

WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, PETROGRAFICZNYCH I MINERALOGICZNYCH

KARBON

Michał LIPIEC, Maria I. WAKSMUNDZKA

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA I SEDYMENTOLOGIA SUKCESJI KARBONU

Profil utworów karbonu w otworze Czaplinek IG 1 zlokalizowany jest w południowo-zachodniej części Pomorza Zachodniego, w strefie Laska–Czaplinek, oddzielonej utworami dewonu (lokalnie niższego paleozoiku) od strefy północno-wschodniej, tj. Koszalin–Wierzchowo (Żelichowski, 1987; Lipiec, Matyja, 1998; Lipiec, 1999a; [fig. 6](#)). Skały karbonu wchodzi w skład podłoża paleozoicznego północno-zachodniej części antyklinorium śródpolskiego. W strefie Koszalin–Wierzchowo występują one na głębokościach wynoszących ok. 2–4 km, i są dość dobrze rozpoznane na podstawie licznych profili otworów wiertniczych, tj. np. Dygowo 1, Kłanino 3, Chmielno 1 ([fig. 7](#)). Z odmienną sytuacją mamy do czynienia w strefie południowo-zachodniej, gdzie ze względu na duże głębokości pogrzebienia pod skałami permo-mezozoiku, utwory karbonu zostały nawiercone nielicznymi otworami, tj. Czaplinek IG 2, Zabartowo 1, Szubin IG 1, oddalonymi od siebie o dziesiątki kilometrów. W rejonie otworu Czaplinek IG 1 strop karbonu występuje w przedziale głęb. ok. 4–5 km (w odniesieniu do poziomu „0”), następnie obniża się na południe do ok. 6 km w pobliżu otworu Piła 1/IG 1 i poniżej 7 km dalej ku południowemu wschodowi (Lipiec, 1999b; [fig. 7](#)).

Otwór Czaplinek IG 1 jest najgłębszym na obszarze Pomorza Zachodniego, i trzecim co do głębokości w Polsce (Waksmundzka, Grudzień, 2017). Przewiercił on na głęb. geofizycznej 5045,5–6006,0 m znaczną miąższość utworów karbonu – missisipu, wynosząca 960,5 m, nie osiągając ich spągu ([fig. 8](#)). Dlatego brakuje danych o najniższej, przypuszczalnie turnejskiej części profilu, oraz o skałach występujących w podłożu. Prawdopodobne jest, że sumaryczna, kompilowana, maksymalna miąższość utworów missisipu może dochodzić w strefie Laska–Czaplinek do ok. 1300–1800 m (Matyja, 2006; 2008).

Charakterystykę litologii utworów karbonu w profilu otworu Czaplinek IG 1 wykonano na podstawie opisu archiwalnego znajdującego się w dokumentacji wynikowej (Żelichowski, 1981), analizy litofacjalnej rdzeni wiertniczych, analizy mikrofacjalnej oraz interpretacji pomiarów geofizyki otworowej (Lipiec, 1999a).

Profil karbonu został przedrzeniowany w ok. 18%, w interwałach o długości 1–19 m, przy łącznej długości ok. 170 m. Na etapie projektowania otworu planowano uzyskać rdzenia na 30–60%, jednakże liczne problemy techniczne i brak koronek diamentowych spowodowały radykalne ograniczenie rdzeniowania przy przewiercaniu karbońskiej części profilu (Raczyńska, 1981). Pomiędzy interwałami rdzeniowanymi profil został przewiercony gryzerem w odcinkach od kilkudziesięciu do ponad 100 m. Największy uzysk rdzenia osiągnięto w środkowej, węglanowej części profilu, a najmniejszy w części najniższej ([fig. 5, 9](#)).

Profil karbonu w otworze Czaplinek IG 1 jest wyraźnie trójdzielny. Najniższa jego część charakteryzuje się największym zróżnicowaniem litologicznym, gdyż występują tam iłowce, mułowce i piaskowce, natomiast w środkowej – węglanowej i górnej – iłowcowej części przeważa jeden typ skał. W oparciu o tę cechę Żelichowski (1981) wydzielił następujące jednostki litostratygraficzne, których granice znajdują się na podanych głębokościach (w nawiasie podano miąższość):

- kompleks z Nadarzyc, na głęb. 5045,5–5300,0 m (254,5 m);
- kompleks z Kurowa, na głęb. 5300,0–5703,5 m (403,5 m);
- kompleks z Łobżonki, na głęb. 5703,5–6006,0 m (>302,5 m – nieprzewiercona).

Wymienione jednostki weszły w skład nieformalnego podziału litostratygraficznego utworów dinantu na Pomorzu Zachodnim, opracowanego przez tego autora (Żelichowski, 1987, 1994, 1995). Nowy podział został zaproponowany przez pierwszego autora rozdziału, w pracy Lipca i Matyi (1998), jako modyfikacja tego podziału autorstwa Żelichowskiego. Dalsze prace badawcze prowadzone w ramach rozprawy doktorskiej (Lipiec, 1999a) pozwoliły na jego uszczegółowienie i opracowanie zgodnie z obowiązującymi w ówczesnym czasie zasadami klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej (Alexandrowicz i in., 1975). Podział ten nie został jednak sformalizowany. W latach kolejnych publikowana była litostratygrafia pełnego profilu

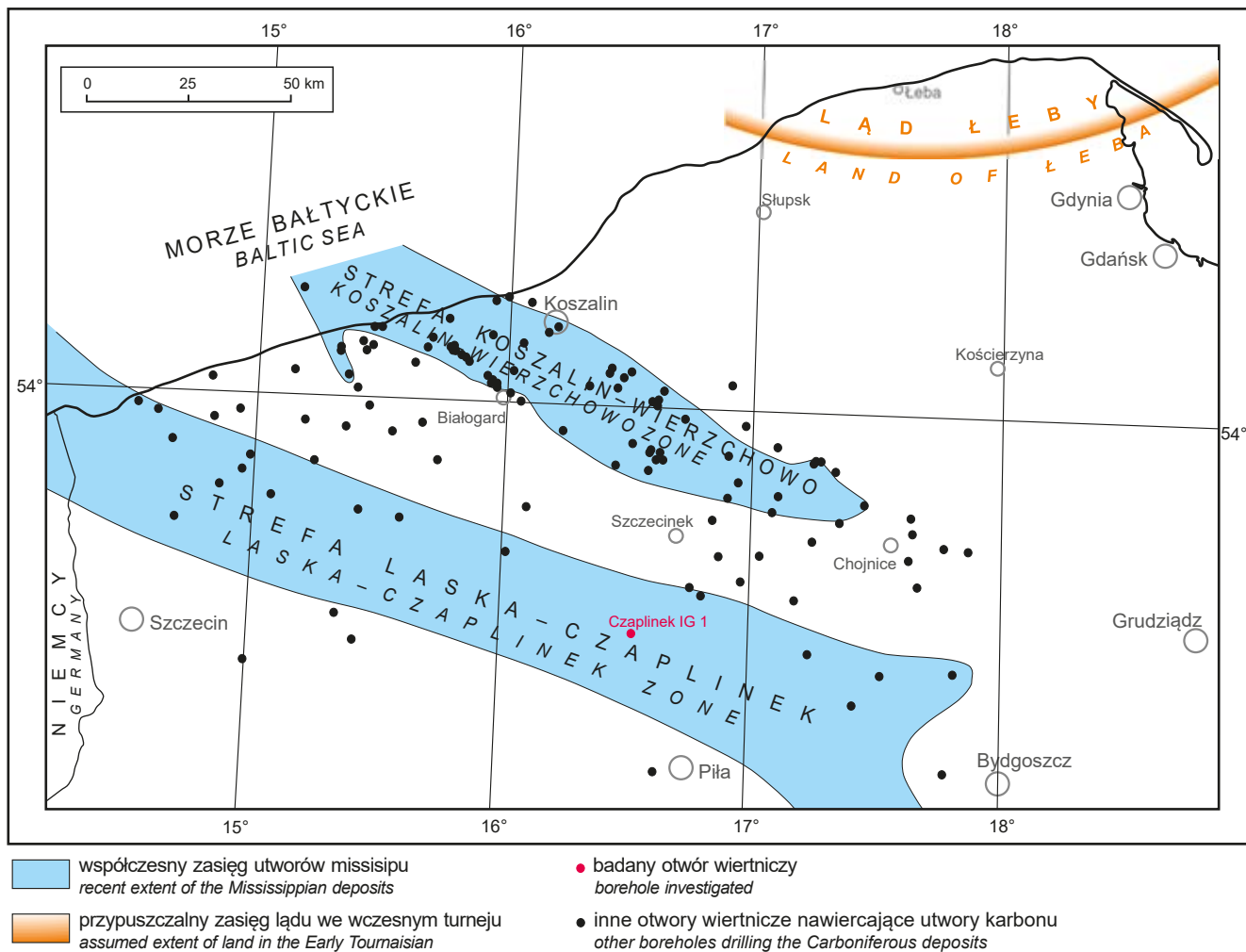


Fig. 6. Mapa zasięgu utworów missisipu na Pomorzu Zachodnim i w pasie przybrzeżnym Bałtyku (wg Lipca, 1999a, zmienione)

Map of the Mississippiian deposits in Western Pomerania and the Baltic coastal belt (modified from Lipiec, 1999a)

karbonu w pracach Matyi (2006, 2008), zarówno missisipu, jak i pensylwanu, jako kompilacja podziałów wymienionych powyżej oraz zacytowanych tam autorów.

W tym tomie zastosowano podział zaproponowany przez pierwszego autora rozdziału (Lipiec, 1999a; fig. 10, 11), w którym wyróżnione przez Żelichowskiego (1981) kompleksy, przemianowano na formacje zachowując dotychczasowe głębokości ich granic. Nazwy formacji rozszerzono o określenie litologiczne, bez zmiany nazwy miejscowości, za wyjątkiem środkowej jednostki – kompleksu z Kurowa, który przemianowano na formację wapieni z Czaplinka. W profilu karbonu otworu Czaplinek IG 1 wyróżniono następujące jednostki litostratygraficzne (fig. 5, 9), których granice znajdują się na podanych głębokościach (w nawiasie podano miąższość):

- formacja iłowców z Nadarzyc, na głęb. 5045,5–5300,0 m (254,5 m);
- formacja wapieni z Czaplinka, na głęb. 5300,0–5703,5 m (403,5 m);
- formacja iłowców z Łobżonki, na głęb. 5703,5–6006,0 m (>302,5 m – nieprzewiercona).

Występująca najniżej w profilu formacja iłowców z Łobżonki składa się z czarnych iłowców, ciemnoszarych mułowców oraz szarych piaskowców kwarcowych. Profil ten uznany za stratotypowy dla tej formacji znajduje się w Archiwum Próbek Geologicznych Narodowego Archiwum Geologicznego w Halinowie k. Warszawy. Dolna granica formacji nie jest znana, gdyż nie została osiągnięta w żadnym w dotychczas wykonanym otworze wiertniczym. Natomiast strop wyznaczony na głęb. geofizycznej 5703,5 m pokrywa się z opisanym poniżej spągiem formacji wapieni z Czaplinka (dawny kompleks z Kurowa *sensu* Żelichowski, 1987), lub lokalnie w innych otworach ze spągiem formacji piaskowców kwarcowych z Drzewian (otwory Lipka 1, Okonek 1) lub czerwonego spągowca (otwory Zabartowo 1, Zabartowo 2, Wilcze IG 1). W profilu Czaplinek IG 1 niecałkowita, przewiercona miąższość formacji osiągnęła 302,5 m, natomiast maksymalną wynoszącą ok. 560 m stwierdzono w profilu otworu Zabartowo 2.

Wchodzące w skład formacji z Łobżonki iłowce, ze względu na znikomy uzysk rdzenia, zostały stwierdzone głównie na podstawie próbek okruszowych i analizy krzy-

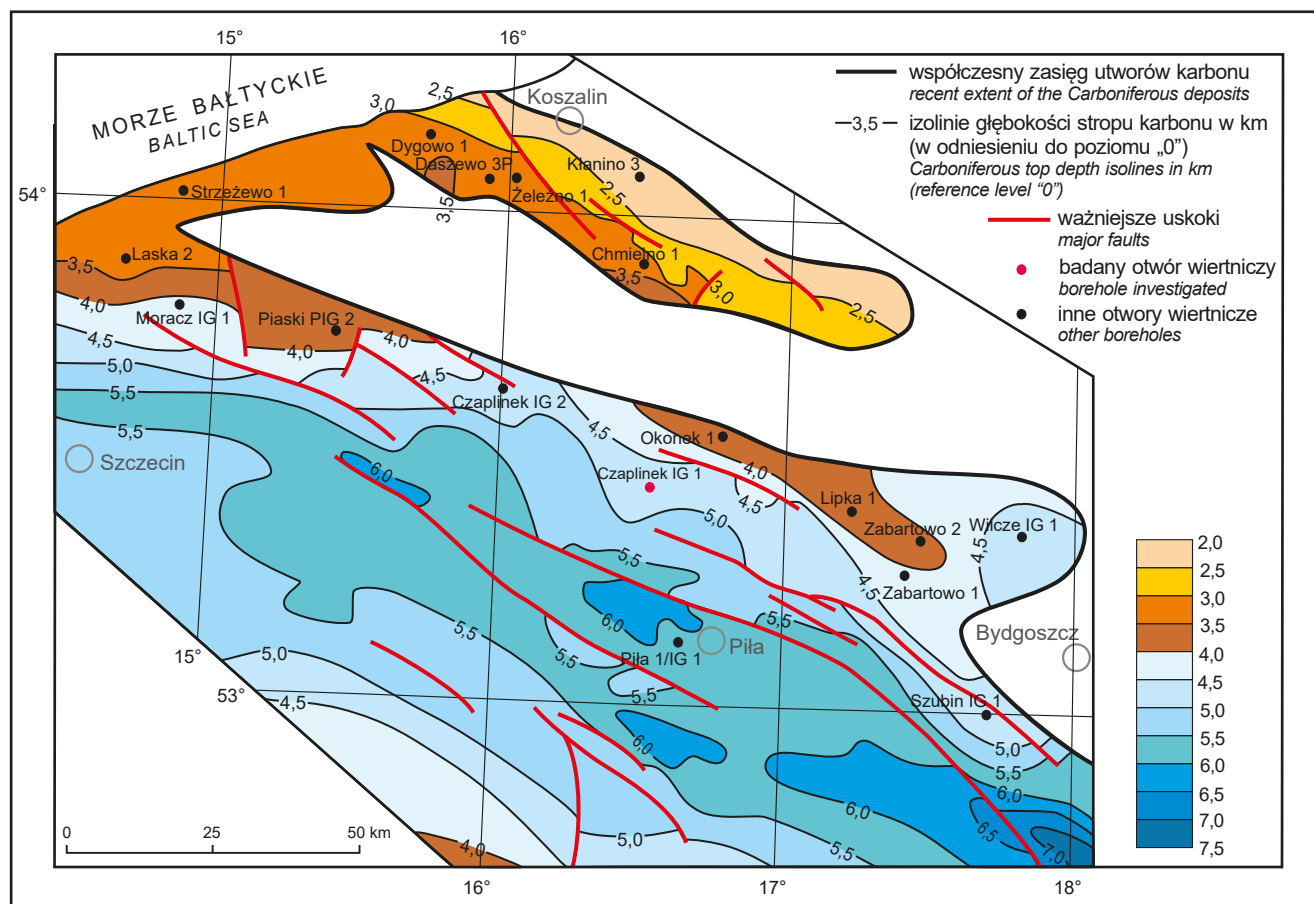


Fig. 7. Mapa głębokości zalegania stropu utworów karbonu w rejonie otworu wiertniczego Czaplinek IG 1, w odniesieniu do poziomu „0” (wg Lipca, 1999b, zmienione)

Map of the depth to the top of Carboniferous succession in the Czaplinek IG 1 borehole area, reference level “0” (modified from Lipiec, 1999b)

wych geofizyki otworowej. Przelawicające się z nimi mułowce i mułowce piaszczyste (heterolity), spotykane w profilach rdzeniowych otworu Czaplinek IG 1, charakteryzują się ciemnoszarą lub czarną barwą, jedynie w pobliżu stropu mogą być jasnoszare lub czerwonoszare. Występują w nich warstwowania nieregularne, laminacja przekątna w małej skali, laminy tufu, hieroglify, zaburzenia konwolutive i niestateczne warstwowania gęstościowe. Na powierzchniach lamin widoczne są łyszczki. Czasami spotykane są kongregacje sydereytowe i pirytowe, klasty czarnych iłowców i detrytus zwęglonej flory. Miejscami zaobserwowano liczne spękania, zlustrowania tektoniczne powleczone dolomitami oraz żyły dolomitu przebiegające prostopadłe do upadu wynoszące 5–30°. Trzecim typem litologicznym występującym w postaci przelawiczeń są drobnoziarniste piaskowce kwarcytowe, od jasno- do ciemnoszarych lub czarnych (przy stropie formacji mogą być białe), laminowane przekątnie w małej skali lub masywne, z zaburzeniami konwolutnymi, niestatecznymi warstwowaniami gęstościowymi i miejscami klastami czarnych iłowców.

W najniższej części profilu formacji spotykane są cienkie wkładki ciemnoszarych dolomitów sparytowych, ma-

sywnych lub o strukturze zaburzonej, z nieregularnymi jasnoszarymi smugami i przerostami czarnego mułowca oraz siecią żył dolomitu przebiegających pod kątem 70°. W dolomitach mogą występować nieliczne ośrodki ramienionogów zawiasowych. W najniższym interwale rdzeniowym stwierdzono obecność brekcji, przypuszczalnie tektonicznej, złożonej z okruchów piaskowców kwarcytowych spojonych dolomitami.

Na krzywych profilowania gamma utwory formacji z Łobzonki charakteryzują się dominacją wartości wysokich (ok. 120–180 API-PIG), odpowiadających utworom iłowcowo-mułowcowym, z odchyleniami ku niskim wartościom (ok. 40–80 API-PIG), związanych z wkładkami piaskowcowymi (fig. 9), które manifestują się silnie rozczłonkowanym zapisem karotażowym.

Z formacji iłowców z Łobzonki pochodzą nieliczne wyniki badań biostratygraficznych. Pierwsze znaleziska obejmują pojedyncze otwornice opisane przez Soboń-Podgórką (1981) oraz fragment goniatyta, przypuszczalnie *Pericyclus* sp., znaleziony przez Żelichowskiego (1987). Późniejsze badania otwornic wykonane przez Lipca (1999a), jak również badania palinologiczne przeprowadzone przez Turnau

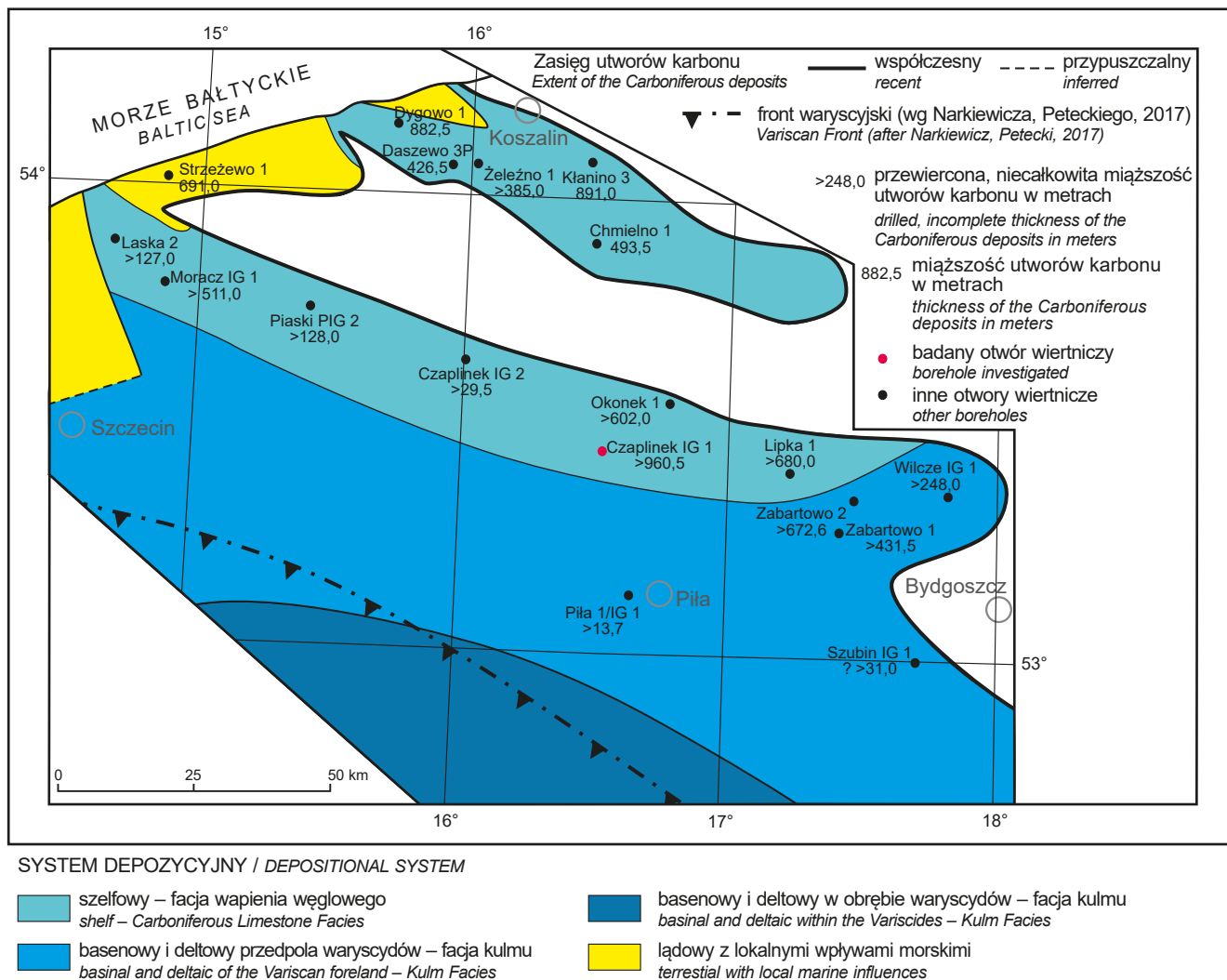


Fig. 8. Mapa rozprzestrzenienia głównych systemów depozycyjnych karbonu na obszarze Pomorza Zachodniego (wg Lipca, 1999a, zmienione)

Map of the distribution of the main Carboniferous depositional systems in the area of Western Pomerania (modified from Lipiec, 1999a)

i innych (2005) wykazały, że utwory formacji z Łobżonki należą prawdopodobnie do najwyższego turneju (górnego iworu)–niższego wizenu (niższego arundu). Ze względu na nieprzewiercenie w otworze Czaplnek IG 1 pełnego profilu tej formacji, jej wiek przyjęto tu jako wizeński.

Osady formacji z Łobżonki reprezentują środowisko otwartomorskie, w którym naprzemiennie deponowane były basenowe ily oraz muły i piaski skłonu delty. W profilu formacji zapisały się liczne oscylacje środowiska basenowego i wkraczających na jego obszar łobów deltowych. Przy stropie formacji, w obrębie heterolitów deltowych, osadziły się również laminy tufu dokumentujące wulkaniczną erupcję piroklastyczną.

Występująca na głęb. geofizycznej 5300,0–5703,5 m formacja wapieni z Czaplinka jest złożona z szarych lub ciemnoszarych wapieni organodetrytycznych, ooidowych i grudkowych. Dolną granicę jednostki wyznacza spąg jednolitego kompleksu węglanowego, wyraźnie widocznego na krzywej profilowania gamma, jako ostre przejście od

wysokich wartości (ok. 120-180 API-PIG) pochodzących od iłowców formacji z Łobżonki, do niskich (ok. kilka-40 API-PIG) związanych z zalegającymi powyżej wapieniami. W rdzeniowanej części profilu tej formacji spąg związany jest z pierwszym od dołu pojawieniem się wapieni organodetrytycznych, ooidowych i grudkowych. Strop formacji odpowiada poniżej scharakteryzowanemu spągowi kolejnej jednostki, tj. formacji iłowców z Nadarzyc, lub w niektórych otworach spągowi utworów pensylwanu lub czerwonego spągowca. W opisywanym profilu formacja wapieni z Czaplinka osiąga maksymalną miąższość wynoszącą 403,5 m.

W profilu formacji wapieni z Czaplinka zdecydowanie dominują utwory węglanowe. W rdzeniach zaobserwowano szare i ciemnoszare wapienie lub wapienie dolomityczne sparytowe, oosparytowe i biosparytowe, jak również oolitowe lub oolitowo-sparytowe. Ooidy występują gniazdowo lub w postaci warstewek. Dość powszechnie spotykane są muszle ramienionogów, trochity i łodygi liliowców, natomiast rzadko obserwowane są małżoraczki, otwornice,

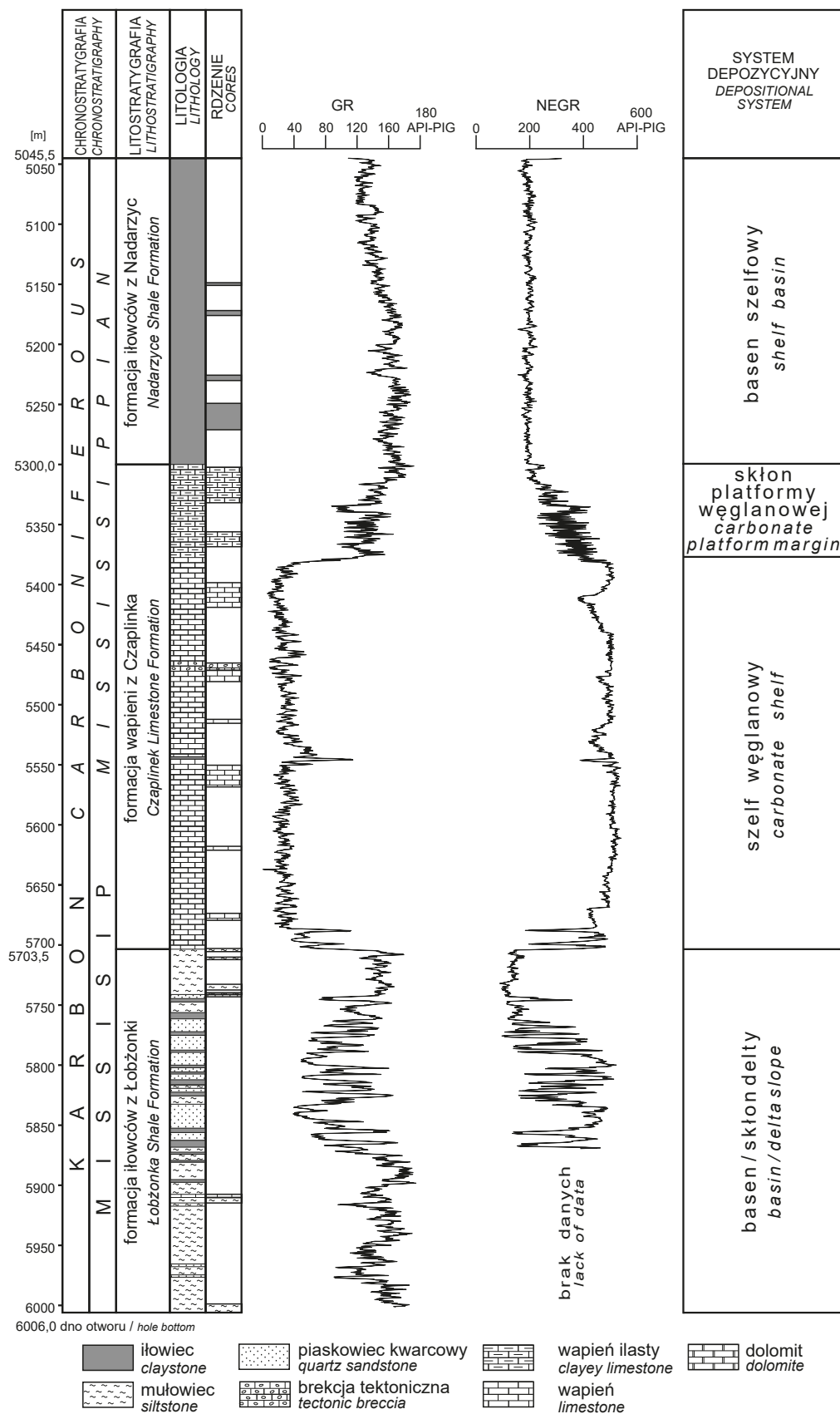


Fig. 9. Profil litologiczno-stratygraficzny utworów karbonu w otworze Czaplinek IG 1 wraz z głównymi systemami depozycyjnymi (wg Lipca, 1999a, zmienione)

Lithological-stratigraphical section of the Carboniferous deposits in the Czaplinek IG 1 borehole (modified from Lipiec, 1999a)

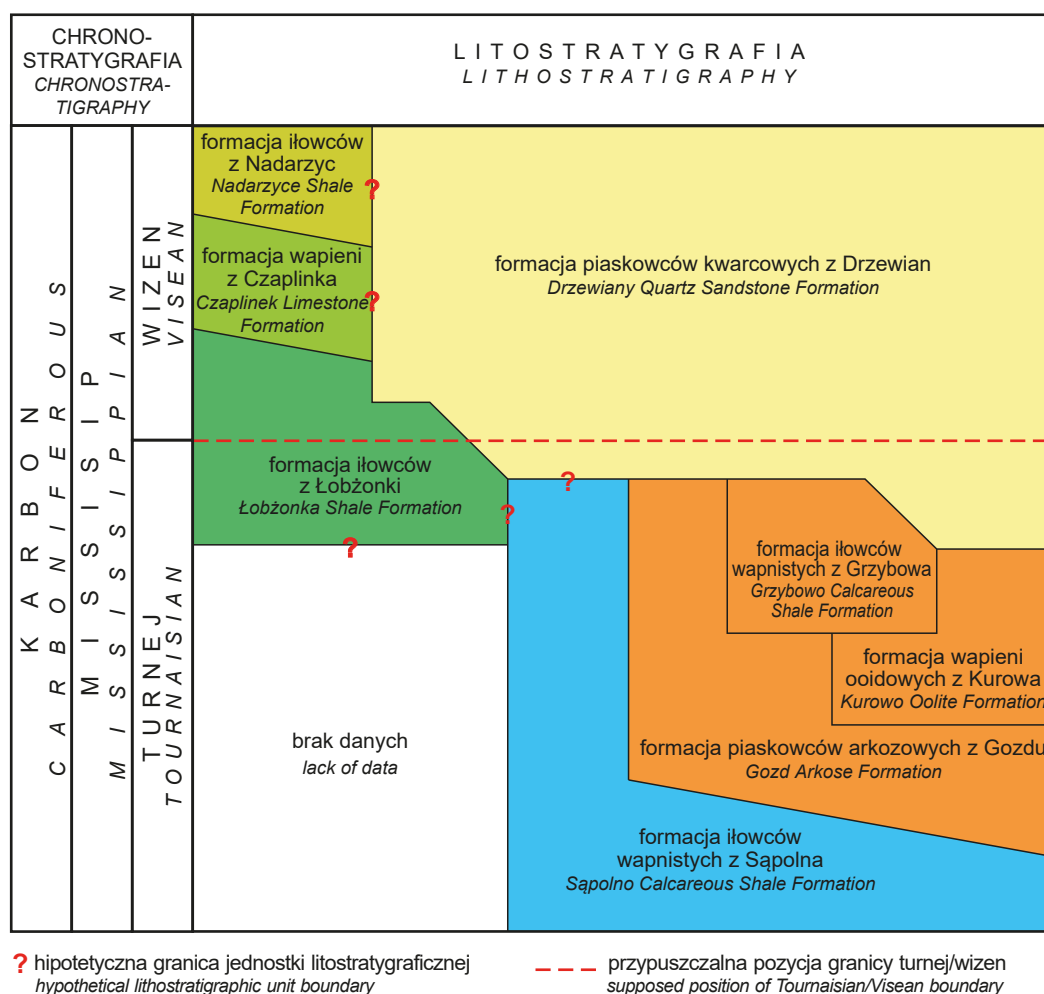


Fig. 10. Podział litostratygraficzny utworów missisypu na Pomorzu Zachodnim (wg Lipca, 1999a, zmienione)

Lithostratigraphic division of the Mississippian deposits in Western Pomerania (modified from Lipiec, 1999a)

gałązkowe koralowce i fragmenty trylobitów. Najwyższą część formacji charakteryzuje się obecnością iłowców i mułowców wapienistych, czasami przeławionych wapieniami lub dolomitami.

Utwory formacji wapieni z Czaplina pocięte są licznymi żyłkami dolomitu nachylonymi pod kątem 60–80°, a czasami drugim systemem o nachyleniu 20–45°. Rzadziej spotykane są żyłki wypełnione kalcytem lub anhydrytem. W środkowej części formacji występuje ponad 3 m miąższości brekcja przypuszczalnie tektoniczna, złożona z okruchów wapienia sparytowego spojonego kalcytem i dolomitami, wypełniająca prawie pionowe żyły dużej grubości (ok. 10 cm) zabliźnione anhydrytem, w którym spotykane są okruchy wapieni oraz skał barwy zielonej.

W zapisie krzywej gamma w profilu formacji dominują wyrównane, małe wartości, z wyjątkiem partii stropowej, gdzie podwyższenie zawartości minerałów ilastych manifestuje się rozczłonkowaniem krzywej, przy zachowaniu niskich wartości minimalnych (ok. 80–100 API-PIG).

Wiek utworów węglanowych z formacji Czaplina udało się ustalić dość precyzyjnie dzięki obecności licznej fauny otwornicowej. Pierwsze badania tej fauny wykonane przez Soboń-Podgórską (1981) wskazywały na wiek odpowiadający środkowemu i górnemu wizenowi (holker–brigant). Jednakże badania przeprowadzone przez pierwszego autora rozdzieliły w interwale głęb. 5315,5–5573,2 m pozwoliły na precyzyjne określenie wieku na niższy wizen (niższy arund). Natomiast dane z otworu Moracz IG 1 wskazują, że wiek formacji z Czaplina obejmuje też wizen środkowy i górny (wyższy arund – asb) (Lipiec, 1999a; fig. 11).

Wapienie z formacji z Czaplina charakteryzują się dużą różnorodnością mikrofacjalną. Pierwszą autorką pracy dotyczącej zagadnień mikrofacjalnych węglanów z profilu kompleksu z Kurowa (*sensu* Żelichowski, 1987) w otworze Czaplina IG 1 jest Lasocka (1989). Stwierdziła ona występowanie sześciu mikrofacji, tj.: biotykrytowej (z licznym udziałem liliowców, otwornic, mszywiolów z rodzaju *Fenestella*, małżoraczków, ramienionogów, koralowców sześciopromiennych oraz glonów wapiennych), oolitowej, grudko-

wej, glonowo-grudkowej (z powszechnym udziałem glonów dasykladowatych z rodzaju *Kamaena* i *Koninckopora*), koralowcowej oraz sparytowej. Szczegółową charakterystykę mikrofacjalną utworów formacji wapieni z Czaplinka wykonał pierwszy autor niniejszego rozdziału (Lipiec, 1999a), której najważniejsze wyniki zamieszczono poniżej. Wyróżnił on, przy zastosowaniu klasyfikacji wapieni Dunhama (1962) oraz Embry'ego i Klovana (1971), wprowadzonej do polskiej literatury przez Jaworowskiego (1987): greinstony grudkowe, ooidowe, szkieletowe, słabo przemyte, jak również wakstony (fig. 12A), pakstony (fig. 12B) i madstony. W obrębie greinstonów szkieletowych występują liczne i zróżnicowane ziarna szkieletowe, z których liliowce, otwornice i paleoberesellidy (*Kamaenella* sp.) często dominują (patrz Kozłowska, ten tom). W mniejszych ilościach spotykane są pokruszone fragmenty ramienionogów, fenestellidów i mszywiolów z rzędu Trepostomata, krasnorosty, koralowce kolonijne i osobnicze, małżoraczki, kalcysfery, glony wapienne, problematyki glonowe, sinice. W greinstonach ooidowych głównym składnikiem są zmikrytyzowane ooidy, którym towarzyszą grudki groniaste i mułowe, peloidy, detrytus muszli ramienionogów i trochity liliowców. Natomiast w składzie greinstonów grudkowych dominują grudki groniaste i mułowe, peloidy, intraklasty mikrytowe, a czasami liczne są również glony wapienne *Koninckopora* sp. i sinice *Girvanella* sp. W słabo przemytych greinstonach oraz pakstonych i wakstonych spotykane są ww. glony i sinice w otoczeniu nieregularnych lamin homogenicznego mikrytu. Na podstawie wzajemnych proporcji składników ziarnistych wyróżniono poniżej wymienione typy mikrofacji, tj.:

- pakstony (fig. 12B) i słabo przemyte greinstony szkieletowe – OS,
- greinstony szkieletowe – ZP,
- greinstony ooidowe – ŚP,
- greinstony grudkowe i grudkowo-koninkoporowe – WP.

W obrębie występujących w najwyższej części formacji wapieni z Czaplinka wapiennych przeławień w iłowcach i mułowcach wapnistych, opisano ilaste, szkieletowe wakstony (fig. 12A), pakstony, czasami rudstony i flotstony. Zostały one zaliczone do mikrofacji S (fig. 12) charakteryzującej się obecnością licznych struktur, typowych dla plastycznego spływu materiału ziarnowego, i dobrym stanem zachowania bioklastów, wśród których dominują fragmenty liliowców, mszywiolów i muszli ramienionogów, jak również otwornice, paleoberesellidy, krasnorosty oraz iłowcowe intraklasty.

Następstwo i zmienność mikrofacji w profilu formacji wapieni z Czaplinka wraz z frekwencją składników ziarnistych, jak również interpretacją środowiska sedymentacji, przedstawiono na figurze 13. Szereg cech wapieni zaobserwowanych w obrębie poszczególnych mikrofacji wskazuje, że ich sedymentacja zachodziła na obszarze szelfu (Lipiec 1997), na którym rozwinęła się rozległa platforma węglanowego typu *rimmed shelf* (szelf obramowany lub obrzeżony). Osady mikrofacji S i OS powstawały w strefie otwartego szelfu na mocno nachylonej powierzchni, najprawdopodobniej na stoku tej platformy, pomiędzy normalną, a sztormową podstawą falowania. Mikrofacje ZP, ŚP, WP są typowy-

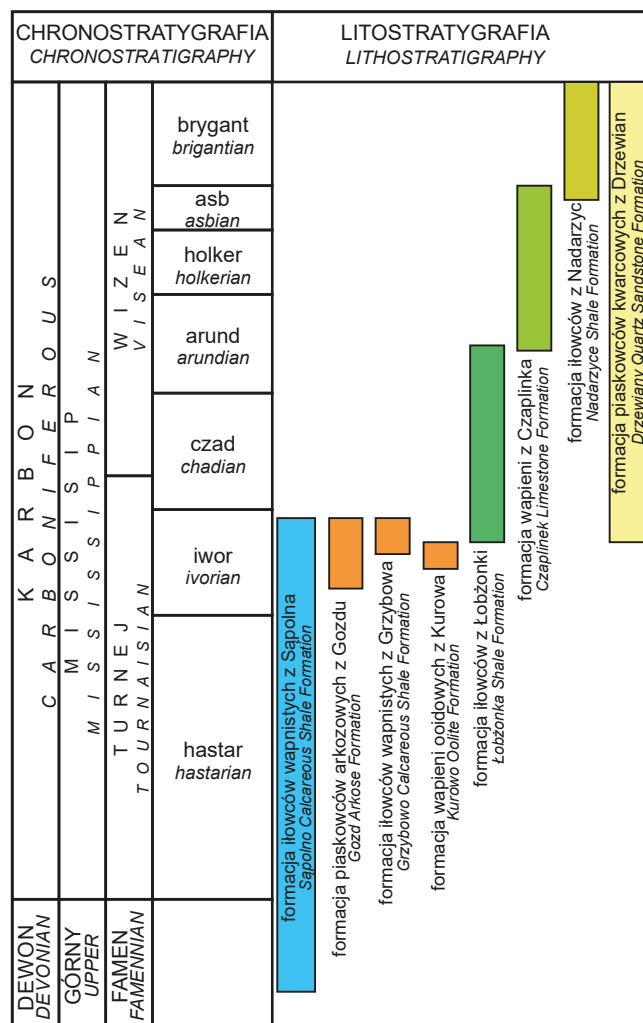


Fig. 11. Przypuszczalny zasięg chronostratygraficzny formacji litostratygraficznych missisipu na Pomorzu Zachodnim (wg Lipca, 1999a, zmienione)

Probable chronostratigraphic extent of the Mississippian lithostratigraphic formations in Western Pomerania (modified from Lipiec, 1999a)

mi dla rozległej płycizny ze strefami zewnętrzną, środkową i wewnętrzną. W profilu Czaplinek IG 1 nie stwierdzono obecności mikrofacji L charakterystycznej dla laguny, ale została ona rozpoznana w obrębie formacji wapieni z Czaplinka w innych profilach otworów, np. Moracz IG 1 (Lipiec, 1999a; fig. 8).

W górnej części profilu karbonu, na głęb. geofizycznej 5045,5–5300,0 m występuje formacja iłowców z Nadarżyc (fig. 9). Dolną granicę formacji wyznacza się w spągu zwartego kompleksu iłowców, leżącego powyżej formacji wapieni z Czaplinka. Górna granica jest wyznaczona powierzchnią erozyjną, a powyżej niej występują utwory permu. Miąższość formacji osiąga 254,5 m, a maksymalnie może dochodzić do ok. 300 m. Na krzywej profilowania gamma, formacja iłowców z Nadarżyc charakteryzuje się wyrównanym kształtem i dominacją wysokich wartości (120–180 API-PIG), co wyraźnie odróżnia ją od formacji

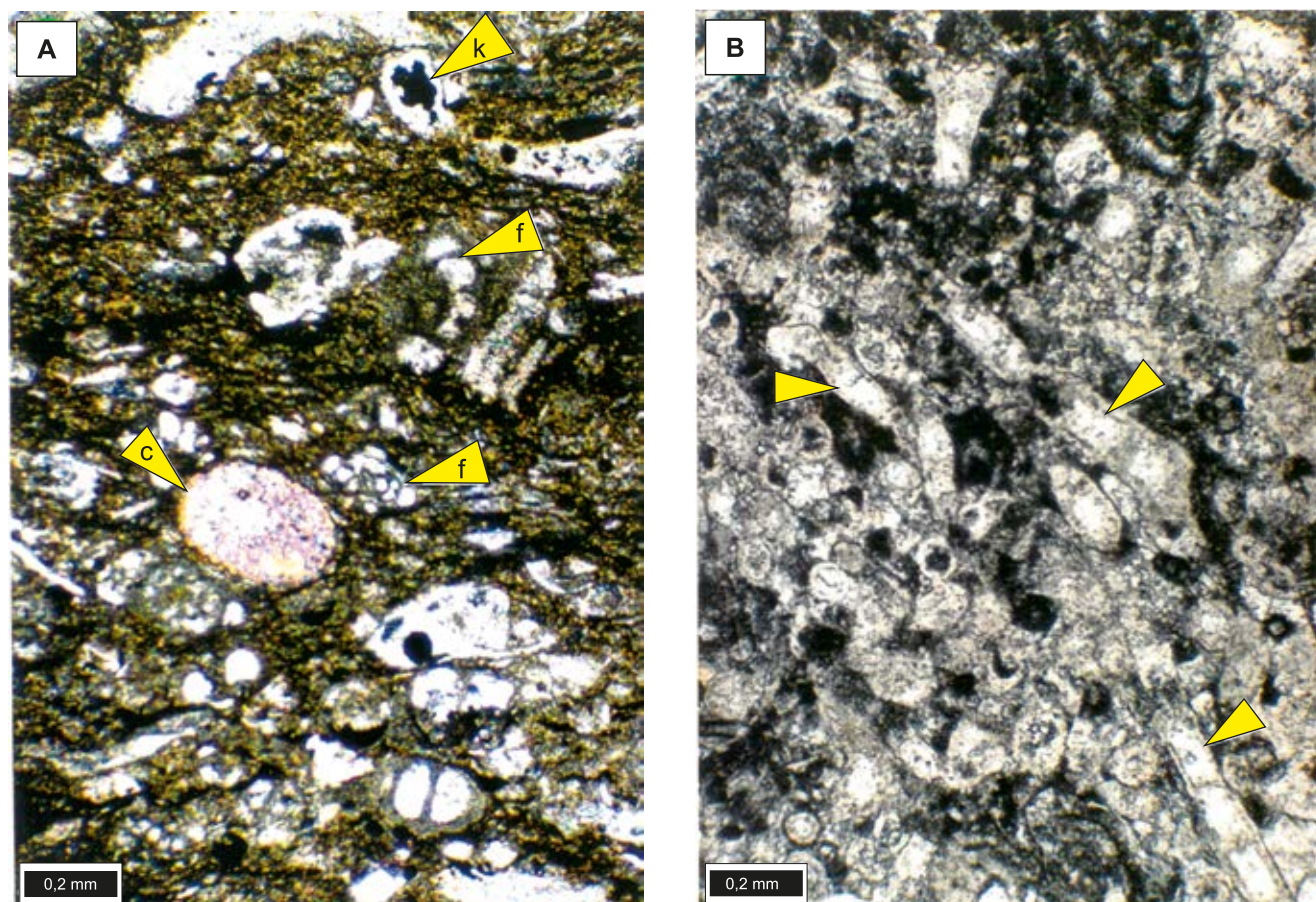


Fig. 12. Przykłady mikrofacji missisipu formacji wapieni z Czaplinka w otworze Czaplinek IG 1

A. Wakston szkieletowy z licznymi otwornicami (f), fragmentami liliowców (c) oraz paleooberesellidami z rodzaju *Kamaena* (k); głęb. 5315,5 m; nikole skrzyżowane **B.** Pakston kamenellowy z licznymi paleooberesellidami z rodzaju *Kamaenella* (strzałki); głęb. 5315,5 m; bez polaryzatora

Examples of microfacies of the Mississippian Czaplinek Limestone Formation from the Czaplinek IG 1 borehole

A. Skeletal wackestone with numerous foraminifers (f), fragments of crinoids (c) and palaeoberesellids of the genus *Kamaena* (k); depth 5315.5 m; crossed nicols. **B.** Kamaenellid packstone with numerous palaeoberesellids of the genus *Kamaenella* (arrows); depth 5315.5 m; no polarizer

wapieni z Czaplinka (fig. 9). Stratotyp formacji, podobnie jak dwóch scharakteryzowanych powyżej, został wskazany w profilu otworu Czaplinek IG 1. Litologia zdominowana jest tu przez ciemnoszare, rzadziej szare lub czarne (czasami fioletowoczerwone, pstre, w związku z wtórnym utlenieniem) warstwowane poziomo ilowce. Rzadko występują w ich obrębie smugi piaskowcowe, wkładki tufowe, drobne zwęglone szczątki roślin, zsyderytyzowane struktury biotur-

bacyjne, przerosty i konkrecje syderytowe (niektóre septariowe), a także pirytowe. Spotykana jest też nieliczna fauna morska, tj. szczątki liliowców, ramienionogów, mszywiolów oraz otwornice.

