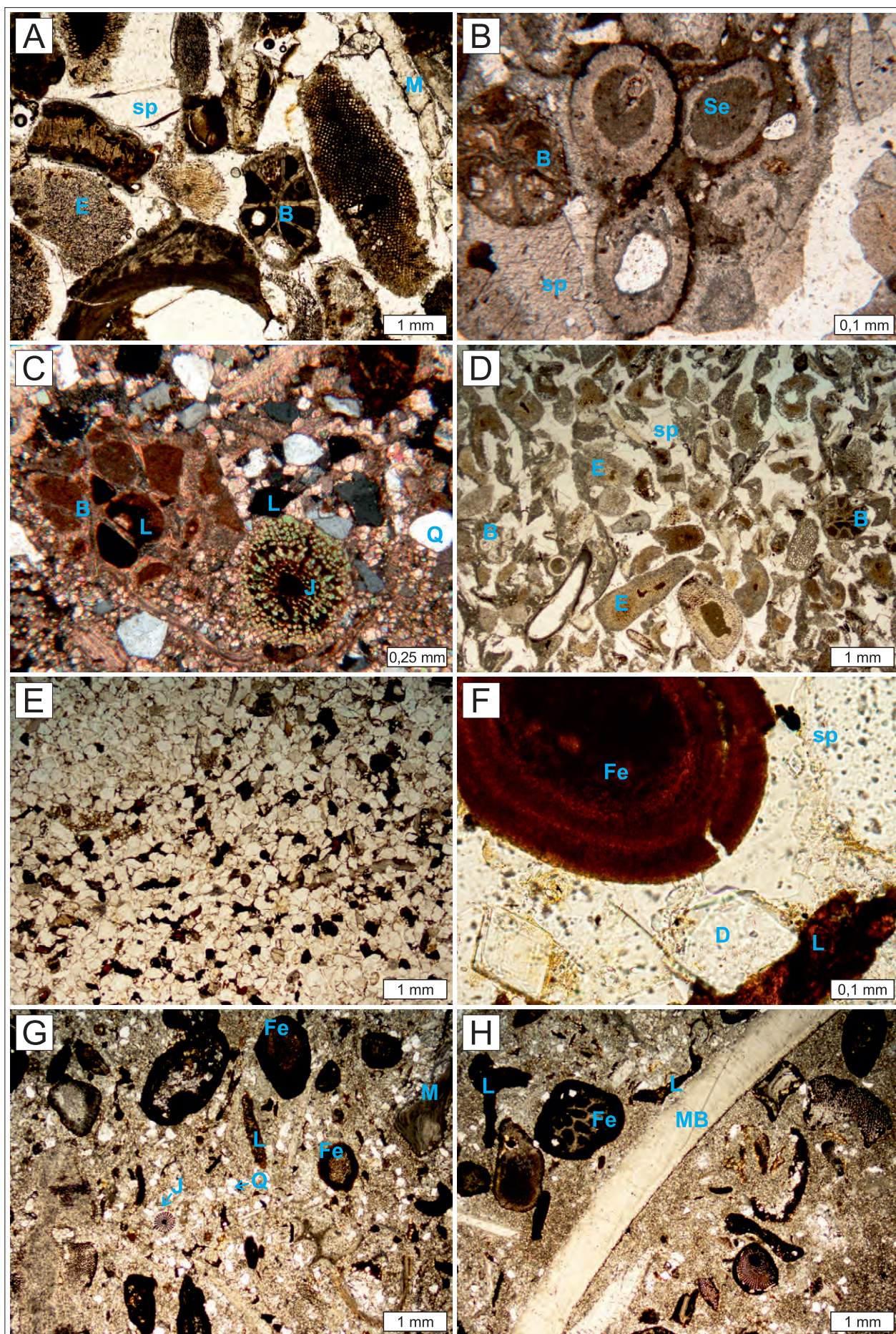
ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI

Związki żelaza, tak powszechnie obecne w utworach jury środkowej zachodniej części niecki puławskiej, są wynikiem wietrzenia laterytowego lądowych utworów drobnoziarnistych (Harder, 1989) i były dostarczone do basenu morskiego z pobliskiego lądu przez rzeki (Odin, 1988). W środowisku natlenionym i w warunkach bardzo ograniczonej dostawy materiału terygenicznego do basenu morskiego powstają utlenione związki żelaza (tlenki i wodorotlenki). Takie warunki często towarzyszą początkowej fazie transgresji na denudowany ląd, co może tłumaczyć obecność pól w wodorotlenków żelaza stwierdzonych w spągowych partiach omawianych osadów jury środkowej.

←

Ryc. 3. Fragmenty rdzeni wiertniczych jury środkowej z otworów Magnuszew IG 1 i Żyrzyn IG 1. Skala liniowa 1 cm: **A** – wapień piaszczysty z glaukonitem, limonitem i ooidami limonitowymi. Żyrzyn IG 1, głęb. 1132,8 m; **B** – wapień organodetrytyczny krynoidowy z licznym limonitem w przestrzeni porowej. Żyrzyn IG 1, głęb. 1149,85 m; **C** – wapień organodetrytyczny krynoidowy z limonitem. Magnuszew IG 1, głęb. 1510,35 m; **D** – wapień organodetrytyczny grubookruchowy, krynoidowy ze szczątkami muszli małży. Żyrzyn IG 1, głęb. 1151,6 m; **E** – piaskowiec drobnoziarnisty spojony limonitem. Żyrzyn IG 1, głęb. 1162,4 m; **F** – zlepienie z dobrze obtoczonych otoczków piaskowca w otoczce limonitowej, tkwiących w spoiwie piaszczysto-dolomitycznym. Magnuszew IG 1, głęb. 1544,75 m; **G** – dolomit piaszczysty ze zlimonityzowanymi muszlami gruboskorupowych małży. Magnuszew IG 1, głęb. 1546,4 m; **H** – zlepienie limonitowe składający się głównie z ooidów i pizoidów limonitowych oraz węglanowego i zlimonityzowanego detrytu fauny, tkwiących w spoiwie mułowcowo-piaszczysto-dolomitycznym. Żyrzyn IG 1, głęb. 1172,4 m

Fig. 3. Photographs of the Middle Jurassic cores from the Magnuszew IG 1 and Żyrzyn IG 1 boreholes. Linear scale 1cm: **A** – sandy limestone with glauconite, limonite and limonitic ooids. Żyrzyn IG 1 borehole, depth 1132.8 m; **B** – organodetrital crinoidal limestone with abundant limonite in pores. Żyrzyn IG 1 borehole, depth 1149.85 m; **C** – organodetrital crinoidal limestone with abundant limonite. Magnuszew IG 1 borehole, depth 1510.35 m; **D** – organodetrital crinoidal coarse-grained limestone with detritus of bivalves shells. Żyrzyn IG 1 borehole, depth 1151.6 m; **E** – fine-grained sandstone with limonitic cement. Żyrzyn IG 1 borehole, depth 1162.4 m; **F** – conglomerate with well-rounded sandstone pebbles with a limonitic cover in the sandy-dolomitic cement. Magnuszew IG 1 borehole, depth 1544.75 m; **G** – sandy dolomite with limonitized thick shells of bivalves. Magnuszew IG 1 borehole, depth 1546.4 m; **H** – limonitic conglomerate composed of limonitic ooids and pisoids and calcareous and limonitized detrital fauna embedded in a mudstone-sand-dolomitic cement. Żyrzyn IG 1 borehole, depth 1172.4 m



