



## Skąły syderytowe jury środkowej Kujaw – studium petrologiczne

Anna Maliszewska<sup>1</sup>, Aleksandra Kozłowska<sup>2</sup>, Marta Kuberska<sup>2</sup>



A. Maliszewska    A. Kozłowska    M. Kuberska

The Middle Jurassic sideritic rocks of the Kujawy area – petrological study. *Prz. Geol.*, 66: 240–251.

*A b s t r a c t.* The paper presents the results of new mineralogical and petrographic analyses of Middle Jurassic sideritic rocks in the Kujawy area. The scope of the research has been extended to the Ciechocinek–Brześć Kujawski–Wojszyce zone, where clayey and sandy siderites and sideritic coquina form only inserts in siliciclastic rocks. Early diagenetic sideroplesite and mesodiagenetic sideroplesite, Fe-dolomite, ankerite, pistomestite and calcite occur among carbonate minerals. They are accompanied by an early diagenetic green mineral called chamosite and identified as berthierine in the XRD analysis. The richest mineral composition occurs in the sideritic

coquina containing various shell elements, often also ooids. It is suggested that the formation of the coquina in the Kłodawa–Łęczyca anticline area was caused by saline movements of the Cimmerian orogeny. The start-up and blending of salt masses and the rock fracture contributed to the intensive circulation of mineralizing solutions and the development of diagenetic processes, especially the replacement of unstable components and the cementation of Jurassic sediments throughout the Kujawy area.

**Keywords:** sideritic rocks, diagenesis, Middle Jurassic, Kujawy area

Skąły syderytowe tworzą konkracje i warstwy w morskich, silikoklastycznych osadach jury środkowej centralnej Polski. Na Kujawach zostały one rozpoznane w rejonie Łęczyca oraz w strefie Ciechocinek–Brześć Kujawski–Wojszyce (ryc. 1). Największe nagromadzenie warstw syderytów, występujące na zboczach antykliny kłodawsko-łęczyckiej, zostało udokumentowane jako złożo rud żelaza (Znosko, 1957a, b, 1958). Zawartość żelaza w syderytach oszacowano na 17–37% i uznano za zbyt ubogą, by nadawała się do eksploatacji. Równolegle prowadzono badania petrograficzne skąły syderytowych, jednak sprowadzały się one głównie do określenia składu mineralnego (Turnau-Morawska, 1961; Maliszewska, 1997, 1998, 1999; Dadlez, 2002), co wynikało przede wszystkim z ograniczonych wówczas możliwości instrumentalnych. Obecnie badania petrologiczne mają do dyspozycji wiele różnych metod analitycznych, pozwalających lepiej scharakteryzować skład mineralny i określić genezę mineralizacji osadów.

Celem badań jest szczegółowe rozpoznanie składu mineralnego skąły syderytowych jury środkowej Kujaw za pomocą dostępnych obecnie metod instrumentalnych, jak mikroskopia optyczna i elektronowa, analiza chemiczna w mikroobszarze, analiza katodoluminescencyjna, analiza inkluzji fluidalnych, analiza rentgenowska i oznaczenia trwałych izotopów pierwiastków lekkich, a także określenie warunków tworzenia się syderytów na tle historii diagenety osadów jury dolnej i środkowej.

### METODY BADAŃ

Zbadano 27 próbek syderytów pobranych z antykliny kłodawsko-łęczyckiej oraz 37 próbek ze strefy Ciechocinek–Brześć Kujawski–Wojszyce (ryc. 1). Ponadto zbada-

no liczne próbki skąły towarzyszących syderytom. Ich wiek określono jako bajos dolny i górny oraz baton dolny i środkowy (Feldman-Olszewska, 2005).

Próbki skąły syderytowych poddano badaniom w mikroskopie polaryzacyjnym – obserwowano 65 płytek cienkich odkrytych o wypolerowanej powierzchni. 40 próbek poddano badaniom katodoluminescencyjnym w aparaturze typu CCL 8200 mk3 firmy Cambridge Image Technology Ltd., sprzężonej z mikroskopem Optiphot firmy Nikon. Wyniki tej analizy okazały się pomocne w rozpoznawaniu odmian Mn- i Fe/Mn-kalcytu, fosforanów oraz kaolinitu (Marshall, 1988; Sikorska, 2005).

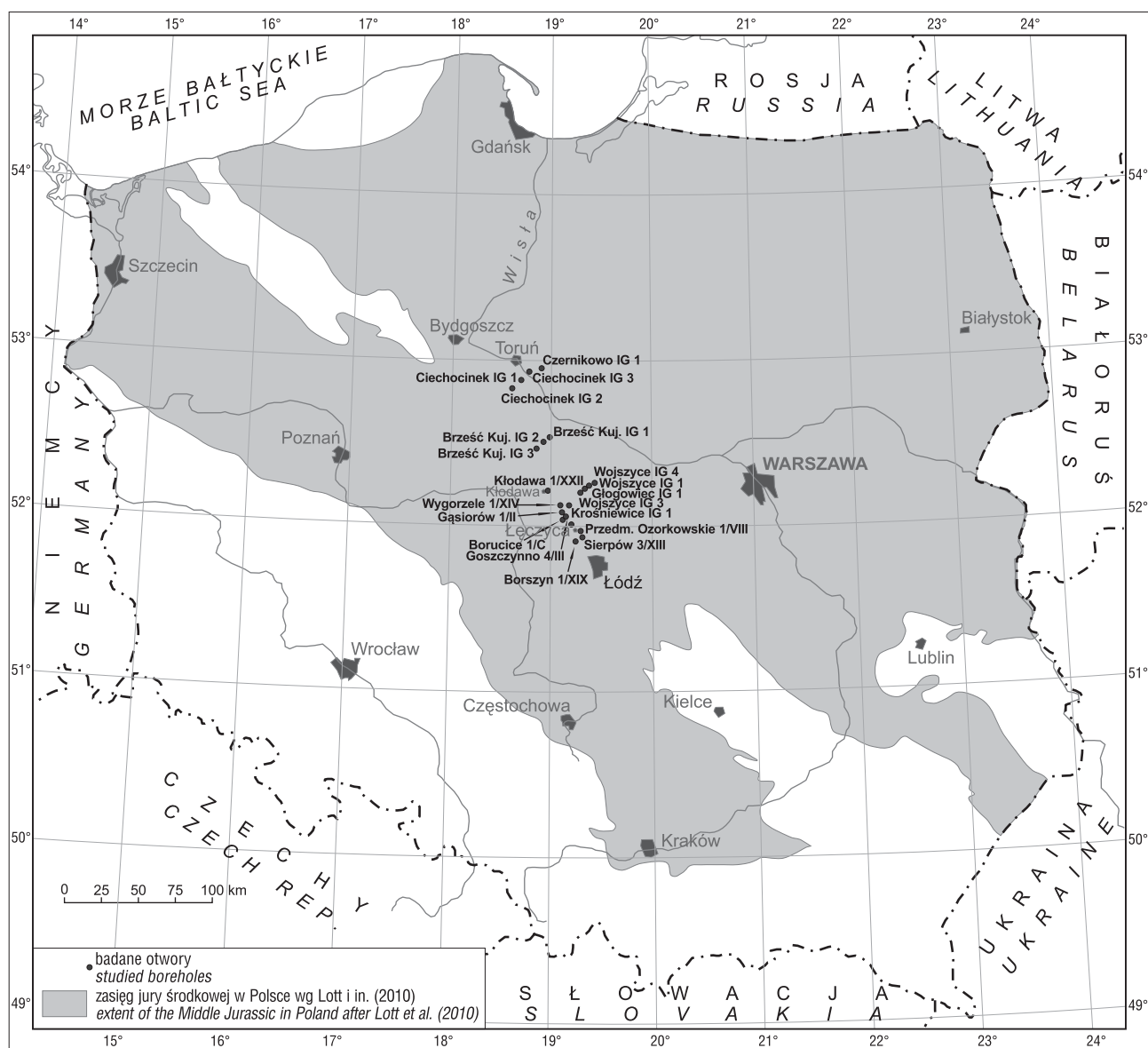
Badania skaningowe (SEM) i mikrosonda energetyczną (EDS ISIS) przeprowadzono pod mikroskopem typu 2430 firmy LEO, sprzężonym z mikrosonda rentgenowską. Analizowano płytki napyłone węglem, badano również odłupki skalne napyłone złotem. Wyniki analiz chemicznych uzyskane w mikrosondzie przeliczono na skład mineralny.

Analizy inkluzji fluidalnych w cementach wykonano na 10 próbkach skąły węglanowych, z zastosowaniem urządzenia Fluid Inc. System (prod. USA), sprzężonego z mikroskopem Leitz-Ortoplan. Temperatury homogenizacji (Th) określono w procesie grzania inkluzji dwufazowych.

Badania rentgenowskie próbek syderytów wykonano na dyfraktometrze rentgenowskim firmy Philips PW 1840 w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego. W 6 próbkach skąły, bogatych w zielony minerał, zwany szamozytem, zbadano skład mineralny ich frakcji ilastej, w preparatach orientowanych w stanie powietrzno-suchym, po glikolowaniu i prażeniu w temperaturze 550°C przez jedną godzinę. Celem tego badania była identyfikacja szamozytu.

<sup>1</sup> Emerytowany pracownik Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, Warszawa.

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; aleksandra.kozlowska@pgi.gov.pl; marta.kuberska@pgi.gov.pl.



Ryc. 1. Zasięg jury środkowej w Polsce wg Lott i in. (2010) wraz z lokalizacją otworów wiertniczych na Kujawach  
 Fig. 1. Extent of the Middle Jurassic in Poland after Lott et al. (2010) with location of boreholes in Kujawy

W 11 próbkach syderytów oznaczono izotopy węgla i tlenu. Badanie wykonano na zmodyfikowanym spektrometrze mas MI w Instytucie Fizyki Uniwersytetu im. Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie.