W profilach odcinków rdzeniowych zaobserwowano liczne powierzchnie łupliwości z zadrami, przebiegające pod kątem 30°. Powszechnie występują też zlustrowania i spękania pod kątem od 50–70° do prawie pionowych i pionowych,

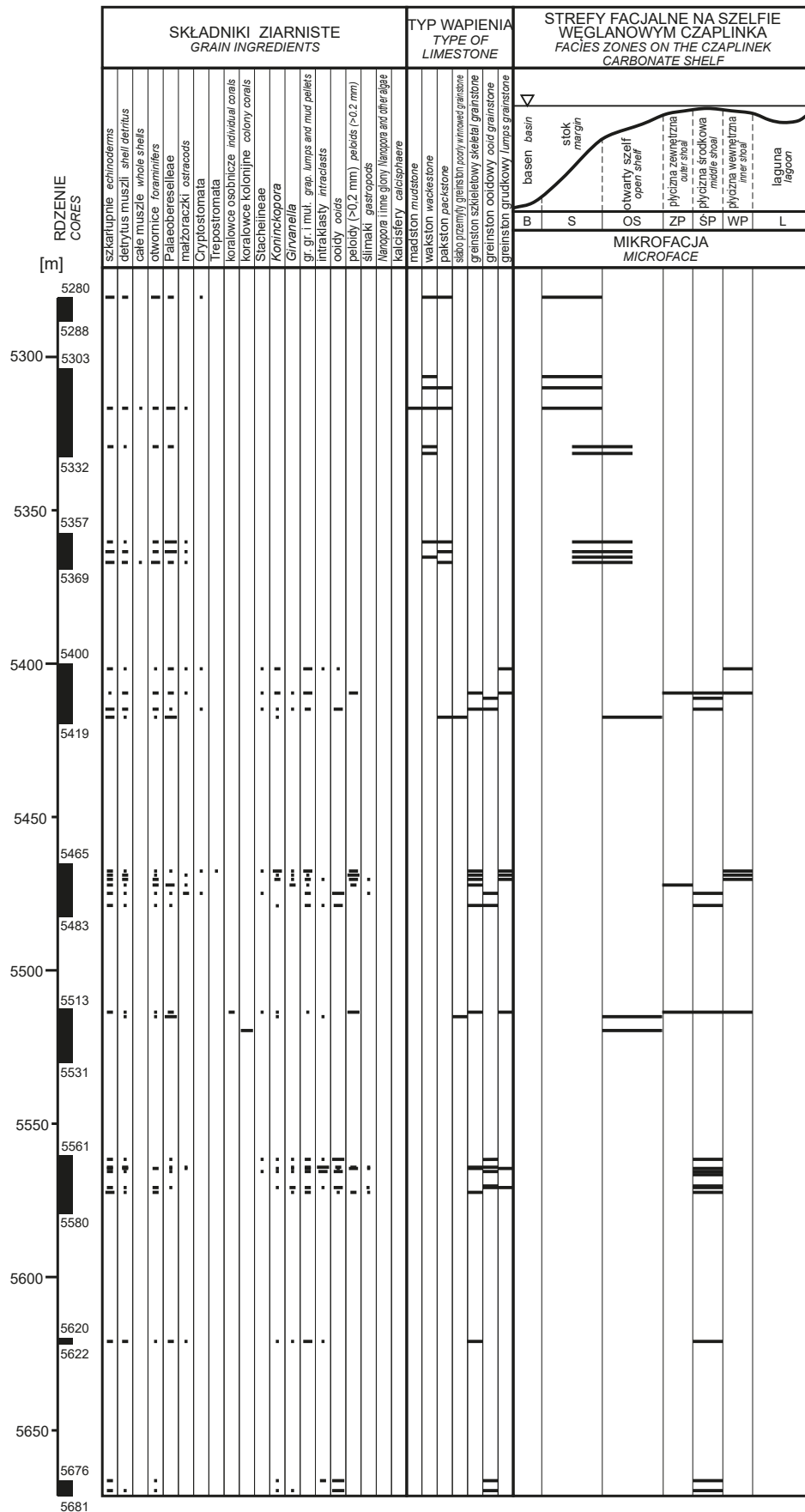


Fig. 13. Profil mikrofacjalny utworów węglanowych missisipu w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1 wraz z rekonstrukcją środowiska sedimentacji (wg Lipca, 1999a, zmienione)

Symbole mikrofacji wyjaśnione w tekście; „gr. gr. i muł.” – grudki groniaste i mułowe

Microfacies profile of the Mississippian carbonate deposits from the Czaplinek IG 1 borehole and the sedimentary environment reconstruction (modified from Lipiec, 1999a)

For microfacies symbols see text; “grap.” – grapestone



Frekwencja składników ziarnistych / Frequency of grain ingredients:

■ pojedyncze *single* ■ nieliczne *few* ■ liczne *numerous* ■ bardzo liczne *very numerous*

ułożone kulisowo, z zadrami i zmarszczkami równoległymi do warstwowania, i zaburzające łupliwość. Są one wypełnione anhydrytem, dolomitem z mineralizacją piritową lub kalcytem. Upad warstw wynosi 5–30°.

Wiek utworów formacji z Nadarzyc dotychczas nie udało się precyzyjnie określić ze względu na nieliczne znaleziska faunistyczne i szerokie zasięgi opisanych miospor. Wskazywały one na wiek obejmujący górny wizen–dolny namur (Górecka i in., 1981; Soboń-Podgórska, 1981; Żelichowski, 1987). Badania stratygraficzne wykonane przez Lipca (1999a) wskazują na wiek nie starszy niż wyższy wizen (wyższy asbian–brigant).

Formacja z Nadarzyc powstała na obszarze basenu szelfowego, gdzie zachodziła spokojna depozycja z zawiesiny materiału głównie ilastego, poza zasięgiem sedimentacji węglanowej. Występujące przy spągu formacji wkładki tufu, przypuszczalnie cztery (Kozłowska, ten tom), dokumentują wulkaniczne erupcje piroklastyczne, z których materiał dostał się i osadził w basenie szelfowym.

Profil utworów karbonu w otworze Czaplinek IG 1 dokumentuje istnienie na Pomorzu Zachodnim w czasie missisipu systemów depozycyjnych: basenowego, deltowego oraz obrzeżonego szelfu węglanowego (fig. 8) zlokalizowanych ok. 150 km ku południowemu zachodowi od najbliższego obszaru lądowego, tzw. lądu Łeby (Lipiec, 1999a; fig. 6). Depozycja osadów ilasto-mułowo-piaszczystych formacji z Łobżonki zachodziła w najgłębszym środowisku spośród dotychczas stwierdzonych w karbonie Pomorza Zachodniego, na obszarze basenu szelfowego z okresowym wpływem lobów deltowych. Powstałe tu osady są charakterystyczne dla facji kulmu, która deponowana była na przedpolu waryscydów. Środkową część profilu – formację wapieni

z Czaplinka, należy wiązać z sedimentacją w strefie szelfu węglanowego i facją wapienia węglowego. Natomiast najwyższa część tej formacji z facjami stokowymi związana jest z początkiem pogłębiania i przejściem platformy węglanowej w basen szelfowy. W tym środowisku powstała najmłodsza w profilu formacja iłowców z Nadarzyc, która również należy do facji kulmowych. Obecność zdarzeń spływania, a następnie pogłębiania, należy wiązać z aktywnością tektoniczną podłoża basenu pomorskiego w strefie przedpola waryscydów. Węglanowe facje szelfowe powstawały w obu strefach Koszalin–Wierzchowo oraz Łaska–Czaplinek. Pogłębianie środowiska sedimentacji następowało generalnie ku południowemu zachodowi, południowi i południowemu wschodowi, gdzie powstawały facje basenowe i deltowe. Jeszcze dalej na południu występowała strefa facji basenowych i deltowych – kulmowych powstałych w obrębie waryscydów (fig. 8), która w przewierconym profilu Czaplinek IG 1 nie jest reprezentowana. Strefa ta została rozpoznana na przykład profilami otworów Objezierze IG 1 i Września IG 1, odwierconymi na obszarze monokliny przedsudeckiej, w podłożu której występują utwory karbonu. Widoczny na figurze 8, system depozycyjny lądowy z lokalnymi wpływami morskimi, tworzą najmłodsze na Pomorzu Zachodnim pensylwańskie osady rzeczne, które zostały opisane tu w nielicznych otworach wiertniczych, np. Strzeżewo 1, Gorzysław 10 i Trzebusz 1, jak również na obszarze zachodniego Bałtyku w profilach K1-1/86, K9-1/89 i L2-1/89 (Waksmundzka, Żelichowski, 1997). Tak więc, obszar lądowy istniejący w missisipie daleko na północnym wschodzie, w rejonie Łeby, w pensylwanie ekspandował wyraźnie ku zachodowi i południowemu zachodowi.

Aleksandra KOZŁOWSKA

OPRACOWANIE PETROGRAFICZNE UTWORÓW KARBONU DOLNEGO (MISSISIPU)

Wstęp

Strop utworów karbonu dolnego (wizen) w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1 występuje na głęb. 5045,5 m. Skały wizenu przewiercono do głęb. 6006,0 m, uzyskując miąższość 960,5 m. Przyjęto podział stratygraficzny karbonu podany przez Matyję (2006), według którego wyróżniono od spągu: formację iłowców z Łobżonki, formację wapieni z Czaplinka i formację iłowców z Nadarzyc. Omawiane utwory są reprezentowane przez skały klastyczne (piaskowce, mułowce i iłowce), węglanowe i wulkanoklastyczne.

W poniższym opracowaniu przyjęto zmodyfikowaną klasyfikację piaskowców wg Pettijohna i innych (1972). Dla wapieni stosowano klasyfikację Dunhama z uzupełnieniem Embry’ego i Klovana (1972). Nazewnictwo utworów wulkanoklastycznych (osady piroklastyczne) odpowiada klasyfikacji podanej przez Schmid’a (1981) i Le Maitrea i innych (1989), zgodnie z którą nazwa tuf określa skałę zawierającą >75% piroklastów. Charakterystykę petrograficzną oparto na archiwalnym opracowaniu Łoszewskiej (1983) wprowadza-

jąc znaczne modyfikacje (zweryfikowano opisy petrograficzne i wyniki analiz planimetrycznych, wprowadzono zmiany w nazewnictwie skał). Wykorzystano 106 archiwalnych płytek cienkich (tab. 1), które poddano analizie w mikroskopie polaryzacyjnym. W 19 próbkach piaskowców i mułowców wykonano analizę planimetryczną (tab. 2). Ponadto wykorzystano częściowe oznaczenia chemiczne wykonane przez Łoszewską (1983) w 42 próbkach, na podstawie których wyliczono zawartości minerałów węglanowych i siarczanów w skale (tab. 3), oraz w 9 próbkach analizy rentgenowskie (tab. 4).

Figura 14* przedstawia profil litologiczny wg Żelichowskiego (1981) z nowelizacją stratygrafii Lipca i Waksmundzkiej (ten tom), na którym zaznaczono wiek skał, miejsca pobrania próbek, maksymalne i najczęstsze ziarna kwarcu, skład mineralny skały i spoiwa w procentach, oraz zawartość w procentach kalcytu i dolomitu.

* Figura 14 znajduje się w kieszeni na końcu książki.

Charakterystyka petrograficzna

Formacja iłowców z Łobżonki (6006,0–5703,5 m)

Utwory skalne tej formacji, o miąższości 302,5 m, reprezentują iłowce, mułowce i piaskowce typu wak kwarcowych i arenitów kwarcowych (tab. 1, 2). Ponadto, lokalnie stwierdzono występowanie: heterolitu, brekcji tektonicznej i wapienia piaszczystego (tab. 1; fig. 15A–D).

Piaskowce charakteryzują się strukturą od bardzo drobną- do średnioziarnistej i teksturą bezładną lub kierunkową podkreśloną równoległym ułożeniem minerałów blaszkowych (illit, łyszczyki) (fig. 15A, B). Głównym składnikiem szkieletu ziarnowego jest kwarc o ziarnach ostrokrawędzistych lub częściowo obtoczonych. Rozmiary ziarn mieszczą się w przedziale 0,06–0,60 mm (tab. 1, 2). Skalenie występują sporadycznie w niewielkiej ilości (<1% obj. skały). Widoczne są w nich efekty argilityzacji (głęb. 5833,5, 5909,2, 5909,8, 5960,2, 5985,8 m), karbonatyzacji (głęb. 5960,2 m) i hematytyzacji (głęb. 5833,5 m). Łyszczyki (muskowit, rzadziej biotyt) obserwowano w niewielkich ilościach. Blaszkki łyszczyków przeważnie są powyginane, co jest efektem kompaktacji mechanicznej. Wśród minerałów ciężkich zidentyfikowano cyrkon i tytanit. Litoklasty, których zawartość nie przekracza 3% obj. skały, stwierdzono w próbkach z głęb. 5833,5, 5909,2, 5960,2 i 5985,8 m (tab. 2). Zidentyfikowano okruchy skał metamorficznych (łupki kwarcowe i kwarcowo-łyszczykowe, kwarcyty), czertów i skał krzemionkowo-ilastych. Spoiwo piaskowców, zbudowane z matriksu i cementu, jest typu porowego i kontaktowego. W matriksie ilasto-krzemionkowym, miejscami żelazistym lub węglistym, wśród minerałów ilastych, wyróżniono illit, kaolinit oraz chloryty. Cementy zbudowane są głównie z kwarcu, węglanów, chlorytów i kaolinitu. Minerały węglanowe są reprezentowane przez dolomit, kalcyt (fig. 15B) i syderyt, które często współwystępują ze sobą. Dolomit miejscami wykształcony jest w postaci romboedrów wykrystalizowanych w pustych przestrzeniach porowych. Syderyt najczęściej jest drobno-kryształiczny, idiomorficzny, sporadycznie romboedryczny. Kwarc autogeniczny w postaci obwódek syntaksjalnych na ziarnach występuje w próbkach z głęb. 5739,0, 5746,0, 5748,0, 5833,5, 5909,2, 5909,8, 5960,2, 5963,2 i 5985,8 m (fig. 15B). Kaolinit robakowaty i chloryty autogeniczne wypełniają przestrzeń porową w piaskowcach na głęb.: 5739,0, 5746,0, 5748,0 i 5963,2 m. Lokalnie występują hematyt oraz piryt, które miejscami tworzą skupienia rozmiarów 0,2 mm. W piaskowcach obserwowano żyłki różnej grubości wypełnione węglanami (kalcyt, dolomit) oraz kaolinitem i chlorytami (fig. 15A).

Procesy diagenetyczne, takie jak kompaktacja i cementacja, znacząco zredukowały porowatość pierwotną skały. Piaskowce te charakteryzują się bardzo słabo rozwiniętą przestrzenią porową – porowatość ok. 1% (Szyperko-Teller, Raczyńska, 1981). W piaskowcach mogą występować mikroszczeliny czy mikropory, lecz przeważnie nie są one ze

sobą połączone, gdyż takie skały nie wykazują jakiegokolwiek przepuszczalności.

Mułowce i mułowce piaszczyste charakteryzują się strukturą pelitowo-aleurytowo-psamitową i teksturą kierunkową podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i muskowitu oraz wydłużonych skupień materii organicznej, jak również syderytu (fig. 15C). Skład mineralny mułowców jest analogiczny do składu piaskowców. Ziarnowy materiał detrytyczny (kwarc, skalenie, litoklasty) najczęściej jest nieobtoczony lub półobtoczony. Z łyszczyków występuje muskowit. Masa podstawowa złożona jest z minerałów ilastych i pyłu kwarcowego oraz materii organicznej, która nadaje skale barwę czarno-brunatną. W próbkach z głęb. poniżej 5900,0 m powszechnie występują węglany: syderyt i kalcyt. W próbce z głęb. 5999,7 m stwierdzono skupienia ziarn piryty. Mułowiec z głęb. 6000,9 m przecięty jest cienką żyłą zbudowaną z kaolinitu/dickitu oraz kalcytu.

Heterolit występuje na głęb. 5715,0 m. Skała zbudowana jest z lamin piaskowca (waka i arenit kwarcowe), mułowca i tufu. Waka kwarcowa i mułowiec charakteryzują się teksturą kierunkową podkreśloną cienkimi przemazami materii organicznej i ułożeniem blaszek łyszczyków. Wkładka tufu reprezentuje tuf popiołowy zbudowany ze szkliwa wulkanicznego przeobrażonego w Fe-chloryty (tab. 4). Skała przecięta jest żyłą kalcytową o przebiegu równoległym do lamin.

Brekcja/zlepieniec występuje na głęb. 5998,7 m i reprezentuje bardzo drobnoziarnisty parazlepieniec oligomiktyczny. Charakteryzuje się strukturą psefitową i teksturą bezładną. Zawartość materiału >2 mm wynosi ok. 50% obj. skały. Frakcję psefitową stanowią nieobtoczone i półobtoczone fragmenty okruchów bardzo drobno- i drobnoziarnistego piaskowca – arenitu kwarcowego. Piaskowiec zbudowany jest z ziarn kwarcu, głównie monokryształicznego, spojonych cementem kwarcowym, miejscami matriksem ilasto-żelazistym. Psefitowy materiał detrytyczny spojony jest matriksem piaszczystym oraz cementem. W obrębie materiału detrytycznego frakcji psamitowej drobnoziarnistej występuje kwarc, pojedyncze blaszki muskowitu oraz anataz i cyrkon. Cementy w skale stanowią hematyt i kalcyt.

Wapień piaszczysty występuje na głęb. 5909,0 m (tab. 2, fig. 15D). Skała charakteryzuje się zawartością węglanów w ilości 66,7% obj. skały. Mineral węglanowy to prawdopodobnie kalcyt, który występuje jako sparyt oraz w niewielkiej ilości w formie bioklastów (m.in. glony, fragmenty małży) (fig. 15D). Materiał detrytyczny frakcji aleurytowo-psamitowej reprezentowany jest przez kwarc, głównie monokryształiczny. Ziarna kwarcu są przeważnie nieobtoczone. Ponadto występują skalenie, blaszki łyszczyków (muskowit), rzadziej chlorytów, oraz minerały akcesoryczne (cyrkon, tytanit). Zawartość każdego z tych minerałów nie przekracza 1% obj. skały. Lokalnie obserwowano nieduże nagromadzenia autogenicznych chlorytów. Powszechny jest piryt występujący w formie kryształów rozproszonych lub skupiających się w nagromadzenia. Jego zawartość wynosi

Tabela 1

Zestawienie typów skał w utworach karbonu oraz uziarnienie w skałach klastycznych

List of rock types in the Carboniferous deposits and grain size distribution in clastic rocks

Wiek i poziom Stratigraphy	Numer próbki Sample No	Głębokość [m] Depth [m]	Wielkość ziarna kwarcu Quartz grain size		Nazwa skały Rock type
			maksymalna [mm] maximum [mm]	najczęstsza [mm] dominant [mm]	
1	2	3	4	5	6
Wizen Formacja iłowców z Nadarzyc	1a, 1b	5149,5	0,16	0,01	iłowiec zhematyzowany
	2	5173,3	0,02	0,01	iłowiec żelazisty
	3	5226,5	0,13	0,01	iłowiec żelazisty
	4	5227,8	–	–	iłowiec
	5	5228,5	0,07	0,02	iłowiec
	6	5231,0	–	–	iłowiec
	7	5250,0	0,20	0,06	tuf
	8	5251,5	0,10	0,02	tuf zsyderytizowany
	9	5260,5	0,30	0,05	tuf zsyderytizowany
	10	5261,5	0,25	0,02	tuf zsyderytizowany
	11	4269,5	–	–	tuf
	12	5281,0	–	–	tuf
Wizen Formacja wapieni z Czaplinka	13	4303,1	–	–	pakston organodetrytyczny
	14	5303,2	–	–	wakston organodetrytyczny
	15	5305,3	–	–	pakston organodetrytyczny
	16	5308,6	–	–	wakston organodetrytyczny
	17	5308,8	–	–	pakston organodetrytyczny
	18	5310,2	–	–	wakston organodetrytyczny
	19	5313,5	–	–	iłowiec wapnisty/margiel
	20	5315,5	–	–	iłowiec wapnisty/margiel
	21	5319,2	–	–	pakston organodetrytyczny
	22	5321,6	–	–	wakston organodetrytyczny
	23	5323,3	–	–	pakston organodetrytyczny
	24	5326,2	–	–	pakston organodetrytyczny
	25	5326,2	–	–	pakston organodetrytyczny
	26	5357,2	–	–	pakston organodetrytyczny
	27	5358,6	–	–	iłowiec wapnisty/margiel
	28	5360,5	–	–	wakston organodetrytyczny
	29	5364,5	–	–	wakston organodetrytyczny
	30	5368,5	–	–	pakston organodetrytyczny
	31	5400,2	–	–	greinston ooidowy
	32	5403,2	–	–	pakston organodetrytyczny
	33, 33a	5406,2	–	–	wapień krystaliczny z dolomitom
	34	5409,2	–	–	greinston ooidowy z bioklastami
	35	5410,3	–	–	greinston ooidowy
	36	5412,3	–	–	greinston organodetrytyczny z peloidami
	37	5416,3	–	–	greinston organodetrytyczny
	38	5416,7	–	–	greinston organodetrytyczny z ooidami
	39	5419,0	–	–	greinston organodetrytyczny z ooidami
	41	5465,0	–	–	wapień krystaliczny z dolomitom
	42	5465,2	–	–	wapień krystaliczny z dolomitom
	43	5466,1	–	–	wapień krystaliczny z dolomitom
	44	5467,3	–	–	brekcja tektoniczna wapienno-dolomitowa
	44a	5467,3	–	–	greinston z bioklastami i peloidami
	45	5468,5	–	–	wapień krystaliczny z dolomitom
	46	5471,1	–	–	wapień krystaliczny

Tabela 1 cd.

1	2	3	4	5	6
cd. Wizen Formacja wapieni z Czaplinka	47	5473,5	–	–	greinston ooidowy z bioklastami
	48	5476,1	–	–	greinston ooidowy
	48a	5477,1	–	–	greinston ooidowy z bioklastami
	48b	5477,1	–	–	greinston ooidowy z peloidami
	49	5480,1	–	–	greinston ooidowy z peloidami
	50	5483,0	–	–	greinston ooidowy z peloidami
	51	5513,0	–	–	dolomit sparytowy
	52	5520,0	–	–	pakston organodetrytyczny
	53	5531,0	–	–	pakston organodetrytyczny
	54	5564,4	–	–	wapień krystaliczny
	55	5564,7	–	–	greinston organodetrytyczny z peloidami i ooidami
	56	5567,5	–	–	greinston ooidowy z peloidami
	57	5571,1	–	–	greinston ooidowy z peloidami
	58	5574,5	–	–	greinston ooidowy z peloidami
	59	5576,5	–	–	greinston ooidowy z peloidami
	60	5577,8	–	–	greinston ooidowy z peloidami i bioklastami
	61	5578,3	–	–	greinston ooidowy z bioklastami
	61a	5578,3	–	–	greinston ooidowy z bioklastami
	62	5578,8	–	–	greinston ooidowy z bioklastami
	63	5579,1	–	–	greinston organodetrytyczny z peloidami
	64	5579,6	–	–	greinston ooidowy
	65	5622,0	–	–	greinston ooidowy z bioklastami
	66	5625,0	–	–	dolomit sparytowy
	66a	5625,0	–	–	dolomit sparytowy
	66b	5625,0	–	–	dolomit sparytowy
	67	5661,5	–	–	greinston organodetrytyczny z ooidami
	68	5676,5	–	–	greinston ooidowy
	69	5676,5	–	–	greinston organodetrytyczny z peloidami i ooidami
	70	5680,5	–	–	greinston ooidowy
Wizen Formacja iłowców z Łobżonki	71	5706,0	0,10	0,06	waka kwarcowa
	72	5712,0	0,60	0,14	arenit kwarcowy
	73	5715,0	0,43	0,07	heterolit z tufem
	74	5736,0	0,18	0,05	mułowiec piaszczysty
	75	5739,0	0,50	0,10	waka kwarcowa
	76	5745,0	0,23	0,07	waka kwarcowa
	77	5746,0	0,40	0,12	arenit kwarcowy
	78	5748,0	0,38	0,10	waka kwarcowa
	79	5833,5	0,69	0,26	arenit kwarcowy
	80a–f	5909,0	0,18	0,06	wapień piaszczysty
	81	5909,2	0,18	0,07	arenit kwarcowy
	82	5909,8	0,10	0,07	arenit kwarcowy
	83	5912,8	0,125	0,02	mułowiec piaszczysty
	84	5960,2	0,58	0,19	arenit kwarcowy
	85	5961,5	0,10	0,05	mułowiec piaszczysty
	86	5963,4	0,30	0,07	arenit kwarcowy
	87	5985,8	0,38	0,13	arenit kwarcowy
	88	5998,7	0,60	0,10	brekcja/zlepieniec
	89	5999,7	0,10	0,05	mułowiec piaszczysty
	90a	6000,9	0,10	0,04	mułowiec piaszczysty
	91	6006,0	0,10	0,04	mułowiec

Tabela 2

Wyniki analiz planimetrycznych wybranych skal klastycznych karbonu

Results of modal analyses of selected Carboniferous clastic rocks

Numer próbki Sample No	Głębokość [m] Depth [m]	Skład mineralny = 100% Mineral composition = 100%						Skład spoiwa = 100% Cement composition = 100%						Średnica ziarn kwarcu Quartz grain size		Nazwa skały Rock type
		kware quartz	skalenie feldspars	tyszczyki micas	minerały akcesoryczne accessory minerals	okruchy skał clasts	spoiwo cement	matriks ilasto- -krzemionkowy clay-silica matrix	węglany carbonates	węglisto- -żelaziste carbonaceous- -ferrous	tlenki oxides	inne minerały autigeniczne other authigenic minerals	maksymalna [mm] maximum [mm]	najczęstsza [mm] dominant [mm]		
71	5706,9	40,0	śl	13,6	śl Cr	0,0	46,4	99,5	śl	0,0	0,5 Pi	0,0	0,10	0,06	waka kwarcowa	
73	5715,0	83,7	śl	śl	0,0	0,0	16,3	98,5	śl	0,0	1,5 Pi	Chl	0,43	0,07	heterolit z tufem	
74	5736,0	24,5	0	4,2	0,0	0,0	71,3	84,2	śl	15,1	0,7 He	0,0	0,18	0,05	mułowiec piaszczysty	
75	5739,0	66,3	śl	3,3	śl Cr	0,0	30,4	65,2	śl	18,8	0,0	16,0 Qa, Kl, Chl	0,50	0,10	waka kwarcowa	
76	5745,0	55,0	0,0	3,3	śl Cr	0,0	41,7	72,8	0,0	27,2	0,0	0,0	0,23	0,07	waka kwarcowa	
77	5746,0	68,0	0,0	0,0	0,7 Cr Ty	0,0	31,3	0,0	77,6 Do/Ak	0,0	śl Pi	22,4 Qa, Chl	0,40	0,12	arenit kwarcowy	
78	5748,0	48,0	0,0	2,7	0,0	0,0	49,3	64,2	śl	33,8	0,0	2,0 Qa, Chl	0,38	0,10	waka kwarcowa	
79	5833,5	80,7	śl	0,3	śl Cr	2,7	16,3	26,4	0,0	0,0	6,1 He	67,5 Qa	0,69	0,26	arenit kwarcowy	
80a-f	5909,0	33,7	0,0	0,3	śl Cr Ty	0,0	66,0	0,0	99,0 Ka	0,0	1,0 Pi	0,0	0,18	0,06	wapień piaszczysty	
81	5909,2	59,0	śl	0,3	0,3 Cr Ty	0,7	39,7	0,0	72,3 Do, Ka	0,0	2,5 He Pi	25,2 Qa	0,18	0,07	arenit kwarcowy	
82	5909,8	58,7	śl	0,3	śl Cr Ty	0,0	41,0	34,2	24,4 Ka	24,4	2,4 Pi	14,6 Qa	0,10	0,07	arenit kwarcowy	
84	5960,2	79,3	śl	0,0	śl Cr	0,7	20,0	20,0	20,0 Ka, Do	0,0	0,0	60,0 Qa	0,58	0,19	arenit kwarcowy	
86	5963,2	51,3	0,0	1,0	0,3 Cr Ty	0,0	47,4	4,9	82,5 Sy, Do	4,2	4,2 Pi	4,2 Qa, Chl	0,30	0,07	arenit kwarcowy	
87	5985,8	79,7	śl	0,7	0,6 Cr Ty	0,7	18,3	18,0	16,4 Do	0,0	śl He	65,6 Qa	0,38	0,13	arenit kwarcowy	

Chl – chloryt, Cr – cyrkon, Do – dolomit, He – hematyt, Ka – kalcyt, Kl – kaolinit, Pi – piryt, Sy – syderyt, Ty – tytanit, Qa – kwarc autigeniczny, śl – ślady

Chl – chlorite, Cr – zircon, Do – dolomite, He – hematite, Ka – calcite, Kl – kaolinite, Pi – pyrite, Sy – siderite, Ty – titanite, Qa – authigenic quartz, śl – traces

Tabela 3

Wyniki oznaczeń chemicznych skal karbonu oraz wyliczone z nich zawartość syderytu, dolomitu i kalcytu (w % wag.)

Results of chemical determinations of the Carboniferous rocks and the calculated contents of siderite, dolomite and calcite (wt%)

Nr próbki Sample No	Głębokość [m] Depth [m]	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	SO ₃	CO ₂	Części nierozpuszczalne 80°C Insoluble 80°C	Części nierozpuszczalne 900°C Insoluble 900°C	Anhydryt Anhydrite	Syderyt Siderite	Dolomit Dolomite	Kalcyt Calcite	Suma kalcytu i dolomitu Dolomite and calcite	Typ skały Rock type
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	5149,5	0,45	0,72	9,48	0,38	0,24	0,20	82,54	76,82	0,40	0,52	–	–	–	iłowie zhematyzowany
2	5173,5	3,35	0,80	67,47	0,37	4,73	0,35	16,72	16,30	8,04	0,92	–	–	–	iłowiec żelazisty
7	5250,5	0,56	0,72	5,67	0,38	0,34	0,20	85,00	77,46	0,57	0,52	–	–	–	tuf
9	5260,5	0,67	2,73	29,27	3,23	0,14	5,30	34,10	33,20	0,23	5,20	–	–	–	tuf zsyderyzowany
11	5269,5	0,45	0,72	0,33	0,50	0,48	0,20	84,30	77,80	0,81	0,80	–	–	–	tuf
12	5281,0	0,45	0,64	4,95	0,50	0,58	0,30	84,42	77,94	0,98	0,80	–	–	–	tuf
14	5303,2	11,16	1,44	4,46	0,31	0,65	7,80	65,66	61,88	1,10	0,49	–	19,01	19,01	wakston organodetrtyczny
16	4308,8	35,82	3,21	5,28	2,34	0,75	30,80	17,72	15,72	1,27	3,77	6,82	73,05	79,87	wakston organodetrtyczny
20	5315,5	18,41	2,98	4,82	0,32	0,38	23,80	50,94	48,48	0,64	0,51	–	34,01	34,01	iłowiec wapnisty/margiel
25	5330,6	34,37	2,25	5,82	0,41	0,38	28,30	24,12	21,92	0,64	0,66	5,48	57,94	63,34	pakston organodetrtyczny
26	5357,2	44,41	2,00	2,87	0,18	0,31	36,00	13,00	11,40	0,52	0,29	5,05	78,88	81,19	pakston organodetrtyczny
28	5360,5	35,26	1,92	3,29	0,08	0,27	29,60	27,90	25,12	0,45	0,12	8,52	57,99	66,51	wakston organodetrtyczny
30	5368,5	48,0	1,60	1,18	0,08	0,27	38,60	8,52	8,26	0,45	0,12	4,35	82,98	87,33	pakston organodetrtyczny
31	5400,2	53,79	0,80	0,28	0,02	0,21	43,00	1,46	1,38	0,35	0,03	3,71	93,74	97,45	greinston ooidowy
34	5489,2	49,33	3,06	0,28	0,02	4,97	38,00	3,26	2,48	8,44	0,03	8,41	77,29	85,70	greinston ooidowy z bioklastami
39	5419,0	53,79	1,28	0,16	0,02	0,20	43,40	1,88	1,34	0,17	0,03	4,50	42,16	46,66	greinston ooidowy z bioklastami
41	5465,0	46,87	6,10	0,68	0,04	0,14	41,50	4,04	3,94	0,23	0,06	19,39	72,97	92,36	wapień krystaliczny z dolomitem
48	5476,1	53,90	1,12	0,16	0,02	0,14	43,20	1,54	1,46	0,23	0,03	4,04	96,04	100,08	greinston ooidowy
49	5480,1	51,11	2,09	0,67	0,02	0,17	41,90	2,82	2,76	0,28	0,03	7,82	91,02	98,84	greinston ooidowy z peloidami
50	5483,0	52,40	1,72	0,41	0,03	0,28	41,90	3,82	3,46	0,47	0,04	46,95	91,39	138,34	greinston ooidowy z peloidami
51	5513,0	37,83	9,0	0,72	0,10	0,14	39,10	20,80	5,21	0,23	0,16	34,94	45,92	85,80	dolomit sparytowy
52	5520,0	43,30	1,92	0,28	0,02	0,17	34,40	19,52	19,10	0,28	0,03	1,90	76,00	77,09	pakston organodetrtyczny
53	5531,0	51,34	1,80	0,20	0,10	0,14	42,00	3,94	3,60	0,25	0,16	7,23	94,78	102,10	pakston organodetrtyczny

Tabela 3 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
54	5564,4	50,22	2,00	0,10	0,03	0,41	41,20	1,60	0,90	0,69	0,04	8,79	84,36	93,15	wapień krystaliczny
59	5576,5	52,45	1,30	0,05	0,07	0,79	42,30	0,92	0,80	1,34	0,11	6,45	89,13	95,58	greinston ooidowy z peloidami
62	5578,8	49,66	3,81	0,10	0,02	1,46	40,00	1,26	1,10	2,44	0,007	66,42	55,09	121,51	greinston ooidowy z peloidami
64	5579,6	53,57	0,60	0,14	0,04	0,38	42,40	1,72	1,60	0,64	0,06	1,96	94,26	96,22	greinston ooidowy
65	5622,0	53,28	1,40	0,03	0,04	0,34	43,20	0,64	0,86	0,57	0,06	6,49	91,15	97,64	greinston ooidowy z bioklastami
67	5661,0	53,28	0,80	0,25	0,06	0,14	42,60	1,80	1,72	0,23	0,09	3,47	93,05	96,52	greinston organodetytyczny z ooidami
68	5676,5	46,04	1,20	0,11	0,05	0,17	37,40	1,20	1,16	0,28	0,08	5,55	78,96	84,51	greinston ooidowy
70	5680,5	50,78	1,20	0,49	0,06	0,14	41,20	3,20	3,08	0,23	0,09	5,86	37,29	93,15	greinston ooidowy
73	5715,0	2,23	1,80	2,22	0,97	0,17	2,50	76,48	74,00	0,28	1,56	5,63	0,94	6,57	heterolit z tufem
74	5736,0	0,83	2,20	0,25	1,82	0,27	3,00	90,30	86,92	0,00	0,00	2,36	0,00	2,36	mułowiec piaszczysty
78	5748,0	1,67	1,40	0,48	2,54	0,34	2,50	87,88	86,28	0,57	4,09	0,00	2,37	2,37	waka kwarcowa
79	5833,5	0,87	0,80	0,40	0,05	0,44	1,00	96,20	96,08	0,00	0,00	1,34	0,00	1,34	arenit kwarcowy
81	5909,2	3,07	0,60	2,13	0,98	0,24	3,70	73,16	72,74	0,40	1,58	3,08	2,66	5,74	arenit kwarcowy
83	5912,8	1,40	0,60	0,10	2,04	0,21	1,50	83,12	80,28	0,35	3,28	1,61	0,62	2,23	mułowiec piaszczysty
84	5960,2	1,67	0,30	2,18	1,03	0,34	1,30	91,34	91,24	0,57	1,65	1,68	2,57	3,45	arenit kwarcowy
86	5963,4	3,07	0,80	2,67	6,75	0,24	3,00	79,64	78,98	0,40	10,80	4,10	0,00	4,10	arenit kwarcowy
87	5985,8	3,35	0,60	1,18	0,26	0,51	3,00	92,72	91,56	0,86	0,41	5,55	0,52	6,07	arenit kwarcowy
88	5998,7	1,10	1,00	1,13	0,11	0,34	1,30	96,78	95,78	0,00	0,00	0,62	0,00	0,62	brekcja/zlepieniec
91	6006,6	1,67	0,90	1,44	4,02	0,41	2,00	88,48	84,18	0,69	6,48	0,06	0,98	1,04	mułowiec

Tabela 4

Wyniki analizy rentgenowskiej
Results of X-ray analysis

Numer próbki Sample No	Głębokość [m] Depth [m]	Rodzaj skały Rock type	Skład mineralny Mineral composition
1	5149,5	iłowiec zhemetytyzowany	kwarc, kaolinit, hematyt
2	5173,3	iłowiec żelazisty	hematyt, piryt, kwarc
3	5226,5	iłowiec żelazisty	syderyt, hematyt
12	5281,0	tuf	kwarc, kaolinit
27	5358,6	iłowiec wapnisty / margiel	kwarc, kalcyt, piryt, łyszczyki, kaolinit (?)
73	5715,0	heterolit z tufem	kwarc, fe-chloryty, łyszczyki (śl)
75	5739,0	wąka kwarcowa	kwarc, chloryty (śl), łyszczyki (śl), skałen (śl)
83	5912,8	mułowiec piaszczysty	kwarc, syderyt, łyszczyki, kaolinit
85	5961,5	mułowiec piaszczysty	kwarc, syderyt, łyszczyki (?), chloryty (?)

śl – ślad / traces

do ok. 2% obj. skały. Materia organiczna występuje w postaci rozproszonej, smug i soczewek.

Formacja wapieni z Czaplinka (5703,5–5300,0 m)

Utwory tej formacji o miąższości 403,5 m reprezentowane są przez skały węglanowe z pojedynczymi wkładkami iłowców wapnistych/margli oraz brekcji tektonicznej (fig. 15E–H, fig. 16A–D).

Skały węglanowe reprezentowane są głównie przez szare wapienie organodetrytyczne, ooidowe i peloidowe (fig. 15E–H, 16A, B). Ponadto wyróżniono wapienie krystaliczne i dolomity (fig. 16C, D). Lasocka (1989) w obrębie skał węglanowych w profilu otworu Czaplinek IG 1 wydzieliła, na podstawie składników ilościowo dominujących w próbce, sześć mikrofacji: biomikrytową, oolitową, grudkową, glono-wo-grudkową, koralowcową i sparytową. Natomiast Lipiec (1999a) oraz Lipiec i Waksmundzka (ten tom) wyróżnili następujące typy mikrofacji na podstawie wzajemnych proporcji składników ziarnistych: pakstony szkieletowe, greinstony szkieletowe, greinstony ooidowe, greinstony grudkowe i grudkowo-koninkoporowe oraz szkieletowe wakstony i pakstony.

Wapienie organodetrytyczne reprezentują przeważnie wakstony i pakstony (fig. 15E–G), natomiast wapienie ooidowe i peloidowe – greinstony (tab. 1). Osady te są bardzo bogate w różnorodne składniki ziarniste: bioklasty, ooidy i peloidy. Wśród bioklastów wyróżniono fragmenty szkieletowe liliowców oraz innych szkarłupni, muszli małży, brachiopodów, ślimaków, otwornic i małżoraczków, mat mszywiolów i glonów oraz elementy koralowców i gąbek (fig. 15E–G). Lasocka (1989) zidentyfikowała następujące rodzaje otwornic: *Endothyra*, *Tetrataxis*, *Aphralysia*, *Archae-discus*, *Brunsia* i *Tuberitina*, mszywiolów: *Fenestella* sp. oraz koral: *Heterophylia* sp. Wśród glonów powszechnie występują glony dazykladowe z przewagą ilościową rodza-

jów *Koninckopora* lub *Kamaena*. Współwystępują z nimi glony: *Coelosporrella* sp., *Hypocaustella* sp., *Exvotarissella* sp., *Stacheoides* sp., *Atractyliopsis* sp. i *Girvanella* sp. (Lasocka, 1989). Wśród bioklastów występują zarówno fragmenty z dobrze zachowaną pierwotną strukturą, jak i okrucy przekształcone.

Spośród ziarn nie szkieletowych występują licznie ooidy, peloidy (obejmujące grudki) i intraklasty. Ooidy, o rozmiarach 0,1–5,5 mm, przyjmują kształt kulisty lub sferolityczny, co w głównej mierze związane jest z kształtem jądra (fig. 15H, fig. 16A, B). Korteks na ogół zbudowany jest z substancji mikrytowej, czasem występują grube powłoki sparytowe, które powstały wskutek zmian diagenetycznych. W jądrach ooidów zwykle jest ziarno kryptokrystaliczne lub substancja mikrytowa, która stopniowo przechodzi w korteks. Ponadto jądrem mogą być intraklasty, bioklasty czy ziarna terygeniczne (kwarc, skałenie, okrucy skał, minerały akcesoryczne). Peloidy, w rozmiarach 0,04–1,20 mm, mają kształt mniej lub bardziej owalnych ziarn, dość dobrze obtoczonych. Zbudowane są z mikrytu kalcytowego, któremu towarzyszy pelit ilasty. W niewielkich ilościach występują anhydryt, piryt, tlenki i wodorotlenki żelaza oraz materia organiczna. Intraklasty, wśród których wyróżniono okrucy wapieni organodetrytycznych i ooidowych, występują incydentalnie. Także kwarc, w postaci drobnych ziarn, należy do rzadkości.

Tekstura skał węglanowych jest bezładna lub kierunkowa, zaznaczona równoległym ułożeniem dłuższych osi bioklastów oraz wydłużonych, niekiedy soczewkowatych nagromadzeń materii organicznej.

Tło skalne budują mikryt, mikryt i sparyt lub sparyt kalcytowy, rzadziej sparyt dolomitowy. Mineralom węglanowym może towarzyszyć w różnych ilościach pelit ilasty, ilasto-żelazisty lub ilasto-organiczny, który nadaje skałom węglanowym szarobrazowe zabarwienie. Ziarna sparytowe często wykształcone są w postaci kryształów o pokroju romboedrycznym.

Z minerałów diagenetycznych opisano dolomit, kwarc, siarczany, piryty i tlenki żelaza oraz kaolinit. Dolomit powstał w efekcie zastąpienia składników ziarnistych i wczesnodia-genetycznych generacji cementów oraz wypełnia spękania i część rezydualnych porów. Wykształcony jest w postaci kryształów euhedralnych i subhedralnych, rzadziej anhe-dralnych. Kwarc tworzy izometryczne słupki heksagonalne zakończone piramidą (głęb. 5400,2, 5578,3, 5680,5 m) (fig. 16A, B) oraz wypełnia spękania. Siarczany reprezentowane są głównie przez anhydryt, rzadziej gips (Łoszevska, 1983). Anhydryt tworzy gniazdowe skupienia (fig. 16D). W formie żył występuje anhydryt i gips (fig. 16C). Piryty wykształ-cony jest w postaci pojedynczych, izometrycznych krysz-tałów osiągających miejscami rozmiar ok. 0,3 mm (głęb. 5400,2 m), lub grudkowych skupień. Tlenki żelaza wystę-pują w postaci skupień lub pojedynczych ziarn. Kaolinit wy-płnia szczeliny w próbce z głęb. 5403,2 m.

Lipiec (1999a) zidentyfikował dwie generacje dolomitu. Powstanie dolomitu I generacji związane jest z główną fazą dolomityzacji na etapie płytkiego pogrzebania. Proces ten doprowadził do powstania w skale porowatości formowej (moldycznej) oraz porowatości wtórnej (międzykrystalicz-nej). Ten etap diagenetyzacji jest najważniejszy pod względem charakterystyki zbiornikowej badanych utworów, gdyż tylko zdolomityzowane odcinki profili greinstonów ooidowych wykazują nieco podwyższoną porowatość, która jest silnie zredukowana w czystych wapieniach. II generacja dolomitu jest efektem neomorficznej rekryształizacji kryształów dolo-mitu I generacji na etapie głębokiego pogrzebania. Dolomit II generacji można rozpoznać wyłącznie w badaniach kato-doluminescencyjnych.

Według Lipca (1999a), w historii diagenetyzacji skał węglanowych we wczesnym jej etapie do ważnych procesów nale-żą: mikrytyzacja składników ziarnistych, rozwój cementów współrodkowych (duże, poikilitowe kryształy spar) oraz kompaktacja mechaniczna (kontakty wciskowe ziarn). Na etapie płytkiego pogrzebania, obejmującego okres po kom-paktacji mechanicznej, a przed neomorficzną rekryształizacją

minerałów węglanowych, nastąpiła główna faza dolomi-tyzacji (dolomit I generacji). Etap głębokiego pogrzebania obejmuje następujące procesy diagenetyczne: neomorficzna rekryształizacja kryształów dolomitu (dolomit II generacji), kompaktacja chemiczna, neomorficzna rekryształizacja kal-cytu w mikrospar i spar, powstanie anhydrytu, chalcedonu i kwarcu autigenicznego.

Skały węglanowe formacji Czaplanka charakteryzują się słabymi właściwościami zbiornikowymi. Porowatość całko-wita analizowanych próbek zmienia się od 0,0% (głęb. 5571,3 m) do 0,15% (głęb. 5407,8 m) i są one nieprzepuszczalne (Lipiec, 1999a). Skład chemiczny dwóch próbek wapienia z głęb. 5676,2 i 5679,5 m przedstawia się następująco: 98,5% mol. i 97,9% mol. CaCO_3 , 1,1% mol. i 1,6% mol. MgCO_3 , 0,3% mol. i 0,4% mol. FeCO_3 , oraz 0,1% mol. i 0,1% mol. MnCO_3 (Lipiec, 1999a). Ponadto próbka z głęb. 5679,5 m zawiera domieszki Ba – <50ppm i Sr – 639 ppm. W wapie-niu z głęb. 5676,2 wykonano analizę izotopów stabilnych tlenu i węgla i uzyskano następujące wyniki: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 3,25‰, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ -10,98‰ i $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 19,59‰ (Lipiec, 1999a).