←

Ryc. 4. Zdjęcia mikroskopowe płytek cienkich skał środkowojurajskich z otworu Żyrzyn IG 1: **A** – wapień organodetrytyczny, greinston; widoczne są: liczne płytki szkarłupni (**E**) i fragment mszywiola (**B**) impregnowane limonitem (**L**), fragment muszli małża (**M**), spoiwo sparytowe (**sp**); głęb. 1149,9 m, kelowej; bez analizatora; **B** – wapień organodetrytyczny, greinston; widoczne są: przekroje przez rurkę serpulii (**Se**) i fragment mszywiola (**B**) w spoiwie sparytowym (**sp**); głęb. 1149,0 m, kelowej; bez analizatora; **C** – wapień organodetrytyczny, lekko piaszczysty, widoczne są: fragment mszywiola (**B**) wypełniony limonitem, kołec jeżowca (**J**), ziarna kwarcu (**Q**), limonit (**L**) w spoiwie mikrosparytowym, głęb. 1156,4 m, baton–kelowej, skrzyżowane nikole; **D** – wapień organodetrytyczny, greinston, składający się głównie z płytek szkarłupni (**E**) i pojedynczych mszywiolów (**B**), w spoiwie sparytowym (**sp**), głęb. 1157,4 m, baton–kelowej, bez analizatora; **E** – piaskowiec drobnoziarnisty z bardzo licznymi rozproszonymi ooidami limonitowymi, głęb. 1162,5 m, baton, bez analizatora; **F** – ooid z wodorotlenku żelaza (**Fe**), widoczne koncentryczne powłoki wokół jądra, w spoiwie sparytowym (**sp**) widać automorficzne kryształy dolomitu (**D**) oraz nieforemne nagromadzenie limonitu (**L**), głęb. 1162,5 m, baton, bez analizatora; **G** – zlepieniec limonitowy: w mułowcowo-wapnisto-limonitowym spoiwie tkwią ooidy limonitowe (**Fe**), kołec jeżowca (**J**), fragment muszli małża (**M**), drobne ziarna kwarcu (**Q**), głęb. 1173,15 m, baton, bez analizatora; **H** – zlepieniec limonitowy: w mułowcowo-wapnisto-limonitowym spoiwie tkwią ooidy limonitowe (**Fe**), rozciągnięte formy limonitu (zniszczone ooidy?), muszla ramienionoga (**MB**), pojedyncze drobne ziarna kwarcu, głęb. 1172,45 m, baton, bez analizatora

Fig. 4. Microscopic photographs of thin sections of the Middle Jurassic rocks from the Żyrzyn IG 1 borehole: **A** – organodetrital limestone, grainstone with numerous echinoid plates (**E**), fragment of a bryozoan (**B**) impregnated by limonite (**L**), fragment of a bivalve shell (**M**), sparite cement; depth 1149.9 m, Callovian; without analyser; **B** – organodetrital limestone, grainstone with a cross-section of a serpulid tube (**Se**) and a bryozoan fragment (**B**) in sparite cement (**sp**), depth 1149.0 m, Callovian; without analyser; **C** – organodetrital limestone, with a minor amount of quartz (**Q**), fragment of a limonite-filled bryozoan (**B**), echinoderm spine (**J**), and limonite (**L**) in micro-sparite cement, depth 1156.4 m, Bathonian-Callovian, crossed nicols; **D** – organodetrital limestone, grainstone composed mainly of echinoderm plates and single bryozoan fragments in sparite cement, depth 1157.4 m, Bathonian-Callovian, without analyser; **E** – fine-grained sandstone with numerous dispersed limonite ooids, depth 1162.5 m, Bathonian, without analyser; **F** – ooid composed of iron hydroxide (**Fe**) with concentric laminae around the nuclei, automorphic dolomite crystals (**D**) and irregular limonite concentrations are visible in sparite cement (**sp**), depth 1162.5 m, Bathonian, without analyser; **G** – limonitic conglomerate: muddy-calcareous-limonitic cement contains limonitic ooids (**Fe**), echinoid spine (**J**), fragment of a bivalve shell (**M**), and fine quartz grains (**Q**), depth 1173.15 m, Bathonian, without analyser; **H** – limonitic conglomerate: muddy-calcareous-limonitic cement contains limonitic ooids (**Fe**), elongate limonite forms (destroyed ooids?), brachiopod shell (**MB**), single fine quartz grains, depth 1172.45 m, Bathonian, without analyser

Natomiast genezę ooidów żelazistych stwierdzonych w dolnych odcinkach profili należy wiązać z warunkami długotrwałego przerabiania osadu bogatego w związki żelaza na powierzchniach omisyjnych (Gehring, 1989; Burkhalter, 1995). Zostały one osadzone w miejscu powstania lub były transportowane przez fale i prądy do osadów klastycznych przybrzeża górnego lub osadów rampy węglanowej.