## WYNIKI BADAŃ

Wśród badanych skał syderytowych wyróżniono dwie odmiany:

- muszlowce syderytowe – skały o urozmaiconym składzie mineralnym, w których obok syderoplesytu może występować Fe-dolomit, ankeryt, pistomesyt i kalcyt – najczęściej zawierają też berthieryn;
- syderyty ilaste i ilasto-piaszczyste – skały, w których występuje głównie jeden węglan żelaza (syderoplesyt) – na ogół nie zawierają berthierynu.

### Muszlowce syderytowe

Muszlowce syderytowe są skałami na ogół zwięzłymi, o barwie brunatnej lub szarobrunatnej. Bioklasty zdecydowanie przeważają w nich nad węglanowymi i ilastymi

składnikami spoiwa. Mają strukturę organodetrytyczną, teksturę kierunkową, zaznaczoną równoległym ułożeniem okruchów muszli (ryc. 2A), lub bezładną. Na Kujawach występują muszlowce węglanowo-piaszczyste (ryc. 2B) i węglanowo-ilaste, miejscami zlepieńcowate. Głównymi składnikami muszlowców są bioklasty (52–79% obj.), reprezentowane przez węglanowe fragmenty muszli małżów, elementy szkieletowe szkarłupni i rurki serpul. Podrzędnie występują skorupki otwornic i ślimaków, jeszcze rzadziej – fragmenty gałązek mszywiolów i kolonii glonów. Wyniki badań bioklastów w katodoluminescencji dowodzą, że większość z nich świeci w barwach ciemno- lub brunatnopomarańczowych bądź wykazuje brak luminescencji (ryc. 2C, D). Rzadziej obserwowano luminescencję bioklastów w barwach żółtych lub żółtopomarańczowych.

Rezultaty analizy w mikrosondzie elektronicznej wskazują, że luminescencją ciemnopomarańczową lub brunatną odznaczają się skorupki złożone z Fe/Mn-kalcytu, barwy żółte i żółtopomarańczowe są charakterystyczne dla Mn/Fe-kalcytu, natomiast brak luminescencji występuje

niekiedy wobec znacznej przewagi żelaza nad manganem w kalcytynie oraz w Fe-dolomicie (Marshall, 1988). Niektóre nieluminescencyjne skorupki miały skład ankerytu. Miejscami pustki w bioklastach zostały wypełnione składnikami spoiwa – minerałami węglanowymi lub berthierynem (ryc. 2E, F). W pustkach bioklastów obserwowano mikryt kalcytowy lub syderoplesytowy, drobniejsze elementy szkieletowe, a miejscami również ooidy.

Ooidy obecne w muszłowcach (1–46% obj.) są najczęściej zbudowane z jasnozielonego lub oliwkowego berthierynu. Zwykle są ziarnami owalnymi, rzadziej kulistymi, o średnicy 0,1–0,6 mm. W ich jądrach tkwią drobne bioklasty, ziarna kwarcu lub kryształki pirytu. Korteks ooidów berthierynowych wykazuje delikatnie zarysowaną budowę koncentryczną (ryc. 2G). Berthieryn z ooidu muszłowca, badany w EDS w czterech punktach (Borszyn 1/XIX, głęb. 186,2 m) miał następujący skład chemiczny: 24,17–25,99% wag. Fe; 11,54–11,98% Si; 9,18–9,72% Al; 33,49–34,20% O; 0,008–0,56% Na; 1,58–1,71% Mg; 0,19–0,52% K; 0,40–0,62% Ca; 0,09–0,96% Ti; 0,01–0,05% Cr oraz 0,00–0,07% Mn.

Ooidy ilaste często ulegały karbonatacji. Berthieryn został w nich zastąpiony przez Fe-dolomit, ankeryt (ryc. 2H), syderoplesyt lub przez Fe/Mn-kalcyt, częściowo także przez piryt. W ten sposób powstały ziarna węglanowe z częściowo zachowaną budową koncentryczną i ziarna bez śladów pierwotnej budowy wewnętrznej. W niektórych próbkach muszłowców ooidy berthierynowe i berthierynowo-węglanowe występują wspólnie z ooidami węglanowymi. Odnaczają się wtedy takimi samymi rozmiarami i kształtami – stąd wniosek, że wszystkie ooidy węglanowe były wcześniej ooidami ilastymi. W niektórych ooidach są widoczne robakowate agregaty kaolinitu (20,11% Al; 21,96% Si; 0,06% K; 0,04% Ca; 42,94% O – próbka z otworu Gąsiorów 1/II, głęb. 233,0 m). Miejscami obserwowano ooidy barwy oliwkowej, wykazujące w analizie CL białawą luminescencję (ryc. 3A, B). Na podstawie badań w mikrosondzie elektronowej stwierdzono, że są

złożone z fosforanu wapnia (56,44% wag. CaO; 40,97% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – próbka z otworu Borszyn XIX, głęb. 185,11 m). Fosforany dostrzeżono także w muszłowcach w postaci okruchów i drobnych skupień. Na rycinie 3C, D jest widoczny podłużny, brunatny okruch fosforanowy (peloid?), świecący jasnofioletowym światłem w CL.

W materiale detrytycznym muszłowców występują także drobne ziarna kwarcu, nieliczne intraklasty syderytów, blaszki łyteczników i zwęglone szczątki roślinne. Materiał ziarnowy jest scementowany mikrosparą syderoplesytowym (ryc. 4), zawiera też drobnokrystaliczny ankeryt (ryc. 5), Fe-dolomit, pistomesyt (ryc. 6), a także pelityczny berthieryn, illit i kaolinit (ryc. 7) oraz piryt (ryc. 8). Zawartość minerałów węglanowych w spoiwie muszłowców waha się w granicach 10–30% obj., a minerałów ilastych w granicach 3–28% obj. Znosko (1957b) odnotował pojawianie się miejscami wapieni zoogenicznych typu muszłowców, lecz nie zawierających syderytu lub ubogich w ten minerał. Skały syderytowe często są pocięte żyłkami wypełnionymi minerałami węglanowymi, kaolinitem, a nawet kruszcami (ryc. 3E, F).

W profilach złoża łączyckiego muszłowce są wszechobecne, natomiast w profilach ze strefy Ciechocinek–Brześć Kujawski–Wojszyce występują sporadycznie. Według Znoski (1957a, b, 1958, 1969) jest to wynikiem nierównomiernego rozmieszczenia śródformacyjnej przeróbki osadów morskich bogatych w szczątki fauny pod wpływem pulsacyjnego wznoszenia się wysadów solnych.

### Syderyty ilaste i piaszczyste

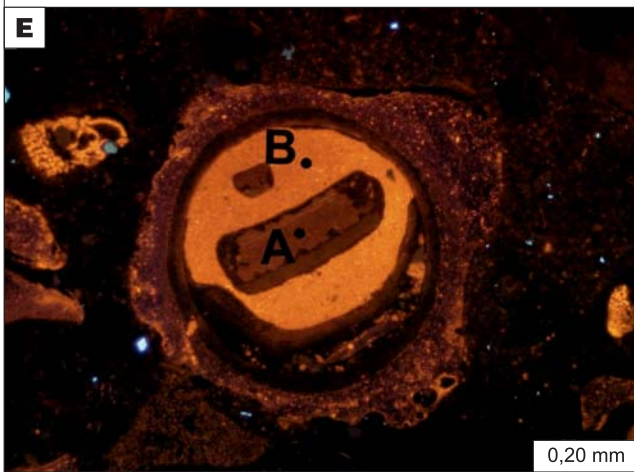
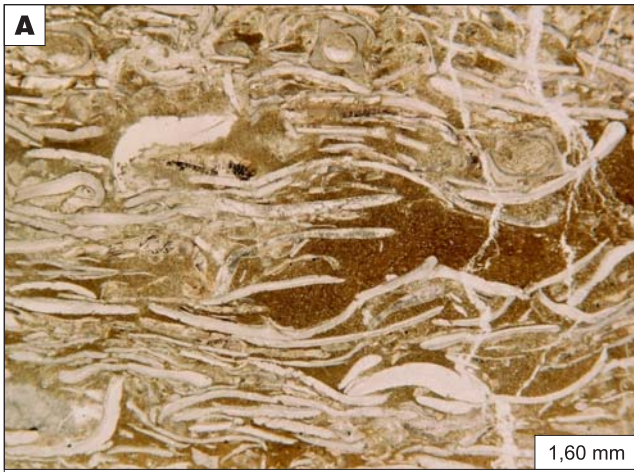
Syderyty ilaste i piaszczyste są związane o barwie ciemnobrunatnej (ryc. 3G). Zawierają 62–86% obj. syderoplesytu, 10–30% pelitu ilastego, impregnowanego miejscami materią organiczną lub wodorotlenkami żelaza, 3–20% ziaren kwarcu oraz akcesorycznie ziarna skaleni, blaszki łyteczników, zwęglone szczątki roślinne i skupienia pirytu. W niektórych próbkach dostrzeżono drobne bioklasty kal-