Hłowce wapieniste/margle charakteryzują się barwą czar-no-brunatną, strukturą pelitową oraz teksturą kierunkową podkreśloną liniowym ułożeniem przemazów lub soczewek materii organicznej. Masa podstawowa skały zbudowana jest z pelitu ilasto-kalcytowego. Zawartość bioklastów jest zróżnicowana. Wśród nich zidentyfikowano skalcytyzowane fragmenty muszli otwornic i małży oraz szkieletów szkar-lupni. Wewnętrzne części bioklastów miejscami wypełnione są chalcedonem. Ponadto występują pojedyncze ziarna frak-cji aleurytowej kwarcu (głęb. 5358,6 m) oraz piryty w formie rozproszonej lub nagromadzeń.

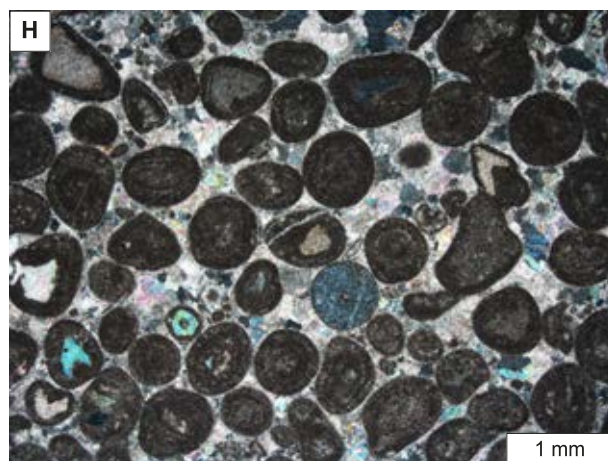
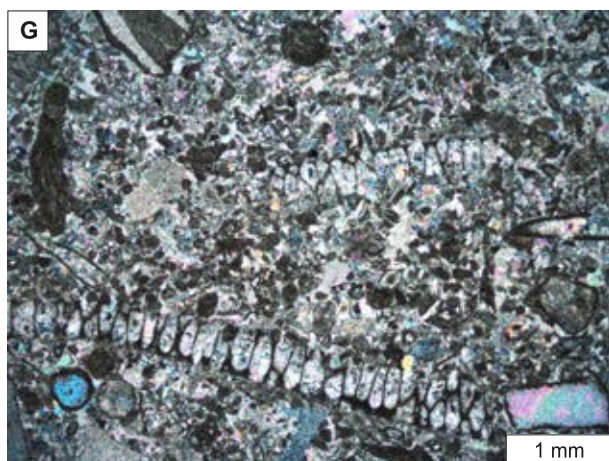
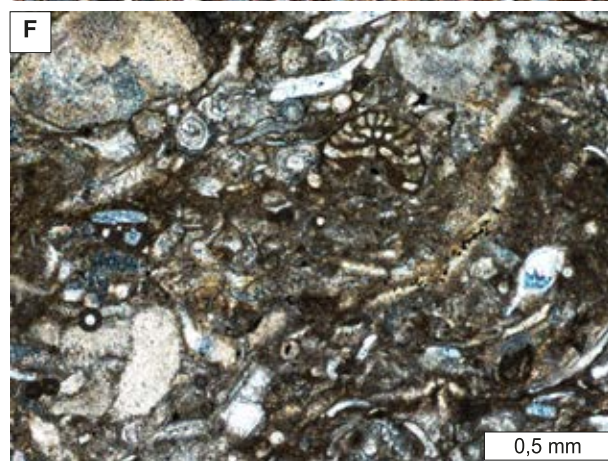
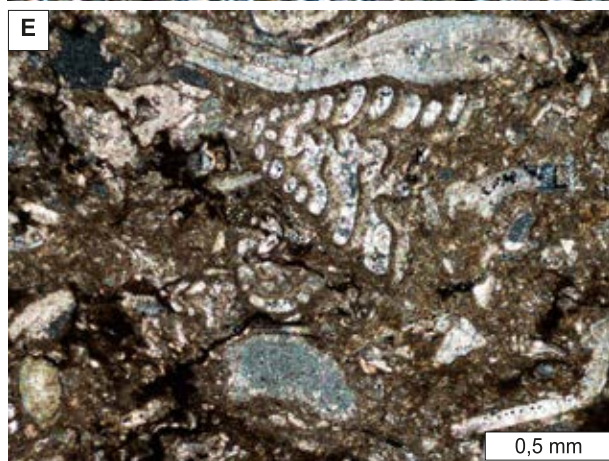
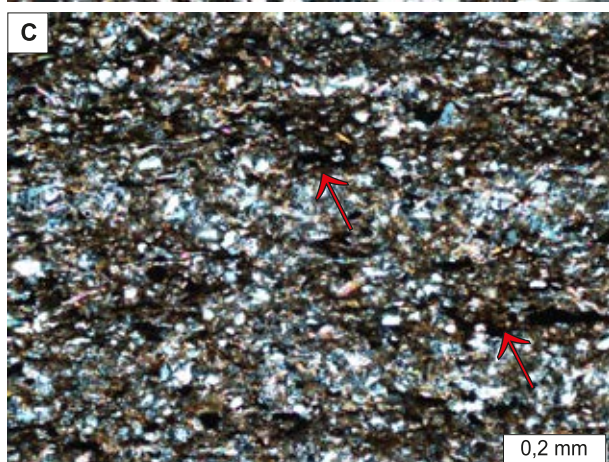
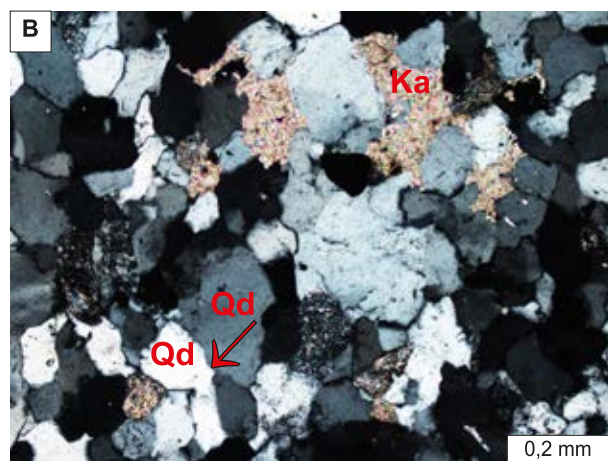
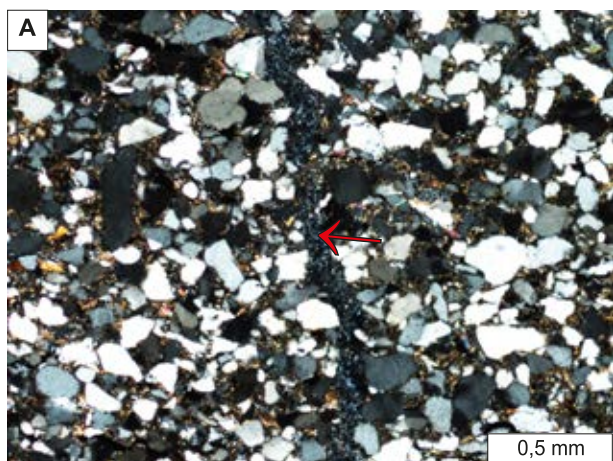
Brekcja tektoniczna wapienno-dolomitowa złożona jest z nieobtoczonych okruchów krystalicznej skały węglanowej zbudowanej z kalcytu i dolomitu. Sparytowe kryształy do-lomitu są oddzielone od siebie interstycjami wypełnionymi minerałami ilastymi, chlorytami oraz substancją żelazistą. Miejscami występują gniazdowe skupienia substancji ilastej, której towarzyszą anhydryt, gips i dolomit. Skała jest silnie

Fig. 15. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL – nikiel skrzyżowane)

A. Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, waka kwarcowa; żyłka wypełniona chlorytem (strzałka); głęb. 5739,0 m. B. Piaskowiec drobnoziarnisty, arenit kwarcowy; kwarc autigeniczny (strzałka) na ziarnach kwarcu (Qd) i cement kalcytowy (Ka); głęb. 5985,8 m. C. Mułowice o teksturze kierunkowej podkreślonej liniowym ułożeniem materii organicznej (strzałki); głęb. 5912,8 m. D. Wapień piaszczysty; fragment muszli małży (strzałka); głęb. 5909,0 m. E. Wakston organodetrytyczny zawierający liczne fragmenty bioklastów, m.in. otwornica z rodzaju *Tetrataxis*, małże, ślimaki, szkarłupnie, brachiopody; głęb. 5321,6 m. F. Pakston organodetrytyczny zawierający liczne fragmenty bioklastów m.in. otwornice, szkarłupnie, małże, gąbek; głęb. 4303,1 m. G. Greinston organode-trytyczny zawierający liczne fragmenty bioklastów, m.in. glony rodzaju *Koninkopora*; głęb. 5564,7 m. H. Greinston ooidowy; głęb. 5579,6 m

Photographs taken in a polarizing microscope (PL – crossed nicols)

A. Very fine-grained sandstone, quartz wacke; vein filled with chlorite (arrow); depth 5739.0 m. B. Fine-grained sandstone, quartz wacke; authigenic quartz (arrow) on quartz grains, and calcite cement (Ka); depth 5985.8 m. C. Mudstone with lamination marked by arrangement of organic matter (arrows); depth 5912.8 m. D. Sandy limestone; bivalve shell fragment (arrow); depth 5909.0 m. E. Organodetrital wackestone containing abundant bioclast fragments, e.g. bi-valves, gastropods, echinoderms, brachiopods; depth 5321.6 m. F. Organodetrital packstone containing abundant bioclast fragments, e.g. foraminifers, echino-derms, bivalves, sponges; depth 4303.1 m. G. Organodetrital grainstone containing abundant bioclast fragments, e.g. *Koninkopora* algae; depth 5564.7 m. H. Ooid grainstone; depth 5579.6 m



strzaskana i pocięta szczelinami wypełnionymi kryształami dolomitu lub kalcytu wielkości spar, miejscami przypominającymi kształtem romboedry.

Formacja iłowców z Nadarzyc (5300,0–5045,5 m)

Osady tej formacji o miąższości 254,5 m reprezentowane są głównie przez iłowce (fig. 16E, F). Miejscami spotykane są w ich obrębie wkładki tufów (fig. 16G, H).

Iłowce charakteryzują się strukturą pelitową i teksturą bezładną lub kierunkową podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych i łyszczyków oraz czerwono-brunatnymi smugami hematytu i wodorotlenków żelaza (fig. 16E). Zawartość hematytu w formie pyłu, skupień o rozmiarach od ok. 0,005 do 0,5 mm czy soczewek jest bardzo duża w iłowcach i nadaje im barwę czerwono-brunatną. Inne związki żelaza występujące w iłowcach oprócz hematytu to piryt tworzący drobne skupienia i syderyt w formie pseudosferolitów o przeciętnych rozmiarów ok. 0,1 mm (głęb. 5227,8–5231,0 m) (fig. 16F). Masa podstawowa iłowców zbudowana jest z minerałów ilastych, głównie kaolinitu (tab. 4) i pyłu kwarcowego. Ponadto występują nieliczne ziarna detrytyczne kwarcu oraz blaszki muskowitu. Materia organiczna występuje w niewielkiej ilości. Badane skały charakteryzują się dużą zawartością żelaza. Z analizy chemicznej próbki z głęb. 5173,3 m (tab. 3) wynika, że zawartość Fe_2O_3 wynosi ok. 67%. Jest to skała reprezentująca iłowiec hematytowy. W próbce z głęb. 5231,0 m występują spękania wypełnione chlorytami, kalcytem i anhydrytem (fig. 16F).

Tufy reprezentują odmiany popiołowe o strukturze wiotklastycznej (fig. 16G, H). Tło skalne budują produkty przeobrażenia szkliwa wulkanicznego: minerały ilaste, głównie kaolinit (tab. 4) i krzemionka. Wśród materiału piroklastycznego wyróżniono ziarna kwarcu, często ostrokrawędziste, ziarna skaleni, głównie plagioklasy, przeobrażone fragmenty skał wulkanicznych i szkliwa wulkanicznego (argilityzacja, silifikacja) (fig. 16H) oraz blaszki

biotytu silnie przeobrażone, prawdopodobnie w kaolinit (głęb. 5251,5 m) (fig. 16G). Miejscami tufy są silnie zsyderytizowane (głęb. 5251,5–5261,5 m) (fig. 16G, H).

Podsumowanie i wnioski

Osady missisipu (wizen) w wierceniach Czaplinek IG 1 należą do trzech jednostek litostratygraficznych: formacji iłowców z Łobżonki (osady iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowe), formacji wapieni z Czaplinka (wapienie) i formacji iłowców z Nadarzyc (iłowce).

Najstarsze osady wizen formacji iłowców z Łobżonki charakteryzują się udziałem iłowców, mułowców i piaskowców. Piaskowce reprezentują arenity i waki kwarcowe. Skład mineralny piaskowców jest dość monotony; zmienia się tylko stosunek ilościowy materiału detrytycznego szkieletu ziarnowego do spoiwa (matriks i cement). W wakach kwarcowych głównym składnikiem spoiwa jest matriks ilasto-żelazisto-węglisty; cement występuje w niewielkiej ilości. W arenitach kwarcowych dominującym składnikiem spoiwa jest cement. Wśród cementów wyróżniono autogeniczny kwarc, minerały węglanowe, autogeniczny kaolinit, chloryty i hematyt. Cement kwarcowy występuje w postaci obwódek syntaksjalnych na ziarnach kwarcu. Minerały węglanowe są reprezentowane przez kalcyt, dolomit i syderyt. Skład materiału detrytycznego w piaskowcach, głównie ostrokrawędziste i półobtoczone ziarna kwarcu, wskazuje na to, że pochodzi on wyłącznie z rozmycia i resedymencji starszych od karbonu skał osadowych (Łoszevska, 1983). Niewielka zawartość skaleni, łyszczyków i okruchów skał świadczy o słabym dopływie materiału z kompleksów krystalicznych. Także uziarnienie piaskowców świadczy o znacznej odległości osadów od źródeł alimentacji. Występowanie spoiwa węglanowego (kalcytu) może wskazywać na wpływ środowiska morskiego. W piaskowcach silnie zaznaczyły się efekty procesów diagenetycznych, takich jak kompaktacja i cementacja, które znacząco zredukowały porowatość pierwotną ska-

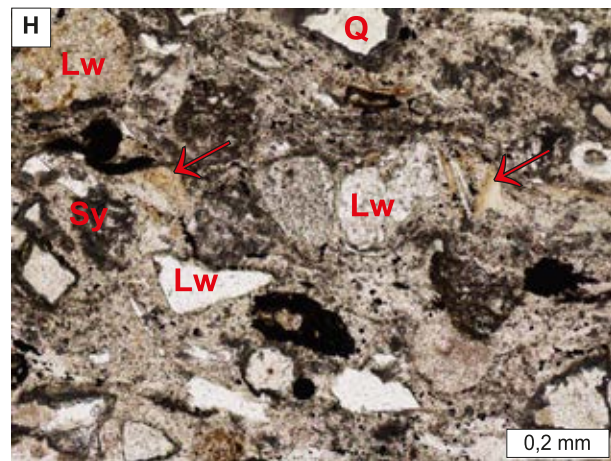
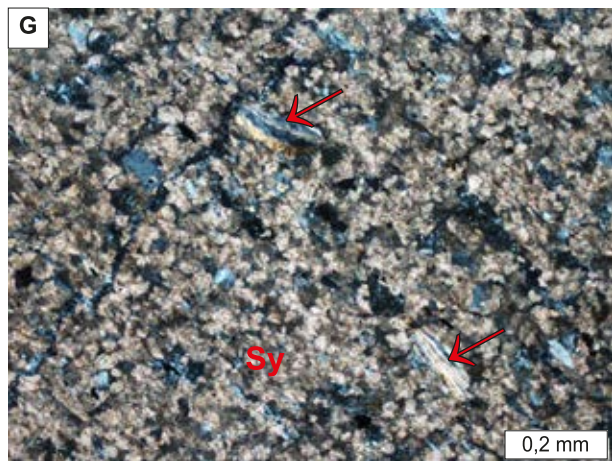
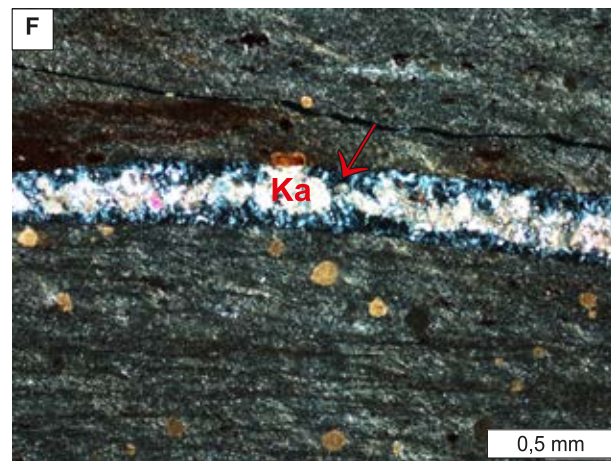
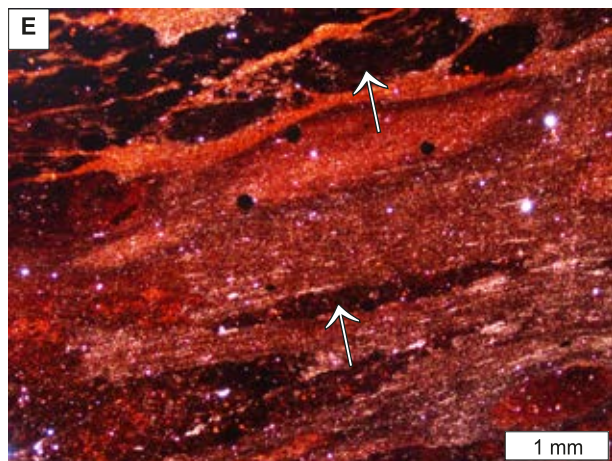
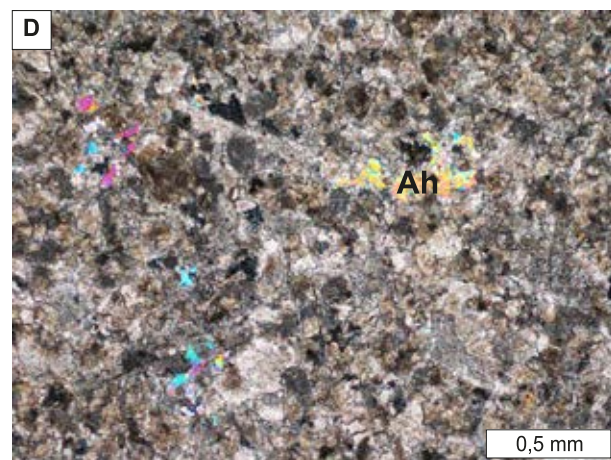
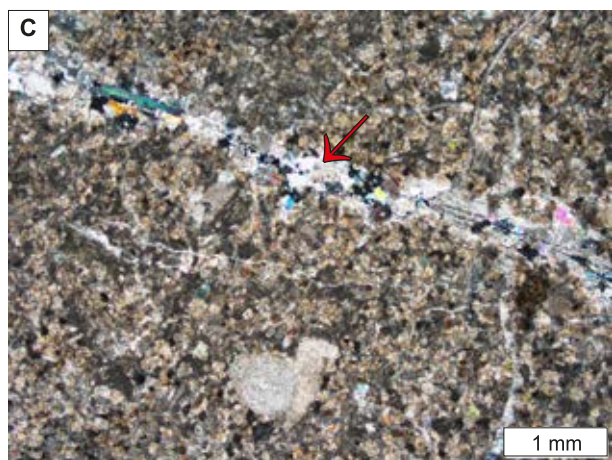
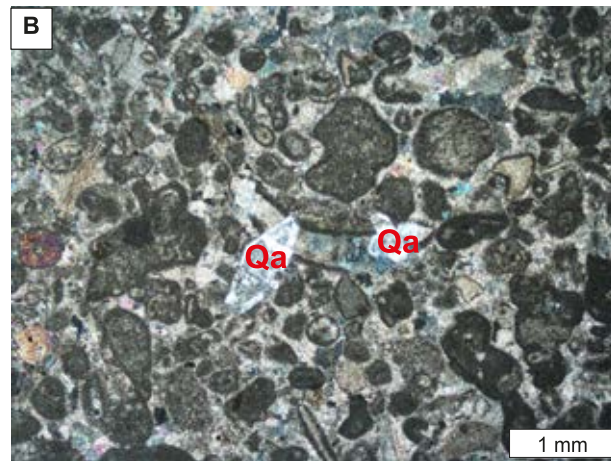
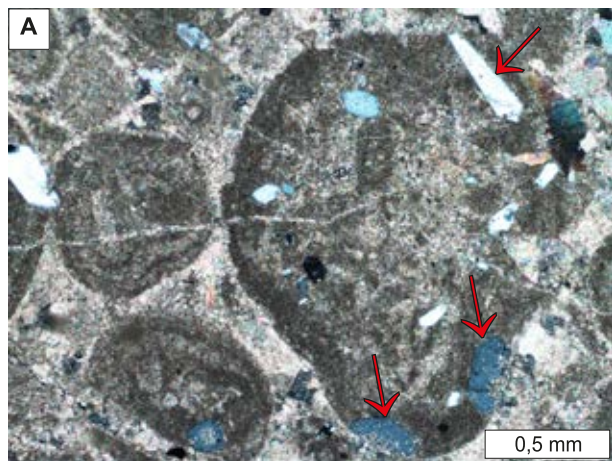


Fig. 16. Zdjęcia wykonane w mikroskopie polaryzacyjnym (PL)

A. Greinston ooidowy; widoczne słupki kwarcu autogenicznego; głęb. 5676,5 m, nikole skrzyżowane. **B.** Greinston ooidowy z bioklastami; widoczne słupki kwarcu autogenicznego; głęb. 5578,3 m, nikole skrzyżowane. **C.** Wapień krystaliczny z dolomit; żyłka węglanowa z anhydrytem (strzałka); głęb. 5406,2 m, nikole skrzyżowane. **D.** Dolomit sparytowy; gniazdowe skupienia anhydrytu (Ah); głęb. 5625,0 m, nikole skrzyżowane. **E.** Iłowiec żelazisty; soczewkowate, wydłużone skupienia hematytu; głęb. 5226,5 m, bez analizatora. **F.** Iłowiec o teksturze kierunkowej podkreślonej liniowym ułożeniem hematytu ze sferolitami syderytowymi; żyłka wypełniona kalcytem (Ka) i chlorytami (strzałka); głęb. 5231,0 m, nikole skrzyżowane. **G.** Tuf popiołowy zsyderytizowany; syderyt (Sy), blaszki biotyt przeobrażone w kaolinit (?), strzałki; głęb. 5251,5 m, nikole skrzyżowane. **H.** Tuf popiołowy zsyderytizowany; syderyt (Sy), fragmenty skał wulkanicznych (Lw) i szkliwa wulkanicznego (strzałki), kwarc (Q); głęb. 5260,5 m, bez analizatora

Photographs taken in a polarizing microscope (PL)

A. Ooid grainstone; visible bars of authigenic quartz; depth 5676.5 m, crossed nicols. **B.** Ooid grainstone with bioclasts; visible bars of authigenic quartz; depth 5578.3 m, crossed nicols. **C.** Crystalline limestone with dolomite; carbonate vein with anhydrite (arrow); depth 5406.2 m, crossed nicols. **D.** Sparite dolomite; nest concentration of anhydrite (Ah); depth 5625.0 m, crossed nicols. **E.** Ferruginous claystone; lenticular, elongated hematite clusters; depth 5226.5 m, without analyzer. **F.** Claystone with lamination marked by arrangement of hematite with siderite spherulites; vein filled with calcite (Ka) and chlorites (arrow); depth 5231.0 m, crossed nicols. **G.** Sideritized ash tuff; siderite (Sy), biotite flakes altered to kaolinite (?), arrows; depth 5251.5 m, crossed nicols. **H.** Sideritized ash tuff; siderite (Sy), volcanic rocks fragments (Lw) and volcanic glaze (arrows), quartz (Q); depth 5260.5 m, without analyzer



ły i przyczyniły się do ich nieprzepuszczalności. Piaskowce te posiadają niekorzystne właściwości zbiornikowe.

Skały węglanowe formacji wapieni z Czaplinka reprezentują głównie wapienie organodetrytyczne, ooidowe i peloidowe, miejscami wapienie krystaliczne i dolomity. Zdaniem Łoszewskiej (1983) środowisko, w którym tworzyły się wapienie odznaczało się dość dużą ruchliwością wód, co doprowadziło niekiedy do częściowego zniszczenia szczątków fauny oraz utworzenia ooidów. Brak kwarcu detrytycznego oraz przezroczystych minerałów ciężkich dowodzi znacznej odległości obszaru sedimentacji od lądu. Występowanie kwarcu autigenicznego, który powstał po utworzeniu osadu, związane jest z dopływem krzemionki pod wpływem ciśnienia nadkładu. Ciśnienie nadkładu doprowadziło zapewne również do częściowej rekrystalizacji kalcytu i bioklastów. Część wapieni w różnym stopniu została zdolomityzowana. Powstanie siarczanów (anhydryt, gips) związane jest prawdopodobnie z najmłodszymi procesami diagenetycznymi.

Badania Lipca (1999a) utworów węglanowych wykazały, że w wizenie w strefie Laska–Czaplinek rozwinął się węglanowy system depozycyjny szelfu obrzeżonego. W holkerze i asbie strefy Laska–Czaplinek miały miejsce zdarzenia pogłębienia, których genezę należy prawdopodobnie wiązać z tektoniczną aktywnością podłoża basenu wczesnego karbonu na przedpolu waryscydów. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ w wapieniach wydają się być odzwierciedleniem pierwotnej, morskiej stabilizacji tego izotopu. Obecny skład izotopowy tlenu w wizeńskich wapieniach

formacji z Czaplinka został ustalony w czasie neomorficznej rekrystalizacji. Dolnokarbońskie osady węglanowe na skutek silnej kompaktacji, cementacji oraz neomorficznej rekrystalizacji nie wykazują potencjału zbiornikowego.

Najmłodsza seria utworów karbonu formacji iłowców z Nadarzac wykształcona jest głównie jako iłowce, z kilkoma wkładkami skał piroklastycznych (tufów). Według Łoszewskiej (1983) materiał piroklastyczny w postaci krystaloklastów biotytu oraz przeobrażonych okruchów szklawa wulkanicznego wskazuje, że w rejonie Czaplinka musiała występować działalność wulkaniczna. Na podstawie składu mineralnego tufów można go powiązać z lawami kwaśnymi. Duża ilość hematytu, ponad 67,46% Fe_2O_3 (tab. 3), doprowadziła do powstania skał ilasto-żelazistych i żelazisto-ilastych. Występowanie obok siebie hematytu, syderytu i pirytu w tych skałach, wskazuje, że początkowo tworzyły się one w warunkach utleniających, a następnie wskutek pograżenia, poddane były procesom redukcyjnym. Po lityfikacji skał miały tu miejsce procesy hydrotermalne. W efekcie krążących roztworów w spękaniach skalne zostały wypełnione chlorytami i siarczanami.

Badania refleksyjności wirtynitu zawartego w utworach missisipu strefy Laska–Czaplinek w zakresie 1,3–2,9% R_0 wskazują na fazę generacji gazów do fazy generacji gazów suchych i świadczą o bardzo wysokich paleotemperaturach (Grotek i in., 1998). Temperatury oddziałujące na utwory karbonu w otworze Czaplinek IG 1 wynoszą 200°C ($R_0 = 2,9\%$).

PERM

Krzysztof WAŚKIEWICZ, Hubert KIERSNOWSKI

CZERWONY SPĄGOWIEC W OTWORZE WIERTNICZYM CZAPLINEK IG 1

Jednym z głównych celów wykonania otworu Czaplinek IG 1 było zbadanie utworów czerwonego spągowca pod względem stratygrafii, rozwoju litofacjalnego oraz rozkładu przestrzennego, żeby określić perspektywy poszukiwań naftowych na obszarze Pomorza Zachodniego. Utwory czerwonego spągowca wg miary geofizycznej zostały nawiercone na głęb. 4106,0–5045,5 m, a ich miąższość wynosi 939,5 m (fig. 17). W świetle miary wiertniczej ich strop występuje na głęb. 4094,4 m, co wskazuje na różnicę między obiema głębokościami wynoszącą 11,6 m. Głębokość 4094,4 m reprezentuje granicę morskich osadów cechsztynu. Na głębokości 4094,4–4096,6 m (miąższość 2,2 m) występują utwory białego spągowca (fig. 18, plansza 5, rdzeń 1), tu umownie włączone do czerwonego spągowca z powodu kwestii postdepozycyjnych odbarwień osadu. Utwory czerwonego spągowca podścielone są karbońską sukcesją klastyczno-węglanową, a bezpośrednio na nich leżą ewaporaty cechsztynu (fig. 17).

Obecnie (stan 31.08.2022r.) utwory czerwonego spągowca z otworu Czaplinek IG 1 są przechowywane w 226 drewnianych skrzynkach w Archiwum Próbek Geologicznych PIG-PIB w Halinowie, koło Warszawy.

Historia badań utworów czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Czaplinek IG 1

Pierwszy opis litologiczny utworów czerwonego spągowca, który został przedłożony w dokumentacji wynikowej otworu Czaplinek IG 1, został sporządzony przez J. Pokorskiego (w Szyperko-Teller, Raczyńska, 1981). Następnie Kiersnowski (materiały własne) wykonał dla części profilu szczegółowe profilowanie sedimentologiczne osadów plai, fluwialnych i aluwialnych w skali 1:20.

W 1996r. profil utworów czerwonego spągowca został w całości sprofilowany sedimentologicznie i opisany przez Kelly Macquire (zestawiony w poniższym opracowaniu w formie plansz; fig. 18) przy współpracy z PIG-PIB. Profil zbadanych utworów czerwonego spągowca zamieszczono w raportach Macquire (1996, 1998) w formie opracowań archiwalnych. Syntetyczny profil utworów czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Czaplinek IG 1, w kontekście basenowych korelacji między otworowych został zamieszczony w szeregu publikacji (Kiersnowski, 1997, 1998, 2013; Kiersnowski, Buniak 2006; Słowakiewicz i in., 2009; Gast i in. 2010).

Stratygrafia czerwonego spągowca

W stosowanym dotychczas nieformalnym podziale litostratygraficznym czerwonego spągowca zaproponowanym przez Pokorskiego (1988), sukcesja klastyczna czerwonego spągowca w otworze Czaplinek IG 1 reprezentuje grupę Warty, która odpowiada górnemu czerwonemu spągowcowi. Na podstawie jej cech litologicznych oraz cykliczności sedymentacji, w profilu czerwonego spągowca wyszczególniono dwie nieformalne formacje: dolna – formacja Drawy i górna – formacja Noteci (fig. 17; Pokorski, 1988).

Wykonane przez H. Kiersnowskiego analizy litologiczno-sedymentologiczne na materiale rdzeniowym, krzywych karotażowych oraz korelacje z sąsiednimi otworami (Czaplinek IG 2 i Golce 1) indukowały potrzebę wydzielenia nieformalnej jednostki litostratygraficznej w randze ogniwa w obrębie formacji Noteci (Pokorski 1988). Są to osady gruboklastyczne, składające się w przewadze z zlepieńców, stąd nazwa – „ogniwo zlepieńców z Czaplinka”.

Granica stropu i spągu występowania utworów czerwonego spągowca w otworze Czaplinek IG 1 ustalona przez Pokorskiego (w Szyperko-Teller, Raczyńska, 1981 oraz Pokorski, 1988) pozostała niezmieniona (fig. 17; głębokość geofizyczna). Przesunięto natomiast granicę pomiędzy formacją Drawy a Noteci. Formacja Drawy występuje na głęb. 4710,4–5045,5 m (głębokość geofizyczna) i osiąga miąższość wynoszącą 335,1 m (fig. 17). Pierwotna granica (Pokorski, w Szyperko-Teller, Raczyńska, 1981) pomiędzy formacjami Drawy a Noteci została wydzielona na głęb. 4780,0 m.

Na utworach formacji Drawy bezpośrednio zalegają wyróżnione w tym tomie utwory ogniwa „zlepieńców z Czaplinka” (fig. 17) znajdującego się w najniższej części formacji Noteci. Charakterystykę oraz granice tego ogniwa szczegółowo przedstawiono w dalszej części opracowania. Zasięg formacji Noteci w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1 zawiera się w interwale głęb. 4106,0–4710,4 m (wg miary geofizycznej), a jej miąższość wynosi 604,4 m (fig. 17).

Nowa formalna jednostka litostratygraficzna „ogniwo zlepieńców z Czaplinka”

Autor: Hubert Kiersnowski

Pochodzenie nazwy: od nazwy wiercenia Czaplinek IG 1

Jednostka nadrzędna: formacja (alloformacja) Noteci

Pozycja litostratygraficzna: ogniwo zlepieńców z Czaplinka występuje lokalnie w spągu formacji Noteci.

Otwór stratotypowy: Czaplinek IG 1

Wiek: późny perm

Opis stratotypu:

Profil osadów czerwonego spągowca w wierceniu Czaplinek IG 1. Granice ogniwa zlepieńców z Czaplinka:

– **strop:** 4631,5 m (wg miary wiertniczej) / 4642,0 m (wg miary geofizycznej);

– **spąg:** 4700,0 m (wg miary wiertniczej) / 4710,4 m (wg miary geofizycznej).

Miąższość: 68,5 m

Opis litologiczny: Ogniwo zlepieńców z Czaplinka zdominowane jest przez aluwialne zlepienie piaszczyste oraz piaszkowce zlepieńcowate, których depozycja odbywała się w warunkach koryt fluwialnych i zalewów warstwowych. Zlepienie składają się z drobno- i gruboklastycznych otoczaków. Charakteryzują się one złym wysortowaniem oraz mogą osiągać znaczne rozmiary (przekraczające np. średnicę rdzenia >64 mm). W składzie zlepieńców przeważają otoczaki skał węglanowych, najprawdopodobniej dewońskich, o barwie białej, szarej lub brązowej, z często widoczną fauną morską (m.in. krynoidy, brachiopody). Dodatkowo, w zlepieńcach zaobserwowano otoczaki zdiagenezowanych mułowców i piaszkowców oraz w podrzędnych ilościach fragmenty skał wulkanicznych. W profilu zlepieńców obserwuje się szereg uporządkowanych cykli prostych, reprezentujących kolejne następujące po sobie epizody depozycyjne, ograniczone granicami erozyjnymi. Głównym źródłem materiału z którego składają się utwory ogniwa zlepieńców z Czaplinka, były najprawdopodobniej, paleowychodnie skał dewonu, być może również karbonu, odsłonięte w późnym permie, położone na północ i północny wschód od rejonu Czaplinka.

Spąg ogniwa zlepieńców z Czaplinka odpowiada spągowi formacji Noteci. Został wyznaczony na podstawie danych karotażowych (krzywe PG i PNG) na głęb. 4710,4 m.

Strop ogniwa zlepieńców z Czaplinka został wyznaczony na podstawie danych karotażowych w powiązaniu z analizą sedymentologiczną rdzeni wiertniczych (fig. 18, plansza 2, rdeń 13), gdzie stwierdzono w rdzeniu na głęb. 4631,5 m, zakończenie dominacji osadów gruboklastycznych (zlepieńców), stanowiących przesłankę do wydzielenia omawianego ogniwa.

Utwory reprezentujące wydzielone ogniwo zlepieńców z Czaplinka występują również w otworze Czaplinek IG 2 położonym na północny zachód od otworu Czaplinek IG 1. Z powodu skąpej ilości materiału rdzeniowego z interwału obejmującego spąg utworów formacji Noteci i stropu utworów formacji Drawy, posłużyliśmy się w częściowo danymi karotażowymi. Zlepienie mają najprawdopodobniej miąższość przekraczającą 110 m. Z danych karotażowych wynika, że są one dwudzielne, co odzwierciedla dwa główne epizody sedymentacyjne.

Utwory ogniwa zlepieńców z Czaplinka występują także najprawdopodobniej w otworze Golce 1 (Zajac, Maćkowski, 2018) zlokalizowanym na południowy zachód od otworu Czaplinek IG 1. Pomimo braku rdzenia z spągu formacji Noteci, badania wykonane na próbkach okruchowych (piaskowce, mułowce i sporadycznie anhydryty) wykazują zawartość węglanów zmieniającą się od 50 do 70% (zinterpretowanych jako iłowce wapniste i spoiwo wapienne), co zdaniem autora wydzielonego ogniwa, może świadczyć o występowaniu otoczków skał węglanowych dewonu (zmielonych w warunkach pracy świdra typu PDC).

Ekwiwalenty litostratygraficzne: Ekwiwalentem ogniwa zlepieńców z Czaplinka jest ogniwo zlepieńców Soleckich (górny czerwony spągowiec), występujące we wschodniej części sub-basenu Poznania w rejonie grupy otworów wiertniczych Solec (Karnkowski, 1987).

Omówienie profilu litologiczno-sedymologicznego czerwonego spągowca

Syntetyczny profil litologiczno-sedymologiczny utworów czerwonego spągowca z otworu wiertniczego Czaplinek IG 1 przedstawiono w formie 5 plansz wraz ze szczegółowymi objaśnieniami. Plansze z profilem litologiczno-sedymologicznym czerwonego spągowca zostały zestawione od spągu do stropu utworów czerwonego spągowca. Na planszach oprócz profilu litologiczno-sedymologicznego zamieszczono zgeneralizowane opisy poszczególnych odcinków rdzeni (Macquire, 1996, 1998), jak również zobrazowano w formie graficznej środowiska sedymentacji osadów. Przedstawiony na planszach szczegółowy profil litologiczno-sedymologiczny dodatkowo uzupełniono o przeprowadzone obserwacje ichnologiczne (Kiersnowski, materiały własne).

PLANSZA 1 zawiera interwały rdzeni z głęb.: 4899,0–4910,0; 4955,0–4973,8; 5011,0–5025,0 m.

Utwory czerwonego spągowca są w tym interwale reprezentowane głównie przez brązowo-czerwone iłowce i mułowce, miejscami masywne (makroskopowo bezstrukturalne). Pośród nich występują cienkie przeławiczenia bardzo drobno- i drobnoziarnistych piaskowców. Zwiększoną ilość przeławień piaskowców obserwuje się zwłaszcza na głęb. 4899,0–4910,0 m. Ogólnie, większa część omówionej sukcesji osadowej reprezentuje osady plai ilastej i ilasto-piaszczystej. Osady należą do formacji Drawy (Pokorski, 1988).

PLANSZA 2 zawiera interwały rdzeni z głęb.: 4630,0–4644,0; 4673,0–4677,5; 4729,5–4730,5; 4757,0–4761,5; 4791,0–4791,6; 4844,0–4863,0 m.

Dolne marsze (odcinki rdzeniowane zamieszczone na planszy 2) są reprezentowane przez iłowce, miejscami masywne (bezstrukturalne), w mniejszym stopniu – mułowce oraz liczne przewarstwienia bardzo drobno- i drobnoziarni-

stych piaskowców. Ku stropowi wzrasta przewaga drobno-, średnioziarnistych piaskowców, podrzędnie przeławionych gruboziarnistymi piaskowcami.

W dolnej części profilu zamieszczonego na planszy 2 dominują osady plai iłowcowo-piaszczystej i piaszczysto-iłowcowej. Środkowa część profilu jest reprezentowana przez osady koryt fluwialnych. Cały kompleks (rdzenie z głęb.: 4729,5–4730,5; 4757,0–4761,5; 4791,0–4791,6; 4844,0–4863,0 m) reprezentuje utwory formacji Drawy (Pokorski, 1988).

Góra część profilu zawartego na planszy 2 jest zdominowana przez naprzemianległe przeławiczenia drobno-, średnio- i gruboziarnistych piaskowców z zlepieńcami drobno- i gruboziarnistymi. Dominują osady stożków aluwialnych, miejscami współwystępujące z osadami koryt fluwialnych. Cały kompleks osadowy (rdzenie z głęb.: 4630,0–4644,0 i 4673,0–4677,5 m) reprezentuje utwory formacji Noteci (Pokorski, 1988).

PLANSZA 3 zawiera interwały rdzeni z głęb.: 4548,0–4566,0; 4577,0–4592,0; 4612,0–4626,5 m.

Utwory z marszu 4612,0–4626,0 m (rdzeń 12) składają się z brązowych drobno- i średnioziarnistych piaskowców, pośród których występują liczne przewarstwienia gruboziarnistych piaskowców oraz drobnoziarnistych zlepieńców deponowanych w systemie koryt fluwialnych i zalewów warstwowych.

W środkowej części profilu (marsz 4577,0–4592,0 m; rdzeń 11) w jego dolnej części występują głównie drobno- i średnioziarniste piaskowce, natomiast w górnej – bardzo drobnoziarniste piaskowce, iłowce oraz mułowce. Dodatkowo, na całej rozciągłości środkowej części profilu występują ślady ichnofauny (bioturbacje) oraz ślady po korzeniach. Są to osady koryt fluwialnych, które są ku stropowi zastępowane przez osady plai ilastej i plai piaszczystej, rozcinane miejscami osadami zalewów warstwowych.

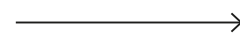
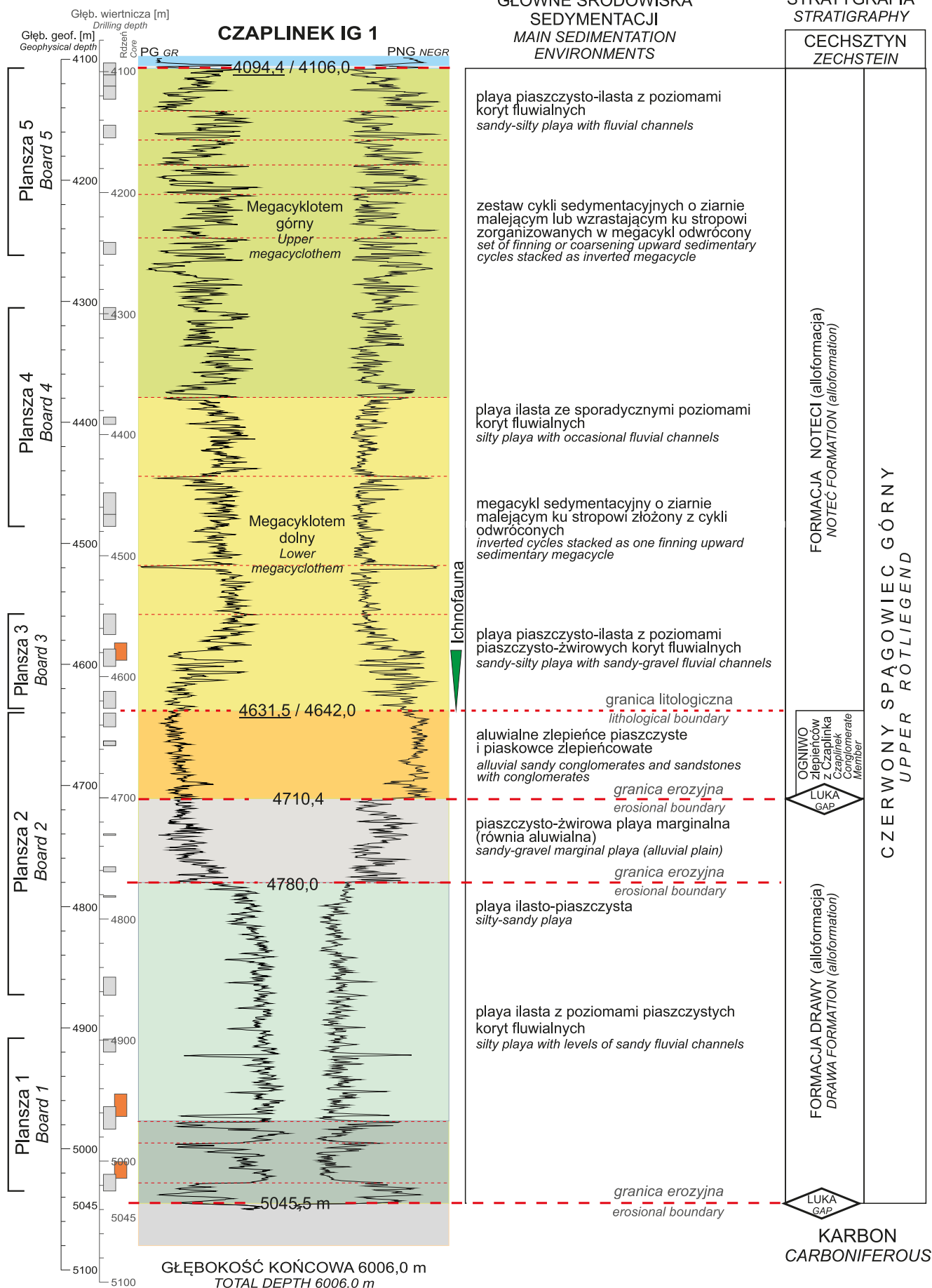


Fig. 17. Profil litostratygrafii, sekwencji depozycyjnych zestawiony na podstawie analizy sedimentologicznej i geofizycznej utworów czerwonego spągowca w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1

Odcinki rdzeniowane zaznaczone kolorem pomarańczowym obrazują rzeczywiste przesunięcie ich głębokości w relacji do głębokości wg miary wiertniczej

Lithostratigraphy and depositional sequence cycles completed based on the sedimentological and geophysical analysis of Rotliegend deposits in the Czaplinek IG 1 borehole

The cored intervals marked in orange illustrate the actual offset of their depth according to the driller's depth



OBJAŚNIENIA DO PROFILU SEDYMENTOLOGICZNEGO (plansze 1–5)
EXPLANATIONS TO THE SEDIMENTOLOGICAL PROFILE (boards 1–5)

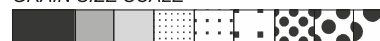
Struktury sedymentacyjne

Sedimentary structures



SKALA GRADACJI ZIAREN

GRAIN SIZE SCALE



II / Clay	Mut / Silt	Piasek bardzo drobnoziarnisty / Very fine sand	Piasek drobnoziarnisty / Fine sand	Piasek średnioziarnisty / Medium sand	Piasek gruboziarnisty / Coarse sand	Piasek bardzo gruboziarnisty / Very coarse sand	Żwir drobnoziarnisty / Granule	Żwir gruboziarnisty / Pebble
-----------	------------	--	------------------------------------	---------------------------------------	-------------------------------------	---	--------------------------------	------------------------------



detrytus flory
flora remains



skamieniałości śladowe
trace fossils / bioturbation



jamy wykopane przez kręgowce
holes dug by animals (vertebrate)

Środowiska sedymentacji

Sedimentary environments



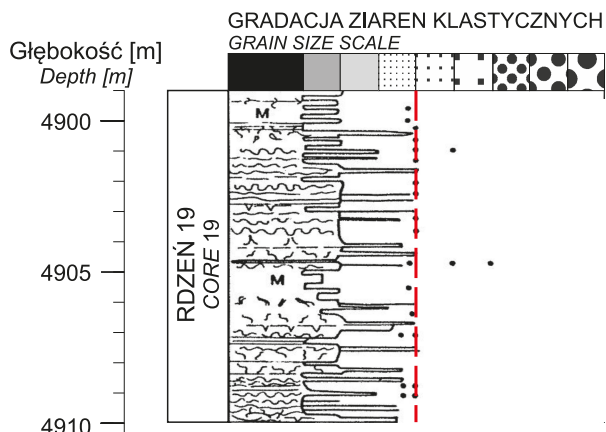
Fig. 18. Profil litologiczno-sedymentologiczny utworów czerwonego spągowca z głębokości 4094,4–5029,0 m (plansze 1–5)

Lithological-sedimentological log of the Rotliegend deposits from a depth interval of 4094.4–5029.0 m (boards 1–5)

PLANSZA 1 BOARD 1

4863,0–4899,0 m interwał nierdzeniowany
4863.0–4899.0 m not cored interval

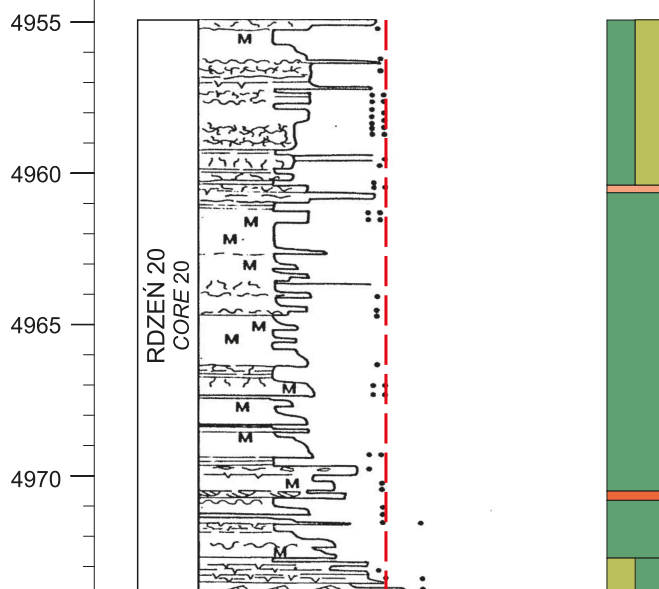
Profil litologiczno-sedymentologiczny Lithological-sedimentological profile



Brązowo-czerwone naprzemianległe częściowo masywne mułowce, iłowce oraz bardzo drobno- i drobnoziarniste piaskowce. Miejscami piaskowce zawierają podrzędnie średnie i grubsze ziarna piasku. Często są deformacje miękkiego osadu, śródformacyjne brekcje, struktury ucieczkowe wody i żyły piaskowe. Liczne małe konkretce anhydrytowe.