Występujące wyżej piaskowce drobnoziarniste charakteryzuje obecność warstwowania przekątnego lub zmarszczkowego, małży oraz skamieniałości śladowych ichtnofacji *Skolithos* (*Ophiomorpha* isp., *Bergaueria* isp.). Cechy te są wskaźnikowe dla środowiska przybrzeża górnego morza epejrogenicznego, a także piaszczystych barier ujść estuarium zdominowanego przez pływy i pływiczny pływowy (Einsele, 1992; Dalrymple i in., 1992; Pemberton i in., 2001). Również cykle normalne utworów klastycznych, obserwowane w otworze Wilga IG 1, wpisują się w model ujścia estuarium zdominowanego przez pływy (Dalrymple i in., 1992).

Genezę wapieni stwierdzonych w środkowej i górnej części profilu należy wiązać ze środowiskiem rampy węglanowej. Według klasyfikacji mikrofacji rampy węglanowej (RMF; Flügel, 2010, Fig. 14.30) wapienie organodetrytyczne krynoidowo-mszywiolowe reprezentują RMF 7, a w klasyfikacji standardowej – mikrofację węglanową SMF 12-crin. Facje te reprezentują środowisko środkowej rampy węglanowej lub otwartą, morską część rampy wewnętrznej. Brak śladów abrazji krynoidów wskazuje na ich osadzenie niedaleko miejsca życia zespołów liliowców.

Warstwa bulasta występująca w stropie utworów jury środkowej, na pograniczu z jurą górną, jest skondensowanym osadem maksymalnego poziomu morza (Feldman-Olszewska i in., 2026)

WNIOSKI

Profil jury środkowej w otworach Wilga IG 1, Magnuszew IG 1, Maciejowice IG 1 i Żyrzyn IG 1 obejmuje utwory batonu i keloweju datowane na podstawie bardzo nielicz-

nych otwornic diagnostycznych i jednego amonita. Zlepieniec w spągu profilu dokumentuje pierwszą transgresję jury środkowej na obszar zachodniej części niecki puławskiej. Występują w nim liczne ooidy i pizoidy żelaziste, limonit oraz małże gruboskorupowe.

Ponad zlepieniem w dolnej części profilu dominują utwory piaskowcowe, zdolomityzowane, osadzone w środowisku płytkiego morza (górnego przybrzeża) lub ujścia estuarium zdominowanego przez pływy. Wyżej przechodzą one w dolomity piaszczyste powstałe prawdopodobnie w środowisku płytkiej laguny w ciepłym klimacie.

Rozwój transgresji i oddalanie się brzegu morskiego skutkowało osadzeniem się początkowo wapieni piaszczystych, lekko zdolomityzowanych w środowisku wewnętrznej rampy węglanowej, a następnie wapieni organodetrytycznych krynoidowo-mszywiolowych w środowisku środkowej rampy węglanowej lub też jej pogranicza z rampą wewnętrzną.

Autorka serdecznie dziękuje Prof. Andrzejowi Wierzbowskiemu za wnikliwą recenzję i cenne uwagi.

LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P. 2017 – Struktury mezozoiczne (staroalpejskie). [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), Atlas geologiczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny-PIB: 42.
- BIELECKA W. 1973 – Stratygrafia jury górnej na podstawie mikrofauny. [W:] Krassowska A. (red.), Magnuszew IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 4: 159–162.
- BURKHALTER R.M. 1995 – Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains). *Sedimentology*, 42: 57–74.
- DALRYMPLE R.W., ZAITLIN B.A., BOYD R. 1992 – Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62 (6): 1130–1146.
- EINSELE G. 1992 – Sedimentary basins. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg: 628.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 2019 – Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych jury środkowej i górnej. [W:] Waksmundzka M.I., Wójcik K. (red.), Wilga IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 157: 143–149.

- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 2023 – Jura. Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych. [W:] Waksmundzka M.I., Wójcik K. (red.), Wilga IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 167: 160–168.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A., GRABOWSKI J., IWAŃCZUK J., MALATA T., PIENKOWSKI G., WIERZBOWSKI A., WIERZBOWSKI H. 2026 – Jura. [W:] Peryt T.M. (red.), Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia: 477–548.
- FLÜGEL E. 2010 – Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin: 976.
- GEHRING A.U. 1989 – The formation of goethic ooids in condensed Jurassic deposits in northern Switzerland. [W:] Young T.P., Taylor W.E.G. (red.), Phanerozoic ironstones. Geological Society Special Publication, 46: 133–139.
- HARDER H. 1989 – Mineral genesis in ironstones: a model based upon laboratory experiments and petrographic observations. [W:] Young T.P., Taylor W.E.G. (red.), Phanerozoic ironstones. Geological Society Special Publication, 46: 9–18.
- KRZYWIEC P. 2002 – Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms, and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. EGS Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 233–258.
- KRZYWIEC P. 2009a – Budowa i mezozoiczno-kenozoiczna ewolucja przesuwczej strefy uskoku Grójca – wyniki interpretacji danych sejsmicznych. *Geologia*, 35 (2/1): 377–386.
- KRZYWIEC P. 2009b – Devonian–Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Tornquist-Teisseyre Zone in SE Poland – insight from seismic data interpretation. *Tectonophysics*, 475: 142–159.
- KRZYWIEC P. 2017 – Przekrój sejsmiczny przez strefę uskokową Grójca. [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), Atlas geologiczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny-PIB: 42.
- KRZYWIEC P., GUTOWSKI J., WALASZCZYK I., WRÓBEL G., WYBRANIEC S. 2009 – Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto–Zawichost Fault Zone, SE Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, 53 (1): 27–48.
- NARKIEWICZ M., DADLEZ R. 2008 – Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Przegląd Geologiczny*, 56: 391–397.
- NIEMCZYCKA T. 1973 – Wyniki badań stratygraficznych i litologicznych – Jura. [W:] Krassowska A. (red.), Magnuszew IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 4: 148–157.
- ODIN G.S. (red.) 1988 – Green Marine Clays. Development in Sedimentology. Oolitic ironstone facies, verdine facies, glaucony facies and celadonite-bearing facies – a Comparative Study. Elsevier, 45: 445.
- PEMBERTON S.G., SPILA M., PULHAM A.J., SAUNDERS T., MAC EACHERN J.A., ROBBINS D., SINCLAIR I.K. 2001 – Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems. Ben Nevis and Avalon reservoirs, Jeanne d’Arc Basin. *Short Course Notes*, 15: 343.
- SALAMON M.A., FELDMAN-OLSZEWSKA A., JAIN S., FERRÉ B.B.M., PASZCZA K., PŁACHNO B.J. 2021 – Substrate type and palaeodepth do not affect the Middle Jurassic taxonomic diversity of crinoids. *PeerJ*: e12017; <http://doi.org/10.7717/peerj.12017>
- SMOLEN J., IWAŃCZUK J. 2018 – Foraminiferal biostratigraphy of the Middle and Upper Jurassic of the Polish Lowlands: the state of art. *Geological Quarterly*, 62 (2): 257–286.
- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M., POLUHTOVIČ B., SEGHEDI A., VIŠŇÁKOV I. 2008 – Evolution of the Mesozoic basins on the southwestern edge East European Craton (Poland, Ukraine, Moldavia, Romania). *Studia Geologica Polonica*, 130.

Praca wpłynęła do redakcji 4.08.2026 r.

Akceptowano do druku 18.08.2026 r.