→

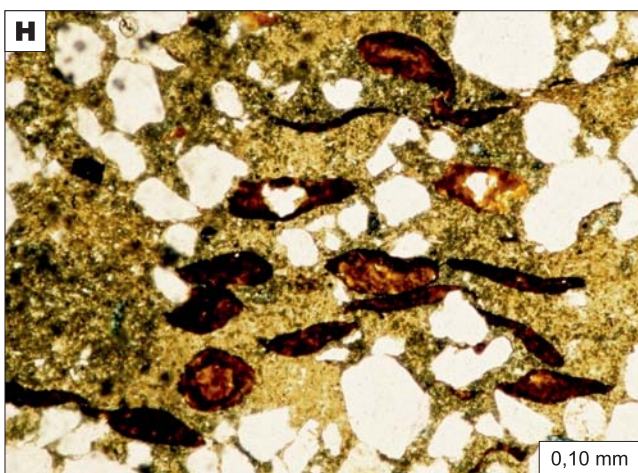
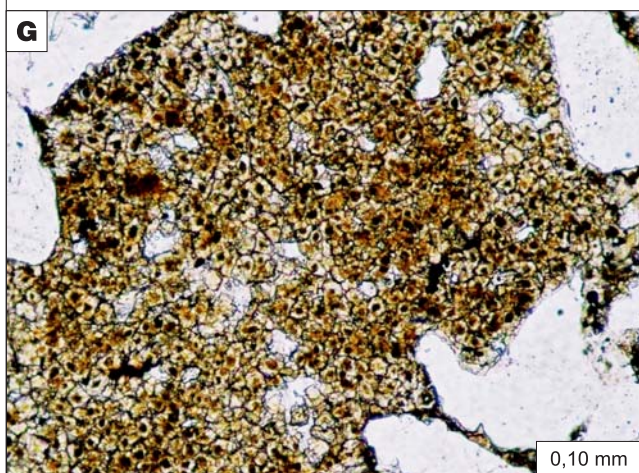
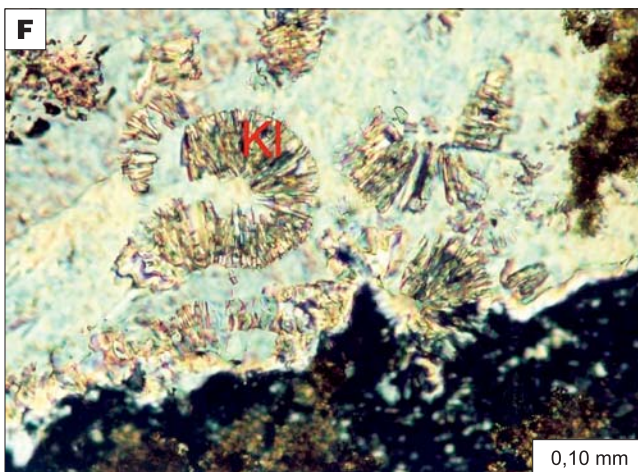
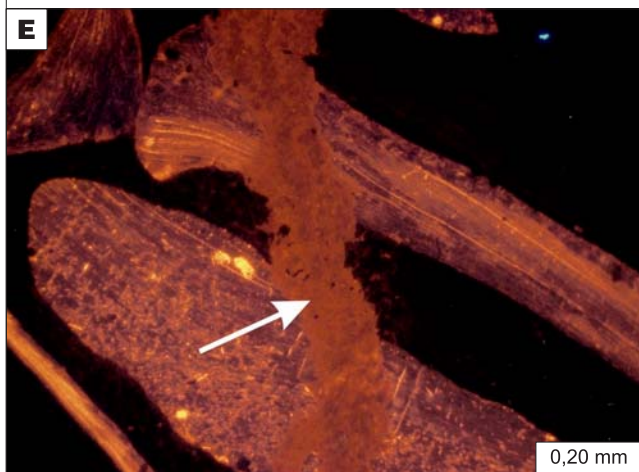
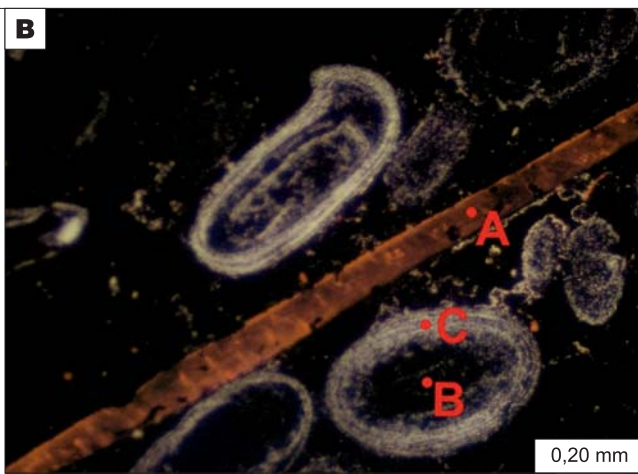
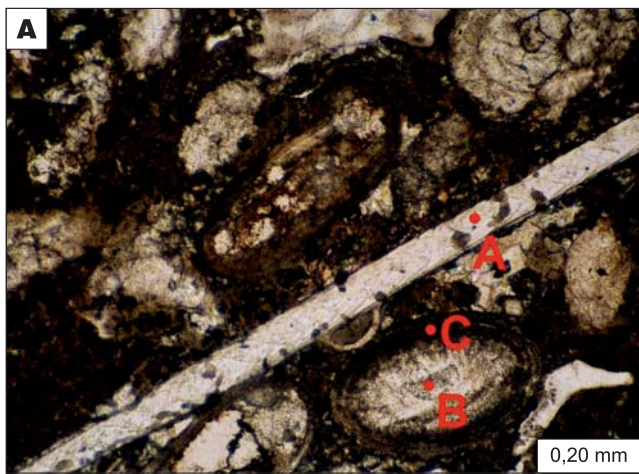
**Ryc. 2. A** – Muszłowiec syderytowy o gęstym upakowaniu fragmentów muszli; widoczne brązowe skupienie syderoplesytu. Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 184,0 m, bez analizatora; **B** – Ilasto-piaszczysty muszłowiec syderytowy. Otwór Ciechocinek IG 2, głęb. 1355,2 m, bez analizatora; **C** – Muszłowiec syderytowy. Między skorupkami małżów widoczny ukośny przekrój przez kolec jeżowca (strzałka). Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 180,9 m, bez analizatora; **D** – Muszłowiec z fot. C w obrazie CL. Brunatnopomarańczowa barwa luminescencji skorupki wskazuje na przewagę żelaza nad manganem w kalcytynie. W kolcu jeżowca na żółtopomarańczowo świeci Mn/Fe-kalcyt; **E** – Fragment rurki serpulii w obrazie CL. Widoczny brunatnoświecący Fe/Mn-kalcyt rurki i wypełnienie pustki żółtoświecącym Mn/Fe-kalcytem. A, B – punkty analiz w mikrosondzie EDS. Otwór Kłodawa 1/XIV, głęb. 294,3 m; **F** – Fragment skorupki ślimaka wypełnionej berthierynem. Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 180,2 m, bez analizatora. **G** – Ooidy berthierynowe o budowie koncentrycznej w muszłowcu o spoiwie syderoplesytowym. W środkowej części fotografii jest widoczne obleczone ziarno złożone z dwóch ooidów. Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 185,1 m, bez analizatora; **H** – Fragment muszłowca syderytowego z ooidami wypełnionymi ankerytem. A – punkt badania w mikrosondzie EDS. Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 177,2 m, nikole skrzyżowane

**Fig. 2. A** – Dense packing of shell fragments in sideritic coquina; brownish sideroplesite concentration. Borszyn 1/XIX borehole, depth 184.0 m, one polar; **B** – Sideritic clayey-sandy coquina. Ciechocinek IG 2 borehole, depth 1355.2 m, one polar; **C** – Sideritic coquina; a diagonally section through an echinoid spine inherent between bivalve shells (arrow). Borszyn 1/XIX borehole, depth 180.9 m, one polar; **D** – Sideritic coquina from photo C in CL image. Brownish-orange luminescence of shells indicates predominance of iron over manganese in calcite. Yellow-orange luminescence of Mn/Fe-calcite in an echinoid spine; **E** – Fragment of a serpulid tube in CL image. Brownish luminescence of tubes' Fe/Mn-calcite and yellow luminescence of Fe/Mn-calcite filling the void. Kłodawa borehole, depth 294.3 m; **F** – Fragment of a gastropod shell filled with berthierine. Borszyn 1/XIX borehole, depth 180.2 m, one polar; **G** – Berthierine ooids with concentric lamellae in coquina with sideroplesite cement. Coated grain composed of two ooids in the central part of photo. Borszyn 1/XIX borehole, depth 185.1 m, one polar; **H** – Fragment of sideritic coquina with ooids filled with ankerite. A – Point of EDS analysis. Borszyn 1/XIX borehole, depth 177.2 m, crossed polars











←

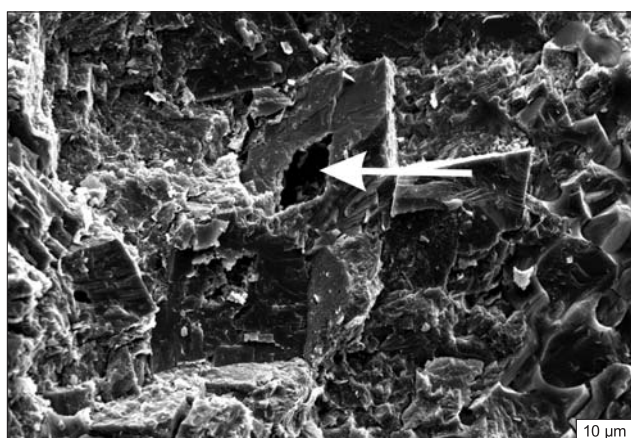
**Ryc. 3.** A – Muszlowiec syderytowy z ooidami fosforanowymi ulegającymi ankerityzacji. A, B, C – punkty analiz w mikrosondzie EDS. Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 185,1 m, bez analizatora; B – Muszlowiec z fot. A, obraz w CL. Punkt A – Fe/Mn-kalcyt we fragmencie muszli, B – ankeryt w centrum ooidu, C – białawo świecący fosforan w korteksie ooidu; C – Brunatny okrucz fosforanowy (peloid?, strzałka) w muszlowcu. Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 189,9 m, bez analizatora; D – Okrucz z fot. C, obraz w CL. Fosforany świecą w barwie jasnioletowej, tło syderoplesytowe i bioklasty nie świecą; E – Mikrożyłka kalcytowa w muszlowcu (strzałka), obraz w CL. W skorupkach i w żyłce jest widoczny Fe/Mn-kalcyt świecący na brunatnopomarańczowo, tło syderoplesytowe nie świeci. Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 184,0 m; F – Fragment szczeliny w syderycie ilastym, wypełnionej ankeritem i robakowatym kaolinitem. Otwór Brześć Kujawski IG 1, głęb. 811,1 m, nikole skrzyżowane; G – Syderyt ilasto-piaszczysty; w centrach drobnych romboedrów syderoplesytu tkwią brunatne wodorotlenki żelaza. Otwór Gąsiorów 1/II, głęb. 243,7 m, bez analizatora; H – Spłaszczone ooidy berthierynowo-getytowe w piaskowcu syderytowym. Otwór Wojszyce IG 3, głęb. 570,0 m, bez analizatora