Brown-red alternating partly massive siltstones, claystones and very fine and fine grained sandstones. In places the sandstones contain subordinate medium and coarse sand grains. Common soft sediment deformation, intraformational breccias, water escape structures and sand veins. Abundant small anhydrite nodules.

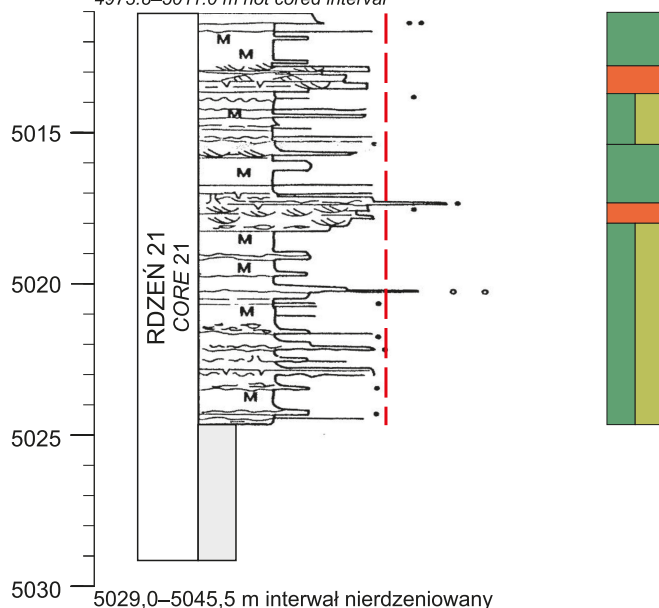
4910,0–4955,0 m interwał nierdzeniowany
4910.0–4955.0 m not cored interval



Brązowo-czerwone naprzemianległe częściowo masywne mułowce, iłowce z rozproszonymi drobnymi ziarnami piasku, przewarstwione cienkimi laminami bardzo drobno- i drobnoziarnistych piaskowców ze średnioziarnistymi ziarnami piasku. Często są poziomy z deformacjami miękkiego osadu, intraformacyjnymi brekcjami i żyłami piaskowymi. Niekiedy pojawiają się szczeliny z wysychania w mułowcach i iłowcach. W obrębie piaskowców występują drobne warstwowania przekątne rynnowe i prądowe warstwowania zmarszczkowe (okazjonalnie wstępujące). Liczne są małe konkretce anhydrytowe. Odcinek jako całość przedstawia niedojrzały cykl uziarnienia drobniejącego ku stropowi.

Brown-red alternating partly massive siltstones, claystones with scattered fine sand grains, interbedded with thin laminae of very fine and fine grained sandstone within medium sand grains. Common horizons with soft sediment deformation, intraformational breccias and sand veins. Occasionally desiccation cracks within the siltstones and claystones. Small scale trough cross-stratification and current ripple cross-lamination (occasionally climbing) within the sandstones. Abundant small anhydrite nodules. The interval as a whole exhibits a crude fining upward profile.

4973,8–5011,0 m interwał nierdzeniowany
4973.8–5011.0 m not cored interval

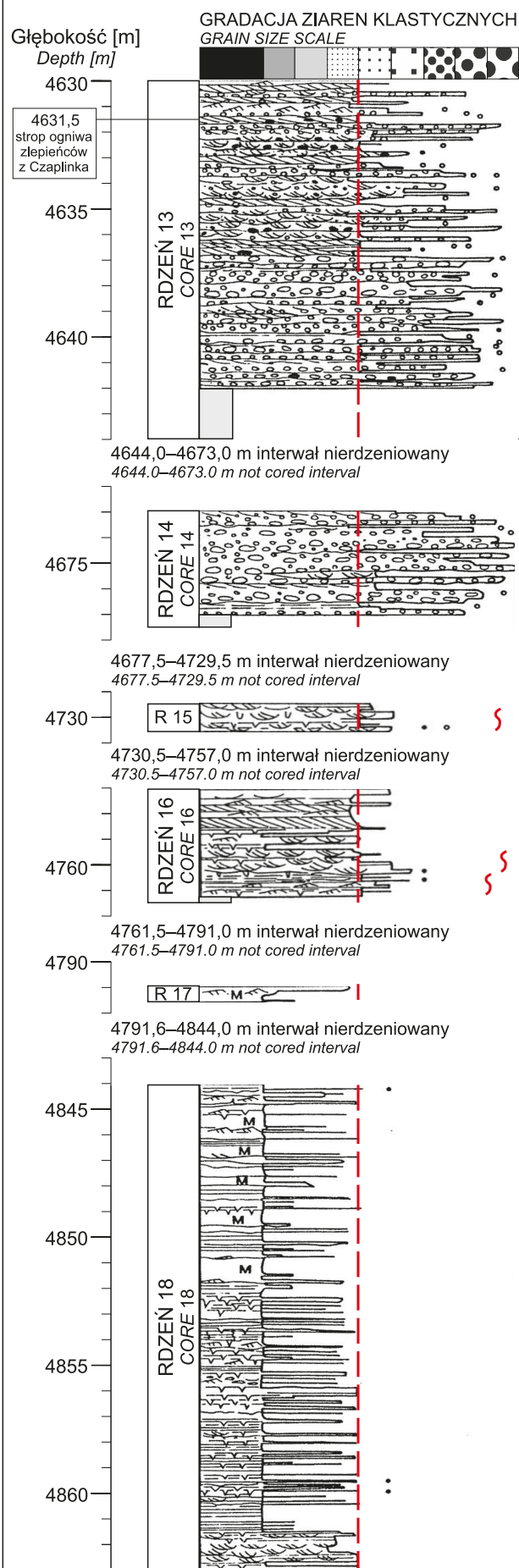


Brązowe, ciemnoróżowe naprzemianległe częściowo masywne iłowce i mułowce przeławiane cienkimi laminami bardzo drobno- i drobnoziarnistych, niekiedy średnioziarnistych piaskowców. Miejscami piaskowce zawierają grube i bardzo grube ziarna piasku. Kilka cienkich warstw piaskowca wykazuje profile o cyklach ziaren drobniejących ku stropowi z rzadkimi erozyjnymi powierzchniami rozmyć, drobnoskalowe warstwowania przekątne rynnowe. W obrębie iłowców i mułowców powszechne są nieciągła laminacja horyzontalna, warstwowania smużyste-soczewkowe, sporadyczne struktury ucieczkowe wody i brekcje intraformacyjne. Występują również szczeliny z wysychania.

Brown, dark pink alternating partly massive claystones and siltstones interbedded with thin laminae of very fine and fine, occasionally medium grained sandstone. In places the sandstones contain coarse and very coarse sand grains. Several of the thin sandstone units exhibit fining upward profiles with rare erosional scours, small scale trough cross-lamination. Within the claystones and siltstones discontinuous horizontal laminae, flaser-lenticular bedding, sporadic water escape structures and intraformational breccias are common. Desiccation cracks are also present.

5029,0–5045,5 m interwał nierdzeniowany
5029.0–5045.5 m not cored interval

PLANSZA 2 BOARD 2



Górna część interwału składa się z brązowych, naprzemianległych drobno-, średnio- i gruboziarnistych piaskowców przeławianych bardzo gruboziarnistymi piaskowcami i drobno-/gruboziarnistymi zlepieńcami. Bardzo częste są granice erozyjne i powierzchnie rozmyć z ostrokrawędzistymi i obtoczonymi intraklastami iłowca, które miejscami mają większe rozmiary. Warstwowane przekątnie rynnowe i podrzędne prądowe warstwowania zmarszczkowe. W dolnej części interwału występują słabo wysortowane zlepienie z półostrokrawędzistymi i obtoczonymi klastami ekstraformacyjnymi, oraz z podrzędnymi dobrze obtoczonymi ziarnami iłowców intraformacyjnych. Zlepienie w profilu składają się z wielokrotnych dobrze wykształconych małoskalowych cykli o ziarnie malejącym ku stropowi, z laminacją poziomą i niskokątowymi warstwowaniami przekątnymi podkreślonymi zgrubnie ułożonymi otoczkami. Miejscami zlepienie przeławicają się z cienkimi dobrze wysortowanymi piaskowcami żwirowymi. Maksymalna wielkość klastów przekracza 10 cm. Cały interwał przedstawia niedojrzały cykl o ziarnie drobniejącym ku stropowi. Szczeliny wypełnione są kalcytem.

The upper part of the interval consists of brown, alternating fine, medium and coarse grained sandstones interbedded with very coarse grained sandstones and granule/pebble conglomerates. Very common erosional boundaries and scours with angular and rounded claystone intraclasts which are occasionally large in size. Trough cross-stratification and subordinate current ripple cross-lamination. The lower part of the interval comprises poorly sorted clast supported conglomerates with subangular and rounded extraformational clasts, and subordinate well rounded intraformational claystone clasts. The conglomerates exhibit several well defined stacked small scale fining upward profiles, with horizontal and low angle cross-stratification defined by crudely aligned pebbles. In place the conglomerates are interbedded with thin units of well sorted pebbly sandstone. Maximum clast size exceeds 10 cm. The interval as a whole exhibits a crude fining upward profile. Calcite filled fracture.

Brązowe, miejscami różowe, słabo wysortowane zlepienie zdominowane przez dobrze obtoczone klasty ekstraformacyjne. Zlepienie są ułożone w szereg słabo warstwowanych zestawów z poziomą laminacją i niskokątowym warstwowaniem przekątnym podkreślonym zgrubnie ułożonymi otoczkami. Miejscami odcinki te przedstawiają erozyjne powierzchnie rozmyć. Zlepienie przeławicają się z cienkimi warstwami dobrze wysortowanego drobnoziarnistego piaskowca i słabo wysortowanych piaskowców żwirowych warstwowanych przekątnie rynnowo i laminacją poziomą. Maksymalna wielkość klastów przekracza 12 cm.

Brown, in places pink, poorly sorted clast supported conglomerates with predominately well rounded extraformational clasts. The conglomerates are poorly organised into several stacked units with horizontal and low angle cross-stratification defined by crudely aligned pebbles. In places these units exhibit erosional scours. The conglomerates are interbedded with thin units of well sorted fine grained sandstone and poorly sorted pebbly sandstone with trough cross-stratification and horizontal lamination. Maximum clast size exceeds 12 cm.

Ciemnoróżowe, drobno- i średnioziarniste piaskowce z podrzędnymi gruboziarnistymi piaskowcami. W całym profilu występuje warstwowanie przekątnie rynnowe z pojedynczymi małymi prostymi przekopami (bezkęgowców). Miejscami iłowcowe powłoki zawierają szczeliny z wysychania.

Dark pink fine and medium grained sandstones with subordinate coarse grained sandstones. Trough cross-stratification is common throughout with sporadic small simple burrows. In places claystone drapes contain desiccation cracks.

Ciemnoróżowe, drobno- i średnioziarniste piaskowce z podrzędnymi gruboziarnistymi piaskowcami, oddzielnymi przez cienkie laminy iłowca. Częste warstwowania przekątnie rynnowe i warstwowania przekątnie tabularnie z drugorzędnym prądowym warstwowaniem zmarszczkowym i rzadkimi małymi, prostymi przekopami (bezkęgowców). Częste szczeliny z wysychania w obrębie pokryć iłowcowych.

Dark pink fine and medium grained sandstones with subordinate coarse grained sandstones, separated by thin claystone laminae. Common trough and planar cross-stratification with subordinate current ripple cross-lamination and sporadic small simple burrows. Common desiccation cracks within the claystone drapes.

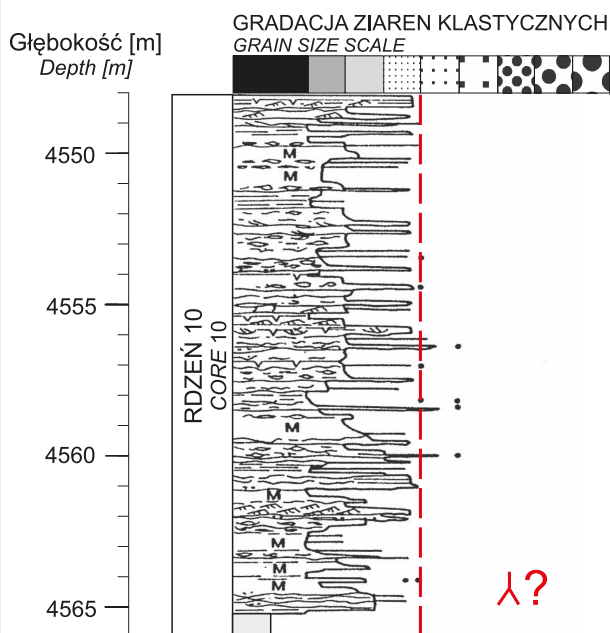
Ciemnoróżowe mułowce piaszczyste i masywne iłowce. W odcinku piaskowcowym występują wstępujące warstwowania zmarszczkowe i deformacje miękkiego osadu.

Dark pink sandy siltstones and massive claystones. Climbing ripple cross-lamination and soft sediment deformation occur within the sandier intervals.

W górnej części profilu występują regularnie naprzemianległe ciemnobrązowe, przeważnie masywne iłowce z drobno- i bardzo drobnoziarnistymi piaskowcami, tworzącymi małe zestawy o ziarnie drobniejącym ku stropowi. Niekiedy spotykane są cienkie odcinki z prądowym warstwowaniem zmarszczkowym i rzadkie laminy iłowcowe ze szczelinami z wysychania oraz warstwowaniem smużystym. Sporadyczne są deformacje miękkiego osadu. Dolna część profilu jest zdominowana przez regularnie przeławiczenia drobno- i bardzo drobnoziarnistych piaskowców oraz drobno laminowanych iłowców. Piaskowce zawierają sporadyczne drobne powierzchnie rozmyć erozyjnych i cienkie piaskowce z prądowym warstwowaniem zmarszczkowym i niskoskalowe warstwowania przekątnie rynnowe. Miejscami szczeliny z wysychania bardzo często występują w iłowcach.

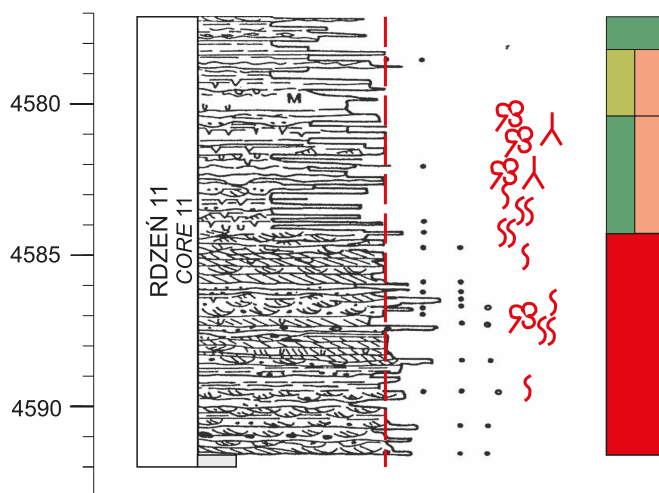
The upper part of the interval exhibits regularly alternating dark brown mostly massive claystones with fine and very fine grained sandstones, forming stacked small fining upward profiles. Occasional thin intervals with current ripple cross-lamination and rare laminae with desiccation cracks and flaser bedding. Sporadic soft sediment deformation. The lower part of the interval is dominated by regularly alternating fine to very fine grained sandstones and finely laminated claystones. The sandstones contain occasional small erosional scours and the thinner sandstones exhibit current ripple cross-lamination and small scale trough cross-stratification. In places desiccation cracks are very common within the claystones.

PLANSZA 3 BOARD 3



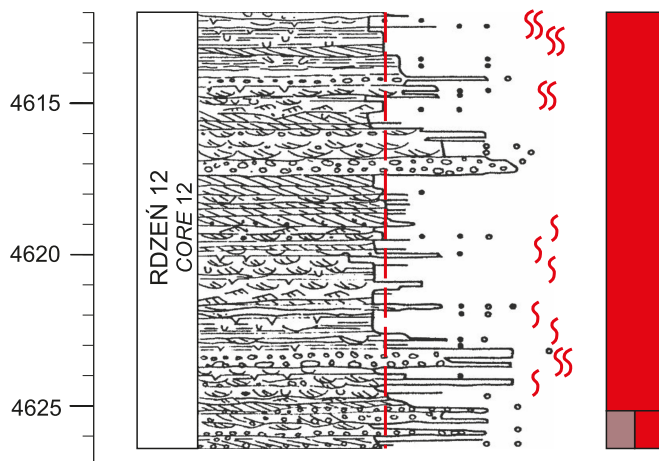
Brązowe, drobno-, bardzo drobno- i miejscami średnioziarniste piaskowce przeławicające się z masywnymi i laminowanymi mułowcami i iłowcami. Grupują się one w drobne cykle o ziarnie zmniejszającym się ku stropowi (miejscami odwrócone o ziarnie zwiększającym się ku stropowi), ograniczone w spągu granicami erozyjnymi. Rzadkie rozmycia erozyjne, drobne warstwowania rynnowe, prądowe warstwowania zmarszczkowe i ostrokrawędziste intraklasty mułowców. Mułowce i iłowce zawierają stosunkowo rzadko szczeliny z wysychania, nieciągłą laminację poziomą, warstwowania soczewkowe i deformacje miękkiego osadu. Liczne kongrecje anhydrytowe, sporadycznie dużych rozmiarów.

Brown fine, very fine and sporadically medium grained sandstones alternating with massive and laminated siltstones and claystones. These are organised into stacked small scale fining upward profiles (occasionally coarsening upward) with erosional boundaries at the base. Rare erosional scours with small scale trough cross-stratification, current ripple cross-lamination and angular siltstone intraclasts. The siltstones and claystones contain relatively rare desiccation cracks, horizontal discontinuous lamination, lenticular bedding and soft sediment deformation. Abundant anhydrite nodules, occasionally large.



Brązowe, drobno-, bardzo drobno- i miejscami średnioziarniste piaskowce, miejscami z rozproszonymi grubymi i bardzo grubymi ziarnami piasku, przeławicające się z mułowcami i iłowcami. Słabo rozwinięte niewielkie profile o ziarnie drobniejącym ku stropowi, ograniczone bardzo licznymi granicami erozyjnymi i powierzchniami rozmyć z ostrokrawędzistymi i obtoczonymi intraklastami mułowca/iłowca. Górna część profilu zawiera nieciągłą laminację poziomą, powierzchnie rozmyć i szczeliny z wysychania. Dolna część profilu składa się z erozyjnie ściętych piaskowców z prądową laminacją zmarszczkową i warstwowaniami rynnowymi i przekątnymi tabularnymi z licznymi ostrokrawędzistymi i obtoczonymi intraklastami iłowców. Powszechne są wielokierunkowe proste przekopy (bezkągowców) i ślady po korzeniach. Pojedyncze kongrecje anhydrytowe i szczeliny wypełnione anhydrytem i kalcytem.

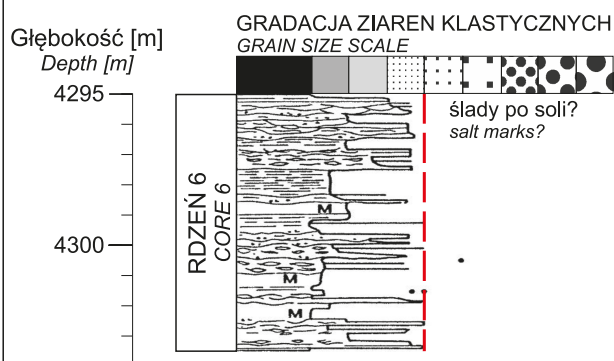
Brown fine, very fine and occasionally medium grained sandstones, with sporadic scattered coarse and very coarse sand grains, alternating with siltstones and claystones. Poorly developed small scale fining upward profiles with very common erosional boundaries and erosional scours with angular and rounded siltstone/claystone intraclasts. The upper part of the interval contains horizontal discontinuous lamination, erosional scours and desiccation cracks. The lower part of the unit consists stacked erosively-based sandstones with current ripple cross-lamination and trough and planar cross-stratification with abundant angular and rounded claystone intraclasts. Common multidirectional simple burrows and rootlet traces. Sporadic anhydrite nodules and anhydrite and calcite filled fractures.



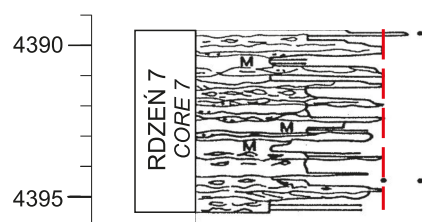
Brązowe, naprzemianległe drobno- i średnioziarniste piaskowce, przewarstwiewające się z grubo-, bardzo gruboziarnistymi ziarnami i drobnoziarnistymi żwirami piaskowca tworzące zgrubnie wykształcone profile o ziarnie malejącym ku stropowi. Częste granice erozyjne i powierzchnie rozmyć z ostrokrawędzistymi i obtoczonymi intraklastami mułowca/iłowca. Dominują warstwowania rynnowe i horyzontalne z podrzędnymi prądowym warstwowaniem zmarszczkowym i niskokątową laminacją przekątną. Bardzo częste są wielokierunkowe proste przekopy (bezkągowców). Częste szczeliny wypełnione kalcytem.

Brown, alternating fine and medium grained sandstones interbedded with coarse, very coarse and granule grade sandstones organised into crude fining upward profiles. Common erosional boundaries and scours with angular and rounded siltstone/claystone intraclasts. Trough and planar cross-stratification dominates with subordinate current ripple cross-lamination and low angle cross-lamination. Very common multidirectional simple burrows. Common calcite filled fractures.

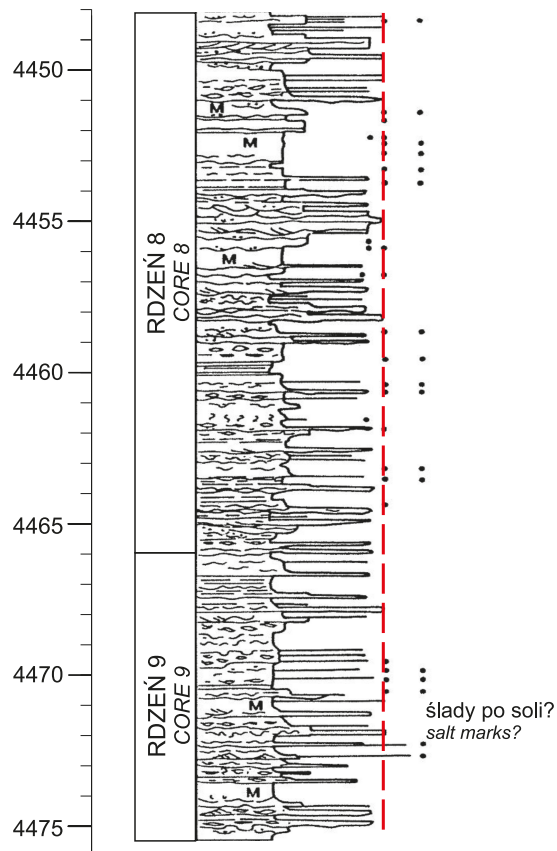
PLANSZA 4 BOARD 4



4303,5–4389,5 m interwał nierdzeniowany
4303.5–4389.5 m not cored interval



4395,5–4448,0 m interwał nierdzeniowany
4395.5–4448.0 m not cored interval



4475,0–4548,0 m interwał nierdzeniowany
4475.0–4548.0 m not cored interval

Brązowe, drobno-, bardzo drobnoziarniste piaskowce przeławicające się z masywnymi i laminowanymi mułowcami i iłowcami. Małej skali profile z uziarnieniem zmniejszającym się ku stropowi, z granicami erozyjnymi i powierzchniami rozmyć, jak również ostrokrawędzistymi intraklastami mułowymi/iłowymi. W zasięgu mułowców i iłowców występuje nieciągła laminacja pozioma i warstwowania soczewkowe oraz struktury deformacyjne miękkiego osadu. Występują liczne konkrety anhydrytowe.

Brown fine, very fine grained sandstones alternating with massive and laminated siltstones and claystones. Small scale fining upward profiles with erosional boundaries and scours as well as angular siltstone/claystone intraclasts. Horizontal discontinuous lamination, lenticular bedding and soft sediment deformation are present within the siltstones and claystones. Abundant anhydrite nodules are also present.

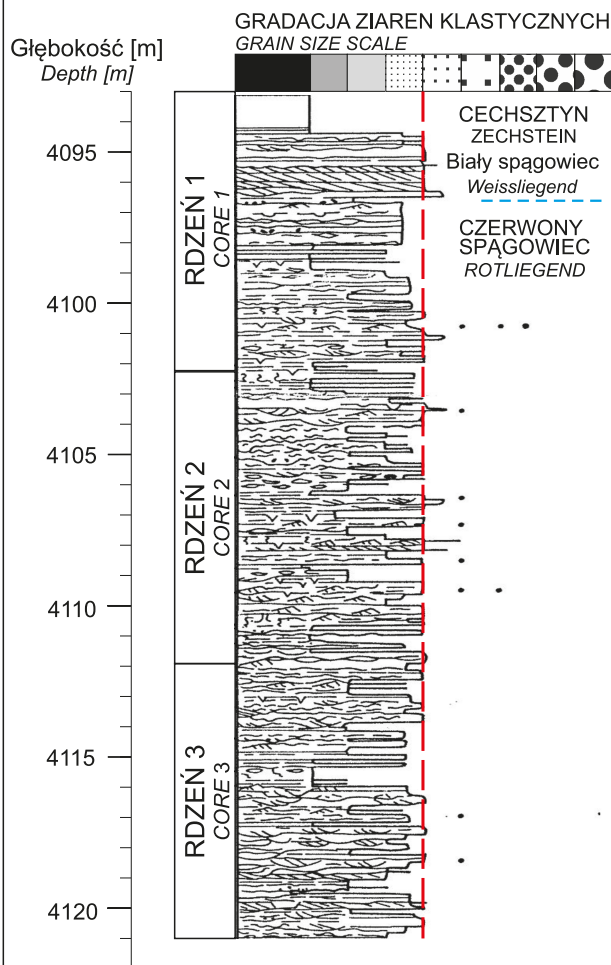
Brązowe, drobno-, bardzo drobnoziarniste piaskowce przeławicające się z masywnymi i laminowanymi mułowcami i iłowcami. Małej skali profile z uziarnieniem zmniejszającym się ku stropowi, z granicami erozyjnymi i powierzchniami rozmyć, a także ostrokrawędzistymi intraklastami mułowymi/iłowymi. W mułowcach i iłowcach występuje nieciągła pozioma laminacja i warstwowania soczewkowe. Liczne konkrety anhydrytowe.

Brown fine, very fine grained sandstones alternating with massive and laminated siltstones and claystones. Small scale fining upward profiles with erosional boundaries and scours as well as angular siltstone/claystone intraclasts. Horizontal discontinuous lamination and lenticular bedding are present within the siltstones and claystones. Abundant anhydrite nodules.

Brązowe monotonne drobne i bardzo drobne piaskowce przeławicane masywnymi i laminowanymi mułowcami i iłowcami z rozproszonymi drobnymi i średnimi ziarnami piasku. Skały te składają się z drobnych cykli prostych (sporadycznie cykli odwróconych) ograniczonych w spąg granicami erozyjnymi. Rzadko występują rozmycia erozyjne z drobnymi warstwami rynnowymi i ostrokrawędzistymi intraklastami mułowcami. Mułowce i iłowce charakteryzują się nieciągłą, horyzontalną laminacją, warstwowaniem soczewkowym i deformacjami miękkiego osadu (miejscami śródformacyjne brekcje) i żyły klastyczne. Rzadko pojawiają się pojedyncze zmarszczki prądowe. Liczne konkrety anhydrytowe, sporadycznie dużych rozmiarów.

Brown monotonous fine and very fine grained sandstones alternating with massive and laminated siltstones and claystones with scattered fine and medium sand grains. Small scale fining upward profiles (occasionally coarsening upward) with erosional boundaries at the base. Rare erosional scours with small scale trough cross-stratification and angular siltstone intraclasts. The siltstones and claystones are characterised by horizontal discontinuous lamination, lenticular bedding and soft sediment deformation (sporadic intraformational breccias) and sand veins. Rare solitary current ripples. Abundant anhydrite nodules, occasionally large.

PLANSZA 5 BOARD 5



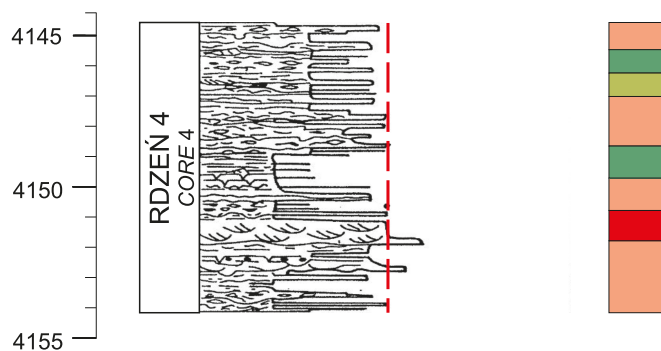
Szare, drobno- i w spągu średnioziarniste piaskowce z małej skali warstwowaniami przekątnymi tabularnymi. Małe konkrecje perytowe.

Grey fine and lower medium grained sandstones with small scale planar cross-stratification. Small pyrite nodules

Szarozielone i szarobrazowe w stropie i w kierunku spągu profilu brązowe, drobno-, bardzo drobno- i miejscami średnioziarniste piaskowce z sporadycznie rozproszonymi grubymi i bardzo grubymi ziarnami piasku, przeławicane mułowcami i iłowcami. Niewielkie odcinki profilu z uziarnieniem malejącym ku stropowi, z bardzo częstymi granicami erozyjnymi i powierzchniami rozmyć, jak również z ostrokrawędzistymi intraklastami mułowcowymi/iłowcowymi. W obrębie mułowców występuje pozioma nieciągła laminacja i warstwowania soczewkowe, a także częste przewarstwienia piaskowców erozyjnie ściętych w spągu z zmarszczkami prądowymi i niewielkie warstwowania rynnowe. Rzadko występują szczeliny z wysychania i okazjonalnie zdeformowany miękki osad i żyły piaskowe. W dolnej części odcinka występują liczne konkrecje anhydrytowe.

Grey-green and grey-brown at the top and brown towards the base of the interval, fine, very fine and occasionally medium grained sandstones with sporadic scattered coarse and very coarse sand grains, alternating with siltstones and claystones. Small scale fining upward profiles with very common erosional boundaries and scours as well as angular siltstone/claystone intraclasts. Within the siltstone horizontal discontinuous lamination and lenticular bedding are present, as are common intercalations of erosively-based sandstone with current ripple cross-lamination and small scale trough cross-stratification. Rare desiccation cracks and occasional soft sediment deformation and sand veins also occur. Abundant anhydrite nodules occur within the lower part of the interval.

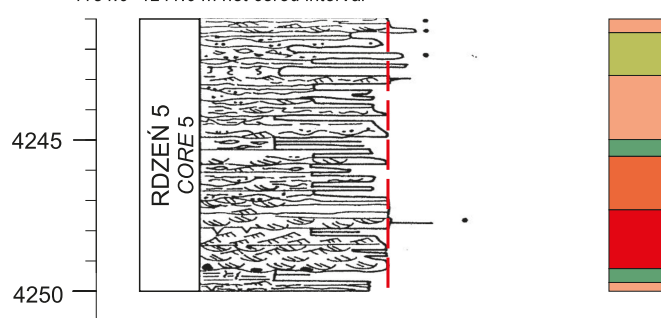
4121,0–4144,5 m interwał nierzeniowany
4121.0–4144.5 m not cored interval



Brązowy, drobny, bardzo drobny i miejscami średnioziarnisty piaskowiec przeławicany mułowcami i iłowcami. Profil z drobnymi odcinkami uziarnienia zmniejszającego się ku stropowi, z częstymi granicami erozyjnymi, powierzchniami rozmyć, jak również ostrokrawędzistymi i obtoczonymi intraklastami mułowców/iłowców. W zasięgu mułowców i iłowców występują nieciągła laminacja horyzontalna i warstwowania soczewkowe, przewarstwiane piaskowcami erozyjnie ściętymi w spągu, zawierającymi drobne warstwowania rynnowe. Rzadko występują pojedyncze zmarszczki prądowe i laminy z szczelinami z wysychania. Miejscami pojawiają się w całym profilu konkrecje anhydrytowe.

Brown fine, very fine and occasionally medium grained sandstones alternating with siltstones and claystones. Small scale fining upward profiles with very common erosional boundaries and scours as well as angular and rounded siltstone/claystone intraclasts. Within the siltstone and claystone horizontal discontinuous lamination and lenticular bedding are present with intercalations of erosively-based sandstone containing small scale trough cross-stratification. Rare solitary current ripples and laminae with desiccation cracks are also present. Sporadic anhydrite nodules throughout.

4154,0–4241,0 m interwał nierzeniowany
4154.0–4241.0 m not cored interval



Brązowe, drobno-, bardzo drobno- i miejscami średnioziarniste piaskowce z rozproszonymi grubymi ziarnami piasku, przeławicające się z mułowcami i iłowcami. Występują małej skali słabo rozwinięte zestawy z uziarnieniem drobniejącym ku stropowi z bardzo częstymi granicami erozyjnymi i powierzchniami rozmyć, jak również ostrokrawędzistymi i obtoczonymi intraklastami mułowców/iłowców. Występują nieciągła pozioma laminacja i warstwowania soczewkowe, jak również częste przewarstwienia erozyjnie ściętych w spągu piaskowców warstwowanych zmarszczkowo i rynnowo. Rzadko także pojawiają się szczeliny z wysychania i żyły piaskowe. W profilu miejscami są obecne konkrecje anhydrytowe i kalcytowe.

Brown fine, very fine and occasionally medium grained sandstones with sporadic scattered coarse sand grains, alternating with siltstones and claystones. Poorly developed small scale fining upward profiles with very common erosional boundaries and scours as well as angular and rounded siltstone/claystone intraclasts. Horizontal discontinuous lamination and lenticular bedding are present as are common intercalations of erosively-based sandstone with current ripple cross lamination and trough cross-stratification. Rare desiccation and sand veins also occur. Sporadic anhydrite and calcite nodules are present throughout.

4250,0–4295,0 m interwał nierzeniowany
4250.0–4295.0 m not cored interval

Górna część profilu (marsz 4548,0–4566,0 m, rdzeń 10) jest zdominowana przez brązowe mułowce i drobnoziarniste piaszkowce, w mniejszym stopniu występują iłowce oraz bardzo drobnoziarniste piaszkowce deponowane w środowisku plał ilastej i plał piaszczystej oraz w postaci zalewów warstwowych.

PLANSZA 4 zawiera interwały rdzeni z głęb.: 4295,0–4303,5; 4389,5–4395,5; 4448,0–4475,5 m.

Profil składający się z czterech marszy reprezentowany jest przez iłowce, mułowce i bardzo drobnoziarniste piaszkowce. Utwory te reprezentują osady plał ilastej i piaszczystej, której sedymentacja miejscami była przerywana przez osady zalewów warstwowych.

PLANSZA 5 zawiera interwały rdzeni z głęb.: 4094,5–4121,0; 4144,5–4154,0; 4241,0–4250,0 m.

Zestawione profile czerwonego spągowca z składają się z bardzo drobno- i drobnoziarnistych piaszkowców, przeławianych mułowcami i iłowcami oraz miejscami średnioziarnistymi piaszkowcami.

W całym profilu dominują osady zalewów warstwowych. Miejscami zostały zachowane osady plał ilastej i plał piaszczystej oraz jedynie w dolnej części – osady koryt fluwialnych. W stropie profilu czerwonego spągowca występują osady zdeponowane w środowisku płytkomorskim, interpretowane jako osady białego spągowca (rdzeń 1).

Utwory dolnej części profilu ą brązowe. Ku górze następuje zmiana barwy najpierw na szarozieloną i szarobrązową, a następnie w stropie występuje już wyłącznie szary kolor związany z osadami morskimi cechsztynu (białego spągowca).

Rozwój sedymentacji osadów czerwonego spągowca w profilu Czaplinek IG 1 w kontekście regionalnym

Basenowa alloformacja – Formacja Drawy (fig. 17)

Na utworach górnego karbonu zalegają piaszkowce oraz prawdopodobnie piaszkowce zlepieńcowe rozpoczynające sedymentację osadów formacji Drawy (fig. 17; Pokorski, 1988). Osady te przechodzą ku stropowi w blisko 200-metrowej miąższości kompleks osadów plał ilastej z cienkimi przewarstwieniami płaskodennych koryt fluwialnych (fig. 17). Nie jest również wykluczone, że przewarstwienia piaszkowców mogą reprezentować ślady (pozostałości) po migrujących w poprzek plał piaszkowcach eolicznych (Kiersnowski, 2013). Przewarstwienia piaszkowców odzwierciedlają cykliczny rozwój osadów, prawdopodobnie warunkowany zmianami klimatycznymi.

Ku stropowi profilu osadów formacji Drawy następuje zmiana sedymentacji. Utwory plał ilasto-piaszczystej zostają zastąpione przez kompleks utworów piaszczysto-żwirowych (fig. 17). Rozdzielone są one luką erozyjną. Kompleks piaszczysto-żwirowy został zinterpretowany jako piaszczysto-żwirowa plałja marginalna (równia aluwialna; fig. 17). Osiąga on miąższość wynoszącą nieco powyżej 70 m.

Depozycja osadów piaszczysto-żwirowych plał marginalnej kończy się luką erozyjną połączoną być może z hiatusem. Po okresie erozji następuje początek sedymentacji utworów formacji Noteci.

Basenowa alloformacja – Formacja Noteci (fig. 17).

Utwory górnego czerwonego spągowca powyżej omówionej granicy reprezentują formację Noteci (Pokorski, 1988). Granica erozyjna jest efektem znaczących zmian w obrębie basenu czerwonego spągowca, związanych z przebudową tektoniczną zarówno w obrębie basenu, jak i na obszarze źródłowym (Kiersnowski, 1997) oraz ze zmianami klimatycznymi. Centralna część basenu została zdominowana przez osady fluwialne i aluwialne (gruboklastyczne – zlepieńcowe), których obszarem źródłowym były północno-wschodnie i wschodnie krawędzie basenu czerwonego spągowca (Kiersnowski, 1997; Kiersnowski, Buniak 2006). W składzie zlepieńców dominują skały węglanowe, najprawdopodobniej okresu dewońskiego (fig. 17). Osady te o miąższości ok. 68,4 m (4642,0–4710,4 m; wg miary geofizycznej) zostały wydzielone w spągu formacji Noteci, jako ogniwo zlepieńców z Czaplinka (fig. 19).

Rozprzestrzenienie ogniwa zlepieńców z Czaplinka nie ogranicza się wyłącznie do obszaru rejonu Czaplinka (fig. 19). Zmierzając w kierunku południowym, w otworze Golce 1, w spągu formacji Noteci wyinterpretowano również ich występowanie (fig. 19). Mają się one zdecydowanie mniejszą miąższość niż w rejonie Czaplinka. Zmierzając dalej w kierunku południowym i południowo-zachodnim, można się spodziewać dalszych zmian miąższości (redukcja) i rozprzestrzenienia utworów ogniwa zlepieńców z Czaplinka (fig. 19). Potwierdzają to utwory nawiercone w otworze Piła 1/IG 1, w których nie natrafiono na ich występowanie (fig. 19).

Powyżej ogniwa zlepieńców z Czaplinka osady formacji Noteci tworzą megacyklotem osadowy dzielący się na dwie główne części. W części dolnej występują osady fluwialne (piaszkowce i żwirowce korytowe) przechodzące w mułowce i iłowce plał, tworzące megacykl prosty złożony z szeregu cykli odwróconych. (fig. 17). Dalej ku stropowi występuje megacykl odwrócony złożony z szeregu cykli prostych i odwróconych (fig. 17).

Taki rozwój osadów reprezentuje cykliczne zmiany klimatyczne skutkujące rozwojem lub zanikiem osadów fluwialnych wkraczających w obręb osadów plał. Generalnie górna część osadów formacji Noteci w profilu czerwonego spągowca w wierceniu Czaplinek IG 1 jest bardziej piaszczysta, w stosunku do porównywanych osadów formacji Noteci w wierceniu Piła 1/IG 1 (fig. 19). Charakterystyczny podział formacji Noteci na dwie części obserwowany jest w profilach innych otworów wiertniczych (np. Czaplinek IG 2) z centralnej części basenu czerwonego spągowca.

Na osady czerwonego spągowca wkraczają osady cechsztynu w formie zalewu bez czytelnej granicy erozyjnej (fig. 17), co zostało pokazane na planszy 5 (rdzeń 1).

Badania dodatkowe w zakresie stratygrafii utworów czerwonego spągowca

Na materiale rdzeniowym z profilu czerwonego spągowca w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1 wykonano badania w zakresie magnetostratygrafii utworów czerwonego spągowca (Nawrocki, 1995, 1997).

Badania paleomagnetyczne (Nawrocki, 1997) posłużyły do wykonania dodatkowej korelacji utworów czerwonego spągowca w wierceniach Piła 1/IG 1 i Czaplinek IG 1 oraz powiązania tej korelacji z profilami czerwonego spągowca

w otworach wiertniczych Parchim 1 i Mirow 1 w północnoniemieckim basenie czerwonego spągowca (Słowakiewicz i in., 2009) (fig. 20).

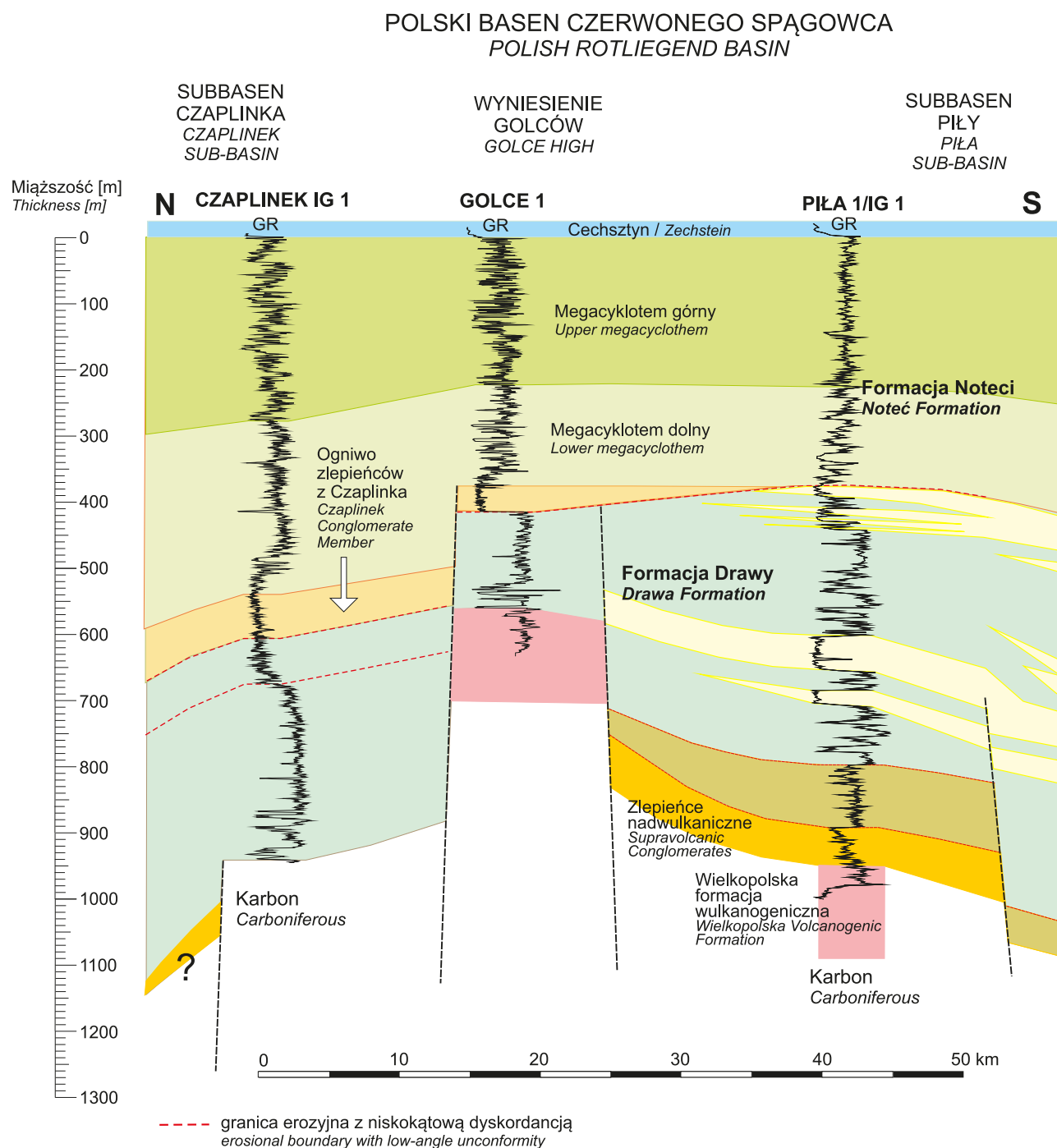


Fig. 19. Korelacja utworów czerwonego spągowca w otworach wiertniczych Czaplinek IG 1, Golce 1 i Piła 1/IG 1 na podstawie badań litologiczno-sedymentologicznych i krzywych geofizyki otworowej (GR; na podstawie: Kiersnowski, 1997; Kiersnowski, Buniak, 2006)

Na figurze przedstawiono także występowanie wyróżnionego ogniwa złepieńców z Czaplinka

Correlation of Rotliegend deposits in the Czaplinek IG 1, Golce 1 and Piła 1/IG 1 boreholes based on lithological-sedimentological studies and well logs (GR; based on: Kiersnowski, 1997; Kiersnowski and Buniak, 2006)

The occurrence of the distinguished Czaplinek Conglomerate Member is also presented

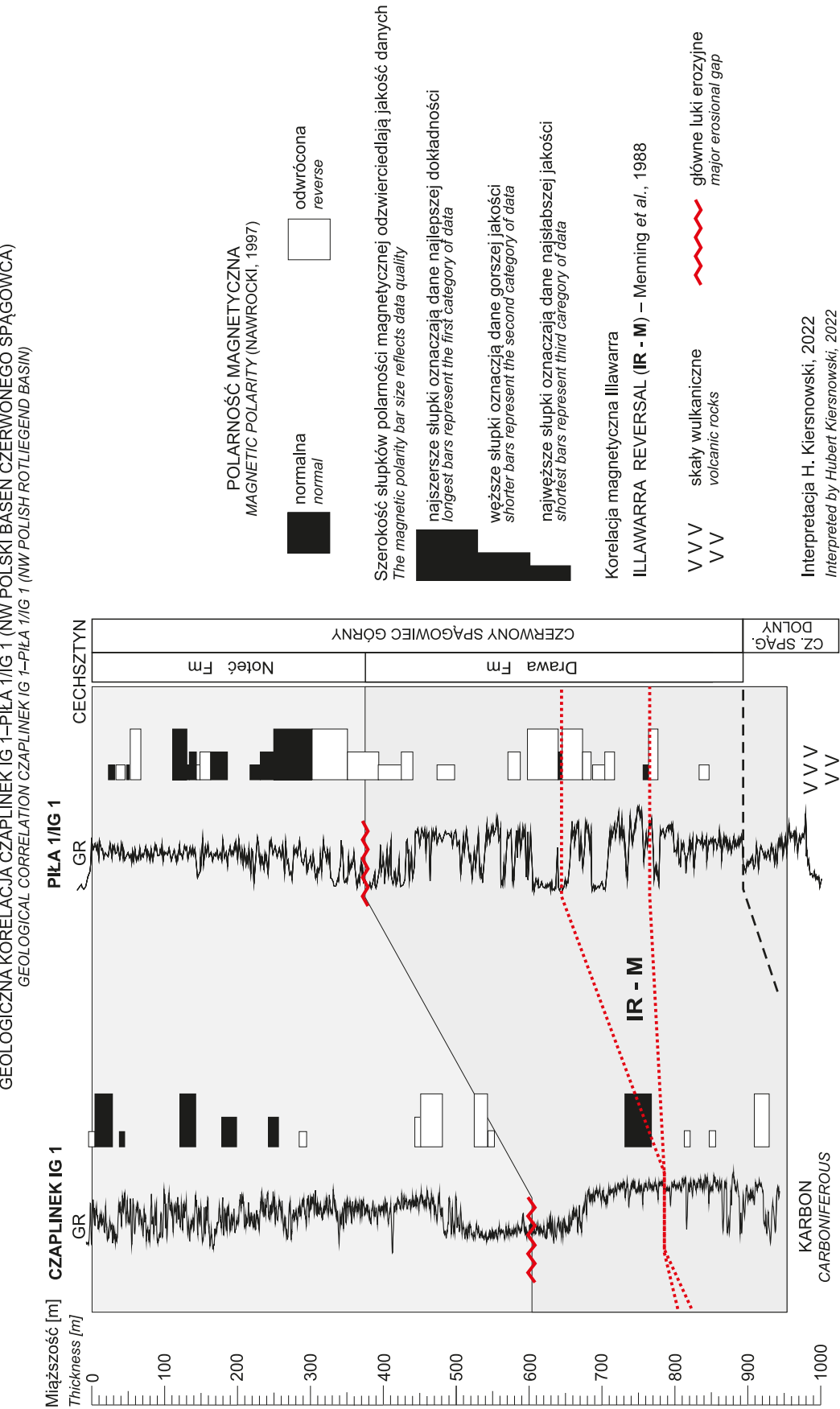


Fig. 20. Korelacja utworów czerwonego spągowca w otworach wiertniczych Czaplinek IG 1 i Piła 1/IG 1 na podstawie badań litologiczno-sedymologicznych i krzywych geofizyki otworowej (GR) (Słowakiewicz i in., 2009)

Na korelacji zamieszczono wyniki badań paleomagnetycznych (Nawrocki 1995, 1997), które próbowano powiązać z badaniami paleomagnetycznymi czerwonego spągowca w basenie północno-niemieckim w wiertniku Mirow 1 (Menning i in., 1988) przedstawiając granice paleomagnetyczną IR – Illawarra Reversal w formacji Parchim

Correlation of the Rotliegend deposits in the Czaplinek IG 1 and Piła 1/IG 1 boreholes based on lithological-sedimentological studies and well logs (GR) (Słowakiewicz i in., 2009)

The correlation includes the results of palaeomagnetic studies (Nawrocki, 1995, 1997), which were attempted to relate to palaeomagnetic studies of the Rotliegend in the North German Basin in the Mirow 1 (Menning et al., 1988) showing the IR – Illawarra Reversal palaeomagnetic boundaries in the Parchim Formation

Marta KUBERSKA

PETROGRAFIA UTWORÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA

Wstęp

Utwory czerwonego spągowca w otworze Czaplinek IG 1 występują na głęb. 4106,0–5045,0 m i są reprezentowane przez zlepieńce, piaskowce, mułowce i ilowce należące do formacji Noteci (4106,0–4710,4 m), w obrębie której wyróżniono ogniwo zlepieńców z Czaplinka (4642,0–4710,4 m), oraz do formacji Drawy (4710,4–5045,0 m).

Badaniami petrograficznymi objęto 104 próbki skał klastycznych, a opisano łącznie 125 płytek cienkich (z odmian piaskowców zlepieńcowatych i zlepieńców wykonano po 2–3 płytki cienkie). W niniejszym opracowaniu petrograficznym utworów czerwonego spągowca wykorzystano między innymi: archiwalne opracowanie Ekiert (1980), dane z dokumentacji wynikowej otworu wiertniczego Czaplinek IG 1 (Urban, 1981) oraz w celach porównawczych użyto danych (między innymi wyniki badań w CL oraz w SEM) zawartych w publikacjach (Maliszewska, 1997; Maliszewska i in., 1998, 2016; Kuberska, 1999, 2001; Maliszewska, Kuberska, 2008). Zestawienie wyników badań petrograficznych płytek cienkich analizowanych pod mikroskopem polaryzacyjnym przez Ekiert (1980) przedstawiono w tabeli 5. Na podstawie tych badań określono mikrolitofacje, wskaźnik kontaktów ziarn oraz skład litologiczny i mineralny odpowiednich frakcji ziarnowych (tab. 5). W wybranych próbkach piaskowców formacji Drawy i Noteci wykonano analizę planimetryczną (tab. 6), a projekcję graficzną przedstawiono na figurze 21. Nazwy skał klastycznych podano zgodnie z klasyfikacją Pettijohna i innych (1972). Cztery preparaty poddano analizie katodoluminescencyjnej wykorzystującej różną zdolność luminescencji minerałów pod wpływem strumienia elektronów w warunkach próżni. Analizę tę wykonano na aparaturze typu CCL 8200 mk3 firmy Cambridge Image Technology Ltd. Z zastosowaniem mikroskopu elektronowego JSM-35 firmy JEOL sprzężonego z mikrosondą rentgenowską (LINK-ISIS) w 11 próbkach skał zidentyfikowano wybrane składniki (m.in. rodzaj węglanów, skaleni itp.), ich chemizm oraz sposób zabudowy przestrzeni porowej. Szczegółowe obserwacje oraz wyniki analiz posłużyły do określenia cech analizowanych skał oraz opisu efektów procesów diagenetycznych w wybranych próbkach (tab. 7). Przykładowe obrazy mikroskopowe zaprezentowano na figurze 22 (A–H).

Formacja Noteci z wyodrębnionym ogniwem zlepieńców z Czaplinka

Charakterystyka petrograficzna skał

Litofacja zlepieńcowa. Zlepieńce tworzą różnej miąższości wkładki i pakiety, głównie wśród osadów piaskowcowych. W obrębie ogniwa zlepieńców z Czaplinka zbadano trzy próbki (tab. 5, 7). Zlepieńce należące do formacji Noteci to generalnie skały zwarte, przeważnie barwy szarobrunatnej zazwyczaj o teksturze kierunkowej (fig. 22A). Wyróż-

niono tu przede wszystkim parazlepieńce, czyli takie skały, które zawierają poniżej 85% frakcji psefitowej. Z uwagi na skład tej frakcji zlepieńce te należą do odmian polimiktycznych. Pokorski (1988) i Kiersnowski (1995, 1997) uznali zlepieńce głównie za osady korytowe, w mniejszym stopniu za osady pozakorytowe pochodzące ze stożków aluwialnych. Skład materiału detrytycznego zlepieńców związany jest ściśle z obszarem alimentacji. Wśród okruchów spotyka się fragmenty skał wylewnych (fig. 22A) i osadowych (tab. 5). Litoklasty pochodzenia osadowego reprezentowane są przez fragmenty wapieni mikrosparytowych z bioklastami lub wapieni oolitowych i piaskowców o spoiwie węglanowym lub ilasto-żelazistym, miejscami kwarcowym. Fragmenty skał wylewnych należą głównie do grupy ryolitoidów. Masa wypełniająca zlepieńców składem odpowiada arenitom litycznym (tab. 5, 6). Ponadto, poza wymienionymi wcześniej składnikami litycznymi zanotowano obecność fragmentów skał metamorficznych (okruchy kwarcowo-łyszczkowych łupków krystalicznych) lub krzemionkowych oraz kwarc i skaleni (Kuberska, 2004; Maliszewska i in., 2016). Spoiwo zlepieńców stanowi substancja ilasto-żelazista (fig. 22A) lub cementy ortochemiczne. Wśród nich wyróżniono cementy węglanowe (kalcyt, dolomit), anhydryt (tab. 6) oraz miejscami kwarc autogeniczny.

Litofacja piaskowcowa. Wśród analizowanych piaskowców wyodrębniono (zgodnie z klasyfikacją Pettijohna i in., 1972) arenity i waki kwarcowe, subarkozowe, lityczne i sublityczne (fig. 22B–H). W większości przypadków utwory litofacji piaskowcowej należą do osadów plałi opisywanych na obszarze basenu polskiego czerwonego spągowca

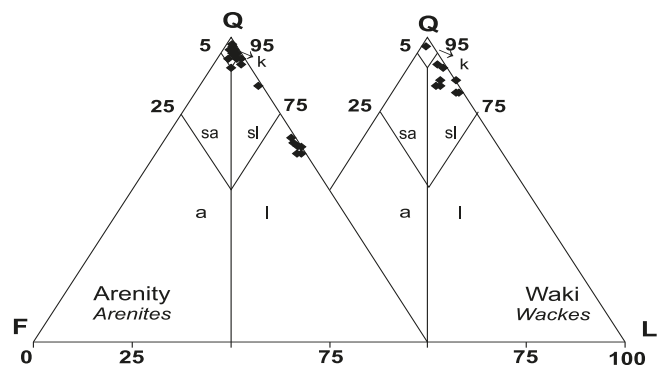


Fig. 21. Piaskowce czerwonego spągowca na tle trójkątów klasyfikacyjnych Pettijohna i in. (1972)

Q – kwarc, F – skaleni, L – okruchy skał; arenity, waki: k – kwarcowe, a – arkozowe, sa – subarkozowe, l – lityczne, sl – sublityczne

Rotlegend sandstones classified according to classification triangles of Pettijohn *et al.* (1972)

Q – quartz, F – feldspars, L – rock fragments; arenites, wackes: k – quartz, a – arkosic, sa – subarkosic, l – lithic, sl – sublithic arenites, wackes

Tabela 5

Spis badanych próbek
List of tested samples

Numer próbki Sample no	Głębokość [m] Depth [m]	Nazwa skały Rock type	Przybliżony skład ziarnowy materiału klastycznego [% obj.] Approximate grain composition of elastic material [% vol.]				Skład litologiczny frakcji >2 mm ($\Sigma=100\%$ obj.) Lithologic composition of fraction >2 mm ($\Sigma=100\%$ vol.)				Skład mineralny frakcji <2 mm ($\Sigma=100\%$ obj.) Mineral composition of fraction <2 mm ($\Sigma=100\%$ vol.)								Wkz Ile
			fr. żlepieniowa gravel fraction	fr. piaszczysta sand fraction	fr. mułowcowa silt fraction	fr. mułowcowo- iłaista mud fraction	wylewne volcanic	magmowe i metam. igneous and metamorphic	osadowe sedimentary	kwarcz quartz	kwarcz quartz	skalenie feldspars	litoklasty lithoclasts	akces. i nieprz. accessory and opaque	matryks matrix	węglań carbonates	siarczany sulphates	inne other	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
6	4107,0	pc/ar sl	0,0	84,0	14,0	2,0					62,0	2,0	3,7	2,0	1,7	10,5	17,8	0,3	1,4
7	4109,5	mc	0,0	33,0	20,0	47,0					41,8	1,1	1,6	6,1	46,0	1,1	2,4	0,0	n.o.
8	4110,5	pc/ar sl,sa	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
9	4111,9	pc/ar k	0,0	82,0	11,0	7,0					60,2	1,6	2,0	1,5	4,7	18,3	11,4	0,3	1,4
10	4112,5	pc/ar sl,sa	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
11	4112,9	pc/ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
12	4114,1	pc/wa sl	0,0	58,0	15,0	27,0					52,2	3,0	3,7	5,5	24,0	7,3	4,3	0,0	0,9
13	4115,0	ps/ar sl,sa	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
14	4116,2	pc/ar k,sa	0,0	86,0	11,0	3,0					63,9	3,0	1,2	1,5	2,0	22,0	6,4	0,0	1,6
15	4118,6	mc	0,0	18,0	43,0	39,0					48,2	1,1	0,0	8,8	36,9	5,0	0,0	0,0	n.o.
16	4119,0	pc/wa k,sa	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
17	4119,7	pc/ar sl,sa	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
18	4120,2	mc/pc	0,0	23,0	37,0	40,0					44,1	0,7	0,0	11,3	37,7	6,2	0,0	0,0	n.o.
19	4145,2	mc	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
20	4146,8	pc/ar sa	0,0	78,0	12,0	10,0					60,0	3,5	2,6	2,5	7,8	23,6	0,0	0,0	1,2
21	4150,6	mc	0,0	9,0	18,0	73,0					20,0	0,7	0,0	5,3	72,3	1,7	0,0	0,0	n.o.
22	4151,5	pc/ar sl	0,0	91,0	6,0	3,0					64,2	1,3	5,0	0,5	2,0	6,7	18,3	2,0	1,3
23	4153,7	mc	0,0	7,0	39,0	54,0					39,8	1,4	1,8	3,2	53,8	0,0	0,0	0,0	n.o.
24	4241,5	pc/ar k	0,0	84,0	9,0	7,0					62,3	1,0	3,0	0,5	5,0	16,5	11,5	0,2	1,4
25	4243,5	mc	0,0	31,0	22,0	47,0					40,4	1,4	1,4	6,7	44,8	4,3	1,0	0,0	n.o.
26	4246,2	pc/wa sl	0,0	63,0	10,0	27,0					62,3	1,0	3,0	0,5	24,3	5,2	4,7	0,0	1,1
27	4247,7	pc/ar k	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
28	4249,2	pc/ar sl	0,0	94,0	4,0	2,0					72,0	1,0	3,7	0,5	2,0	10,3	6,5	4,0	2
29	4295,7	mc	0,0	18,0	26,0	56,0					35,3	0,5	1,0	4,8	54,3	2,3	1,7	0,0	n.o.
30	4298,3	mc	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
31	4300,2	pc/wa sl	0,0	43,0	16,0	41,0					48,4	1,0	3,3	1,0	37,4	4,9	4,0	0,0	0,8
32	4302,8	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
33	4389,9	pc/wa sl	0,0	64,0	13,0	23,0					43,0	0,7	8,1	1,5	15,8	6,7	24,2	0,0	1,1
34	4393,0	mc	0,0	21,0	20,0	59,0					29,9	0,7	0,9	4,6	54,0	0,0	9,9	0,0	n.o.

Tabela 5 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
35	4395,2	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
36	4448,5	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
37	4450,9	pc/wa sl	0,0	44,0	17,0	39,0					49,1	0,5	3,0	2,5	34,9	1,2	8,8	0,0	0,9
38	4453,8	pc/wa sl	0,0	37,0	17,0	46,0					42,6	3,0	3,2	2,2	43,8	1,8	3,4	0,0	0,5
39	4456,1	mc	0,0	16,0	21,0	63,0					26,7	0,0	1,1	5,0	56,4	0,7	10,1	0,0	n.o.
40	4459,0	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
41	4462,4	mc	0,0	26,0	18,0	56,0					33,3	0,4	3,1	5,4	52,9	1,6	3,3	0,0	n.o.
42	4465,5	wa sl	0,0	66,0	14,0	20,0					54,3	2,5	6,1	2,0	15,6	4,9	14,6	0,0	1,4
43	4466,2	mc	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
44	4466,7	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
45	4468,0	mc	0,0	26,0	15,0	59,0					29,3	0,5	2,5	4,6	54,3	0,0	8,8	0,0	n.o.
46	4470,9	mc	0,0	15,0	17,0	68,0					22,0	0,0	1,0	6,7	64,0	4,5	1,8	0,0	n.o.
47	4472,7	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
48	4474,7	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
49	4548,7	mc	0,0	39,0	10,0	51,0					37,8	0,7	3,5	5,0	47,5	2,0	3,5	0,0	n.o.
50	4551,7	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
51	4554,8	mc	0,0	39,0	22,0	39,0					44,0	2,0	2,5	2,2	33,0	4,0	12,3	0,0	n.o.
52	4558,2	mc	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
53	4561,1	mc	0,0	16,0	23,0	61,0					33,8	0,3	0,0	3,3	60,3	1,3	1,0	0,0	n.o.
54	4563,2	mc	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
55	4565,7	mc	0,0	40,0	14,0	46,0					41,5	0,5	0,8	4,7	39,5	2,0	11,0	0,0	n.o.
56	4577,5	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
57	4580,1	mc	0,0	43,0	31,0	26,0					42,3	0,5	2,5	2,9	17,0	8,3	26,5	0,0	n.o.
58	4583,6	mc	0,0	25,0	39,0	36,0					47,3	0,5	1,0	4,4	29,5	14,5	2,8	0,0	n.o.
59	4585,5	pc/ar k	0,0	75,0	19,0	6,0					61,5	0,3	1,5	2,5	4,0	22,0	4,5	3,7	1,3
60	4587,4	pc/ar k	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
61	4590,4	pc/ar k	0,0	87,0	9,0	4,0					73,7	0,5	2,0	1,0	3,0	15,0	1,8	3,0	1,9
62	4591,2	pc/ar k	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
63	4612,2	pc/ar k	0,0	83,0	9,0	8,0					70,5	0,5	2,5	1,0	6,5	15,0	1,8	3,0	2,3
65	4616,0	pc/wa sl	20,0	65,0	1,0	14,0		0,0	72,0	28,0	59,6	0,0	9,7	2,0	15,0	13,2	0,0	0,5	n.o.
66	4617,3	zc	70,0	24,0	2,0	4,0		26,0	73,0	0,0	25,6	0,0	31,0	0,0	9,4	34,0	0,0	0,0	n.o.
67	4619,1	zc	54,0	37,0	1,0	8,0		29,0	63,0	8,0	32,2	0,0	36,4	1,3	15,1	15,0	0,0	0,0	n.o.
68	4621,8	pc/ar k	0,0	83,0	6,0	21,0					64,2	1,0	1,4	2,0	8,4	19,2	0,0	3,8	1,9
69	4623,1	pc/ar k	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
70	4624,9	zc	50,0	44,0	3,0	3,0		15,0	85,0	0,0	38,4	0,3	23,0	0,7	3,5	34,1	0,0	0,0	n.o.
71	4630,6	pc/ar k	0,0	85,0	8,0	7,0					68,2	0,5	2,5	2,5	5,3	21,0	0,0	0,0	2,0
72	4631,8	zc	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.		n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
73	4634,7	zc	76,0	19,0	1,0	4,0		21,0	77,0	2,0	22,5	0,3	45,0	3,5	5,2	23,5	0,0	0,0	n.o.
74	4635,7	pc/ar k	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
75	4636,6	pc/ar l	26,0	63,0	4,0	7,0		48,0	52,0	0,0	45,3	0,0	25,0	3,5	5,3	20,9	0,0	0,0	1,3
76	4639,2	pc z-ty/ar l	50,0	46,0	3,0	1,0		6,0	92,0	2,0	40,9	0,0	38,4	1,7	3,4	15,6	0,0	0,0	n.o.

Tabela 5 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
77	4641,7	pc z-ty/ar l	50,0	45,0	3,0	2,0	5,0	0,0	95,0	0,0	53,0	0,3	26,1	1,0	2,7	16,9	0,0	0,0	n.o.
78	4643,9	pc z-ty/ar l	50,0	46,0	2,0	2,0	9,0	0,0	88,0	3,0	55,1	0,3	26,8	1,4	4,0	12,4	0,0	0,0	n.o.
79	4673,7	zc	74,0	23,0	2,0	1,0	16,0	0,0	81,0	3,0	42,4	0,1	32,1	1,4	2,9	21,1	0,0	0,0	n.o.
81	4677,4	pc/ar sl	0,0	92,0	4,0	4,0					56,2	0,2	10,6	3,2	3,0	26,8	0,0	0,0	1,3
82	4729,7	pc/ar k	0,0	75,0	15,0	10,0					78,8	0,0	1,2	2,0	9,0	7,2	0,0	1,8	2,9
83	4757,6	pc/wa k	0,0	63,0	17,0	20,0					68,5	0,2	0,6	4,0	18,0	6,0	0,0	2,5	2,1
84	4760,6	pc/ar k	0,0	71,0	16,0	13,0					74,0	0,2	1,8	2,0	12,5	4,5	0,0	5,0	2,4
85	4791,3	mc	0,0	24,0	21,0	55,0					36,9	0,0	1,5	4,0	53,8	3,8	0,0	0,0	n.o.
86	4844,9	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
88	4848,2	ic	0,0	10,0	7,0	83,0					12,8	0,0	0,0	2,8	79,0	0,0	5,5	0,0	n.o.
89	4849,5	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
90	4851,8	mc	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
91	4852,6	pc/ar k	0,0	70,0	16,0	14,0					52,5	0,8	2,0	2,5	9,2	6,2	26,8	0,0	1,5
92	4853,7	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
93	4855,3	pc/ar k	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
94	4856,5	pc/wa k	0,0	70,0	11,0	19,0					54,5	0,5	2,0	2,5	14,0	3,5	23,0	0,0	2,0
95	4859,5	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
96	4861,7	pc/ar k	0,0	77,0	6,0	17,0					53,0	0,2	1,5	1,0	11,5	19,8	13,0	0,0	1,6
97	4899,7	mc	0,0	17,0	15,0	68,0					27,3	0,3	1,0	1,1	65,3	0,0	5,0	0,0	n.o.
98	4903,4	ic	0,0	18,0	7,0	75,0					22,8	0,0	1,3	0,6	72,3	0,0	3,0	0,0	n.o.
99	4906,7	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
100	4908,8	ic	0,0	10,0	8,0	82,0					16,0	0,3	0,5	1,4	81,8	0,0	0,0	0,0	n.o.
101	4955,4	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
102	4957,7	mc	0,0	27,0	18,0	55,0					38,0	0,8	2,5	2,0	53,3	0,0	3,5	0,0	n.o.
103	4959,5	pc/wa k	0,0	57,0	17,0	26,0					49,6	0,2	0,6	3,0	19,4	27,2	0,0	0,0	1,5
104	4961,1	mc	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
105	4963,7	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
106	4966,4	mc	0,0	23,0	19,0	58,0					35,0	0,0	2,4	1,6	55,6	0,0	3,6	0,0	n.o.
107	4969,0	ic	0,0	8,0	7,0	85,0					13,8	0,0	0,5	1,0	84,7	0,0	0,0	0,0	n.o.
108	5011,7	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
109	5015,6	ic	0,0	22,0	15,0	63,0					33,6	0,2	1,2	1,4	62,8	0,8	0,0	0,0	n.o.
110	5018,2	ic	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.					n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
111	5019,5	mc	0,0	19,0	16,0	65,0					29,2	0,0	0,6	2,4	57,6	0,0	10,2	0,0	n.o.
112	5023,7	mc	0,0	23,0	5,0	72,0					26,8	0,0	0,8	1,0	71,4	0,0	0,0	0,0	n.o.
113	5027,8	mc	0,0	25,0	10,0	65,0					30,3	0,5	1,3	2,6	63,5	1,8	0,0	0,0	n.o.

Kolory: jasnoszary – formacja Noteci i ogniwo zlepieńców z Czaplina; ciemnoszary – formacja Drawy. Symbole: ar – arenit, fr. – frakcja, ic – ilowiec, k – kwarcowy, l – lityczny, mc – mulowiec, n.o. – nie oznaczono, pc – piaskowiec, sa – subarkozowy, sl – sublityczny, wa – waka, Wkz – wskaźnik kontaktów ziarn, zc – zlepieniec, z-ty – zlepieńcowaty

Light grey colour – Notec Formation and Czaplina Conglomerate Member; dark grey colour – Drawa Formation. Abbreviations: ar – arenite, ic – claystone, k – quartz, l – lithic, mc – mudstone, n.o. – not determined, pc – sandstone, sa – subarkosic, sl – sublithic, wa – wacke, Ilc – index of intergranular contacts, zc – conglomerate, z-ty – conglomeratic

Tabela 6

Skład mineralny skał czerwonego spągowca (% obj.)

Mineral composition of the Rotliegend rocks (vol. %)

Głębokość Depth [m]	Typ skały Rock type	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspars	Litoklasty Lithoclasts	Łyszczki Micas	Minerały ciężkie Heavy minerals	Hematyt Hematite	Matriks Matrix	Węgłany Carbonates	Siarczany Sulphates	Kwarc autogeniczny Authigenic quartz
4107,0	ar sl	62,0	2,0	3,7	0,0	1,0	1,0	1,7	10,5	17,8	0,3
4111,8	ar k	60,2	1,6	2,0	0,0	1,0	0,5	4,7	18,3	11,4	0,3
4114,1	wa sl	52,2	3,0	3,7	1,0	2,0	2,5	24,0	7,3	4,3	0,0
4116,2	ar k	63,9	3,0	1,2	0,0	0,5	1,0	2,0	22,0	6,4	0,0
4146,8	ar sa	60,0	3,5	2,6	0,0	0,5	2,0	7,8	23,6	0,0	0,0
4151,5	ar sl	64,2	1,3	5,0	0,0	0,0	0,5	2,0	6,7	18,3	2,0
4241,5	ar k	62,3	1,0	3,0	0,0	0,0	0,5	5,0	16,5	11,5	0,2
4246,2	wa sl	52,9	1,0	9,4	0,5	0,5	1,5	24,3	5,2	4,7	0,0
4249,2	ar sl	72,0	1,0	3,7	0,0	0,5	0,0	2,0	10,3	6,5	4,0
4300,2	wa sl	48,4	1,0	3,3	0,5	0,0	0,5	37,4	4,9	4,0	0,0
4389,9	wa sl	43,0	0,7	8,1	1,0	0,0	0,5	15,8	6,7	24,2	0,0
4450,9	wa sl	49,1	0,5	3,0	2,0	0,0	0,5	34,9	1,2	8,8	0,0
4453,8	wa sl	42,6	3,0	3,2	2,0	0,0	0,2	43,8	1,8	3,4	0,0
4465,5	wa sl	54,3	2,5	6,1	0,0	0,5	1,5	15,6	4,9	14,6	0,0
4585,5	ar k	61,5	0,3	1,5	0,0	0,5	2,0	4,0	22,0	4,5	3,7
4590,4	ar k	73,7	0,5	2,0	0,0	0,0	1,0	3,0	15,0	1,8	3,0
4612,2	ar k	70,5	0,5	2,5	0,0	0,0	1,0	6,5	8,5	0,0	10,5
4616,0	wa sl	59,6	0,0	9,7	0,0	0,0	2,0	15,0	13,2	0,0	0,5
4617,3	pa zl pl	25,6	0,0	31,0	0,0	0,0	0,0	9,4	34,0	0,0	0,0
4619,1	pa zl pl	32,2	0,0	36,4	0,0	0,0	1,3	15,1	15,0	0,0	0,0
4621,8	ar k	64,2	1,0	1,4	1,0	0,0	1,0	8,4	19,2	0,0	3,8
4624,9	ar l	38,4	0,3	23,0	0,0	0,0	0,7	3,5	34,1	0,0	0,0
4630,6	ar k	68,2	0,5	2,5	0,0	0,0	2,5	5,3	21,0	0,0	0,0
4634,7	pa zc pl	22,5	0,3	45,0	0,0	0,0	3,5	5,2	23,5	0,0	0,0
4636,6	ar l	45,3	0,0	25,0	0,0	0,0	3,5	5,3	20,9	0,0	0,0
4639,2	ar l	40,9	0,0	38,4	0,0	0,0	1,7	3,4	15,6	0,0	0,0
4641,7	ar l	53,0	0,3	26,1	0,0	0,0	1,0	2,7	16,9	0,0	0,0
4643,9	ar l	55,1	0,3	26,8	0,0	0,0	1,4	4,0	12,4	0,0	0,0
4673,7	ar l	42,4	0,1	32,1	0,0	0,0	1,4	2,9	21,1	0,0	0,0
4677,4	ar sl	56,2	0,2	10,6	0,0	0,0	3,2	3,0	26,8	0,0	0,0
4757,6	wa k	68,5	0,2	0,6	0,0	0,5	3,5	18,0	6,0	0,0	2,5
4760,6	ar k	74,0	0,2	1,8	0,0	0,5	1,5	12,5	4,5	0,0	5,0
4852,6	ar k	52,5	0,8	2,0	0,0	0,0	2,5	9,2	6,2	26,8	0,0
4861,7	ar k	53,0	0,2	1,5	0,0	0,0	1,0	11,5	19,8	13,0	0,0

Kolory: jasnoszary – formacja Noteci i ogniwo zlepieńców z Czaplinka; ciemnoszary – formacja Drawy. Symbole: ar – arenit, k – kwarcowy, l – lityczny, sa – subarkozowy, sl – sublityczny, wa – waka

Light grey colour – Notec Formation and Czaplinek Conglomerate Member; dark grey colour – Drawa Formation. Abbreviations: ar – arenite, k – quartz, l – lithic, sa – subarkosic, sl – sublithic, wa – wacke

(m.in. w otworach Piła 1/IG 1 i Szubin IG 1) lub do osadów fluwalnych. Utwory litofacji piaskowca wyróżniają się barwą czerwono-brunatną lub szaroróżową. Są to skały drobno- i średnioziarniste, na ogół o słabym wysortowaniu (fig. 22C, D). Głównym ich składnikiem są ziarna kwarcu, najczęściej mono-, rzadziej polikrystalicznego o różnym stopniu obtoczenia (fig. 22C). Udział skaleń potasowych i kwaśnych plagioklazów wśród badanych próbek nie przekracza łącznie 3,5% obj. (tab. 6). Łyszczki reprezentowane są głównie przez muskowit (do 2% obj.). Wśród litoklastów obserwowano okruchy należące do piaskowców, mułowców, iłow-

ców, wapieni i kwaśnych skał wylewnych. W niektórych próbkach piaskowców odnotowano pojedyncze bioklasty (fig. 22E, F) pochodzące najprawdopodobniej z okruchów skał węglanowych. W profilu czerwonego spągowca formacji Noteci wyróżniono także piaskowce zlepieńcowate (na pograniczu ze zlepieńcami), w których materiał frakcji psefitowej reprezentowany jest przez okruchy kwaśnych skał wylewnych oraz skał osadowych, podobnie jak we frakcji psamitowej (tab. 5, 6). Materiał detrytyczny spojony jest ilasto-żelazistym matriksem, współwystępującym z cementami: kalcytem i/lub dolomitem (fig. 22B–H), anhydrytem

Tabela 7

Wybrane cechy skal czerwonego spagowca
Selected features of the Rotliegend deposits

Głębokość Depth [m]	Nazwa/Typ skali Rock type	MfQ [mm]	MmaxQ [mm]	MmaxQ MfQ	Główne procesy diagenetyczne Main diagenetic processes					Przeobrażanie Alteration
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
4107,0	pc dr/ar sl	0,18	0,74	4,1	1,0	–	Ob.il–zl, Ah, W	Qd, Sk, Ah	Qd, Sk → Ah, W	–
4111,9	pc dr/ar k	0,16	0,56	3,5	1,0	–	Ob.il–zl, Ah, W, Qa	Sk, Qd	Qd, Sk, L → Ah, W Ah → W	–
4114,1	pc dr/wa sl	0,10	0,56	5,6	0,5	–	W, Ah	Sk, Qd	Qd, Sk → W	–
4116,2	pc dr/ar k	0,15	0,40	2,7	0,7	–	W, Ah	Sk, Qd	Qd, Sk → W, Ah	–
4146,8	pc dr/ar sa	0,18	0,64	3,6	1,0	–	Ob.il–zl, W	Sk, Qd	Ps _w , Qd, Sk → W	–
4151,5	pc śr/ar sl	0,28	0,60	2,1	n.o.	n.o.	Ah, W	Sk	Qd, Sk → Ah	–
4241,5	pc dr/ar k	0,22	0,54	2,5	0,7	–	Ob.il–zl, W, Ah	Sk, Ah	Qd, Sk → W, Ah Ps _w	–
4246,2	pc dr/wa sl	0,14	0,60	4,3	0,5	–	W, Ah	Sk, Qd	Qd, Sk → W	–
4249,2	pc śr/ar sl	0,26	0,58	2,2	n.o.	n.o.	W, Qa, Ah	Sk, Qd, Ka	Sk, Qd, Qa → Ka	–
4300,2	pc dr/wa sl	0,10	0,72	7,2	0,0	–	Ah	Qd	–	–
4389,9	pc dr/wa sl	0,12	0,64	5,3	0,0	–	Nd _{Ah} , Ah, W	Sk, Qd	Sk, Qd, L → Ah, W	–
4450,9	pc dr/wa sl	0,12	0,52	4,3	0,0	–	Nd _{Ah}	Sk, Qd	–	–
4453,8	pc b.dr/wa sl	0,08	0,50	6,3	0,0	–	Nd _{Ah} , W	Qd, Sk	Qd, Sk → W	–
4465,5	pc dr/wa sl	0,12	0,58	4,8	0,5	–	Ob.il–zl, Ah, W	Qd, Sk	Qd, Sk, L → Ah, W	–
4585,5	pc dr/ar k	0,14	0,56	4,0	0,7	–	Ob.il–zl, W, Qa, Ah	Qd, Sk	Qd, L → W	–
4590,4	pc śr/ar k	0,25	0,74	3,0	1,3	–	Ob.il–zl, W, Qa	Sk, Qd	Qd, Sk → W	L → It
4612,2	pc dr/ar k	0,20	0,66	3,3	2,0	–	Ob.il–zl, W, Qa	Qd, Sk	Qd, Sk → W	–
4616,0	pc z-ty/wa sl	0,20	1,20	6,0	2,8	ww, za	Ob.il–zl, W	Qd, Sk	Qd, Sk, L → W	–
4617,3	zc dr/pa zc pl	0,24	0,80	3,3	3,0	ww	Ob.il–zl, W	Qd, L _{w,o}	Qd, L _{w,o} → W	–
4619,1	zc dr/pa zc pl	0,28	1,50	5,4	3,0	ww	Ob.il–zl, W	Qd, Sk	L _w → W	–
4621,8	pc dr/ar k	0,12	0,58	4,8	2,5	ww	Ob.il–zl, W, Qa	Qd, Sk	Qd, L → W	Ły → Chl
4624,9	pc z-ty/ar l	0,30	1,10	3,7	3,0	ww, za	Ob.il–zl, W	Qd, L	Qd, L → W Ps _w	–
4630,6	pc dr/ar k	0,20	0,56	2,8	2,8	ww	Ob.il–zl, W, Qa	Qd, Sk	Qd, Sk → W	–
4634,7	zc śr/pa zc pl	0,30	0,95	3,2	3,0	ww, za	Ob.il–zl, W	Qd	Qd, L _w → W	–
4636,6	pc z-ty/ar l	0,30	0,85	2,8	3,0	ww	Ob.il–zl, W	Qd, L _w	Qd, L _w → W	–
4639,2	pc z-ty/ar l	0,38	1,70	4,5	4,0	ww	Ob.il–zl, W	Qd	Sk, Qd → W	–

Tabela 7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
4641,7	pc z-ty/ar l	0,40	0,70	1,8	3,0	ww	Ob.il-żl, W	Qd, Sk	Sk, Qd, L → W	–
4643,9	pc z-ty/ar l	0,42	1,40	3,3	4,0	ww	W	Qd	Qd → W	–
4673,7	pc z-ty/ar l	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	ww	Ob.il-żl, W	Qd	Qd, L → W	–
4677,4	pc śr/ar sl	0,40	1,00	2,5	2,3	ww	W	Qd, L	Qd, L _w → W	–
4757,6	pc dr/wa k	0,12	0,28	2,3	2,5	ww	Ob.il-żl, Qa, W	Qd	Qd → W	–
4760,6	pc dr/ar k	0,16	0,44	2,8	3,0	ww	Ob.il-żl, Qa, W	Qd	Ps _w Qd → W	–
4852,6	pc dr/ar k	0,10	0,70	7,0	2,0	–	Ob.żl, W, Ah	Qd	Qd, Qa, Sk → Ah, W	–

Kolory: jasnoszary – formacja Noteci i ogniwo zlepieńców z Czaplinka; ciemnoszary – formacja Drawy. Litologia: pc – piaskowiec, ar – arenit, wa – waka, k – kwarcowy, sa – subarkozowy, sl – subilityczny, l – lityczny, z-ty – zlepieńcowaty, śr, dr, bdr – średnio-, drobno-, bardzo drobnoziarnisty. Składniki skalne: Ah – anhydrit, chl – chloryt, il – illit, ka – kalcyt, L – litoklasty, L_{w,o} – litoklasty wylewne, osadowe, Ly – lityczny, Q – kwarc, Qd, a – kwarc detrytyczny, autigeniczny, Sk – skalenie, W – węglany. Inne: MfQ – przeciętna średnica ziarn kwarcu, MmaxQ – maksymalna średnica ziarn kwarcu, Wk_z – wskaźnik kontaktów międzyziarnowych, T_{p,z} – typ kontaktów międzyziarnowych, ww – kontakty wklesło-wypukłe, za – kontakty zazębiające, n.o. – nie oznaczono. Light grey colour – Noteć Formation and Czaplinsk Conglomerate Member; dark grey colour – Drawa Formation. Lithology: pc – sandstone, ar – arenite, wa – wacke, k – quartz, sa – subarkose, sl – lithic, z-ty – conglomeratic, śr, dr, bdr – medium-, fine-, very fine-grained. Components of rocks: Ah – anhydrite, chl – chlorite, il – illite, ka – calcite, L – lithoclast, L_{w,o} – volcanic, sedimentary lithoclast, Ly – micas, Ob – rims, overgrowths, Q – quartz, Qd, a – detrital, authigenic quartz, Sk – feldspars, W – carbonates. Other: MfQ – average diameter of quartz grains, MmaxQ – maximum diameter of quartz grains, Wk_z – index of intergranular contacts, T_{p,z} – type of intergranular contacts, ww – concavo-convex contacts, za – suture contacts, n.o. – not determined.

(fig. 22D) i kwarcem autigenicznym (fig. 22G). Anhydrit często występuje w postaci owalnych skupień zwanych nodulami.

Litofacja mułowcowa i iłowcowa. Utwory tych litofacji są pospolite wśród utworów plai (Maliszewska i in., 2016), tworząc pakiety o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Skały te wykazują barwy od wiśniowej przez wiśniowobrunatne do brunatnej. Ponadto odnotowano obecność następujących struktur: aleurytowo-psamitowej, aleurytowo-pelitowej, bądź pelitowo-aleurytowej miejscami z domieszką materiału piaszczystego. Najczęściej obserwowaną teksturą jest tekstura kierunkowa, rzadziej natomiast rejestrowana jest tekstura o charakterze bezładnym. Materiał detrytyczny frakcji aleurytowej i psamitowej stanowiącej domieszkę w mułowcach i iłowcach złożony jest z ostrokrawędzistych lub półobtoczonych ziarn kwarcu, nielicznych skaleń (przeważnie potasowych), okruchów skał (wapieni i skał wylewnych) oraz łuszczyków. Masę podstawową mułowców i iłowców stanowią łuski minerałów ilastych (między innymi illitu). Nie wyklucza się obecności minerałów mieszanopakietowych illit/smektyt oraz chlorytów. Wiśniowobrunatny i brunatny kolor skał spowodowany jest impregnacją wodorotlenkami żelaza oraz hematytom. Występują również odmiany zawierające znaczną domieszkę mikrytu węglanowego. Głównymi jego składnikami są bezbarwne minerały ilasto-łuszczkowe, tlenki żelaza (hematyt), piryt oraz okruchy skał wylewnych, sporadycznie osadowych. Mikrotekstura podkreślona jest ułożeniem smug hematytowych, a ułożeniem blaszek minerałów łuszczkowych tworzy miejscami teksturę oczkową. Ziarna skał mają kształt silnie wydłużonych (do 2 mm) falistych soczewek, ułożonych zgodnie z mikroteksturą skały. Są one w różnym stopniu shematyzowane i spirytyzowane, przy czym związki żelaza występują zarówno w postaci rozproszonej, jak i w postaci nieregularnych warstewek na powierzchni ziarn.

Formacja Drawy

Charakterystyka petrograficzna skał

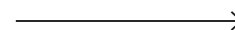
Litofacja piaskowcowa. Piaskowce tej formacji są podrzędną litofacją. Stanowią nieliczne wkładki i/lub przerosty w seriach mułowcowo-ilastych. Badane próbki reprezentowane są przez arenity i waki kwarcowe (tab. 5, 6). Najczęściej utwory piaskowcowe mają barwę wiśniową lub wiśniowoszarą. Są one przeważnie drobnoziarniste lub różnoziarniste, źle wysortowane i słabo związane o bardzo zróżnicowanym obtoczeniu ziarn. Głównym ich składnikiem jest mono-, rzadziej polikrystaliczny kwarc, o różnych rozmiarach (z przewagą ziarn drobnych: 0,1–0,2 mm). Ponadto zarejestrowano pojedyncze ziarna kwarcu ostrokrawędzistego, określonego jako kwarc piroklastyczny. Podrzednie występują także ziarna skaleń oraz okruchy skał – głównie wapieni i skał wylewnych. Wśród minerałów akcesorycznych zidentyfikowano cyrkon i turmalin. Wyróżniono także hematyt i piryt oraz, sporadycznie odnotowano muskowit. Spoiwo piaskowców jest ilasto-żelaziste, węglanowe lub anhydritowe.