**Fig. 3.** A – Sideritic coquina with phosphate ooids replaced by ankerite. A, B, C – Points of EDS analyses. Borszyn 1/XIX borehole, depth 185.1 m, one polar; B – Coquina from photo A in CL image. Point A – Fe/Mn-calcite building a shell fragment, B – Ankerite in the centre of an ooid, C – Whitish luminescence of phosphate in ooid cortex; C – Brownish phosphoclast (peloid?, arrow) in coquina. Borszyn 1/XIX borehole, depth 189.9 m, one polar; D – The phosphoclast from photo C in CL image. Light violet luminescence of phosphates; non-luminescent sideroplesite background and bioclasts; E – Calcite micro-vein in coquina (arrow) in CL image. Brownish-orange luminescence of Fe/Mn-calcite in shells and veinlet, non-luminescent sideroplesite background. Borszyn 1/XIX borehole, depth 184.0 m; F – Part of fissure filled with ankerite and vermiform kaolinite in a clayey siderite. Brześć Kujawski IG 1 borehole, depth 811.1 m, crossed polars; G – Clayey-sandy siderite; brownish iron hydroxides in the centre of small sideroplesite rhombohedra. Gąsiorów 1/II borehole, depth 243.7 m, one polar; H – Flattened berthierine-goethite ooids in sideritic sandstone. Wojszyce IG 3 borehole, depth 570.0 m, one polar



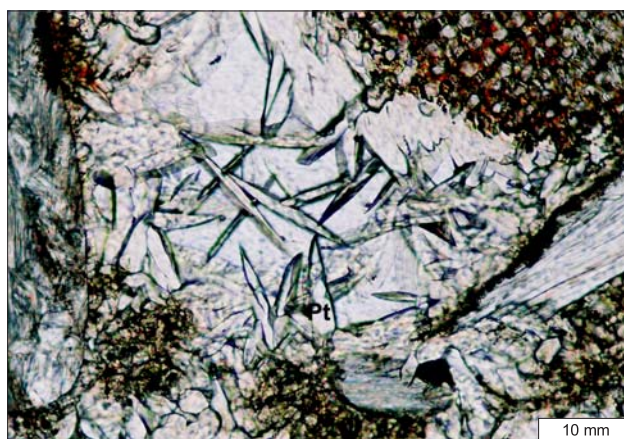
**Ryc. 4.** Romboedry syderoplesytu (pkt A1, A2) i hipidiomorficzne kryształy Fe-dolomitu (pkt A3) w spoiwie muszlowca; obraz w SEM. A1, A2, A3 – punkty analiz w mikrosondzie EDS. Otwór Przedmieście Ozorkowskie 1/VIII, głęb. 150,9 m

**Fig. 4.** Sideroplesite rhombohedra (points A1 and A2) and hipidiomorphic crystals of Fe-dolomite (point A3) in coquina cement; SEM image. A1, A2, A3 – points of EDS analyses. Przedmieście Ozorkowskie 1/VIII borehole, depth 150.9 m



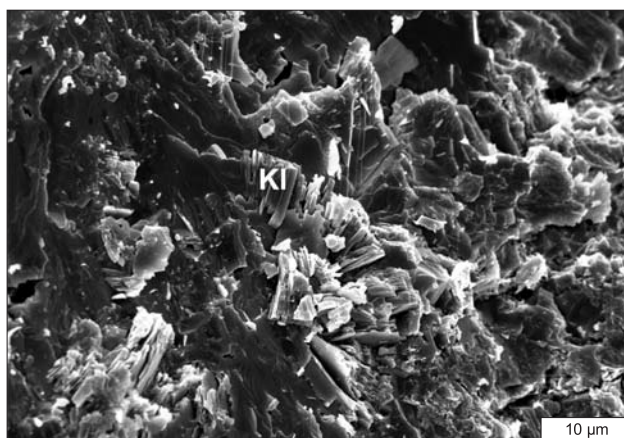
**Ryc. 5.** Rombodę po częściowo rozpuszczonym ankerycie (strzałka) w muszlowcu syderytowym; obraz w SEM. Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 177,0 m

**Fig. 5.** Partly dissolved ankerite rhombohedron (arrow) in sideritic coquina; SEM image. Borszyn 1/XIX borehole, depth 177.0 m



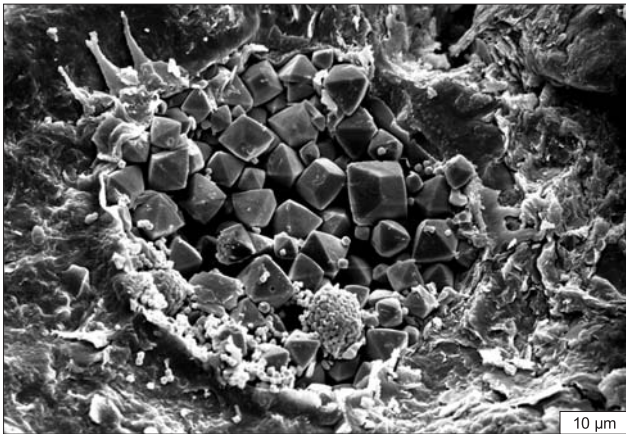
**Ryc. 6.** Silnie wydłużone romboedry pistomesytu (Pt) w muszlowcu syderytowym. Obraz spod mikroskopu polaryzacyjnego, bez analizatora. Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 184,0 m

**Fig. 6.** Strongly elongated pistomesite rhombohedra (Pt) in sideritic coquina. Polarizing microscope image, one polar. Borszyn 1/XIX borehole, depth 184.0 m



**Ryc. 7.** Robakowate skupienia płytek kaolinitu w muszlowcu syderytowym; obraz w SEM. Otwór Wygorzele 1/XIV, głęb. 228,4 m

**Fig. 7.** Accumulations of vermiform kaolinite plates in sideritic coquina; SEM image. Wygorzele 1/XIV borehole, depth 228.4 m

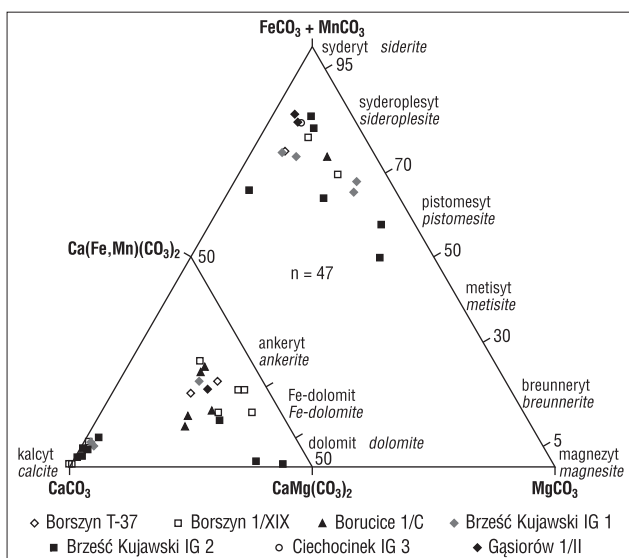


**Ryc. 8.** Framboidalne skupienia euhedralnych kryształów pirytu w muszlowcu syderytowym; obraz w SEM. Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 177,9 m

**Fig. 8.** Framboidal accumulations of euhedral pyrite crystals in sideritic coquina; SEM image. Borszyn 1/XIX borehole, depth 177.9 m

cytowe (skorupki otwornic, płytki szkarłupni, fragmenty muszli małżów), intraklasty syderytów ilastych lub ooidy. Główny składnik tych skał, syderoplesyt, występuje w postaci anhedralnych kryształów o rozmiarach mikrytu (1–4 μm). Osobniki mikrosparu (4–20 μm) lub, rzadziej występujące, spar ( >20 μm) mają pokrój romboedryczny.

Na podstawie analizy chemicznej osobników syderoplesytu w mikrosondzie elektronowej stwierdzono w nich zawartość 63,88–82,50% mol  $\text{FeCO}_3$ , 8,44–26,08% mol  $\text{MgCO}_3$ , 6,86–18,67% mol  $\text{CaCO}_3$  i 0,00–0,75% mol  $\text{MnCO}_3$ . Skład mineralny badanych węglanów przedstawiono na diagramach klasyfikacyjnych (ryc. 9 i 10). Badaniom izotopowym poddano 10 próbek skał bogatych w syderoplesyt (tab. 1). Wartości  $\delta^{13}\text{C}$  PDB wahają się w granicach od –12,91‰ do 1,60‰, a wartości  $\delta^{18}\text{O}$  PDB od –6,06‰ do 0,58‰, przy czym większość badanych próbek reprezentuje baton dolny.