Fig. 22. Fragmenty skał obserwowane pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL) i w katodoluminescencji (CL)

A. Parazlepienie polimiktyczny o strukturze kierunkowej; widoczne okruszy skał wulkanicznych i spoiwo ilasto-żelaziste; głęb. 4619,1 m; bez analizatora. B. Arenalit kwarcowy o spoiwie węglanowym (Ca); widoczne proste, punktowe i wklęsło-wypukłe kontakty międzyziarnowe; głęb. 4630,6 m; nikole skrzyżowane. C. Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu kwarcowego o spoiwie węglanowym; widoczne różne obtoczenie ziarn detrytycznych; głęb. 4585,5 m; nikole skrzyżowane. D. Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu sublitycznego o spoiwie węglanowo-anhydritowym (Ah); głęb. 4107,0 m; nikole skrzyżowane. E. Piaskowiec o składzie arenitu litycznego z bioklastami, o spoiwie węglanowym; głęb. 4636,3 m; nikole skrzyżowane. F. Obraz w CL fragmentu piaskowca z fot. E; Bi – bioklast, Ca – kalcyt z manganem, strzałki – czysty kalcyt. G. Piaskowiec o składzie arenitu kwarcowego; widoczny kwarc autigeniczny (Qa) i ziarna kwarcu detrytycznego (Qd); głęb. 4612,2 m; nikole skrzyżowane. H. Piaskowiec o składzie arenitu subarkozowego; widoczne efekty zastępowania diagenetycznego (strzałki) ziarn skaleni (Kfs); głęb. 4146,8 m; nikole skrzyżowane

The rock fragments in polarizing microscope (PL) and in cathodoluminescence (CL)

A. Polymictic paraconglomerate with oriented texture; volcanic rock clasts and clayey ferruginous substance are visible; depth 4619.1 m; one polarizer. B. Quartz arenite with carbonate cement (Ca); linear, point and concavo-convex inter-grain contacts are visible; depth 4630.6 m; crossed polarizers. C. Fine-grained sandstone (quartz arenite) with calcite cement; differently rounded detrital grains are visible; depth 4585.5 m; crossed polarizers. D. Fine-grained sandstone (sublithic arenite) with carbonate-anhydritic (Ah) cement; depth 4107.0 m; crossed polarizers. E. Sandstone (lithic arenite) with bioclasts and with carbonate cement; depth 4636.3 m; crossed polarizers. F. CL image of a fragment of the sandstone from Photo E; Bi – bioclasts, Ca – calcite with manganese, arrows – pure calcite. G. Sandstone (quartz arenite); authigenic quartz (Qa) and detrital quartz (Qd) are visible; depth 4612.2 m; crossed polarizers. H. Sandstone (subarkosic arenite); partial diagenetic replacement effects (arrows) of feldspar grains (Kfs) are visible; depth 4146.8 m; crossed polarizers



Litofacja mułowcowa i iłowcowa. Mułowce i iłowce stanowią główne litofacje opisywanej formacji. Podobnie jak występujące w formacji Noteci są to skały koloru wiśniowego, wiśniowobrunatnego i brunatnego, o strukturze aleurytowej, pelitowej, pelitowo-aleurytowej, miejscami z domieszką materiału piaszczystego (tab. 5), teksturze kierunkowej, laminarnej, miejscami falistej. Charakterystyczne jest występowanie przerostów piaskowcowych w formie smug, soczewek oraz cienkich warstewek. Na materiał detrytyczny frakcji aleurytowej i psamitowej, stanowiącej domieszkę w mułowcach i iłowcach, składają się ostrokrawędziste lub półobtroczone ziarna kwarcu, nieliczne skalenie, okruszy skał (wapieni i skał wylewnych) oraz blaszki muskowitu. Masę podstawową mułowców i iłowców stanowią łuski minerałów ilastych. Brunatny kolor skał wynika z obecności wysokich koncentracji wodorotlenków żelaza oraz hematytu. Występują również odmiany mułowców i iłowców zawierające mikryt węglanowy. Ponadto w omawianych skałach zanotowano obecność licznych druz anhydritowych.

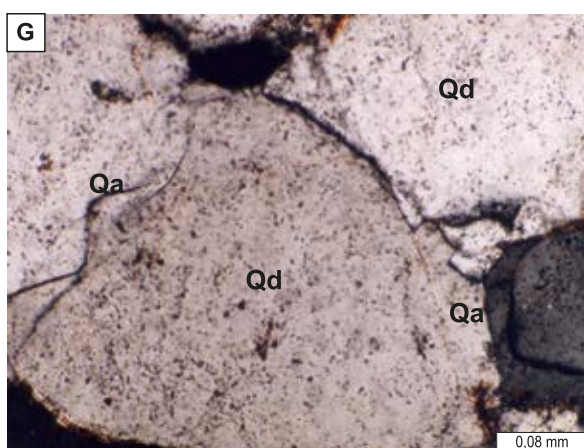
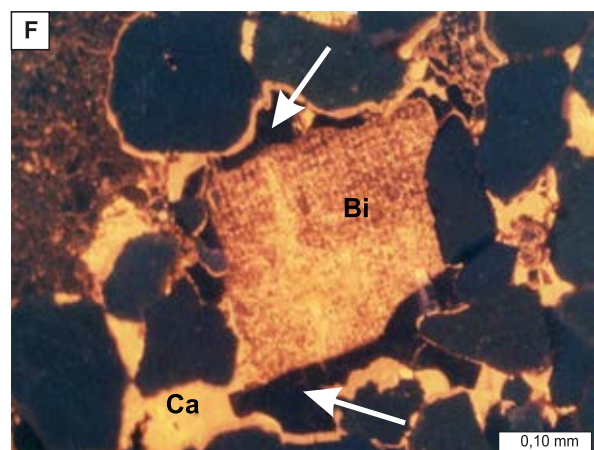
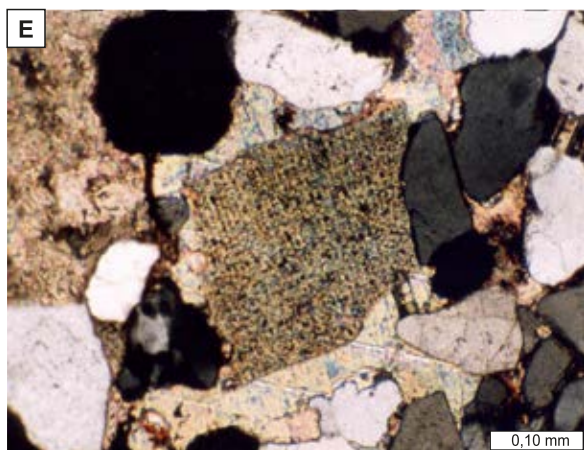
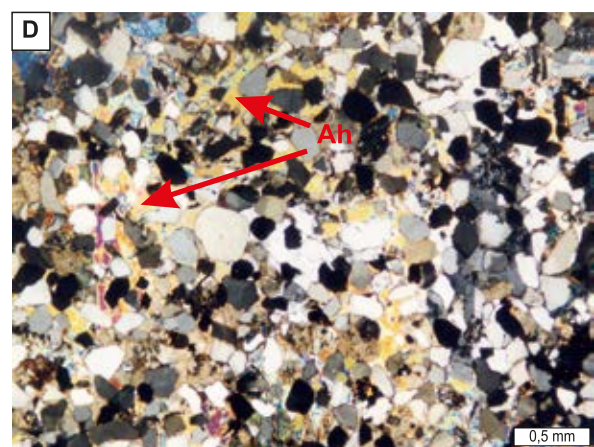
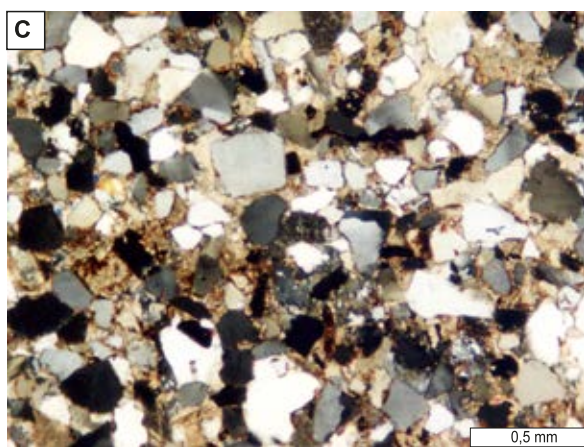
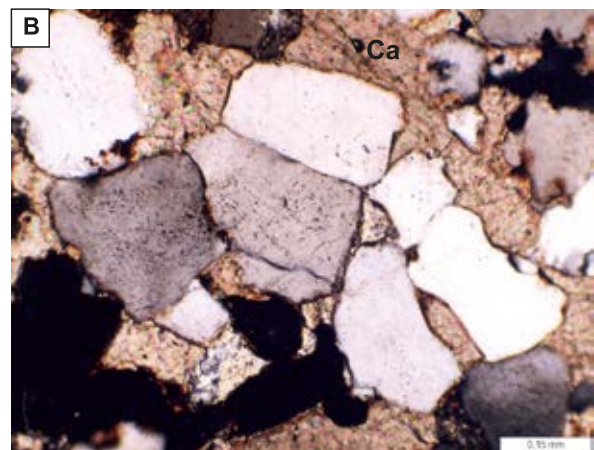
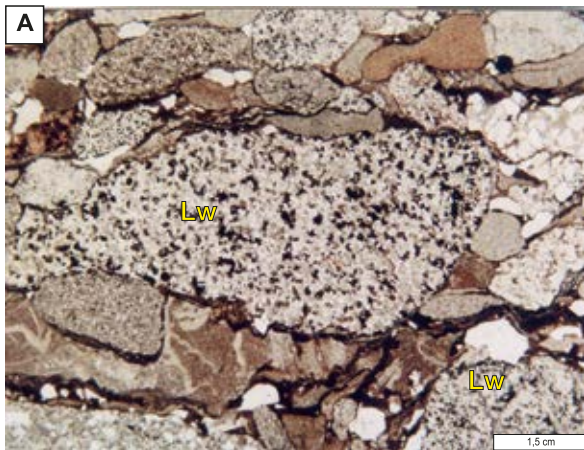
Diagenеза осадов czerwonego спяговца

Procesy diagenetyczne

Procesem, którego efekty powszechnie obserwuje się w badanych osadach jest kompaktacja wyrażona ścisłym upakowaniem szkieletu ziarnowego. W wyniku tego procesu proste kontakty międzyziarnowe (fig. 22B) dominują nad punktowymi kontaktami międzyziarnowymi.

Wskaźnik kontaktów ziarn wyrażający liczbowo stopień upakowania materiału detrytycznego wynosi w tym przypadku od 0,0 do 4,0 (tab. 7). Zaobserwowano również efekty procesu kompaktacji chemicznej w postaci wklęsło-wypukłych i zazębiających kontaktów międzyziarnowych (tab. 7), występujące częściej w ogniwie zlepieńców z Czaplinka.

Cementacja, będąca jednym z procesów lityfikacji osadu (Ryka, Maliszewska, 1982), w tym przypadku polegała na krystalizacji między innymi węglanów, anhydrytu i kwarcu autigenicznego w przestrzeniach międzyziarnowych. Cementy węglanowe są najpospolitszą odmianą spoiw w osadach dolnego permu w otworze Czaplinek IG 1. Najczęściej występują porowe lub podstawowe cementy kalcytowe (fig. 22B, C, E, F). W badanych próbkach, na podstawie badań katodoluminescencyjnych oraz porównania z analizami wykonywanymi w utworach czerwonego spągowca w innych otworach wiertniczych Niżu Polskiego (między innymi Kuberska, 1999, 2004; Maliszewska i in., 2016) zidentyfikowano Mn- lub Mn/Fe-kalcyt, świecący w katodoluminescencji w barwach żółtopomarańczowych (fig. 22F). Miejscami występuje także kalcyt niewykazujący luminescencji, niezawierający domieszek manganu i żelaza oznaczonych w trakcie badań przy zastosowaniu mikrosondy elektronowej (fig. 22F; Kuberska, 2004). Kalcyt zarejestrowano najczęściej w postaci osobników wykształconych anhedralnie. Nie wyklucza się także obecności dolomitu, który często towarzyszy kalcytowi w spoiwie piaskowców w sąsiadujących otworach wiertniczych (np. w otworze Piła 1/IG 1). Spośród minerałów siarczanowych najczęściej występuje anhydryt (fig. 22D), tworzący spoiwa porowe, podstawowe, a miejscami także drobne konkrecje. Zwiększony udział anhydrytu jest typowy dla utworów plał jeziornej (Maliszewska, Kuberska, 2008). Cementy kwarcowe występują w postaci obwódok regeneracyjnych na ziarnach kwarcu lub jako spoiwo porowe (fig. 22G). Źródłami krzemionki tworzącej cementy kwarcowe mogły być, między innymi, ulegające przeobrażeniu okruszy szkliwa wulkanicznego i/lub ziarna skaleni ulegające argilityzacji i rozpuszczaniu diagenetycznemu (Kuberska, 2004; Maliszewska i in., 2016). Udział cementów kwarcowych wydaje się być większy w badanych osadach formacji Noteci w porównaniu do skał formacji Drawy (tab. 5, 6). Autigeniczne minerały ilaste występują



często w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych piaszczowców. Najwcześniej tworzyły się tangencjalne obwódki ilasto-żelaziste, stanowiące efekt infiltracji słabo związanych osadów przez wody powierzchniowe zawierające cząsteczki żelaza i związków żelaza (Michalik, 1993, 2001). W większości osadów czerwonego spągowca obserwowano obecność tlenków i wodorotlenków żelaza. Najczęściej są one obecne w postaci pyłu hematytowego lub jako pelit getytowy. Związki żelaza bywają zarówno allo-, jak i autigeniczne, impregnują ilasty matriks skał i ilaste obwódki wokół ziarn detrytycznych (fig. 22A, B).

Zastępowanie jest procesem powstawania nowego minerału w miejsce wcześniej występującego w skale. Efektem tego są częściowe lub całkowite pseudomorfozy kalcytowe lub anhydrytowe po ziarnach skaleni (fig. 22H), kwarcu lub okruchów wulkanitów. Wskutek agresywnego działania wód porowych procesowi zastępowania ulegały również cementy węglanowe, anhydrytowe i kwarcowe (tab. 7).

Rozpuszczanie diagenetyczne obejmowało głównie ziarna detrytyczne. Ślady korozji powierzchniowej często widoczne są na ziarnach kwarcu. Najsilniej bywały rozpuszczane ziarna skaleni, z których niekiedy pozostały tylko relikty. Badania skał za pomocą SEM pozwoliły stwierdzić, że rozpuszczaniu ulegały także cementy węglanowe i kwarcowe. Zjawisko rozpuszczania diagenetycznego jest znaczące dla tworzenia się dobrych właściwości zbiornikowych osadów.

Przeobrażenia diagenetyczne to przemiany składników skalnych, w wyniku których powstają nowe fazy mineralne w nowej postaci (Fairbridge, Bourgeois, 1978). W badanych utworach były to głównie przeobrażenia szkliwa wulkanicznego bądź łyszczyków oraz dalsze przemiany produktów rozkładu szkliwa.

Historia diagenety

Eodiagenetyza

Do procesów eodiagenetyzy zalicza się:

- kompaktację mechaniczną oraz akrecyjne tworzenie się obwódek ilasto-żelazistych i kwarcowych na ziarnach detrytycznych;
- początkowe stadium przeobrażania niestabilnych składników szkieletu ziarnowego (między innymi skaleni, okruchów skał wulkanicznych);
- krystalizację wczesnych cementów kalcytowych (za najstarszą odmianę kalcytu uważa się kalcyt nieluminescencyjny – Kuberska, 2004) i wczesnego anhydrytu.

Mezodiagenetyza

Do procesów mezodiagenetyzy należały:

- kompaktacja mechaniczna postępująca pod naciskiem nadkładu;

- przeobrażanie ziarn skaleni i klastów skał wulkanicznych w minerały ilaste;
- krystalizacja minerałów węglanowych: kalcytu i/lub dolomitu, często zawierających magnez, mangan i żelazo;
- krystalizacja późniejszej generacji anhydrytu;
- cementacja kwarcem autigenicznym (tworzenie cementów obwódkowych, porowych);
- kompaktacja chemiczna;
- rozpuszczanie ziarn skaleni i cementów ortochemicznych wskutek działania na przemian kwaśnych lub alkalicznych roztworów porowych.

Podsumowanie

Na podstawie badań petrograficznych w profilu czerwonego spągowca otworu wiertniczego Czaplinek IG 1 wyróżniono następujące litofacje: zlepieńcową, piaszczowcową i mułowcowo-iłowcową.

Na zlepieńce składają się różnej miąższości wkładki i pakiety, głównie wśród osadów piaszczowcowych formacji Noteci wraz z ogniwem zlepieńców z Czaplinka. Wyróżniono tu przede wszystkim parazlepieńce polimiktyczne. Frakcję psefitową stanowią fragmenty skał wylewnych i osadowych a masa wypełniająca zlepieńce składem odpowiada arenitom litycznym.

Wśród piaszczowców wyróżniono arenity i waki kwarcowe, sublityczne i lityczne. Głównym składnikiem materiału detrytycznego są: kwarc mono- i polikrystaliczny, skalenie potasowe, rzadziej plagioklasy, okruchy skał (pochodzenia osadowego i wulkanicznego), sporadycznie łyszczyki oraz minerały akcesoryczne (miedzy innymi cyrkon, turmalin, rutyl). W spoiwie wyróżniono: tlenki i wodorotlenki żelaza (głównie getyt, hematyt), allo- i/lub autigeniczne minerały ilaste, węglany, siarczany i kwarc autigeniczny.

Mułowce i iłowce w profilu współwystępują ze sobą. Wykazują strukturę aleurytowo-psamitową, aleurytowo-pelitową, bądź pelitowo-aleurytową. W formacji Drawy mułowce i iłowce są dominującymi litofacjami.

Skały czerwonego spągowca w otworze Czaplinek IG 1 podlegały następującym procesom diagenetycznym:

- kompaktacji mechanicznej i chemicznej,
- cementacji (kalcytem i/lub dolomitą, anhydrytem, kwarcem),
- zastępowaniu materiału detrytycznego głównie przez cementy węglanowe i anhydryt,
- rozpuszczaniu materiału detrytycznego (skaleni, kwarcu) oraz cementów węglanowych i kwarcowych,
- przeobrażaniu (okruchów wylewnych, łyszczyków w chloryt lub illit).

Procesy diagenetyczne, których efekty obserwowano za-chodziły w czasie trwania eo- i mezodiagenetyzy.

Tadeusz PERYT**STRATYGRAFIA I LITOLOGIA CECHSZTYNU**

Otwór Czaplinek IG 1 występuje w środkowej części polskiego basenu cechsztyńskiego i charakteryzuje się znaczną miąższością osadów cechsztynu (1471,0 m) oraz jego kompletnym profilem stratygraficznym, jak również obecnością specyficznej facji – zubrowej – w górnej części cechsztynu, na głęb. 2635–2928 m (Wagner, 1987, 1988, 1994; Wagner, Peryt, 1997). Dokumentacja wynikowa otworu Czaplinek IG 1 (Szyperko-Teller, Raczyńska, 1981) zawiera opis profilu utworów cechsztynu a autorstwa R. Wagnera, który następnie został nieznacznie zmodyfikowany przez G. Czapowskiego (sole) i T. Peryta (anhydryty). Zmieniła się także nieco koncepcja podziału stratygraficznego i sformalizowano podział górnej części cechsztynu w tej części zbiornika cechsztyńskiego (Wagner, 1987, 1988, 1994). W przypadku otworu Czaplinek IG 2 podział taki przedstawili Wagner i Peryt (1997, 1998), przy czym na figurze 7 w: Wagner i Peryt (1997) jest on błędnie opisany jako Czaplinek IG 1.

Profil cechsztynu w otworze Czaplinek IG 1 jest zbudowany z trzech cyklotemów węglanowo-ewaporatowych: PZ1, PZ2, PZ3 oraz cyklotemu terygeniczo-ewaporatowego PZ4, podzielonego na subcyklotemy PZ4a–PZ4e. Nazewnictwo litostratygraficzne jest stosowane według schematu zaproponowanego przez Wagnera (1994). W profilu nie stwierdzono zaburzeń tektonicznych, ale obserwuje się różnice (dochodzące do 14,0 m) pomiędzy granicami wyróżnianymi miarami geofizycznymi i rdzeniowymi, w związku z czym głębokości i miąższości kompleksów litologicznych określono wg jednolitej miary geofizycznej.

Omawiany profil utworów cechsztynu cechuje się także znaczną miąższością (>600 m) soli kamiennych i potasowych cyklotemu drugiego, co jest typowe dla osiowej części zbiornika cechsztyńskiego (Richter-Bernburg, 1955a, b; Wagner i in., 1978), a także obecnością soli kamiennej w środkowej części profilu ewaporatów PZ1, co odróżnia polski basen cechsztyński od obszaru północnych Niemiec (Peryt, 2010).

Utwory cechsztynu leżą bezpośrednio na skałach górnego czerwonego spągowca. Profil cechsztynu rozpoczyna szeroko rozprzestrzeniony i charakterystyczny poziom łupka miedzionośnego (T1) o miąższości 40 cm i wykształceniu typowym dla głębokiego szelfu (Oszczepalski, Rydzewski, 1987: fig. 7, Oszczepalski, Chmielewski, ten tom). Na łupku miedzionośnym leżą osady wapienia cechsztyńskiego (Ca1) o miąższości i wykształceniu charakterystycznych dla facji basenowej (miąższość wapienia cechsztyńskiego wynosi 9,1 m).

W profilu ewaporatów PZ1 dominuje najstarsza sól kamienna (Na1) o miąższości 122,5 m. Anhydryt dolny (A1d) ma niedużą miąższość (26,5 m), a anhydryt górny (A1g), który zamyka profil ewaporatów PZ1 – 62,5 m. Takie stosunki miąższościowe oraz duży udział facji głębokowodnych (anhydryty laminowane) w rdzeniowanych odcinkach poziomów anhydrytowych są typowe dla głębokiej, środkowej strefy polskiego basenu cechsztyńskiego. W dolnej

części najstarszej soli kamiennej występuje przewarstwienie (o miąższości 15,5 m) anhydrytów.

Ponad utworami cyklotemu PZ1 zalega kompletny stratygraficznie cyklotem PZ2 o znacznej miąższości 641,0 m. Rozpoczyna się on poziomem dolomitu głównego (Ca2) o miąższości 12,5 m; utwory dolomitu głównego są często laminowane i wskazują na głębokowodne środowisko depozycji, podobnie jak wyżej zalegające utwory anhydrytu podstawowego (A2), również małej miąższości (2,5 m). Następnie występuje poziom starszej soli kamiennej (Na2) o miąższości 491,0 m, nad nim – na przemian występujące pokłady soli kamiennej (o miąższości 2,0–20,0 m) i soli potasowej (o miąższości 3,0–42,0 m), starsza sól potasowa (K2) o całkowitej miąższości 121,0 m, starsza sól kamienna kryjąca (Na2r) o miąższości 6,5 m, a cyklotem PZ2 kończy anhydryt kryjący (A2r) o miąższości 7,0 m.

Ponad cyklotemem PZ2 występują w ciągłości sedimentacyjnej utwory cyklotemu PZ3 o miąższości 323,0 m. U podstawy cyklotemu PZ3 występuje poziom dolomitu głównego (Ca3) i szarego iltu solnego (T3) o łącznej miąższości 5,0 m, a następnie ewaporaty reprezentowane przez anhydryt główny (A3) o miąższości 38,0 m i młodszą sól kamienną (Na3) o miąższości 280,0 m.

Najmłodszy cyklotem PZ4, terygeniczo-ewaporatowy, ma miąższość 286,0 m i w omawianym profilu dzieli się na pięć subcyklotemów: PZ4a (108,0 m), PZ4b (61,0 m), PZ4c (30,5 m), PZ4d (67,5 m) i PZ4e (19,0 m).

U podstawy subcyklotemu PZ4a występuje poziom czerwonego iltu solnego dolnego (T4a) o miąższości 29,0 m, a nad nim, kolejno, sól podścielająca (Na4a₀) o miąższości 1,5 m, anhydryt pegmatytowy dolny (A4a₁) o miąższości 1,5 m, najmłodsza sól kamienna dolna (Na4a₁) o miąższości 37,5 m, anhydryt pegmatytowy górny (A4a₂) o miąższości 1,0 m i najmłodsza sól kamienna górna (Na4a₂) o miąższości 38,0 m. Czerwony ilt solny dolny został przez Wagnera (1987) włączony do ogniwa Drawna (górna część formacji Gwdy), natomiast pozostała część subcyklotemu PZ4a – do formacji Parsęty.

Sybcyklotem Z4b (o miąższości 61,0 m) obejmuje czerwony ilt solny górny (T4b) o miąższości 44,0 m – jest to formacja Korytnicy według Wagnera (1987), oraz najmłodszą sól kamienną stropową (Na4b₂) o miąższości 17,0 m – jest to formacja Iny wg Wagnera (1987). Utwory subcyklotemu PZ4c mają miąższość 30,5 m. W dolnej części subcyklotemu występują ily solne (o miąższości 12,5 m), które stanowią ogniwo Złotowa, a ponad nim występująca sól kamienna to ogniwo Piły. Utwory subcyklotemu PZ4d mają miąższość 67,5 m i składają się z przewarstwień iltowców i soli kamiennej w dolnej części (o miąższości 6,5 m) – ogniwo Jastrowia, oraz soli kamiennej w różnym stopniu zailonej w części górnej (jest to ogniwo Wałcza). Profil cechsztynu wieńczy subcyklotem PZ4e (o miąższości 19,0 m) – są to przewarstwienia iltowce i zailona sól kamienna, zaliczone przez Wagnera (1987) do ogniwa Nakła. Ogniwa wyróżnione

w obrębie subcyklotemów PZ4c–PZ4e należą do formacji Piławy (Wagner, 1987).

Ponad subcyklotemem PZ4d występują utwory terygeniczne, tworzące najstarsze poziomy dolnego pstręgo piaskowca Tpl.

Grzegorz CZAPOWSKI

CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI DEPOZYCJI RDZENIOWANYCH UTWORÓW CYKLOTEMU PZ4 CECHSZTYNU W OTWORZE WIERTNICZYM CZAPLINEK IG 1

Zbadane rdzeniowane partie utworów cechsztynu w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1 obejmują głównie fragmenty profilu 3 subcyklotemów w obrębie cyklotemu PZ4: PZ4e, PZ4d i PZ4a. Stratygrafia tych utworów oraz głębokości występowania granic tych wydzieleni litostratygraficznych cechsztynu zostały ustalone przez Wagnera (Peryt, ten tom). Przedstawione w tekście głębokości granic odnoszą się do ustaleń bazujących na opisie rdzeni wiertniczych.

Wykonane makroskopowe obserwacje zachowanego materiału rdzeniowego objęły opisanie odmian litologicznych i strukturalnych skały (frakcja, selekcja kryształów, obecność i rodzaj domieszek mineralnych, cechy optyczne – patrz: Czapowski, 1987, 1995; Czapowski i in., 1993). Ponadto wykonano badania geochemiczne (oznaczenie zawartości bromu w 10 próbkach (oznaczenia wykonane przez Centralne Laboratorium Chemiczne PIG-PIB), których wyniki zestawiono w formie tabelarycznej (tab. 8). Syntetyczny profil litologiczno-strukturalny z danymi geochemicznym i interpretacją środowisk powstawania tych utworów przedstawia figura 23.

Subcyklotem PZ4e

Strop profilu fragmentarycznie zachowanego rdzenia utworów tego subcyklotemu tworzy cienka (0,4 m) warstwa szarej, półprzezroczystej soli kamiennej wielokryształicznej

Charakterystyka litologiczna utworów cechsztynu w otworze Czaplinek IG 1 i ich środowiska sedimentacyjne są omówione w kolejnych rozdziałach przez Chmielewskiego (łupek miedzionośny), Jasionowskiego i Krzyżak (poziomy węglanowe) oraz Czapowskiego (poziomy soli).

wtórnej (typ strukturalny D), zawierającej domieszkę czerwonej substancji ilastej. Sól tę charakteryzuje stosunkowo wysoka zawartość bromu (199 ppm; tab. 8), wskazująca że jest ona produktem przebudowy chlorkowych osadów morskich, powstałych w lagunie solnej (Holser, 1966; Raup, Hite, 1978).

Poniżej występuje seria utworów silikoklastycznych (zachowane 4,4 m), reprezentowanych przez czerwony bezteksturalny mułowiec, zawierający pojedyncze fragmenty soli kamiennej wielokryształicznej wtórnej. Utwory te uznano za osad równi mułowej, okalającej nadmorską lagunę solną (Warren, 2016).

Subcyklotem PZ4d

Zachowany rdzeń (9,2 m) z tych utworów tworzy głównie sól kamienna grubokryształiczna (typ strukturalny B) z przejściem do soli wielokryształicznej wtórnej, czerwonej, półprzezroczystej, silnie zanieczyszczonej czerwoną substancją ilastą, miejscami poprzerastaną z czerwonym ilomulowcem. Opisaną sól cechuje bardzo niska zawartość bromu (2–4 ppm; tab. 8), typowa dla utworów sródlądowych panwi solnych, tworzących system solnych jeziorzysk typu **playa** (np. Holser, Wilgus, 1981; Czapowski, 1990; Melvin, 1991; Warren, 2016).

Warstwy soli kamiennej przedzielają wkładki czerwono-brunatnego ilowca i ilomulowca, zawierające liczne duże

Tabela 8

Zawartość bromu i facje w utworach solnych cyklotemu PZ4 cechsztynu w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1

Br concentration and facies types in PZ4 salts in the Czaplinek IG 1 borehole

Subcyklotem / wydzielenie litostratygraficzne Subcyclothem / lithostratigraphy	Facja Facies type	Symbol próbki Sample symbol	Głębokość próbki [m] Sample depth [m]	Zawartość bromu [ppm] Br concentration [ppm]
PZ4e	laguna solna	Cz-1/1	2642,50	199
PZ4d	panew solna	Cz-1/3	2655,50	4
		Cz-1/4	2663,50	4
		Cz-1/7	2666,00	2
		Cz-1/8	2667,00	3
PZ4a/Na4a0	laguna solna	Cz-1/9	2890,05	106
		Cz-1/10	2891,00	126
		Cz-1/11	2891,30	107
		Cz-1/12	2891,70	122
		Cz-1/13	2891,95	114

kryształy halitu (sól wtórna). Utwory te uznano za osad równi mułowej, okalającej i okresowo wkraczającej na teren zajmowany przez panwie solne (np. Czapowski, 1990; Warren, 2016).

Subcyklotem PZ4a

Zachowany materiał rdzeniowy (4 m) przypisany temu subcyklotemowi reprezentuje warstwę soli kamiennej, odpowiadającą wydzieleniu **soli podścielającej** (Na4a0 – Wa-

gner, 1994) i warstwę zielonkawego iłowca, uznaną za wydzielenie **czerwonego łu solnego dolnego** (T4a).

Szara, półprzezroczysta sól kamienna jest grubokrystaliczna (typ strukturalny B z przejściem do wielokrystalicznej wtórnej typu D). Miejscami jest ona poprzeczana szarozielonkawym iłowcem zaś oznaczona zawartość bromu oscyluje w granicach 106–126 ppm (tab. 8). Chlorki te reprezentują osad nadmorskiej laguny solnej, zaś niżejległy iłowiec powstał w otwartym zbiorniku morskim, zastąpionym następnie przez systemy lagun.

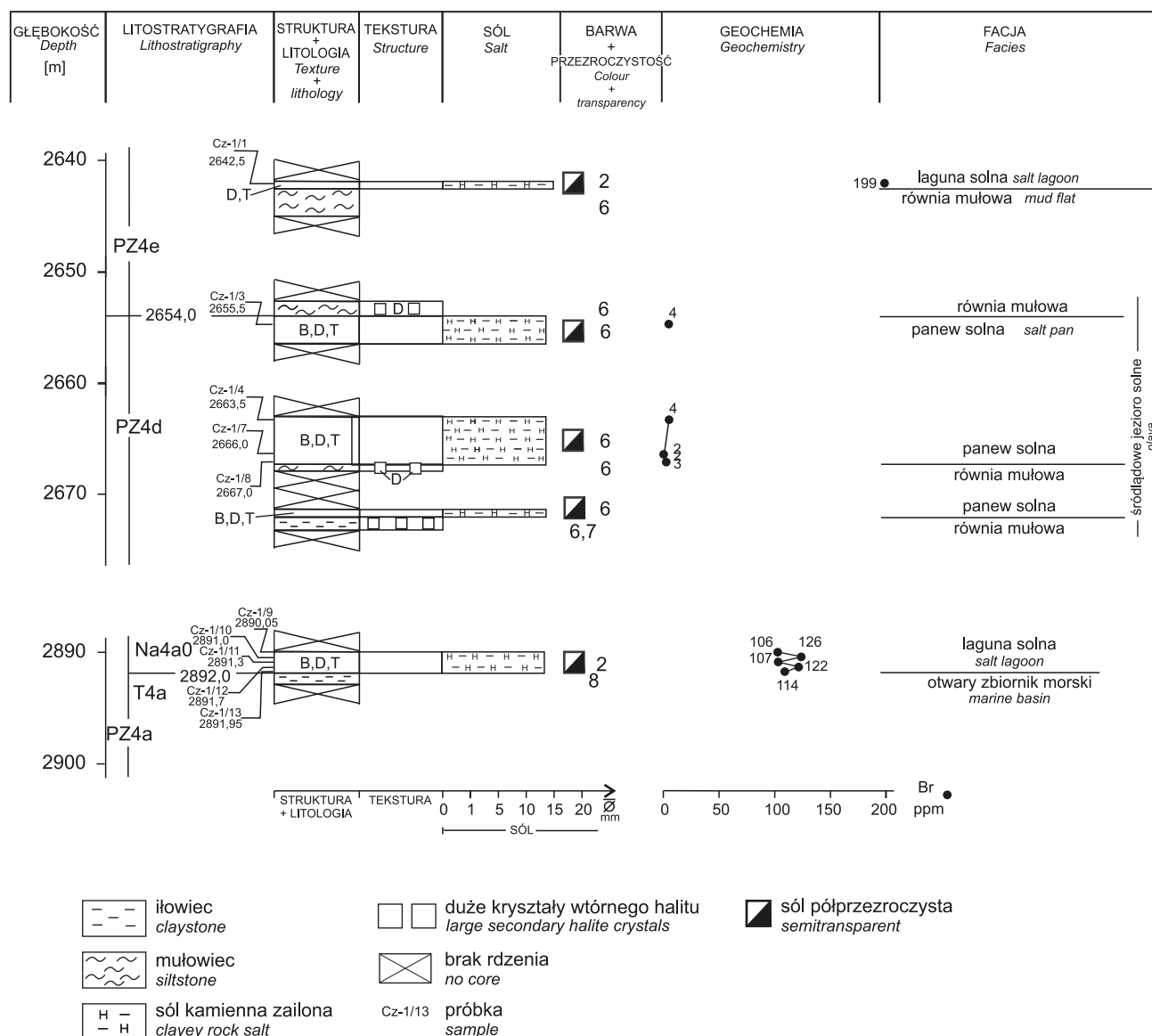


Fig. 23. Syntetyczny profil litologiczno-sedymentologiczny utworów cyklotemu PZ4 w otworze wiertniczym Czaplinek IG 1

B – sól różnokrystaliczna, D – sól wielokrystaliczna wtórna, T – substancja ilasta, barwa: 2 – szara, 6 – czerwona, 7 – brunatna, 8 – zielona

Synthetic lithological-stratigraphic log of the PZ4 cyclothem in the Czaplinek IG 1 borehole

B – polycrystalline halite, D – secondary giant halite crystals, T – clay matter, colour: 2 – grey, 6 – red, 7 – brownish, 8 – green

Sławomir OSZCZEPALSKI, Andrzej CHMIELEWSKI, Marek JASIONOWSKI, Ewelina KRZYŻAK

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA I MIKROFACJALNA ORAZ ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI UTWORÓW PERMSKIEJ SERII MIEDZIONOŚNEJ

Podstawę analizy mikrolitofacjalnej utworów serii miedzionośnej, obejmującej najwyższą część formacji Noteci, łupkę miedzionośną i wapień cechsztyński, stanowiły badania petrograficzne płytek cienkich w mikroskopie optycznym polaryzacyjnym w świetle przechodzącym, a także makroskopowe obserwacje rdzeni. Wyniki badań zamieszczono na profilu litologiczno-mikrofacjalnym (fig. 24) i wybranych mikrofotografiach (fig. 25–29). Płytki cienkie pochodzą z kolekcji ówczesnego Zakładu Geologii Złożowej i Gospodarczej PIG zgromadzonej w trakcie wykonywania badań utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej na obszarze Polski (Rydzewski i in., 1985; Rydzewski, Oszczepalski,

1987, 1990), natomiast skany płytek cienkich zostały udostępnione przez Jasionowskiego.

Formacja Noteci. Bezpośrednio poniżej serii miedzionośnej występują utwory drobnodetrytyczne, zaliczone do górnego czerwonego spągowca – formacji Noteci (fig. 24). Dolną, przeważającą część tej formacji stanowią heterolity piaskowcowo-mułowcowe z wkładkami iłowców, przeważnie szaroczerwone, miejscami szarzielonkawe z czerwonymi plamami. Górna część formacji Noteci (na głęb. 4106,9–4110,6 m) rozwinięta jest w facji heterolitów piaskowcowo-mułowcowych o szarej barwie z przewarstwieniami ciemnoszarych iłowców, przechodzących ku górze (na głęb. 4106,0–4106,9 m) w piaskowce.

Piaskowce obecne w szarych heterolitach są drobnodziarniste, nierównoziarniste, o maksymalnym ziarnie do 0,5 mm, często zailone lub smugowane materiałem mułowcowym. Wypełnione są cementem kalcytowym, porowym. Miejscami pojawiają się przewarstwienia pyłowców i mułowców z ziarnami frakcji aleurytowej z ziarnami o maksymalnej średnicy do 0,05 mm. W niektórych przewarstwach pyłowców i piaskowców spotyka się warstwowanie przekątne, zarówno w dużej, jak i małej skali. Heterolity te cechują liczne struktury deformacyjne spowodowane powstaniem szczelin z wysychania, iniekcji oraz niestępnym warstwowaniem gęstościowym (fig. 25B, D). W obrębie utworów piaskowcowo-pyłowcowych występują klasty ciemnoszarych iłowców i mułowców. Wśród przewarstwień iłowcowo-mułowcowych dominują ciemnoszare iłowce, często laminowane poziomo i z płaskimi soczewkami piaskowców, ze znaczną domieszką rozproszonej materii organicznej (fig. 25B, C). Często są w nich obecne nieregularne gniazda i smugi piasku drobnodziarnistego oraz domieszki łuszczyków. W szarych heterolitach spotyka się rozproszony pirit.

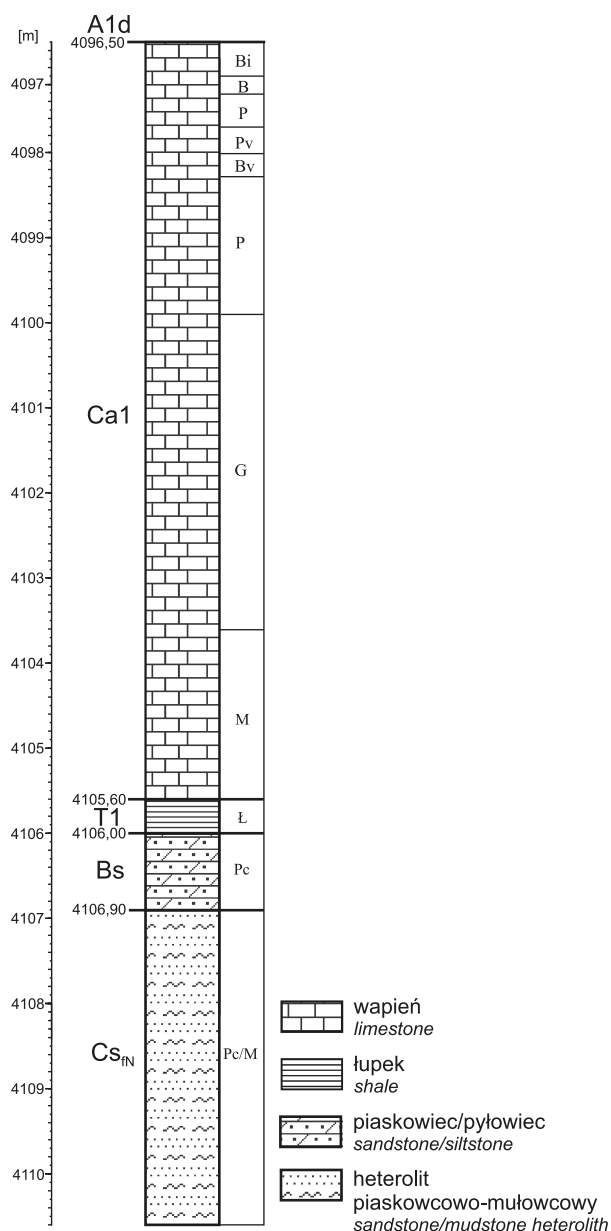


Fig. 24. Profil litologiczno-mikrolitofacjalny serii miedzionośnej

Ca1 – wapień cechsztyński, T1 – łupki miedzionośne, Bs – biały spągowiec, CsN – formacja Noteci; B – bandston, Bv – bandston z wadecznymi strukturami kalcytowymi, G – greinston, P – pakston, Pv – pakston z wadecznymi strukturami kalcytowymi, Bi – biolaminity, M – madston, Ł – łupki laminowane, Pc – piaskowiec, Pc/M – heterolit piaskowcowo-mułowcowy, szary. Odcinek rdzeniowy (miara wiertnicza) został dopasowany do miary geofizycznej

Lithological profile and microlithofacies sequence of the copper-bearing series

Ca1 – Zechstein Limestone, T1 – Kupferschiefer, Bs – Weissliegend, CsN – Notec Formation; B – boundstone, Bv – boundstone with vadose calcite structures, G – grainstone, P – packstone, Pv – packstone with calcite vadose structures, Bi – biolaminite, M – mudstone, Ł – laminated shale, Pc – sandstone, Pc/M – sandstone/mudstone heterolith, grey. Cored interval (driller's depth) is matched to the logger's depth

Wykształcenie heterolitów mułowcowo-iłowcowych i pyłowcowo-mułowcowych jest typowe dla formacji Noteci rozwiniętej w centralnej części polskiego basenu czerwonego spągowca górnego w charakterystycznej litofacji plał jeziornej (Pokorski, 1978, 1997; Karnkowski, 1999; Kiersnowski, Buniak, 2006; Maliszewska i in., 2016). Poziome uławicenie warstw oraz płaska laminacja iłowców wskazuje na depozycję z zawiesiny w zbiorniku wody stojącej o niskiej energii wód przydennych. Wody te miały charakter redukcyjny, o czym świadczy znaczna domieszka materiału organicznego i pirytu w mułowcach i iłowcach. Część osadów piaszczysto-pylastych powstała w warunkach słabego przepływu, na co wskazują zestawy warstwowań przekątnych oraz soczewkowa laminacja. Jezioro było płytkie, podatne na częste wysychanie, bowiem liczne struktury deformacyjne, w tym przede wszystkim szczeliny z wysychania

i ostrokrawędziste intraklasty mułowców i iłowców, wskazują na okresową subaeralną ekspozycję płytszych partii zbiornika. Zaobserwowana cykliczność sedymentacji wskazuje na powtarzające się dostawy materiału detrytycznego pochodzenia fluwialnego i jego rozpraszanie do obniżów zbiornika (Kiersnowski, Buniak, 2006).

Najwyższa część górnego czerwonego spągowca, tzw. biały spągowiec (niem. *Weissliegend*), stanowi wydzielanie w strefie kontaktu czerwonego spągowca z cechszty-nem, o miąższości 0,9 m (4106,0–4106,9 m), wyznaczone w najwyższej części profilu formacji Noteci na podstawie litologii. W tym interwale występują szare i ciemnoszare piaskowce drobnoziarniste (o maksymalnej średnicy ziarn do 0,2 mm). Cechą charakterystyczną tych piaskowców jest nieregularne smugowanie ciemnoszarym materiałem

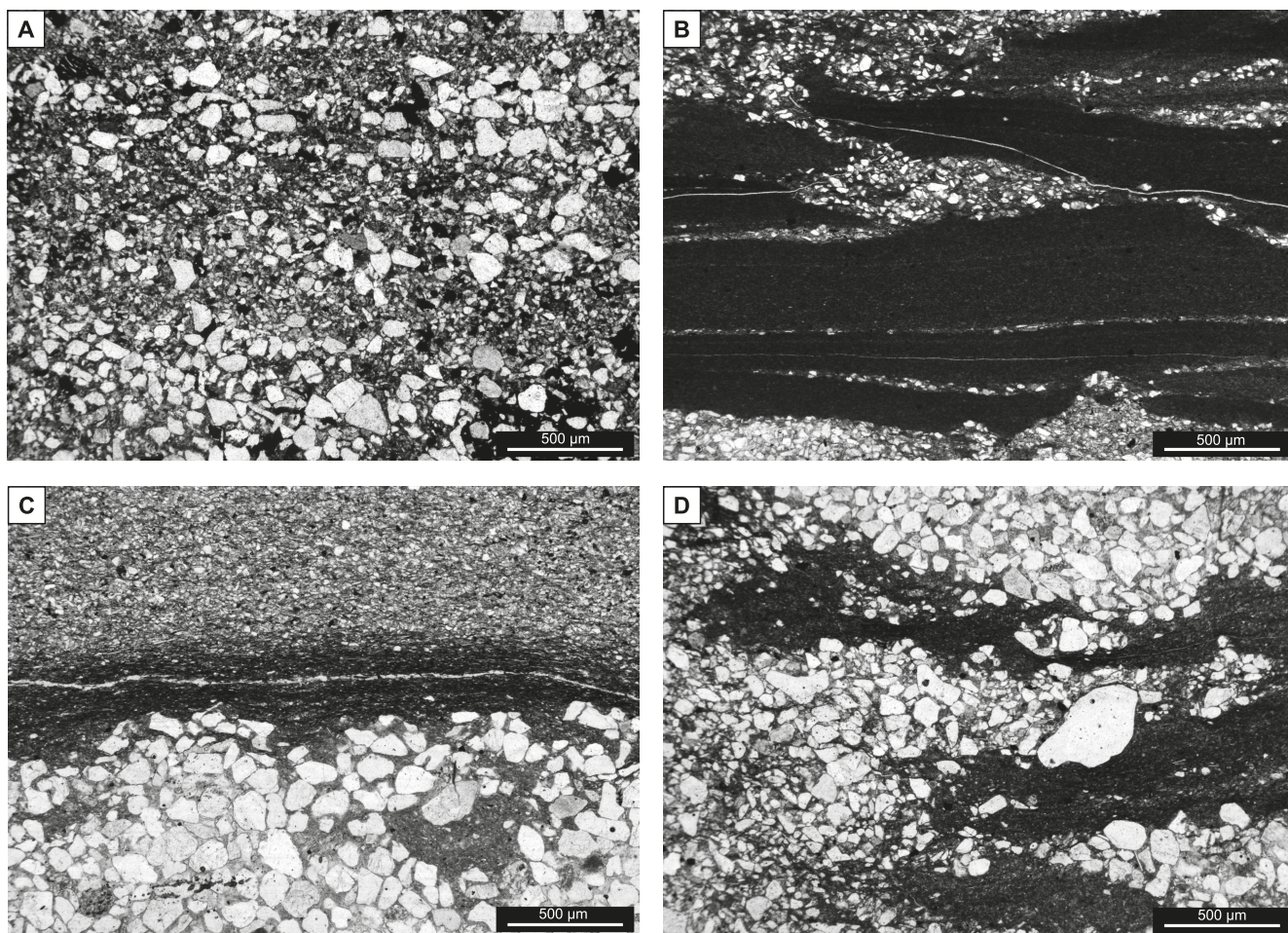


Fig. 25. Mikrofotografie utworów białego spągowca i formacji Noteci w świetle przechodzącym

A. Piaskowiec zbioturbowany, rozproszone siarczki w cemencie porowym, kalcytowym, biały spągowiec, głęb. 4106,1 m. **B.** Szczeliny z wysychania w iłowcach wypełnione pyłem, formacja Noteci, głęb. 4107,6 m. **C.** Przekładaniec złożony z warstw piaskowców, iłowców i mułowców, formacja Noteci, głęb. 4108,5 m. **D.** Struktury deformacyjne w heterolicie piaskowcowo-mułowcowym, formacja Noteci, głęb. 4109,0 m

Photomicrographs of the Weissliegend and Noteć Formation rocks in transmitted light

A. Bioturbated sandstone, sulphides dispersed in pore calcite cement, Weissliegend, depth 4106.1 m. **B.** Mud cracks in claystones infilled with silt, Noteć Formation, depth 4107.6 m. **C.** Alternating sandstone, claystone and mudstone, Noteć Formation, depth 4108.5 m. **D.** Deformation structures in sandstone-mudstone heterolith, depth 4109.0 m

mułowcowym z domieszką materiału organicznego oraz obecność kryptobioturbacji zaburzających smugowanie (fig. 25a). W najwyższej części białego spągowca są obecne ciemnoszare drobnoziarniste piaskowce o cemencie podstawowym – kalcytowym i siarczkowym.