**Ryc. 9.** Skład chemiczny węglanowych cementów skał syderytowych jury środkowej na diagramie trójkątnym  $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3 - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$

**Fig. 9.** Carbonate cements of Middle Jurassic sideritic rocks in the  $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3 - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$  triangular diagram

Minerały ilaste występujące w syderytach ilastych i piaszczystych miały postać bardzo drobnych, bezbarwnych, nisko dwójłomnych łuseczek, zapewne głównie kaolinitu. Na podstawie wyników analizy rentgenowskiej zielono zabarwione minerały ilaste, tworzące miejscami ooidy o strukturze koncentrycznej, uznano za berthieryn (ryc. 11). Mineral ten, badany w płytkach cienkich, był do niedawna zwyczajowo opisywany jako szamozyt.

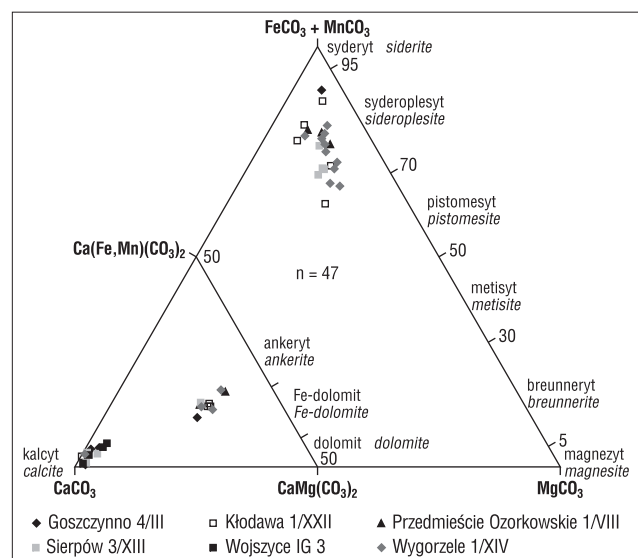
## INTERPRETACJA I Dyskusja Wyników

W historii diagenety skał syderytowych zaznaczyły się trzy etapy: eodiagenetyza, mezodiagenetyza i telodiagenetyza.

### Eodiagenetyza

Eodiagenetyza jest to etap działania procesów fizycznych i chemicznych silnie związany z warunkami sedymentacji, szczególnie ze stopniem natlenienia lub niedotlenienia osadów. W badanych osadach jurajskich podstawowym czynnikiem najwcześniejszych procesów diagenetycznych była działalność mikroorganizmów rozkładających materię organiczną zawartą w osadzie.

Występowanie syderytów w postaci warstw i kongrekcji skłaniało niektórych badaczy do uznania ich za utwory syngenetyczne z osadami, wśród których występują (Berg, 1944; Taylor, 1949), jednakże od lat przeważa pogląd, że skały te tworzą się w najwcześniejszym etapie diagenetyzy (Correns, 1942, 1952; Taupitz, 1954). Najczęściej przyjmuje się, że źródłem żelaza były minerały ilaste i siarczko- we przynieszone do basenów sedymentacyjnych z ładu (Pearson, 1974, 1979; Price, Sellwood, 1997). Zdaniem Narębskiego (1957) żelazo bywa też przynieszone w postaci koloidalnej zawiesiny  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ , a rozpuszczanie tego związku następuje wskutek działania wód bogatych w  $\text{CO}_2$ , w warunkach fermentacji resztek organicznych na dnie morskim. Według Znoski (1957b) źródłem żelaza mogły być osady ilaste przynieszone do zbiornika morskiego bajosu i batonu z ładu, a w części – czarne ily wczesnej jury środko-



**Ryc. 10.** Skład chemiczny węglanowych cementów skał syderytowych jury środkowej na diagramie trójkątnym  $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3 - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$

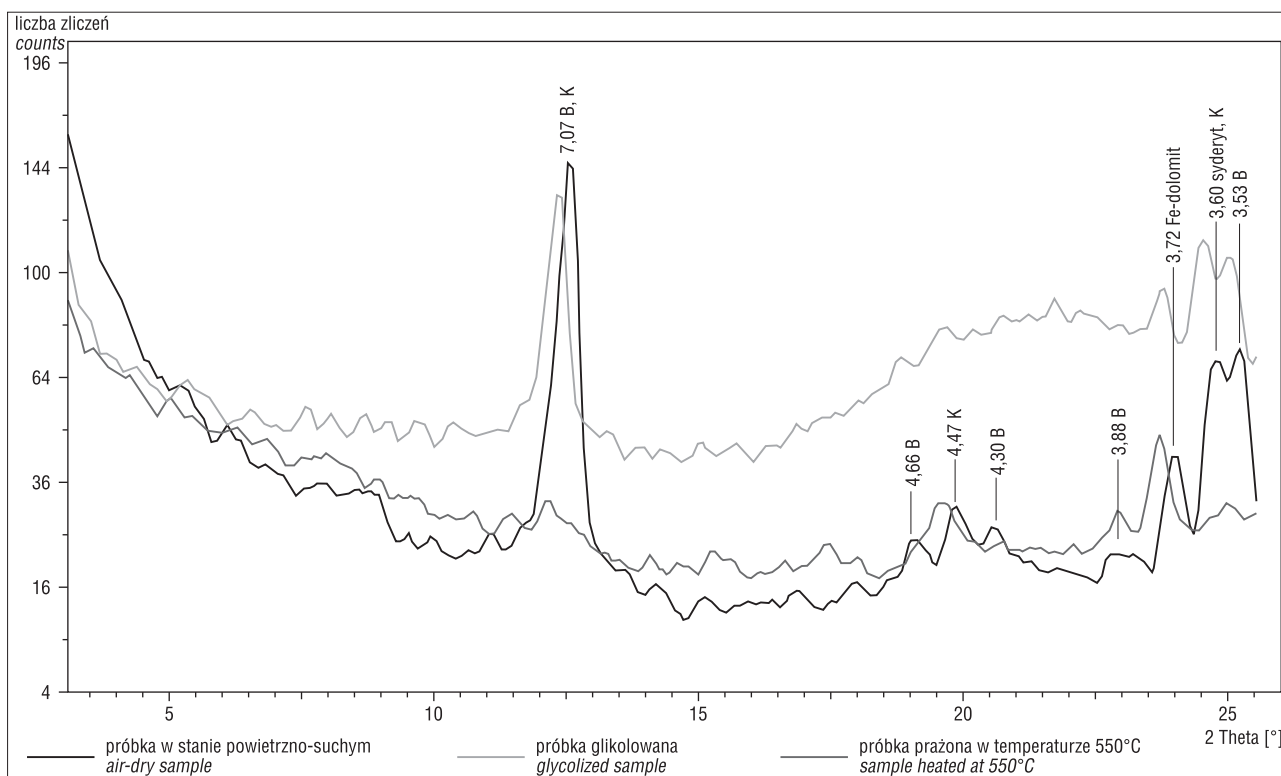
**Fig. 10.** Carbonate cements of Middle Jurassic sideritic rocks in the  $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3 - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$  triangular diagram



**Tab. 1.** Wyniki oznaczeń stosunków izotopów węgla i tlenu w syderoplesycie ze skał jury środkowej i wyliczenia wartości  $\delta^{18}\text{O}$  wody krystalizacyjnej ( $\text{TH}_2\text{O} = 20^\circ\text{C}$ )**Table 1.** Carbon and oxygen isotope ratios in sideroplesite from the Middle Jurassic rocks, and calculation of  $\delta^{18}\text{O}$  of crystallization water ( $\text{TH}_2\text{O} = 20^\circ\text{C}$ )

Otwór wiertniczy <i>Borehole</i>	Wiek <i>Age</i>	Głębokość <i>Depth</i> [m]	Próbki <i>Samples</i>	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ $\text{H}_2\text{O}$ , ‰
Brześć Kujawski IG 1	bajos górny <i>Upper Bajocian</i>	807,3	8a	-12,91	-4,71	26,01	-7,88
Brześć Kujawski IG 1	bajos dolny <i>Lower Bajocian</i>	878,3	4s	1,6	-2,68	28,1	-5,79
Brześć Kujawski IG 1	bajos dolny <i>Lower Bajocian</i>	884,2	6s	-2,08	-6,06	24,61	-9,27
Brześć Kujawski IG 2	baton dolny <i>Lower Bajocian</i>	607,3	2s	-10,66	-2,66	28,12	-5,77
Brześć Kujawski IG 2	baton dolny <i>Lower Bathonian</i>	708,3	5s	-7,39	0,58	31,46	-2,43
Ciechocinek IG 1	bajos górny <i>Upper Bajocian</i>	654,2	15a	-0,37	-0,3	30,55	-3,34
Goszczywno 4/III	baton dolny <i>Lower Bathonian</i>	66,4	2	-7,55	0,35	31,22	-2,67
Kłodawa 1/XII	baton dolny <i>Lower Bathonian</i>	282,6	1	-11,78	-2,27	28,53	-5,37
Kłodawa 1/XII	baton dolny <i>Lower Bathonian</i>	294,7	7	-8,66	-0,38	30,46	-3,42
Sierpów 3/XIII	baton dolny <i>Lower Bathonian</i>	201,6	1	-7,92	-0,35	30,5	-3,39
Wygorzele 1/XIV	baton dolny <i>Lower Bathonian</i>	221,1	1	-5,67	0,22	31,09	-2,8

Błąd standardowy  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{18}\text{O}$  wynosi 0,07‰  
Standard error of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  equals to 0.07‰

**Ryc. 11.** Dyfraktogram rentgenowski frakcji ilastej z próbki muszlowca ilasto-syderytowego (preparat orientowany). Zidentyfikowano: berthieryn (B), kaolinit (K), syderyt, Fe-dolomit. Otwór Borszyn 1/XIX, głęb. 185,2 m**Fig. 11.** XRD diagram of the clay fraction from sideritic clayey coquina (oriented sample). Berthierine (B), kaolinite (K), siderite, Fe-dolomite. Borszyn 1/XIX borehole, depth. 185.2 m



wej, bogate w siarczki żelaza. Potwierdziły to badania skał złoża łęczyckiego prowadzone przez Turnau-Morawską (1961) oraz wyniki analiz geochemicznych czarnych łupków z późnego aalenu–najniższego batonu środkowego (Feldman-Olszewska, 2005).