Geneza utworów zaliczonych do białego spągowca wydaje się złożona i trudna do interpretacji ze względu na brak cech wskazujących jednoznacznie na środowisko sedymentacji. Na podstawie struktur sedymentacyjnych, typowych dla białego spągowca morskiego (nieregularne smugowanie, kryptobioturbacje, wzbogacenie w materiał organiczny, cement węglanowy), znanego z większości profili basenu cechsztyńskiego, można sądzić, że omawiane utwory powstały we względnie płytkim środowisku morskim wskutek mieszania się wód morza cechsztyńskiego z wodami jeziornymi (Oszczepalski, 2007).

Przynależność stratygraficzna białego spągowca w omawianym otworze jest dyskusyjna. W szczegółowym profilu litologiczno-stratygraficznym piaskowce te są zaliczone do najwyższej części czerwonego spągowca – formacji Note-ci, niemniej z powyższych względów możliwe jest także uznanie utworów białego spągowca w rejonie omawianego otworu za osad utworzony w trakcie początkowej stabilizacji warunków morskich.

Łupek miedzionośny (niem. *Kupferschiefer*) obejmuje osady złożone z laminowanych drobnoziarnistych skał tery-genicznych (ponad 50% ziarn o średnicy poniżej 0,062 mm) o oddzielności łupkowej. Łupek miedzionośny występuje na głęb. 4105,6–4106,0 m wg pomiarów geofizycznych (na głęb. 4094,0–4094,4 m wg rdzeni wiertniczych), osiągając miąższość 0,4 m.

W najniższej części profilu łupku miedzionośnego występują drobnolaminowane czarne iłołupki ze znacznym udziałem materiału organicznego (fig. 26D). Skały te składają się z nieciągłych, bardzo cienkich (miąższości do 10 μ m) lamin ilastych o szarych barwach i poziomym lub lekko falistym przebiegu oraz jasnoszarych, nieciągłych lamin i płaskich mikrosoczewek węglanowych (miąższości do 15 μ m), tkwiących w obfitym ciemnym tle skalnym (60–70% obj. skały), złożonym z mieszaniny materiału organicznego, ilastego i pelitu kwarcowego. Wśród minerałów ilastych zdecydowanie dominuje illit, a w nieznacznych ilościach towarzyszy mu chloryt (Bechtel i in., 1999). Nieznaczna falistość laminacji wynika zapewne z deformacji powstałej wskutek kompaktacji lub późniejszych naprężeń tektonicznych, które krańcowo w wielu profilach łupku miedzionośnego prowadziło do postania tzw. łupków smolistych. W iłołupkach są bezładnie rozsiane nieliczne gruzelki węglanowe (o rozmiarze do 50 μ m) zbudowane z kalcytowego mikrytu lub mikrosparytu. W tle skalnym tkwią liczne rozproszone drobne ziarna siarczków.

Wyżej w profilu występują szare mułołupki węglanowo-organiczne, nieregularnie laminowane faliście-równoległe oraz mikrosoczewkowo (fig. 26C). Udział ciemnego tła jest nieznaczny i zawiera się w granicach 20–30% obj. Charakterystycznymi składnikami są gruzelki węglanowe (o średnicy od 30 do 60 μ m), złożone z kalcytowego mikrosparytu. Występują one licznie zarówno w tle skalnym, jak i w obrębie

lamin węglanowych. Niektóre laminy węglanowe są zbudowane ze ściśle upakowanych drobnych gruzelków. W ciemnym tle skalnym występuje nieliczny pelit kwarcowy. Łupki te zawierają umiarkowaną ilość materiału organicznego, wynoszącą 3,74% obj. (Bechtel i in., 2001). W składzie macerałów dominują macerały witrynitopodobne (51% obj.), a w mniejszych ilościach obecna jest asocjacja sapropelowo-mineralna (14% obj.), witrynit (12% obj.) w tym autigeniczny (5% obj.) i allogeniczny – redeponowany (5% obj.), bitumiczno-mineralna matriks (12% obj.) i inertynit (11% obj.). Refleksyjność witrynitów wynosi 1,53% Ro. W składzie bituminów przeważają asfaltyny (34% bituminów) i węglowodory nasycone (24% bituminów), w mniejszych ilościach są obecne węglowodory aromatyczne (22% bituminów) i żywice (20% bituminów). Analiza Rock-Eval wykazała, że materiał organiczny cechuje wysoka wartość współczynnika wodorowego HI (234 mgHC/g C_{org}), niska wartość współczynnika tlenowego OI (36 mg CO₂/g C_{org}) oraz wysoka wartość T_{max} (452°C). Wskaźnik fenantrenowy Ph/Mph wynosi 0,50, a wskaźnik pristan/fitan ma wartość 1,97. Rozfrakcjonowanie izotopów węgla $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (PDB) w materii organicznej wynosi –27,4 (Bechtel i in., 2000; Speczik i in., 2003).

Środkową część łupku miedzionośnego stanowią ciemnoszare mułołupki węglanowo-organiczne nieregularnie laminowane faliście-nierównoległe oraz mikrosoczewkowo (fig. 26B). Skały te są złożone z nieciągłych lamin o falistym przebiegu i płaskich wydłużonych soczewek węglanowych (miąższości do 1 mm), złożonych z mikrytu i mikrosparytu kalcytowego, występujących w obrębie ciemnego tła o umiarkowanie wysokim udziale w granicach 25–35% obj. skały. Część lamin węglanowych zawiera znaczną domieszkę materii organicznej rozproszonej w mikrosparycie oraz bardzo drobne gruzelki węglanowe. Dość liczny detrytus niewęglanowy (kwarc i łuszczyki) głównie frakcji pelitowej (do 15% obj. skały) występuje w formie rozproszonej w ciemnym tle skalnym oraz w obrębie materiału węglanowego, rzadziej tworzy drobne mikrosoczewki wydłużone zgodnie z laminacją. Miejscami obecne są drobne fleksury i fałdki tektoniczne, nieznacznie zaburzające przebieg laminacji.

Najwyższą część łupku miedzionośnego tworzą szare mułołupki węglanowo-organiczne laminowane faliście-nierównoległe, ze znaczną ilością pelitu kwarcowego (do 20% obj.) oraz znikomym udziałem ciemnego tła skalnego (poniżej 20% obj.). Laminy i soczewki węglanowe są złożone z mikrytu i mikrosparytu kalcytowego. Mułołupki te cechuje obecność nieregularnej laminacji lub jedynie jej relikty wskutek intensywnej kryptobioturbacji (fig. 26B). Drobne ziarna siarczków są rozproszone zarówno w ciemnym tle, jak i w materiale węglanowym. Utwory te przechodzą w sposób ciągły w wyżejległe zbioturbowane madstony zaliczone do wapienia cechsztyńskiego.

Łupek miedzionośny reprezentuje dojrzałe stadium transgresji morza cechsztyńskiego, związane z pogłębieniem zbiornika. Omawiany rejon znajdował się w obrębie głębokiego szelfu, którego dno znajdowało się poniżej sztormowej podstawy falowania (Oszczepalski, Rydzewski,

1987). Podobnie jak osady we współczesnych środowiskach szelfowych zdominowanych przez muł, utwory łupkowe powstawały w wyniku powolnego opadania zawiesiny dostarczanej do systemu depozycyjnego z rejonów płytkomorskich w postaci prądów zawieszinowych niskiej gęstości. Obecność niezaburzonych mikrolaminatów wzbogaconych w materiał organiczny, bez struktur charakterystycznych dla środowiska płytkosublitoralnego, świadczy o tym, że łupki miedzionośny osadzał się w stratyfikowanym morzu epikontynentalnym (Oszczepalski, 1988, 1989). Występowanie iłołupków organicznych w spągu profilu oraz mułołupków w wyższej części profilu łupku miedzionośnego wskazuje na stopniowe zmniejszanie się natlenienia i energii wód przydennych oraz wzrost dostawy materiału węglanowego.

Naprzemienna depozycja iłołupków/mułołupków czarnych i ciemnoszarych oraz mułołupków szarych wskazuje

na okresową zmienność natlenienia i energii wód oraz dostawy materiału osadowego w zależności od zmian głębokości zbiornika i odległości od stref płytszych, dostarczających materiału węglanowego. Rytmiczność sedymentacji potwierdzają wykresy zawartości Ni i V (tab. 9, fig. 34 w rozdziale Chmielewski, Oszczepalski, ten tom), bowiem wzrosty ich zawartości w spągowej i środkowej części profilu łupkowego są odzwierciedleniem podwyższonego udziału materiału ilasto-organicznego, a spadki – wzrostem udziału materiału węglanowego. Iłołupki czarne i mułołupki ciemnoszare powstawały w strefie wód anoksycznych środowiska anaerobowego, niesprzyjającego rozwojowi fauny bentonicznej, o czym świadczy niezaburzona mikrolaminacja oraz znaczny udział materiału ilastego i ciemnego tła, podczas gdy mułołupki szare tworzyły się w warunkach nieznacznego spłylenia, na co wskazuje laminacja materiałem

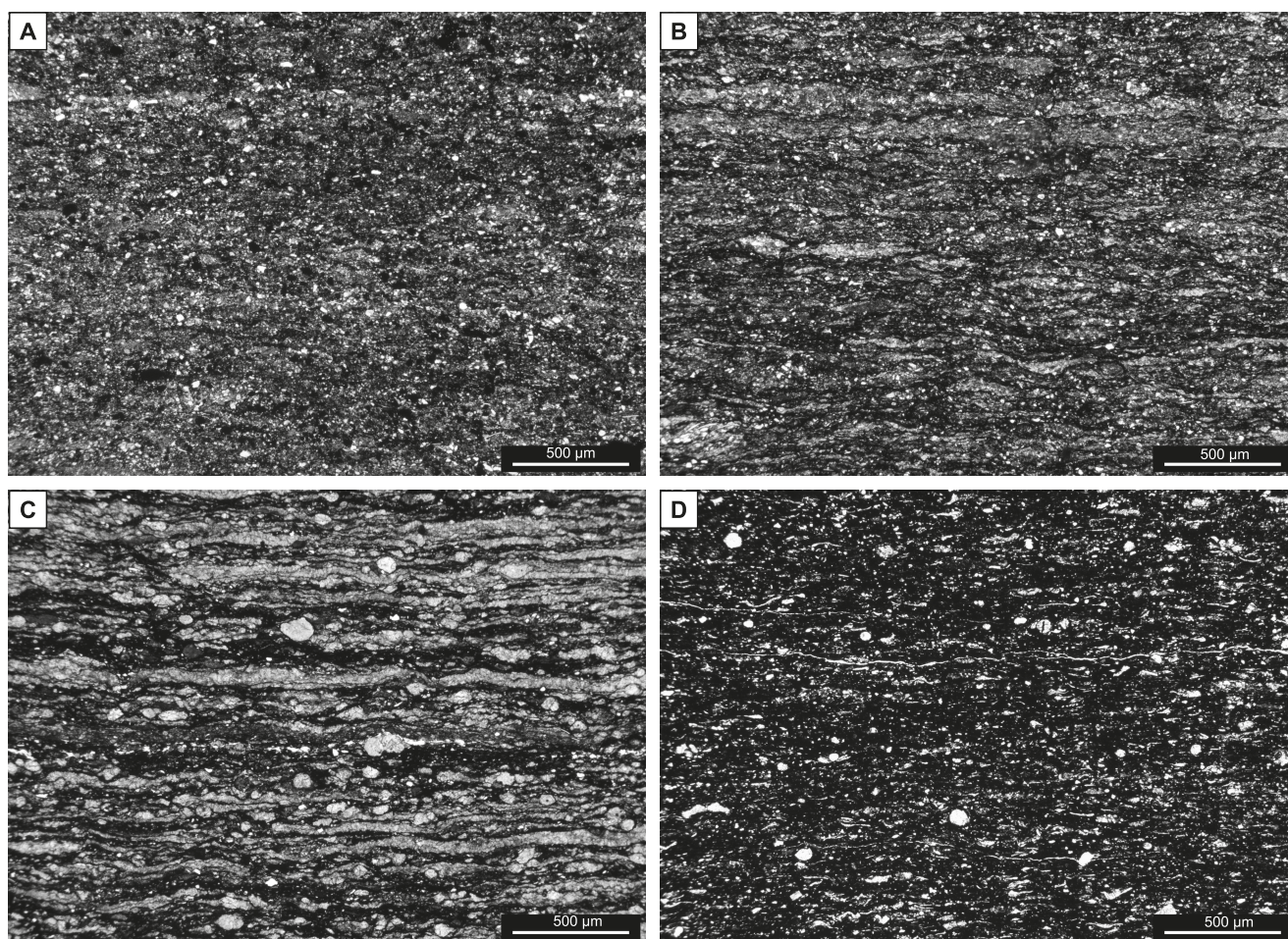


Fig. 26. Mikrofotografie utworów łupku miedzionośnego w świetle przechodzącym

A. Węglanowo-organiczny mułołupek zaburzony bioturbacyjnie, głęb. 4105,65 m. **B.** Węglanowo-organiczny mułołupek laminowany faliście nierównoległe; głęb. 4105,7 m. **C.** Mułołupki węglanowo-organiczne laminowane faliście z licznymi gruzełkami węglanowymi, głęb. 4105,8 m. **D.** Iłołupki cienko poziomo laminowane z obfitym materiałem organicznym i nielicznymi gruzełkami węglanowymi, liczne rozproszone siarczki, głęb. 4105,95 m

Photomicrographs of the Kupferschiefer shales in transmitted light

A. Carbonate-organic mudshale disturbed by bioturbation, depth 4105.65 m. **B.** Carbonate-organic mudshale with wavy non-parallel lamination; depth 4105.7 m. **C.** Carbonate-organic mudshale with wavy parallel lamination, numerous carbonate globular grains, depth 4105.8 m. **D.** Clayshale with very fine planar lamination, abundant organic matter, rare carbonate globular grains, abundant disseminated sulphide grains, depth 4105.95 m

Tabela 9

Koncentracje metali w utworach cechsztyńskiego serii miedzionośnej uzyskane analizą ilościową XRF oraz metodą ICP-MS w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG-PIB

Concentrations of metals in the Zechstein copper-bearing series obtained by quantitative XRF analysis and the ICP-MS method at the Central Chemical Laboratory of the PGI

Nr próbki Sample No	Litostr. Lithostr.	Głębokość [m] Depth [m]	Miąższość [m] Thickness [m]	Cu	Zn	Pb	Ag	Co	Mo	Ni	V	Au	Pt	Pd
				[%]			[ppm]					[ppb]		
7	Ca1	4105,40	0,30	0,02	0,10	0,11	1	12	52	67	15			
8	Ca1	4105,60	0,20	0,04	0,01	0,00	1	5	10	24	20			
9	T1	4105,65	0,05	0,01	0,05	0,10	4	9	128	50	450	6	25	37
10e	T1	4105,75	0,10	0,01	1,34	0,10	4	9	200	68	750	6	25	37
10d	T1	4105,85	0,10	0,01	0,83	0,10	4	11	200	120	1040	6	25	37
10c	T1	4105,90	0,05	0,04	0,37	0,04	4	9	200	84	660	6	25	37
10b	T1	4105,95	0,05	0,02	0,53	0,05	4	6	200	75	380	6	25	37
10a	T1	4106,00	0,05	0,02	0,36	0,10	4	39	200	168	1410	6	25	37
12	Bs	4106,60	0,60	–	–	–	–	–	–	–	–	3	–	–

Ca1 – wapień cechsztyński; T1 – łupek miedzionośny; Bs – biały spągowiec

Ca1 – Zechstein Limestone; T1 – Kupferschiefer; Bs – Weissliegend

węglanowym, obfitość gruzełków węglanowych oraz mniejszy udział ciemnego tła. Wobec stwierdzenia stopniowych przejść pomiędzy różnymi formami onkoidów, gruzełki te można uważać za gruzełki algowe powstałe w wyniku bio-sedymentacyjnej akrecji (Peryt, 1978). Stopniowe ku górze przejście mułolupków do madstonów znaczących spąg wapienia cechsztyńskiego pozwala sądzić, że zmiana litologii jest wynikiem powolnego zastępowania środowiska anaerobowego warunkami dysaerobowymi, o czym świadczy stopniowy wzrost intensywności kryptobioturbacji.

Wysokie wartości współczynnika refleksyjności R_o autigenicznego wityritu, odpowiadające maksymalnym paleotemperaturom diagenety w wysokości 165°C, świadczą o znacznej dojrzałości termicznej osadu wskutek jego pograżenia na znaczną głębokość. Wysoka zawartość węgla organicznego oraz względnie wysoka wartość wskaźnika wodorowego H_I i T_{max} wskazuje na obecność zmetamorfizowanej materii organicznej (kerogen typu II), odpowiadającej fazie generacji gazów mokrych (Grotek, 1998; Speczik i in., 2003, 2007). Znaczne przeobrażenie materiału organicznego, typowe dla głęboko pograżonej bruzdy śródpolskiej, spowodowało destrukcję macerałów grupy liptynitów, co jest związane z niewielką stabilnością silnie uwodornionych macerałów pochodzenia morskiego, takich jak alginity i bituminy. Wskutek wzrostu dojrzałości osadu, macerały liptynitów uległy transformacji do wtórnego komponentu – macerału wityritopodobnego oraz pyrobituminów, istotnych składników bitumiczo-mineralnej matriksy. Wysokie wartości wskaźnika pristan/fitan wskazują na dominację terygenicznego materiału organicznego, a niskie wartości wskaźnika fenantrenowego na warunki redukcyjne w osadzie. Bardzo niskie wartości rozfrakcjonowania izotopów siarki w pirycie w granicach od –46,4 do –41,9 wskazują na jego syndiagenetyczne powstanie wskutek reakcji jonów żelaza z siarką powstałą w wy-

niku działalności życiowej bakterii redukujących siarczany (Jowett i in., 1991).

Wapień cechsztyński (niem. *Zechsteinkalk*) ma miąższość 9,1 m i występuje na głęb. 4096,5–4105,6 m (wg miary wiertniczej 4084,5–4093,6 m). Wykształcony jest głównie w facji wapieni (z wyjątkiem najniższej części gdzie stwierdzono dolomity). Profil wapienia cechsztyńskiego, podobnie jak w większości innych otworów (Peryt, 1978), jest dwudzielny: w dolnej części jest to kompleks ciemnoszarych wapieni marglistych (kompleks mikrytowy), a w górnej – kompleks jasnoszarych wapieni ziarnistych (kompleks onkolitowy).

Kompleks mikrytowy w interwale głęb. 4103,6–4105,6 m (wg miary wiertniczej 4092,1–4093,6 m), o miąższości 2,0 m, jest reprezentowany przez wapienie margliste rozwinięte jako madstony (tab. 10**, fig. 27D, 29A). Jak wynika z barwienia płytek cienkich alizaryną, najniższa część omawianego interwału (szlif 75) jest prawie czysto dolomitowa, wyżej w profilu – mieszana dolomitowo-kalcytowa (szlif 74) i jeszcze wyżej – prawie całkowicie kalcytowa (szlif 73). Utwory te są albo bezstrukturalne (szlif 73), albo nieco gruzełkowate (ziarna przypominają bardzo małe rozmyte peloidy lub onkoidy) i zawierają niewielką domieszkę ostrokrawędzistych ziarn kwarcu frakcji pyłowej. Zwraca uwagę ubóstwo ziarn szkieletowych w całym kompleksie mikrytowym; sporadycznie spotyka się jedynie małżoraczki i otwornice. Stwierdzono także obecność licznych bioturbacji o charakterze jamek żerowiskowych, biegnących skośnie względem uławicenia, obecnie kompakcyjnie spłaszczonych.

W najniższej części kompleksu występują madstony wzbogacone w materiał ilasty i organiczny. Delikatne smugowania materiałem ilasto-organicznym są zaburzone kryp-

**Tabela 10 znajduje się w kieszeni na końcu książki.

tobioturbacjami (fig. 27D). Miejscami spotyka się rozproszone peloidy. Liczne są duże gniazda siarczaków. Ugięcie lamin wokół tych gniazd oraz pelit kwarcowy w ich obrębie wskazuje na syndiagenetyczny wzrost skupień siarczakowych. W środkowej części kompleksu mikrytowego jest obecne przewarstwienie madstonów silnie zailonych, nieregularnie smugowanych lub laminowanych materiałem mułowcowo-organicznym. W partiach laminowanych dominują płaskie, cienkie soczewki złożone z kalcymikrytu z domieszką materii organicznej. Miejscami struktury depozycyjne są zaburzone drobnymi kryptobioturbacjami. Górną część kompleksu mikrytowego stanowią madstony jednorodne, reprezentowane przez mikryty i mikrosparyty ze śladami kryptobioturbacji, w których brak pelitu kwarcowego (fig. 27D). Miejscami pojawiają się drobne i nieciągłe faliste pasemka materiału organicznego. Spotyka się nieliczne zrekrystalizo-

wane fragmenty nierozpoznawalnej mikrofauny oraz rozproszone drobne ziarna węglanowe, prawdopodobnie ooidy.

Kompleks onkolitowy ma znaczną miąższość 7,1 m, zalega na głęb. 4096,5–4103,6 m (wg miary wiertniczej 4084,5–4091,6 m). Budują go różnorodne skały ziarniste: pakstony, greinstony i rudstony/floatstony onkoidowe oraz podrzędnie wakastony i (w najwyższej części) bandstony stromatolitowe (fig. 28–30). Utwory te zawierają mniej lub bardziej liczne ziarna kwarcu frakcji pyłowej oraz nieliczne skamieniałości – głównie bentoniczne otwornice (w tym płożące) (fig. 29F, 30A, B) oraz zwykle nieidentyfikowalne drobne bioklasty. Zwraca uwagę obecność pokryw wadycznych rozwiniętych na bocznych i dolnych powierzchniach niektórych onkoidów (fig. 27B), niekiedy o hemisferoidalnym pokroju, a także ciągłych pokryw o laminarnej budowie typowej dla mikrostalaktytów.

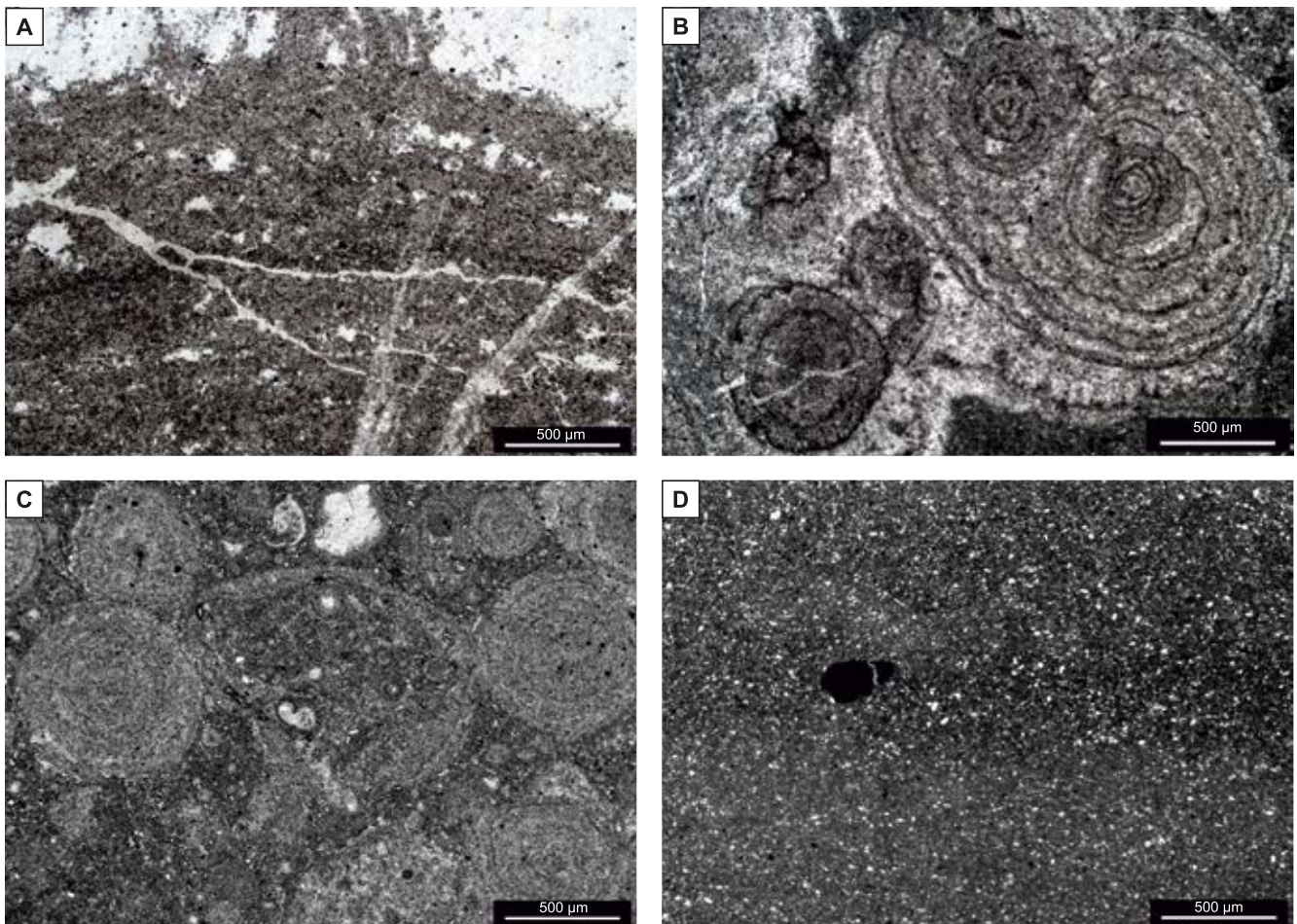


Fig. 27. Mikrofotografie utworów wapienia cechsztyńskiego w świetle przechodzącym

A. Biolaminit kryptoalgowy, fenestry wypełnione anhydrytem; głęb. 4096,8 m. **B.** Onkoidy z kalcytowymi pokrywami wadycznymi w obrębie wakastonu peloidowego; głęb. 4097,8 m. **C.** Onkoidy i intraklast greinstonu ooidowego z mikrobialną otoczką; głęb. 4098,3 m. **D.** Zbioturbowany madston z peloidami i znaczną domieszką pelitu kwarcowego, drobna konkrecja siarczku, głęb. 4105,5 m

Photomicrographs of the Zechstein Limestone in transmitted light

A. Cryptalgal biolaminite, fenestrae filled with anhydrite, depth 4096.8 m. **B.** Oncoids with calcite vadose crust, matrix composed of peloid wackestone, depth 4097.8 m. **C.** Oncoids and intraclast of ooid grainstone enveloped with microbialite cortex, matrix composed of peloid packstone, depth 4098.3 m. **D.** Bioturbated quartzose silty mudstone with peloids, tiny sulphide concretion, depth 4105.5 m

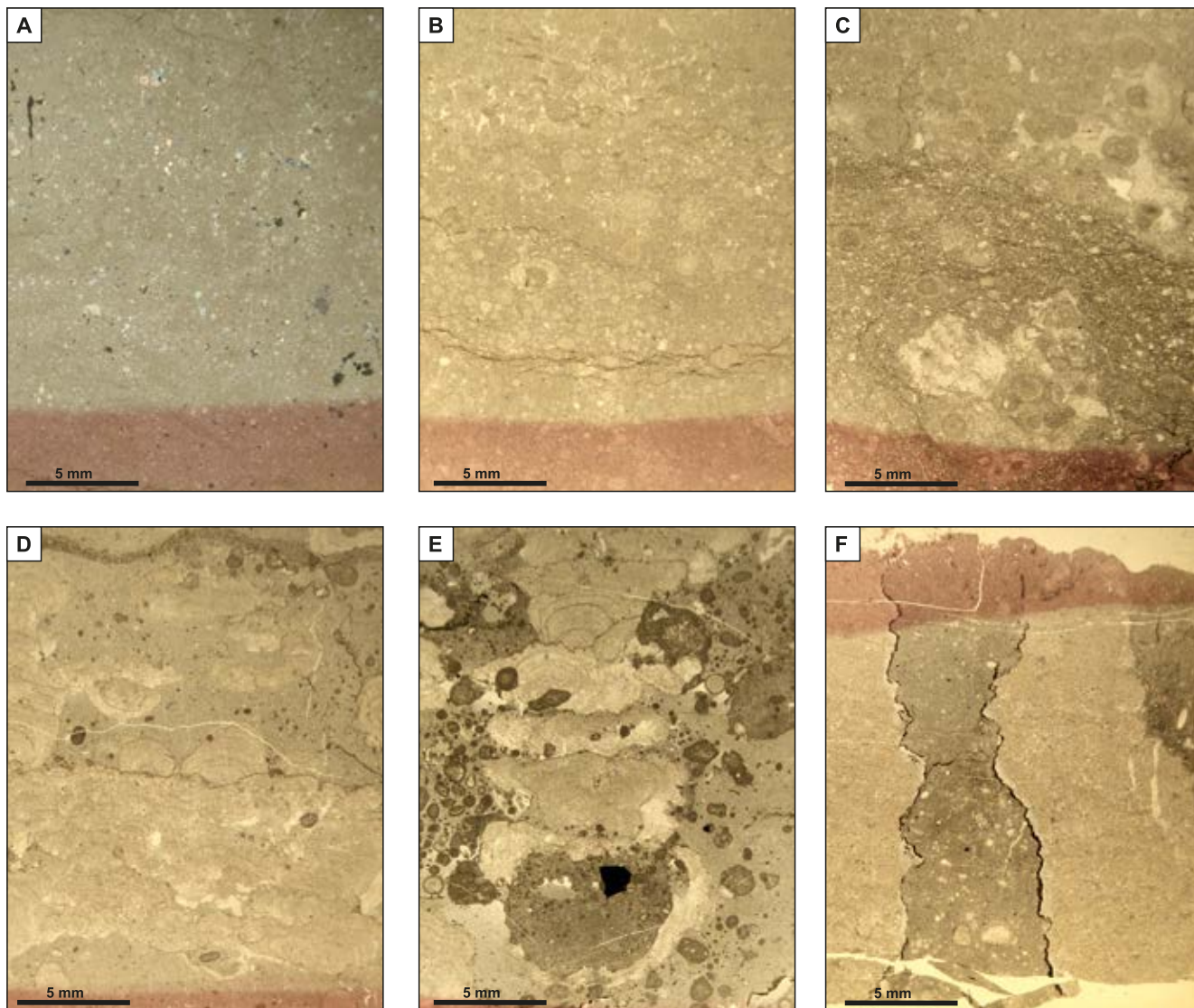


Fig. 28. A. Pakston zbudowany z drobnych onkoidów, liczne ziarna uległy rozpuszczeniu i zostały wypełnione kalcytowym cementem blokowy i/lub anhydrytem (szlif 68, głęb. 4091,0 m). B. Pakston onkoidowy ze śladami rozpuszczania pod ciśnieniem (szwy z rozpuszczania) (szlif 64, głęb. 4089,0 m). C. Pakston onkoidowy (szlif 50, głęb. 4087,0 m). D. Stromatolit budowany przez małe kopułki narastające na sobie (dół zdjęcia), w wyższej części osad ziarnisty z rozproszonymi izolowanymi kopułkami stromatolitowymi (szlif 47A, głęb. 4086,41 m). E. Stromatolit budowany przez kopułki narastające na sobie i tworzące dużą kolumnę, mikrytowy osad interstycjalny zawiera liczne ziarna (onkoidy, peloidy, ooidy, bioklasty) (szlif 47F, głęb. 4086,53 m). F. Duże kolumny stromatolitowe z wyraźnymi oznakami rozpuszczania pod ciśnieniem na bocznych powierzchniach (pionowe szwy stylolitowe z żyłkami włóknistego kalcytu) na kontakcie z mikrytowym osadem wypełniającym przestrzenie interstycjalne (szlif 42B, głęb. 4085,54 m). Wszystkie płytki barwione (na części powierzchni) alizaryną (różowa barwa); światło spolaryzowane; A – skrzyżowane polaryzatory

A. Packstone composed of small oncoids, numerous grains dissolved and filled with calcite blocky cement and/or anhydrite (thin section 68, depth 4091.0 m). B. Oncoid packstone with indications of dissolution under pressure (dissolution seams) (thin section 64, depth 4089.0 m). C. Oncoid packstone (thin section 50, depth 4087.0 m). D. Stromatolite layer composed of small domes stacked on top of each other (bottom of the image), grainy deposit with isolated stromatolite domes in the upper part of the photo (thin section 47A, depth 4086.41 m). E. Stromatolite built by domes growing on top of each other and forming a large column, micritic interstitial deposit contains numerous grains (oncoids, peloids, ooids, bioclasts) (thin section 47F, depth 4086.53 m). F. Large stromatolite columns with clear signs of dissolution under pressure on lateral surfaces (vertical stylolite seams with veins of fibrous calcite) on contact with micrite sediment filling interstitial spaces (thin section 42B, depth 4085.54 m). All thin sections stained (on part of the surface) with alizarin (pink colour); polarized light; A – crossed polarizers

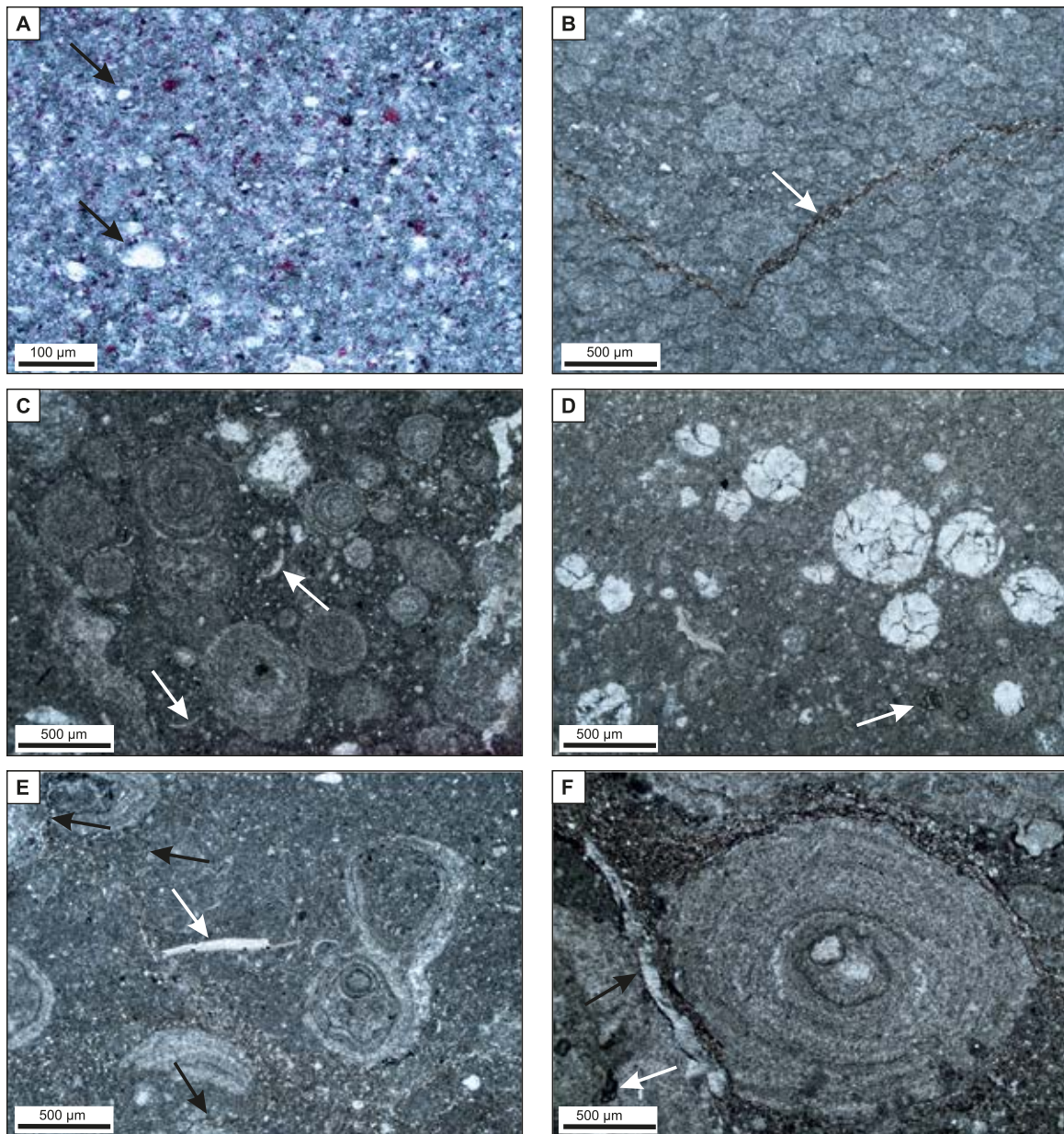


Fig. 29. A. Zdolomityzowany madston (dolomikryt z pojedynczymi kryształami kalcytu – zabarwione alizaryną na różowo) zawierający liczne ziarna kwarcu (strzałki) (szlif 75, głęb. 4087,8 m). B. Pakston onkoidowy z ziarnami kwarcu i stylolitem (strzałka); onkoidy wykazują wyraźne oznaki deformacji związanych z rozpuszczaniem i kompaktacją (szlif 72, głęb. 4087,2 m). C. Pakston onkoidowy z pojedynczymi bioklastami (szlif 67, głęb. 4086,55 m). D. Pakston onkoidowy z pojedynczymi bioklastami i otwornicami bentonicznymi (strzałka), niektóre onkoidy uległy rozpuszczeniu i zostały wypełnione cementem kalcytowym lub anhydrytowym (szlif 58, głęb. 4086,41 m). E. Wakston z dużymi onkoidami i bioklastami (biała strzałka), liczne ślady rozpuszczania pod ciśnieniem – drobne stylolity i szwy z rozpuszczania (czarne strzałki) (szlif 55, głęb. 4088,0 m). F. Zrekrystalizowany onkoid, który uległ selektywnemu rozpuszczaniu (u góry i dołu), żyłka włóknistego kalcytu (czarna strzałka) wzdłuż stromo pochylonego szwu z rozpuszczania, w sąsiadującym onkoidzie widoczne płózące otwornice (biała strzałka)(szlif 53, głęb. 4087,7 m). Zdjęcia w świetle spolaryzowanym

A. Dolomitized mudstone (dolomiticrite with single calcite crystals – stained pink by alizarin) containing numerous quartz grains (arrows) (thin section 75, depth 4087.8 m). B. oncoide packstone with quartz grains and stylolite (arrow), oncoide deformed due to dissolution and compaction (thin section 72, depth 4087.2 m). C. oncoide packstone with single bioclasts (thin section 67, depth 4086.55 m). D. Oncoid packstone with single bioclasts and benthic foraminifer tests (arrow), some oncoide dissolved and filled with calcite or anhydrite cement (thin section 58, depth 4086.41 m). E. Wackestone containing large oncoide and bioclasts (white arrow) with numerous indications of dissolution under pressure (small stylolites and dissolution seams – black arrows) (thin section 55, depth 4088.0 m). F. Recrystallized oncoide showing selective dissolution (top and bottom), a vein of fibrous calcite (black arrow) along a steeply sloping dissolution seam, encrusting foraminifer test within the neighbouring oncoide (white arrow)(thin section 53, depth 4087.7 m). Images under polarized light

W dolnej części kompleksu onkolitowego występują drobnopakstony i równopakstony onkoidowe (miejscami być może również ooidowe) z przejawami nieregularnego warstwowania. W najniższej części (szlif 72) występują pakstony budowane przez małe (100–500 µm) okrągłe onkoidy przylegające ściśle do siebie (gęsto upakowane na skutek kompaktacji) i nieco przekrystalizowane (fig. 28B). Ziarna często są rozpuszczone i wypełnione anhydrytem lub sparytem kalcytowym (fig. 28D). Miejscami pojawia się domieszka peloidów i intraklastów z obwódkami mikrytowymi (tzw. cortoidy). Powyżej rozwinięte są pakstony onkoidowe z licznymi intraklastami wapieni onkolitowych (fig. 27C, 28C, 29C). Pojawiają się w nich nieliczne ziarna szkieletowe, głównie fragmenty muszli, małżoraczków, ślimaków i otwornic. W interwałach głęb. 4090,6–4092 m (szlify 67–70) i 4088,7–4089,7 m (szlify 59–63) występują pakstony budowane przez rozmyte gęsto upakowane, małe (50–250 µm), zwykle sferyczne onkoidy i w dużej części inne ziarna o niejasnej genezie (część z nich z uwagi na regularny sferyczny kształt mogła być ooidami, jednak trudno to ocenić z powodu zatarcia pierwotnej struktury na skutek rekrystalizacji). Znaczna część tych ziarn została rozpuszczona i wypełniona dużymi kryształami anhydrytu i/lub kalcytu (fig. 28A). W utworach tych spotyka się pojedyncze otwornice bentoniczne (np. szlify 70 i 59). W pozostałej części omawianego interwału utworów onkoidowych występują głównie pakstony (rzadziej wakstony i rudstony/floatstony) budowane przez niewysortowane (do kilku mm średnicy) typowe onkoidy, sferyczne lub (częściej) o nieregularnych kształtach oraz w mniejszej liczbie – intraklasty i peloidy. Materiał ziarnisty tkwi w mikrytowym matriksie zawierającym zmienną domieszkę kwarcu frakcji pyłowej oraz substancji ilastej, a także zwykle nieidentyfikowalne drobne bioklasty (część z nich to skorupy małżów/ramienionogów). Sporadycznie spotyka się otwornice bentoniczne, a w onkoidach – otwornice płożące. Część onkoidów (zwłaszcza w górnej części omawianego interwału) uległa rekrystalizacji do mikrosparytu/sparytu. Niektóre ziarna w najwyższej części omawianego interwału otoczone są grubymi powłokami ciemnego zbitego mikrytu (mikrytyzacja).

Najwyższą część kompleksu onkoidowego tworzą bandstony złożone ze stromatolitów kolumnkowo-kopułowych (głęb. 4085,50–4086,55 m; szlify 42A–47K), wykształconych przeważnie jako nieregularne, laminowane kopułki i kolumnki narastające jedna na drugiej, (fig. 28D, E, 30C, D). Laminacje mikrobialne dochodzą tangencjalnie do powierzchni granicznych kolumniek. Jedynie w najwyższej części omawianego interwału stromatolitowego występują bardziej regularne kolumnki (fig. 28F) przekrystalizowane do mikrosparytu, a czasem do drobnego sparytu. Kolumnki rozgałęziają się i wyrastają na wysokość 24 cm. Spotyka się także kopułki stromatolitowe rozwinięte na onkoidach. Stromatolity zawierają niekiedy pojedyncze mikrytowe ziarna (peloidy/intraklasty) i często są otoczone dość grubymi powłokami zbitego mikrytu i/lub obrastane przez otwornice płożące (fig. 30C, D). Przestrzenie pomiędzy stromatolitami wypełniają wakstony (czasami pakstony) z licznymi małymi

(zwykle rzędu 100 µm) ziarnami – peloidami, onkoidami, litoklastami i rzadziej ewidentnymi ooidami (fig. 30E), a także skorupami mięczaków (fig. 30F), bioklastami (zwykle nieidentyfikowalne fragmenty ich skorup) i nielicznymi otwornicami bentonicznymi i małżoraczkami. Część małych ziaren/ich jąder zastąpiona jest przez kalcyt blokowy; podobny kalcyt wypełnia też nieliczne pory wzrostowe w stromatolitach. W całej omawianej części profilu widać zmienną zawartość drobnych ziaren kwarcu.

Najwyższą część profilu Ca1 (ok. 0,5 m; szlify 38–40) w otworze Czaplinek IG 1 tworzą wapienie krystaliczne, zbudowane z drobnego chmurkowego sparytu z dużą domieszką anhydrytu o gruzłowej/soczewkowatej strukturze, przewarstwione mikrytowymi laminami, silnie wzbogaczone w substancję ilasto-organiczną (fig. 27A). Pierwotnie były to najprawdopodobniej laminowane utwory mikrobialne (sebhya).

Wapień cechsztyński tworzył się na obszarze równi basenowej, przy czym dominacja w profilu wapieni ziarnistych wskazuje na sedymentację związaną z przedłużeniem płyty gryfickiej (Peryt i in., 1978; Peryt, 1984). Zastąpienie sedymentacji łupkowej węglanami było wynikiem zmiany warunków sedymentacji, spowodowanej nieznacznym spłyceciem zbiornika i (lub) spadkiem biologicznej produktywności. Zmiana ta w rejonie Czaplinka doprowadziła do destabilizacji pionowego uwarstwienia wód, umożliwiającej ekspansję bezszkieletowej infauny, czego wynikiem stała się destrukcja laminacji na przejściu łupków w utwory węglanowe, podczas gdy na płycznach oraz w przybrzeżnych partiach zbiornika sedymentacja utworów łupkowych była zastępowana sedymentacją ławic produktusowych (tj. ze skorupami małżów z gatunku *Horridonia horrida*) (Peryt, 1978).