Najwcześniejszym minerałem autigenicznym w syderytach ilastych i ilasto-piaszczystych (jeśli nie zawierają berthierynu) jest syderoplesyt. Wartości  $\delta^{13}\text{C}$  syderoplesytu wskazują, że powstaje on w strefie mikrobiologicznej metanogenezy (Irvin i in., 1977), w warunkach dysoksydacyjnych lub anoksydacyjnych (w ujęciu Raiswella i Bernera, 1985). Aby wyliczyć wartości  $\delta^{18}\text{O}$  wody krystalizacyjnej syderoplesytów, na podstawie wyników Gruszczyńskiego (1998) oraz Colemana i in. (1997) z obszaru Niżu Polskiego przyjęto umownie, że ma ona temperaturę  $20^\circ\text{C}$ . Wartości  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody krystalizacyjnej podano w tabeli 1. Wahają się one w granicach od  $-9,27\text{‰}$  do  $2,43\text{‰}_{\text{SMOW}}$ . Większość próbek miała skład odpowiadający wodzie morskiej. Wyniki badań czterech próbek wskazują na krystalizację syderoplesytu z wód o składzie mieszanym lub słodkich. Przyjęcie do przeliczeń  $T = 16^\circ\text{C}$  (jak podaje dla wód bajosu Gruszczyński, 1998) daje wartości  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  wody krystalizacyjnej bliższe składowi tlenu z wód meteorycznych.

W muszłowcach, skałach o bardziej złożonym składzie mineralnym niż syderyty ilaste i ilasto-piaszczyste, najwcześniej powstającym składnikiem autigenicznym jest berthieryn. Jest to bogaty w żelazo glinokrzemian warstwowy o strukturze serpentynu typu 1:1 (Brindley, Brown, 1984). Podobnie jak szamozyt, berthieryn jest przeważnie uważany za minerał charakterystyczny dla osadów morskich, z uwagi na częstą obecność w utworach morskich oolitowych rud żelaza (Youell, 1958; Siehl, Thein, 1989). Zastępowanie berthierynu szamozytem może świadczyć o wyższej niż  $70^\circ\text{C}$  temperaturze przemian diagenetycznych w osadzie (Hornibrook, Longstaffe, 1996). Został on stwierdzony w badaniach rentgenowskich w sześciu próbkach skał syderytowych batonu dolnego Kujaw i Wielkopolski.

W wyodrębnionej metodą sedymentacyjną frakcji ilastej oznaczono obecność berthierynu (1M) i kaolinitu (1 Md), ponadto syderytu i dolomitu, nie odnotowano natomiast leptochlorytów (ryc. 11). Podobny skład mineralny frakcji ilastej skał jury środkowej stwierdzono w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i w okolicach Częstochowy (Kozłowska, Maliszewska, 2015). Rozpoznanie składu mineralnego frakcji ilastej (berthieryn/szamozyt) z osadów jurajskich obecnie jest niewystarczające i wymaga dalszych analiz. Dudek (2012), badając minerały ilaste ilów rudonośnych z obszaru częstochowskiego, dostrzegła obecność chlorytów obok illitu i kaolinitu.

W muszłowcach syderytowych berthieryn występuje głównie w postaci ooidów, często także wypełnia pustki w bioklastach oraz tworzy pelityczne spoiwo obok minerałów węglanowych. Zdaniem Kearsleya (1989) berthieryn krystalizuje bezpośrednio z roztworu lub żelu. Szczególnie licznie obserwowano berthieryn (szamozyt) w postaci ooidów i spoiwa muszłowców na lewym skrzydle antykliny kłodawsko-łęczyckiej (Turnau-Morawska, 1961). Towarzyszący ooidom syderoplesyt jest późniejszy od berthierynu. Jego krystalizacja sugeruje genezę w warunkach dysoksydacyjnych (Curtis, 1967; Leonowicz, 2013). We wczes-

nej diagenecie lokalnie mógł powstawać aragonit. Na ooidach i bioklastach są gdzieś widoczne narosty krystalizacyjne przypominające epitaksjalne cementy aragonitowe. Wyniki badań katodoluminescencyjnych oraz w mikrosondzie rentgenowskiej wykazały jednak, że obecnie jest to Fe/Mn-kalcyt. Do utworów wczesnej diagenety należy zaliczyć także piryt (niekiedy framboidalny) oraz peloidy i ooidy fosforanowe o składzie apatytu. Obecność fosforanów – utworów strefy suboksydacyjnej (Morad, 1998) – może świadczyć o wzrastającym miejscami natlenieniu osadów.

Opisane skały i ich składniki mineralne powszechnie ulegały kompaktacji mechanicznej, szczególnie widocznej w muszłowcach. Świadczą o tym gęste upakowanie materiału detrytycznego, spękania elementów szkieletowych fauny oraz spłaszczenie lub pokruszenie ooidów.

### Mezodiagenesa

Mezodiagenesa słabo się zaznaczyła w syderytach ilastych, zapewne z uwagi na ich zwięźłość i słabą przepuszczalność roztworów formacyjnych. Natomiast w porowatych muszłowcach i towarzyszących im często piaskowcach odbywała się aktywna cyrkulacja fluidów, z których wytraçały się: młodsza generacja syderoplesytu w postaci spar, pistomesyt, Fe-dolomit i ankeryt, miejscami także kalcyt. Wypełniały one pory międzyziarnowe oraz pustki w bioklastach, utworzone wskutek rozkładu miękkich części organizmów.

W muszłowcach obserwujemy efekty zastępowania metasomatycznego. Zwraca tu uwagę skład chemiczny i mineralny bioklastów, które pierwotnie były złożone z niestabilnego kalcytu lub aragonitu. Wyniki badań katodoluminescencyjnych i analiz w mikroobszarze wykazały, że obecnie większość elementów szkieletowych składa się z Fe/Mn-kalcytu. Pierwotne składniki bioklastów były zazwyczaj zastępowane bez zmiany ich wewnętrznej struktury. Z kolei zastąpienie kalcytu i aragonitu przez ankeryt i syderoplesyt często zacierало wewnętrzną strukturę bioklastów. Kalcyt w skorupkach małżów został miejscami zastąpiony przez fosforany, berthieryn lub kaolinit (Maliszewska i in., 2006, 2007a, b).

Najwięcej przemian diagenetycznych nastąpiło w ooidach berthierynowych. W wielu z nich berthieryn został częściowo, a nawet całkowicie zastąpiony przez wnikaający do tych ziaren od zewnątrz syderoplesyt i zacierający ich wewnętrzną strukturę. W licznych ooidach pierwotna struktura koncentryczna została zniszczona wskutek zastąpienia berthierynu ankerytem lub kalcytem bądź przez przeobrażenie go w kaolinit. Ponadto w muszłowcach odnotowano liczne ślady rozpuszczania ankerytu (ryc. 5) i dolomitu. Miejscami pozostały też efekty działania kompaktacji chemicznej w postaci struktur wciskowych wśród bioklastów.

### Telodiagenesa

Telodiagenesa w jurajskich skałach Niżu Polskiego była związana z inwersją tektoniczną bruzdy śródpolskiej w późnej kredzie (Dadlez, Marek, 1969), która spowodowała liczne spękania w utworach skalnych i łączyła się ze wzmożoną działaniem roztworów porowych o składzie chemicznym wód meteorycznych lub częściowo zmodyfi-

kowanych przez zremobilizowane solanki cechsztynu. Zapewne wtedy tworzyły się skupienia kaolinitu w ooidach i spoiwach skalnych i następowało utlenianie żelaza w berthierynie z ooidów i w syderoplesycie (ryc. 3H). Wody meteoryczne mogły mieć również wpływ na proces przeobrażenia berthierynu w kaolinit.

W kompleksie osadów jurajskich na Kujawach, w tym głównie w skałach jury górnej z antykliny Zalesia, dostrzegano liczne wypełnienia spękań, które wiązano z krążeniem roztworów uwolnionych przez tektonikę salinarną, jak i na skutek ruchów tektonicznych podczas inwersji bruzdy (Krajewski, 1957; Krażewski, 1966; Zydorowicz, 1982; Świerczewska, 1984; Chlebowski, 1985). Żyłki przecinające syderyty batonu dolnego antykliny kłodawsko-łęczyckiej opisali Wojciechowski i Ziomek (1966, 1968), zwracając uwagę na ich okruszcowanie, w którym stwierdzili sfaleryt, piryt i markasyt. Sfaleryt obserwowano później wielokrotnie, nie tylko w żyłkach, lecz także jako wypełnienia pustek w bioklastach i w przestrzeni porowej piaskowców. Wojciechowski i Ziomek (1966) jako pierwsi wyrazili przypuszczenie, że kruszce zostały wytracone z wód pochodzenia hydrotermalnego. Z poglądem tym zgodziła się Górecka (1985), która badała inkluzje fluidalne w żyłkach zawierających kruszce. Temperatury krystalizacji minerałów, podawane przez Górecką (1985), wynoszą 66–73°C. W żyłkach przecinających skały syderytowe dostrzegano najczęściej kalcyt, Fe-dolomit, piryt, rzadziej ankeryt, syderoplesyt, pistomesyt i sfaleryt (ryc. 3E, F).

Temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w ankerytach wypełniających szczeliny w syderytach ilastych wynosiły 83,6–122,0°C (tab. 2) (Maliszewska i in., 2007a). Temperatury inkluzji pomierzone w żyłce i pistomesytowych cementach muszłowców były zbliżone – od 53,4 do 93,8°C (tab. 2). Nieznacznie wyższe były temperatury

homogenizacji w minerałach węglanowych skał syderytowych jury środkowej północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz rejonu Częstochowy (Jarmołowicz-Szulc, Kozłowska, 2016).

Próbki żyłkowych sfalerytów z łęczyckiej serii rudnej zostały poddane analizom spektralnym. Stwierdzono w nich podwyższoną zawartość niektórych pierwiastków, np. galu, germanu, miedzi, ołowiu, antymonu i cynku (Wojciechowski, Ziomek, 1968). Tym samym analizom poddano węglanowe cementy żelazistych piaskowców batonu z otworu Głogowiec IG 1, szczególnie ważnego w rozważaniach Znoski (1957a, b) nad genezą syderytów. Oznaczono w nich znacznie podwyższoną zawartość miedzi, ołowiu, tytanu, cynku, wolframu, wanadu, molibdenu i chromu (Teofilak-Maliszewska, 1968). Zdaniem Znoski (1957a, b) dowodzi to ogromnego wzbogacenia pokładów solnych w jony wymienionych pierwiastków głównych i akcesorycznych.

## WNIOSKI

1. Skały syderytowe jury środkowej Kujaw najczęściej są reprezentowane przez syderyty ilaste i ilasto-piaszczyste. Są to wczesnodiagenetyczne utwory dysoksydacyjnej strefy mułów dennych zbiornika morskiego. Głównym składnikiem tych skał jest Ca/Mn-syderoplesyt. Skład izotopowy tlenu w syderoplesycie wskazuje, że krystalizował on z wód morskich, na ogół z domieszką wód meteorycznych.

2. Muszłowce syderytowe są bardzo liczne w złożu rud żelaza na obszarze antykliny kłodawsko-łęczyckiej; poza obszarem antykliny występują rzadko.

3. Krystalizacja syderoplesytu obecnego we wszystkich odmianach skał syderytowych łączyła się ze wzrastającym dopływem magnezu, co jest widoczne w kryształach o bu-

**Tab. 2.** Wyniki badań temperatury homogenizacji inkluzji fluidalnych w minerałach węglanowych jury środkowej (baton dolny) (Maliszewska i in., 2007a)

**Table 2.** Results of study on the homogenization temperature of fluid inclusions in the carbonate minerals of the Middle Jurassic (Lower Bathonian) rocks (Maliszewska et al., 2007a)

Otwór wiertniczy <i>Borehole</i>	Głębokość <i>Depth</i> [m]	Nr próbki <i>Sample No.</i>	Obiekt <i>Object</i>	Wielkość inkluzji <i>Inclusion size</i> [µm]	Temperatura homogenizacji <i>Homogenization temperature</i> Th [°C]
Borszyn 1/XIX	184	8	pistomesyt (cement w muszłowcu) <i>pistomesite (cement in coquina)</i>	0,5–4,0	74,5; 75,4; 76,1; 93,8?
Brześć Kujawski IG 1	811,1	1s	ankeryt (żyłka w syderycie) <i>ankerite (veins in siderite)</i>	0,5–10,0	83,6?; 86,5?
Brześć Kujawski IG 2	519,9	1s	ankeryt (żyłka w syderycie) <i>ankerite (veins in siderite)</i>	1,0–6,0	122,0?
Brześć Kujawski IG 2	517,7	3a	ankeryt (cement w piaskowcu) <i>ankerite (cement in sandstone)</i>	0,5–10,0	185,3
Brześć Kujawski IG 2	657,1	4s	pistomesyt (cement w muszłowcu) <i>pistomesite (cement in coquina)</i>	1,0–6,0	82,9; 90,0?
Brześć Kujawski IG 2	927,4	6s	pistomesyt (cement w muszłowcu) <i>pistomesite (cement in coquina)</i>	1,0–6,0	53,4; 57,3; 60,2?
Brześć Kujawski IG 3	810,4	2s	ankeryt (żyłka w syderycie) <i>ankerite (veins in siderite)</i>	1,0–6,0	114,0?
Kłodawa 1/XXII	293,9	4	syderoplesyt (cement w muszłowcu) <i>sideroplesite (cement in coquina)</i>	1,0–4,0	48,5; 79,1; 80,0; 90,0
Wojszycy IG 1	701,3	1a	ankeryt (cement w piaskowcu) <i>ankerite (cement in sandstone)</i>	0,5–10,0	75,9
Wojszycy IG 4	1102,2	44a	ankeryt (cement w piaskowcu) <i>ankerite (cement in sandstone)</i>	0,5–10,0	88,0; 90,0; 115,0; 143,3; 160,0; 182,6



dowie pasowej. Udział węglanu wapnia w syderoplesycie jest zmienny, w granicach 4,0–29,8% CaCO<sub>3</sub> mol., najczęściej 10–13% mol.

4. Oprócz pirytu najwcześniejszym minerałem żelaza w syderytach Kujaw jest zielony berthieryn, tradycyjnie nazywany szamozytem. Tworzył się on w warunkach suboksydacyjnych, najczęściej w formie ooidów. Berthieryn rzadko pojawia się w syderytach ilastych i ilasto-piaszczystych, często natomiast występuje w muszłowcach syderytowych. Wystąpienia berthierynu (szamozytu) w postaci ooidów i spoiwa muszłowców, szczególnie liczne na lewym skrzydle antykliny kłódawsko-łęczyckiej, mogą sugerować, że obszar ten odznaczał się wyższym stopniem natlenienia osadów niż pozostałe (Turnau-Morawska, 1961).

5. W okresie litogenezy skały syderytowe ulegały licznym przemianom. Najbogatszy skład mineralny obserwowano w muszłowcach syderytowych złoza łęczyckiego. Jest to związane z długo utrzymującą się porowatością tych skał, ułatwiającą krążenie fluidów porowych. Sekwencja minerałów węglanowych tworzących cementy w muszłowcach przedstawia się następująco: syderoplesyt I (mikryt) → aragonit (?) lub Fe/Mn-kalcyt I (obwódki krystalizacyjne) → syderoplesyt II (mikrospary i spary) → pistomesyt → Fe-dolomit → ankeryt → Mn/Fe-kalcyt II (cement porowy, spary). Berthieryn w ooidach był zastępowany syderoplesytem, Fe-dolomitem i ankerytem bądź przeobrażany w kaolinit.

6. Pierwotne, niestabilne składniki bioklastów (aragonit i kalcyt), obecne w syderytach, ulegały procesom zastępowania, zwłaszcza przez Fe/Mn-kalcyt, często także przez Fe-dolomit i ankeryt. W pustkach bioklastów (zwłaszcza rurek serpul i skorupki ślimaków) występują minerały węglanowe, berthieryn, piryt i fosforany. Większość wymienionych procesów zachodziła w okresie mezodiagenetycznej.

7. Wyniki badań inkluzji fluidalnych w kryształach syderoplesytu i pistomesytu wskazują na temperatury homogenizacji w granicach 48,5–93,8°C, co zapewne jest wynikiem krystalizacji mezodiagenetycznej w warunkach znacznego pogrzebania. O wyższych temperaturach homogenizacji (do 122°C) świadczą wyniki badań inkluzji w ankerycie wypełniającym (niekiedy wspólnie ze sfalerytem) żyłki w syderytach. Narzuca się tu podobieństwo do żyłek wypełnionych sfalerytem w syderytach złoza łęczyckiego, uznanych przez Wojciechowskiego i Ziomka (1966, 1968) za produkty niskotemperaturowych roztworów hydrotermalnych.

8. Rozpatrując cykl procesów diagenetycznych, działających w badanych osadach, można sądzić, że główną przyczyną bogatego składu mineralnego skał syderytowych Kujaw, a także towarzyszących im skał silikoklastycznych, było podkreślane przez Znoskę (1957b, 1958, 1969) uruchomienie i rozmywanie bogatych w rozmaite pierwiastki mas solnych wskutek ruchów kimeryjskich. Miało ono także wpływ na procesy dolomityzacji, sylifikacji i okruszczenia skał jury górnej.

Autorki dziękują osobom oceniającym niniejszy artykuł: dr hab. M. Sikorskiej-Jaworowskiej i dr J. Smoleń oraz anonimowemu Recenzentowi za poświęcony czas i cenne uwagi. Autorki kierują serdeczne wyrazy wdzięczności do wszystkich koleżanek i kolegów, którzy byli pomocni w prowadzonych badaniach syderytów. Podziękowania należą się dr A. Feldman-Olszewskiej za wieloletnią współpracę w badaniach skał jury środkowej. Doktor hab. M. Sikorskiej-Jaworowskiej autorki dziękują za pomoc w

analizie katodoluminescencyjnej skał, dr hab. K. Jarmołowicz- -Szulca za konsultacje z dziedziny analizy inkluzji fluidalnych w minerałach, mgr W. Narkiewicz za wykonanie analiz rentgenowskich wybranych próbek, a prof. S. Hałasowi z zespołem za wykonanie badań izotopowych. Badania w SEM i w mikrosondzie EDS wykonał L. Giro, a płytki cienkie do badań mikroskopowych – T. Szyrak. Wobec zlikwidowania rdzeni z niektórych otworów wiertniczych autorki dziękują za możliwość wykorzystania łączycielskiej kolekcji Znoski (coll. 136, 287, 867, 869, 874, 881) złożonych w Muzeum Geologicznym PIG-PIB. W artykule zaprezentowano wyniki badań części projektu nr 2 PO4D 008 27 Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego, wspieranego przez temat nr 6.51.0000.00.0 Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego.

## LITERATURA

- BERG G. 1944 – Vergleichende Petrographie oolithischer Eisenerze. Arch. Lagerstättenforsch., 76: 1–126.
- BRINDLEY G.W., BROWN G. 1984 – Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogy Soc., London.
- CHLEBOWSKI R. 1985 – Procesy diagenetyczne w utworach jury górnej rejonu Barcina ze szczególnym uwzględnieniem dolomityzacji. [W:] Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe. Wyd. Geol., Warszawa: 36–46.
- COLEMAN M.L., FELDMAN-OLSZEWSKA A., GAŹDIZCKA E., GRUSZCZYŃSKI M. 1997 – Sekwencje depozycyjne, a zapis izotopowo-geochemiczny wybranych odcinków czasowych jury środkowej i górnej w centralnej części Niżu Polskiego. [W:] Materiały konferencyjne, VI Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Lewin Kłodzki, 4–6.
- CORRENS C.W. 1942 – Die Eisengehalt der Marinen Sedimente und seine Entstehung. Arch. für Lagerstättenforsch., 75: 47–57.
- CORRENS C.W. 1952 – Zur Geochemie des Eisens. Congr. Geol. Intern. Symposium des gisements de fer du monde, 2: 1–23.
- CURTIS C.D. 1967 – Diagenetic iron minerals in some British Carboniferous sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 31: 2109–2123.
- DADLEZ J. 2002 – Cyclic sedimentation in the Middle Jurassic on central Poland. Geol. Quart., 46 (3): 321–335.
- DADLEZ R., MAREK S. 1969 – Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. Kwart. Geol., 13 (3): 543–565.
- DUDEK T. 2012 – Clay minerals as paleoenvironmental indicators in the Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays from Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline. Acta Geol. Pol., 62: 297–305.
- FELDMAN-OLSZEWSKA A. 2005 – Środowiska sedymentacji w jurze środkowej Kujaw. Pr. dokt., Narod. Arch. Geol. PIG-PIP Warszawa.
- GÓRECKA E. 1985 – Przejawy mineralizacji kruszcowej w utworach górnourajskich struktury Zalesia. [W:] Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe. Wyd. Geol., Warszawa: 46–58.
- GRUSZCZYŃSKI T. 1998 – Chemistry of Jurassic seas and its bearing on the existing organic life. Acta Geol. Pol., 48 (1): 1–30.
- HORNIBROOK E.R.C., LONGSTAFFE F.J. 1996 – Berthierine from the Lower Cretaceous Clearwater Formation, Alberta, Canada. Clays and Clay Miner., 44 (1): 1–21.
- IRVIN H., CURTIS C., COLEMAN M. 1977 – Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. Nature, 269: 209–213.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K., KOZŁOWSKA A. 2016 – Temperature and isotopic relations in carbonate minerals in the Middle Jurassic sideritic rocks of central and southern Poland. Geol. Quart., 60 (4): 881–892.
- KEARSLEY A.T. 1989 – Iron-rich ooids, their mineralogy and microfabric: clues to their origin and evolution. [W:] Young T.P., Taylor W.E.G. (red.), Phanerozoic Ironstones. Geol. Soc. Spec. Publ., 46 (1): 141–164.
- KOZŁOWSKA A., MALISZEWSKA A. 2015 – Berthierine in the Middle Jurassic rocks from southern Poland. Geol. Quart., 59 (3): 551–564.
- KRAJEWSKI R. 1957 – Okruszczenie wapieni jurajskich w okolicach Inowrocławia. Kwart. Geol., 1 (2): 225–235.
- KRAJEWSKI S.R. 1966 – Mineralogia, petrografia i zjawiska diagenetyczne wapieni antykliny Barcin-Parkoć (struktura Zalesia). Stud. Soc. Sc. Tor., 6 (2): 1–67.
- LEONOWICZ P. 2013 – The significance of mudstone fabric combined with palaeoecological evidence in determining sedimentary processes – an example from the Middle Jurassic of southern Poland. Geol. Quart., 57 (2): 243–260.
- LOTT G., WONG T., DUSAR M., ANDSBJERG J., MONNIG E., FELDMAN-OLSZEWSKA A., VERREUSSEL R. 2010 – Jurassic. [W:]

- Doornenbal H., Stevenson A. (red.), Petroleum geological atlas of the southern Permian Basin area. EAGE Publications, Houten: 173–193.
- MALISZEWSKA A. 1997 – Jura środkowa. Charakterystyka petrograficzna. Pr. Państw. Inst. Geol., 153: 264–269.
- MALISZEWSKA A. 1998 – New petrological data on carbonate mineralogy in the Middle Jurassic siliciclastic deposits of the Kujawy region (Polish Lowlands). Geol. Quart., 42 (4): 401–420.
- MALISZEWSKA A. 1999 – Jura środkowa. [W:] Maliszewska A. (red.), Diagenеза осадков перму гórnego i mezozoiku Kujaw. Pr. Państw. Inst. Geol., 167: 78–93.
- MALISZEWSKA A., KOZŁOWSKA A., KUBERSKA M. 2006 – Origin of Middle Jurassic siderite rocks from Central Poland. Vol. Jurassica, 4: 95–96.
- MALISZEWSKA A., KOZŁOWSKA A., KUBERSKA M. 2007a – Petrologia jurajskich skał syderytowych na Niżu Polskim. Grant Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr 2 P04D 008 27. Arch. MNiSW, Warszawa.
- MALISZEWSKA A., KOZŁOWSKA A., KUBERSKA M. 2007b – Diagenеза skał syderytowych jury środkowej z centralnej i północno-zachodniej Polski. Prz. Geol., 55: 297–298.
- MARSHALL D.J. 1988 – Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman, Boston.
- MORAD S. 1998 – Carbonate cementation in sandstone: distribution patterns and geochemical evolution. [W:] Morad S. (red.), Carbonate cementation in sandstones. Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., 26: 1–26.
- NARĘBSKI W. 1957 – Mineralogia i geochemiczne warunki genezy tzw. syderytów fliszu karpackiego. Arch. Miner., 21 (1): 5–100.
- PEARSON M.J. 1974 – Magnesian siderite in carbonate concretions from argillaceous sediments in the Westphalian of Yorkshire. Mineral. Mag., 39: 700–704.
- PEARSON M.J. 1979 – Geochemistry of the Hepworth Carboniferous sediment sequence and origin of the diagenetic iron minerals and concretions. Geochim. Cosmochim. Acta, 43 (6): 927–941.
- PRICE G.D., SELLWOOD B.W. 1997 – “Warm” paleotemperatures from high Late Jurassic palaeolatitudes (Falkland Plateau): Ecological, environmental or diagenetic controls? Palaeogeogr. Palaeoclim., 129: 315–327.
- RAISWELL R., BERNER R.A. 1985 – Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. Amer. Jour. Sci., 285: 710–724.
- SIEHL A., THEIN J. 1989 – Minette-type ironstones. [W:] Young T.P., Taylor W.E.G. (red.), Phanerozoic Ironstones. Geol. Soc. Spec. Publ., 46: 175–196.
- SIKORSKA M. 2005 – Badania katodoluminescencyjne minerałów. Instr. Met. Bad. Geol., 59.
- ŚWIERCZEWSKA A. 1984 – Przejawy dolomityzacji w wapieniach górnourajskich okolic Barcina (Kujawy). Arch. Wydz. Geol. UW. Warszawa.
- TAUPITZ K.CH. 1954 – Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose, Magmatismus und Entstehung der Erzlagerstätte Chemie der Erde, 27 (2): 104–164.
- TAYLOR J.W. 1949 – Petrology of the Northampton Sand Ironstone Formation. Mem. Geol. Surv. Great Britain: 1–94.
- TEOFILAK-MALISZEWSKA A. 1968 – Mineralogia osadów doggeru na przykładzie otworu Głogowiec. Kwart. Geol., 12 (1): 107–115.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1961 – Charakterystyka petrograficzna utworów rudonośnych wezłtu łączycyckiego. Biul. Inst. Geol., 172: 5–69.
- WOJCIECHOWSKI J., ZIOMEK J. 1966 – O występowaniu sfalerytu w syderytach serii rudonośnej w Łęczycy. Prz. Geol. 7: 319–321.
- WOJCIECHOWSKI J., ZIOMEK J. 1968 – Sfaleryt z Łęczycy. Stud. Soc. Sci. Torunensis, 6 (4): 2–26.
- YOUELL R.F. 1958 – A clay mineralogical study of the ironstone at Easton Neston, Northamptonshire. Clays and Clay Miner., 3 (2): 264–269.
- ZNOSKO J. 1957a – Zarys stratygrafii łączycyckiego doggeru. Biul. Inst. Geol., 125: 5–144.
- ZNOSKO J. 1957b – Wznoszenie się wysadu kłodawskiego w jurze i jego wpływ na genezę muszłowców syderytowych. Kwart. Geol., 1 (1): 477–507.
- ZNOSKO J. 1958 – Górny wezłtur jury łączycyckiej. Biul. Inst. Geol., 126: 477–507.
- ZNOSKO J. 1969 – Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. Przew. XLI Zjazdu Pol. Tow. Geol., Konin. Wyd. Geol., Warszawa: 5–38.
- ZYDOROWICZ T. 1982 – Dolomityzacja w wapieniach oksfordu okolic Barcina (Kujawy). Prz. Geol., 11: 598–600.

Praca wpłynęła do redakcji 1.08.2017 r.  
Akceptowano do druku 15.12.2017 r.