Następstwo mikrofauny wskazuje na sekwencję regresywną. Utwory dolnej części wapienia cechsztyńskiego (kompleks mikrytowy), tworzyły się w środowisku sublitoralnym. Nieznaczna miąższość wapieni marglistych wskazuje na szybkie polepszenie cyrkulacji wód i zastąpienie sedymentacji mułów węglanowych osadami ziarnistymi (pakstony/greinstony onkoidowe i ooidowe z licznymi intraklastami skał onkolitowych), charakterystycznymi dla środowiska płytkosublitoralnego i perylitoralnego. Skorodowane obrzeża onkoidów świadczą o znacznym reżimie hydrodynamicznym, skutkującym abrazją onkoidów. Wskutek wahań poziomu morza rozwinęły się dwa poziomy stromatolity, rozdzielone skałami onkolitowymi. Stromatolity kolumnkowo-kopułowe z dolnego poziomu powstały prawdopodobnie w strefie niżepływowej, a kolumnkowe z górnego poziomu w strefie międzypływowej (Peryt, Wagner, 1981). Liczne struktury wadyczne, zarówno na onkoidach, jak i ciągle pokrywy obecne w bandstonych stromatolitowych i występujących między nimi pakstonych onkoidowych w interwale o miąższości 0,6 m (4097,7–4098,3 m), wskazują na subaeralne wynurzenia w trakcie schyłkowej sedymentacji utworów wapienia cechsztyńskiego (Peryt, 1984). Występujące w stropie wapienia cechsztyńskiego biolaminity kryptoalgowe powstały w środowisku charakterystycznym dla sekwencji sebhya (Peryt, Wagner, 1981).

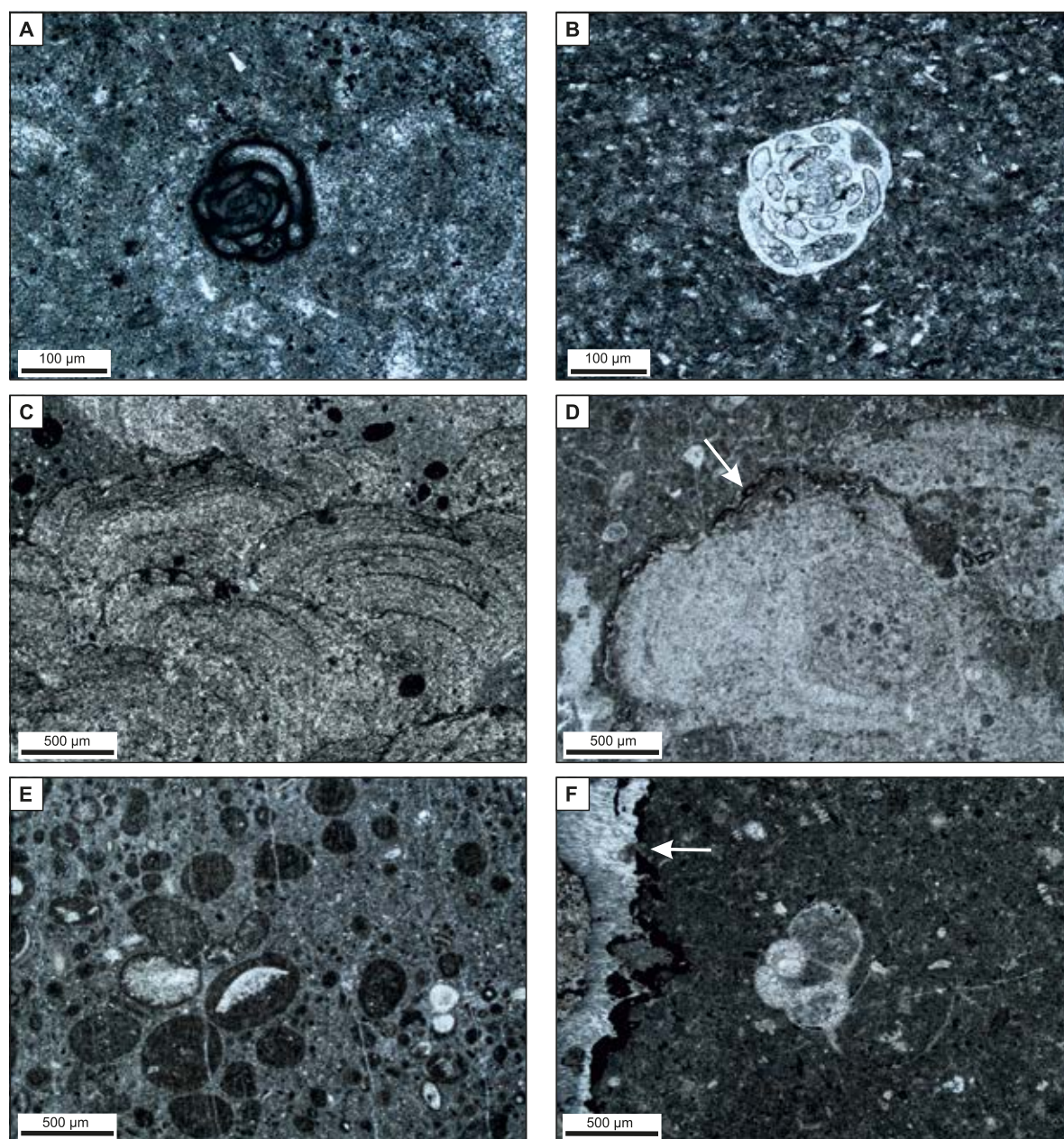


Fig. 30. A. Otwornica bentoniczna w osadzie mikrytowym (szlif 53, głęb. 4087,7 m). B. Zsylikowana otwornica bentoniczna w mikrytowym osadzie zawierającym liczne ziarna drobnego kwarcu (szlif 49, głęb. 4086,8 m). C. Nieregularne kopułki stromatolitowe narastające na sobie, zawierające pojedyncze peloidy (szlif 47E, głęb. 4086,5 m). D. Przekrystalizowana kopułka stromatolitowa obrastana przez płochące otwornice (strzałka) (szlif 47H, głęb. 4086,55 m). E. Osad wypełniający przestrzeń interstycjalną w stromatolicie, część ziaren to ewidentne ooidy, widoczne są też otwornice, małżoraczki i bioklasty, liczne pionowe cienkie żyłki kalcytowe (47G, głęb. 4086,53 m). F. Rozpuszczona/zrekrytalizowana skorupka ślimaka (środek zdjęcia) w osadzie wypełniającym przestrzeń między kolumnami stromatolitowymi, na kontakcie stromatolitu (lewy skraj zdjęcia) i osadu interstycjalnego widoczny szew z rozpuszczania i żyłka włóknistego kalcytu (strzałka) (szlif 42D, głęb. 4085,6 m). Zdjęcia w świetle spolaryzowanym

A. Benthic foraminifer in micritic sediment (thin section 53, depth 4087.7 m). B. Silicified benthic foraminifer in micritic deposit containing numerous grains of fine quartz (thin section 49, depth 4086.8 m). C. Irregular stromatolite domes growing on top of each other, containing single peloids (thin section 47E, depth 4086.5 m). D. Recrystallized stromatolite dome overgrown by encrusting foraminifers (arrow) (thin section 47H, depth 4086.55 m). E. Sediment filling the interstitial space in the stromatolite, some grains are ooids, foraminifers, bivalves and bioclasts are also visible, numerous vertical thin calcitic veins cut the rock (47G, depth 4086.53 m). F. Dissolved/recrystallized gastropod shell (centre of the image) within the deposit filling the space between stromatolite columns, dissolution seam and a fibrous calcite vein occur at the contact between stromatolite (left edge of the photo) and interstitial sediment (arrow) (thin section 42D, depth 4085.6 m). Images under polarized light

Andrzej CHMIELEWSKI, Sławomir OSZCZEPALSKI

MINERALIZACJA KRUSZCOWA W CECHSZTYŃSKIEJ SERII MIEDZIONOŚNEJ

Wstęp

Mineralizacja kruszczowa w dolnocechsztyńskich utworach otworu Czaplinek IG 1 została wstępnie opisana w opracowaniach pt. „Analiza możliwości występowania osadowych złóż miedzi w Polsce do głębokości 2000 m” (Rydzewski, Oszczepalski, 1987), oraz „Analiza metalonośności cechsztynu strefy pomorskiej” (Rydzewski, Oszczepalski, 1990). W ramach tych projektów wykonano badania petrograficzne mineralizacji kruszczowej, w tym utworów cechsztynu z otworu Czaplinek IG 1, oraz przedstawiono mapę składu mineralizacji siarczkowej w łupku miedzionośnym w północno-zachodniej Polsce (fig. 31).

Skład minerałów kruszczowych został rozpoznany na podstawie badań mikroskopowych w świetle odbitym preparatów polerowanych wykonanych z próbek pochodzących z zakresu głęb. 4100,7–4106,6 m (Oszczepalski, Rydzewski,

1997). W otworze Czaplinek IG 1 stwierdzono wówczas występowanie piryty, markasytu i sfalerytu z podrzędnym udziałem chalkopiryty, bornitu i digenitu. W otworze tym wykazano przewagę koncentracji cynku nad ołowiu i miedzi ($Zn > Pb > Cu$). Średnia zasobność metali w zmineralizowanym interwale otworu (przy brzeżnej $>0,1\%$) wynosi $0,6 \text{ kg/m}^2 \text{ Cu}$, $0,5 \text{ kg/m}^2 \text{ Pb}$ oraz $6,1 \text{ kg/m}^2 \text{ Zn}$ (Rydzewski, Oszczepalski, 1990), co oznacza, że zasobność cynku jest 12-krotnie większa od zasobności ołowiu i prawie 10-krotnie większa od zasobności miedzi. Badania petrograficzne w ujęciu regionalnym ujawniły, że na badanym obszarze pomorskim spośród minerałów kruszczowych przeważają i mają największe rozprzestrzenienie sfaleryt oraz siarczki żelaza (piryt i markasyt) z podrzędnie rejestrowanymi: galeną, chalkopirytem i bornitem (Rydzewski, Oszczepalski, 1990). Stwierdzono, że udziały siarczków metali w utworach serii miedzionośnej są na ogół bardzo niskie, zwykle

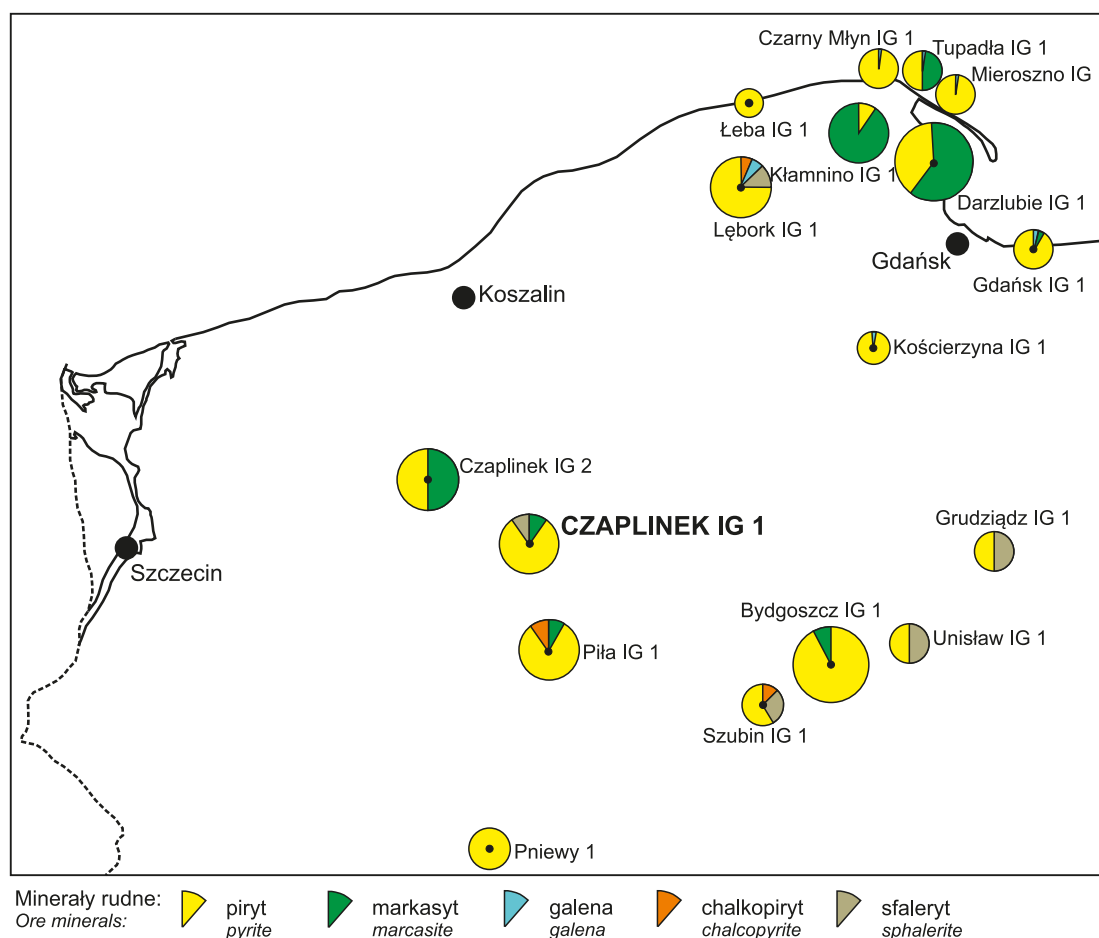


Fig. 31. Mapa składu mineralizacji siarczkowej w łupku miedzionośnym w północno-zachodniej Polsce z uwzględnieniem otworu Czaplinek IG 1 (wg Rydzewskiego, Oszczepalskiego, 1987)

Map of the composition of sulphide mineralization in the Kupferschiefer in north-western Poland, including the Czaplinek IG 1 borehole (after Rydzewski, Oszczepalski, 1987)

poniżej 1% objętości. Jedynie lokalnie zanotowano wyższe koncentracje rzędu 1–5% obj. w utworach wapienia cechsztyńskiego i białego spągowca oraz miejscami powyżej 5% obj. w utworach łupku miedzionośnego na granicy z białym spągowcem.

Okruszcowanie cechsztyńskiej serii miedzionośnej

Powyżej zaprezentowane wyjściowe wyniki badań petrograficznych utworów okruszczonych z otworu Czaplinek IG 1 zostały obecnie uzupełnione dodatkowymi obserwacjami mikroskopowymi wraz z dokumentacją mikrofotograficzną siarczków metali w świetle odbitym (fig. 32, 33) w ramach opracowania do powyższego tomu *PGOW*. Ponadto zbadano preparaty z białego spągowca pobrane uzupełniając po wykonaniu wcześniejszych badań (por. Rydzewski, Oszczepalski, 1990).

W wyniku współcześnie przeprowadzonych obserwacji mikroskopowych w świetle odbitym 22 polerowanych preparatów skalnych z cechsztyńskiej serii miedzionośnej omawianego otworu, obejmującej utwory najwyższej części czerwonego spągowca (w tym biały spągowiec), łupek miedzionośny i wapień cechsztyński, zidentyfikowano następujący zespół minerałów kruszczowych: bornit (Cu_5FeS_4), chalkopiryt (CuFeS_2), digenit (Cu_9S_5), kowelin (CuS), galena (PbS), sfaleryt (ZnS) i piryt (FeS_2). Zbadane okruszczowanie utworów cechsztyńskiej serii miedzionośnej nie jest intensywne i zdominowane siarczkami cynku i ołowiu (sfaleryt i galena), natomiast mineralizacja miedziowa jest uboga, reprezentowana przez bornit, chalkopiryt, digenit oraz kowelin. Najsilniej okruszczowanym interwałem jest łupek miedzionośny, przyległe do niego od góry skały węglanowe oraz stropowa część piaskowców białego spągowca (fig. 34).

Minerały rudne w badanych utworach są obecne w postaci drobnoziarnistych rozprożeń oraz różnej wielkości soczewek, gniazd lub wypełnień wolnych przestrzeni, bądź zastąpień minerałów skałotwórczych. Kruszcze są na ogół rozmieszczone w sposób bezładny, jednakże miejscami (zazwyczaj w skałach łupkowych i w dolnej części wapienia cechsztyńskiego) bywają skoncentrowane w formie linijnych, soczewkowatych skupień albo horyzontalnie ułożonych smug bądź skupisk agregatów mineralnych. Najczęstszą postacią występowania minerałów kruszczowych są nieregularne i ostrokrawędziste ziarna lub polimineralne ich zrosty oraz agregaty mineralne. Minerały kruszczowe występują przeważnie w formie drobnych skupień o rozmiarach od kilku mikrometrów do 1–2 mm. Długość tych skupień mieści się w przedziale od kilkunastu do kilkuset mikrometrów. Lokalnie ziarna minerałów kruszczowych mają pokrój falisty, wydłużony, a niektóre są spękane. Istotny udział mają także rozliczne przerosty kruszczów metali z minerałami węglanowymi oraz impregnacje węglanów i ziarn detrytycznych wchodzących w skład tła skalnego. Ponadto spotykane są inkrustacje ziarn szkieletowych oraz cementacje ziarn detrytycznych.

Formacja Noteci (Cs_n)

Utwory drobnodetrytyczne, zaliczone do górnego czerwonego spągowca – formacji Noteci zostały zbadane w 4 próbkach petrograficznych (15, 16, 20, 22) z przystropowego interwału głębokościowego (4106,9–4109,6 m). Dolną część tego interwału (próbki 20 i 22) cechuje obecność nielicznych ziarn chalkopiryty, któremu towarzyszą nagromadzenia piryty. Kruszcze tkwią w przestrzeniach pomiędzy ziarnami detrytycznymi piaskowca, zastępując fragmenty spoiwa kalcytowego oraz otaczają lub oblekają miejscami ziarna detrytyczne piaskowca. Sporadycznie obserwowane są mikrowrostki chalkopiryty w piryty. Górne zaś partie zbadanych utworów (próbki 15 i 16) są reprezentowane przez mineralizację chalkopirytowo-bornitową z podrzędnym udziałem kowelinu i piryty (fig. 32A) oraz nieliczne ziarna galeny, sfaleryty i digenitu.

Najwyższy górny czerwony spągowiec (Csg)

Utwory najwyższej części górnego czerwonego spągowca (tzw. białego spągowca – dalej w tekście używane jest pojęcie białego spągowca jako utworów najwyższej części górnego czerwonego spągowca na których zalegają utwory łupku miedzionośnego) zostały zbadane w czterech preparatach polerowanych (próbki 11, 12, 13, 14) z interwału głęb. 4106,0–4106,9 m (fig. 34). Minerały kruszczowe w utworach białego spągowca rozmieszczone są dosyć nierównomiernie w spoiwie węglanowym utworów piaskowcowych. W dolnej części utworów białego spągowca zidentyfikowano następujący zestaw minerałów kruszczowych: bornit, kowelin, digenit, chalkopiryt, sfaleryt oraz piryt. Często są obserwowane zastąpiecia bornitu przez kowelin i digenit (fig. 32B) oraz mikrowrostki chalkopiryty w bornicie i sfalerycie. Interesująca jest obecność nielicznych skupień hematytu w postaci smug rozproszonych w tle skalnym (fig. 32B, C). Brak zastąpień minerałów kruszczowych przez hematyt świadczy o tym, że jest to hematyt autigeniczny. Powszechne są zastąpiecia piryty przez bornit, kowelin, digenit oraz sfaleryt (fig. 32D). Miejscami zanotowano także zastąpiecia fragmentów ziarn detrytycznych przez chalkopiryt, piryt, sfaleryt oraz bornit (fig. 32E). W górnej części utworów białego spągowca dominuje bornit nad chalkopirytem, ze zmiennym udziałem galeny, sfalerytu, kowelinu i piryty (fig. 32F, G, H). W przystropowej części białego spągowca kruszcze stanowią do 10% obj. skały i miejscami tworzą cement siarczkowy spajający ziarna detrytyczne piaskowca. W skład tego cementu wchodzi: bornit, chalkopiryt, galena, sfaleryt i piryt. Liczne są zrosty bornitu z chalkopirytem oraz zastąpiecia bornitu przez kowelin i digenit oraz piryty przez chalkopiryt i sfaleryt. W najwyższej części białego spągowca na kontakcie z łupkiem miedzionośnym (próbka 10a) stwierdzono podwyższone koncentracje sfalerytu zastępującego cement kalcytowy oraz fragmenty ziarn detrytycznych (fig. 33A).

Łupek miedzionośny (T1)

Łupek miedzionośny zalega na głęb. 4105,6–4106,0 m wg pomiarów geofizycznych (na głęb. 4094,0–4094,4 m wg rdzeni wiertniczych), bezpośrednio nad utworami białego spągowca (fig. 34). Badaniom petrograficznym poddano 6 próbek (9, 10e, 10d, 10c, 10b, 10a). Łupek miedzionośny cechuje przewaga mineralizacji piritowej nad sfalerytową i galenową. Obecne są jedynie śladowe nagromadzenia chalkopiryty. W spągu utworów łupkowych kruszce stanowią do 4% obj., a w ich składzie sfaleryt dominuje nad galeną. Towarzyszą im liczne framboidy pirytu oraz podrzędne wtłoczenia chalkopiryty, natomiast w miarę przemieszczania się w wyższe partie tego interwału stopniowo rośnie zawartość galeny. W części środkowej minerały rudne stanowią do 5% obj., a dominującymi siarczkami są piryt i galena. Akcesorycznym minerałem jest chalkopiryt występujący w postaci mikrolitów rozproszonych w tle skalnym, bądź jako zastąpienia pirytu na obrzeżach jego kryształów. Górną część łupku miedzionośnego cechuje przewaga galeny nad sfalerytem ze zmiennym, lecz dominującym udziałem framboidalnego pirytu. Kruszce w tym interwale osiągają do 3% objętości skały.

Minerały kruszczowe w utworach łupkowych obecne są głównie jako drobne ziarna rozproszone w skale, rzadziej w formie smug oraz płaskich gniazd i soczewek (fig. 33B). W formie uporządkowanej najczęściej występuje piryt framboidalny, sfaleryt, chalkopiryt, bornit i digenit. Obecne są inkrustacje lamin węglanowych głównie galeną i sfalerytem oraz duże skupienia kruszczowe o rozmiarach w granicach

od 0,05 do 0,5 mm, w postaci nieforemnych ziaren lub wzrostowych agregatów chalkopiryty, sfaleryty i galeny. Spotyka się drobne żyłki pirytu, galeny i chalkopiryty, zgodne lub diagonalne względem laminacji łupku.

Wapień cechsztyński (Ca1)

Utwory wapienia cechsztyńskiego zbadano petrograficznie w świetle odbitym w ośmiu próbkach (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8) pobranych z interwału głęb. 4100,7–4105,6 m. Najniższą część zbadanego interwału wapienia cechsztyńskiego (próbki 7 i 8, fig. 4) cechują nieznaczne ilości siarczków (poniżej 1% obj. skały), głównie sfaleryty i pirytu framboidalnego, podrzędnie zaś spotykane są nieliczne skupienia chalkopiryty (fig. 33C, D, E). W wyższych partiach Ca1 występuje mineralizacja sfalerytowo-galenowa, ze zmiennym udziałem pirytu i markasytu. Miejscami udział kruszczów dochodzi do 3% obj. skały. Ku górze profilu wapienia cechsztyńskiego zawartość siarczków stopniowo maleje; w efekcie przeważa mineralizacja piritowa (fig. 33F) z towarzyszącym markasytem, a poza nimi zarejestrowano pojedyncze skupienia sfaleryty, często w zrostach z pirytem (fig. 33G), oraz podrzędnie galeny.

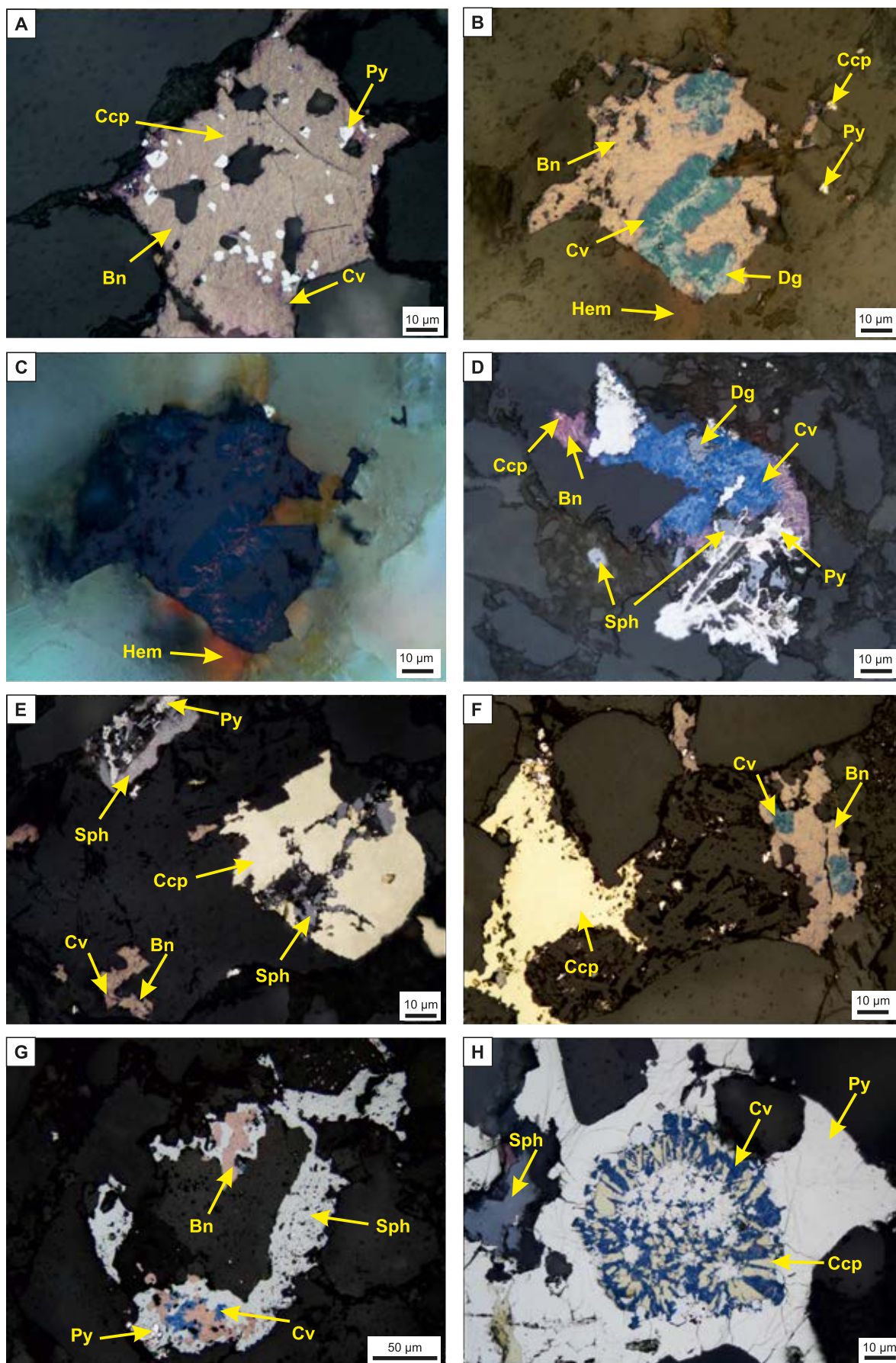
Minerały kruszczowe w utworach węglanowych najczęściej występują w postaci zastąpień materiału węglanowego, zarówno tła skalnego, jak i szczątków mikrofauny bezładnie rozproszonych w tle skalnym. Najczęściej notuje się zastąpienia kruszczowe fragmentów muszli, małżoraczków i ślimaków. Ponadto siarczki wypełniają wolne przestrzenie w skale (fig. 33H). Piryt, najczęściej spotykany siarczek

Fig. 32. Mikrofotografie minerałów kruszczowych z utworów białego spągowca

A. Bornit pomarańczowy (Bn) z drobnymi wprysnięciami chalkopiryty (Ccp) i pirytu (Py) zastępowany miejscami kowelinem (Cv), czerwony spagowiec – formacja Noteci (próbka 16, głęb. 4107,15–4107,25 m). **B.** Bornit pomarańczowy (Bn) zastępowany częściowo kowelinem (Cv) w towarzystwie chalkopiryty (Ccp) i pirytu (Py) oraz hematytu (Hem), nikole równoległe, biały spagowiec (próbka 14, głęb. 4106,30–4106,90 m). **C.** Bornit pomarańczowy (Bn) zastępowany fragmentarycznie kowelinem (Cv) w towarzystwie chalkopiryty (Ccp), pirytu (Py) oraz hematytu (Hem), nikole skrzyżowane, biały spagowiec (próbka 14, głęb. 4106,30–4106,90 m). **D.** Agregat mineralny zbudowany z pirytu (Py), sfalerytu (Sph), bornitu różowego (Bn), chalkopiryty (Ccp), kowelinu (Cv) i digenitu (Dg), biały spagowiec (próbka 13, głęb. 4106,20–4106,30 m). **E.** Nieregularne skupienia chalkopiryty (Ccp) i sfalerytu (Sph) w zrostach z pirytem (Py) oraz bornitu pomarańczowego (Bn) zastępowanego miejscami kowelinem (Cv), biały spagowiec (próbka 13, głęb. 4106,20–4106,30 m). **F.** Skupienia chalkopiryty (Ccp) i bornitu pomarańczowego (Bn) miejscami zastępowanego kowelinem (Cv), biały spagowiec (próbka 12, głęb. 4106,05–4106,20 m). **G.** Sfaleryt (Sph) z wrostkami pirytu (Py) zastępowany bornitem pomarańczowym (Bn) z kowelinem (Cv), biały spagowiec (próbka 11, głęb. 4106,00–4106,05 m). **H.** Sferoidalna forma chalkopiryty (Ccp) zastępowanego częściowo kowelinem (Cv) w obrębie cementu piritowego (Py), w towarzystwie cementu sfalerytowego (Sph), biały spagowiec (próbka 11, głęb. 4106,00–4106,05 m)

Photomicrographs of ore mineralization from the Weissliegend

A. Orange bornite (Bn) with small inclusions of chalcopirite (Ccp) and pyrite (Py) replaced in places with covellite (Cv), Rotliegend, Noteć Formation, (sample 16, depth 4107.15–4107.25 m). **B.** Orange bornite (Bn) replaced in part by covellite (Cv), accompanied by chalcopirite (Ccp), pyrite (Py) and hematite (Hem), parallel nicols, Weissliegend (sample 14, depth 4106.30–4106.90 m). **C.** Concentration of orange bornite (Bn) replaced partially by covellite (Cv) in the company of chalcopirite (Ccp), pyrite (Py) and hematite (Hem), crossed nicols, Weissliegend (sample 14, depth 4106.30–4106.90 m). **D.** Mineral aggregate consists of pyrite (Py), sphalerite (Sph), pink bornite (Bn), chalcopirite (Ccp), covellite (Cv) and digenite (Dg), Weissliegend (sample 13, depth 4106.20–4106.30 m). **E.** Irregular agglomerations of chalcopirite (Ccp), sphalerite (Sph) with pyrite (Py) and orange bornite (Bn) inclusions replaced locally with covellite (Cv), Weissliegend (sample 13, depth 4106.20–4106.30 m). **F.** Concentrations of chalcopirite (Ccp) and orange bornite (Bn) locally replaced by covellite (Cv), Weissliegend (sample 12, depth 4106.05–4106.20 m). **G.** Sphalerite (Sph) replaced by orange bornite (Bn) and covellite (Cv) with pyrite inclusions (Py), Weissliegend (sample 11, 4106.00–4106.05 m). **H.** Spheroidal form of chalcopirite (Ccp) partially replaced by covellite (Cv) within pyrite cement (Py) accompanied by sphalerite cement (Sph), Weissliegend (sample 11, 4106.00–4106.05 m)



w utworach wapienia cechsztyńskiego, występuje w postaci framboidów rozproszonych w sposób bezładny w tle skalnym. Miejscami piryt tworzy także nagromadzenia lub wypełnia komory skorupki mikrofauny. Ponadto są spotykane selektywne zastąpienia pirytu sfalerytem i galeną oraz w nieznacznym stopniu chalkopirytem.

Zmienność koncentracji metali i wartość złożowa mineralizacji kruszczowej

W ramach wcześniejszych opracowań (Rydzewski, Oszczepalski, 1987, 1990) wykonano dla otworu Czaplinek IG 1 oznaczenia zawartości Cu, Zn, Pb, Ag, Co, Mo, Ni i V dla 9 próbek cechsztyńskiej serii miedzionośnej analizą ilościową XRF w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG-PIB (tab. 9, fig. 34). W ramach późniejszego projektu badań zawartości metali szlachetnych wykonano oznaczenia złota w 2 zbiorczych próbkach z górnej części białego spągowca oraz z łupku miedzionośnego, a także oznaczenia platyny i palladu oraz innych platynowców w próbce łupku miedzionośnego metodą ICP-MS (Bechtel i in., 2001; Oszczepalski, 2002). Ponadto wykonano pomiary przenośnym spektrometrem XRF serii DELTA firmy OLYMPUS dla próbek polerowanych z utworów czerwonego (4106,9–4109,6 m) i białego spągowca (4106,0–4106,9 m), które nie zostały zbadane w ramach wcześniejszych opracowań dotyczących poszerzenia bazy zasobowej (tab. 9).

W omawianym otworze stwierdzono zmienne zawartości metali w poszczególnych poziomach litologicznych cechsztyńskiej serii miedzionośnej (tab. 9, 11, fig. 34).

Utwory czerwonego spągowca **formacji Noteci**, reprezentowane przez heterolity piaskowcowo-mułowcowe, zba-

dano geochemicznie w czterech próbkach (15, 16, 20, 22). Analizy wykonano przenośnym analizatorem XRF w interwale głęb. 4106,9–4109,6 m (tab. 11). Najniższe zbadane partie (próbka 20 i 22) cechują znikome koncentracje miedzi, a ich zawartość nie przekracza 0,001%.

Podwyższone koncentracje miedzi stwierdzono w najwyższej części badanego profilu, gdzie w próbce nr 16 zawartość miedzi wynosi 0,65%, a próbka nr 15 zawiera 0,42% Cu (tab. 11). Zawartość cynku w całym profilu jest bardzo niska i mieści się w granicach od 0,006% w stropie badanych utworów (próbka 15) do maksymalnie 0,009% w jego spągowej części (próbka 22), a zawartość ołowiu jest znikoma i osiąga maksymalnie 0,001% w próbce nr 16 (tab. 11). Zakresy zawartości i średnie arytmetyczne dla metali towarzyszących są następujące: 13–22 ppm Ag (średnio 17 ppm), 2–12 ppm Mo (średnio 6 ppm), 72–101 ppm Ni (średnio 84 ppm) i 52–82 ppm V (średnio 73 ppm).

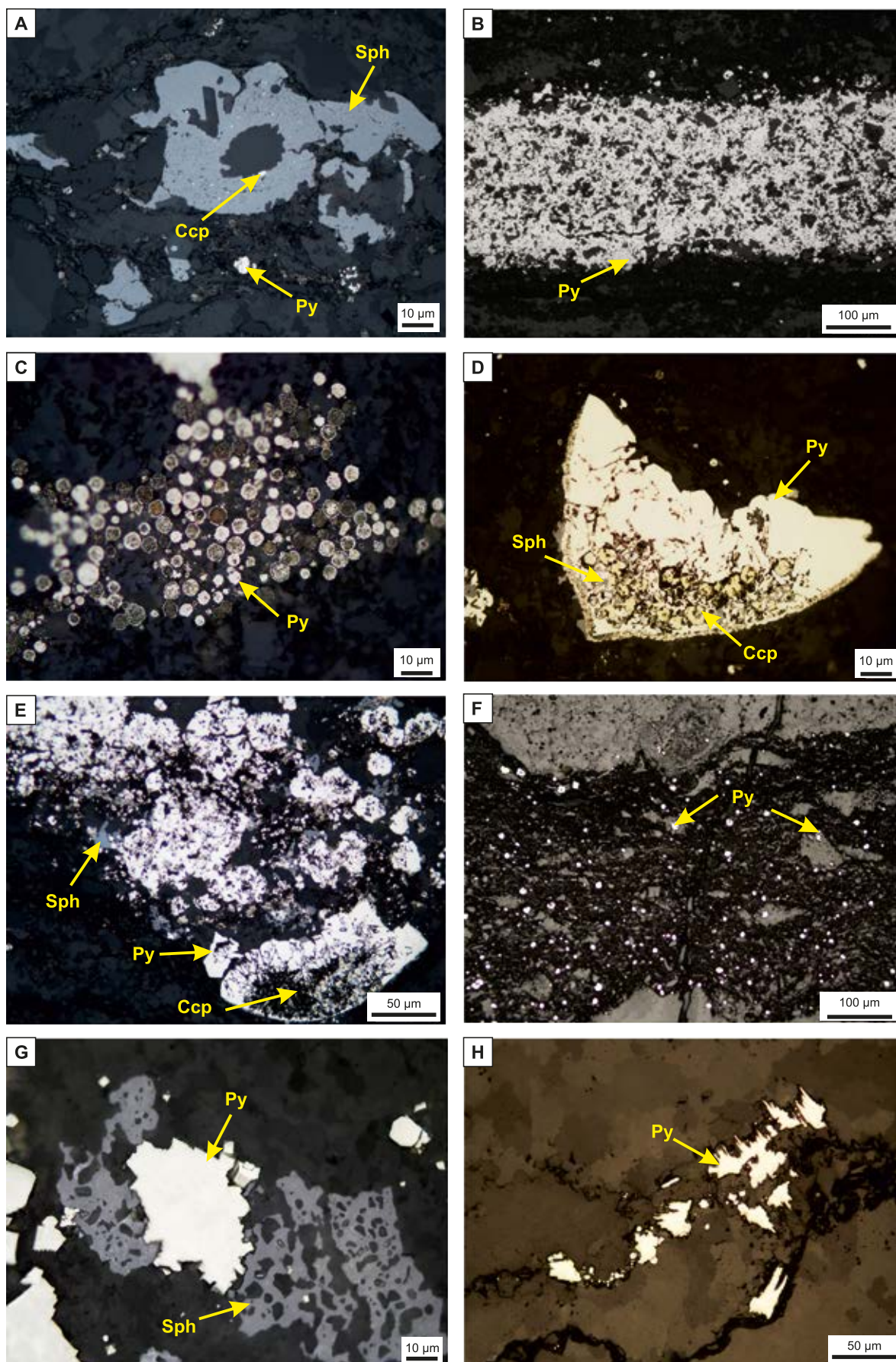
Z utworów **białego spągowca** zbadano geochemicznie w laboratorium chemicznym PIG-PIB tylko jedną zbiorczą próbkę (nr 12) z interwału 4106,0–4106,6 m (fig. 34), w której oznaczono jedynie zawartość złota w wysokości zaledwie 3 ppb (tab. 9). Dodatkowo wykonane zostały pomiary przenośnym analizatorem XRF dla 4 próbek pochodzących z piaskowców białego spągowca (próbki 11, 12, 13, 14) z interwału 4106,0–4106,9 m, niezbadanych wcześniej pod względem zawartości metali. Zawartość miedzi w utworach białego spągowca jest niska i mieści się w granicach od 0,12% do 0,32% (tab. 9). Średnia zawartość miedzi dla interwału białego spągowca wynosi zaś 0,21%. Zawartość ołowiu waha się od 0,004% w spągowych jego częściach, do 0,089% w najwyższej próbce białego spągowca (tab. 9). Zakresy zawartości i średnie arytmetyczne dla metali towa-

Fig. 33. Mikrofotografie minerałów kruszczowych z utworów białego spągowca, łupku miedzionośnego oraz wapienia cechsztyńskiego

A. Sfaleryt (Sph) zastępujący częściowo ziarna detrytyczne piaskowca w towarzystwie nielicznych wrostków chalkopiryty (Ccp) i pirytu (Py), biały spągowiec, (próbka 11, głęb. 4106,00–4106,05 m). B. Gniazdowe skupienie pirytu (Py) wydłużone zgodnie z laminacją łupku, łupek miedzionośny, (próbka 9, głęb. 4105,60–4105,65 m). C. Liczne framboidy pirytu (Py) rozproszone w tle skalnym, wapień cechsztyński (próbka 8, głęb. 4105,40–4105,60 m). D. Piryt (Py) zastępujący fragment skorupki małżoraczka z nielicznymi wrostkami chalkopiryty (Ccp) i sfaleryty (Sph), wapień cechsztyński (próbka 7, głęb. 4105,10–4105,40 m). E. Nagromadzenia pirytu (Py) w towarzystwie wprysnięć sfaleryty (Sph) i chalkopiryty (Ccp), wapień cechsztyński (próbka 7, głęb. 4105,10–4105,40 m). F. Mikrolity pirytu (Py) rozproszone w tle skalnym, wapień cechsztyński (próbka 4, głęb. 4104,20–4104,40 m). G. Skupienia pirytu (Py) i sfaleryty (Sph) zastępujące minerały węglanowe, wapień cechsztyński (próbka 3, głęb. 4104,00–4104,20 m). H. Wypełnienia wolnych przestrzeni w węglanowym tle skalnym oraz częściowe zastąpienia minerałów węglanowych przez piryt (Py), wapień cechsztyński (próbka 1, głęb. 4100,70–4100,90 m)

Photomicrographs of ore mineralization from the Weissliegend, the Kupferschiefer and the Zechstein Limestone

A. Sphalerite (Sph) replacing fragments of detrital grains accompanied by chalcopyrite (Ccp) and pyrite (Py), Weissliegend, (sample 11, depth 4106.00–4106.05 m). B. Pyrite (Py) nest concordant with shale lamination, Kupferschiefer, (sample 9, depth 4105.60–4105.65 m). C. Abundant pyrite framboids (Py) dispersed in the rock background, Zechstein Limestone, (sample 8, depth 4105.40–4105.60 m). D. Pyrite (Py) replacing the fragment of ostracoda with a few grains of chalcopyrite (Ccp) and sphalerite (Sph), Zechstein Limestone, (sample 7, depth 4105.10–4105.40 m). E. Abundant pyrite (Py) accompanied by a few sprinkles of sphalerite (Sph) and chalcopyrite (Ccp), Zechstein Limestone, (sample 7, depth 4105.10–4105.40 m). F. Pyrite micro-lites (Py) dispersed in the rock background, Zechstein Limestone, (sample 4, depth 4104.20–4104.40 m). G. Clusters of pyrite (Py) and sphalerite (Sph) replacing carbonate minerals, Zechstein Limestone, (sample 3, depth 4104.00–4104.20 m). H. Filling of voids in the carbonate rock background and partial replacement of carbonate minerals by pyrite (Py), Zechstein Limestone, (sample 1, depth 4100.70–4100.90 m)



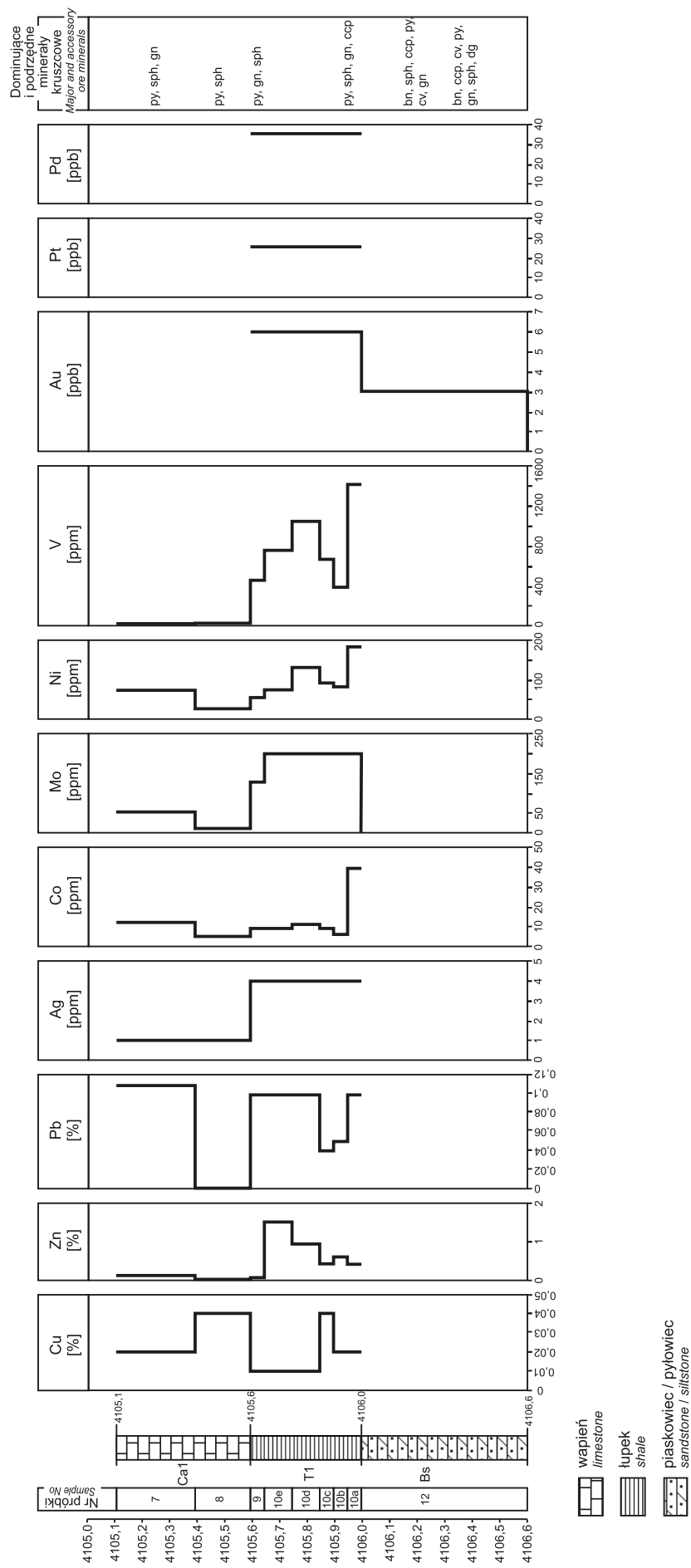


Fig. 34. Dystrybucja metali w profilu cechsztyński serii miedzionośnej

Ca1 – wapień cechsztyński; T1 – łupek miedzionośny; Bs – biały spągowiec

Distribution of metals in the Zechstein copper-bearing series

Ca1 – Zechstein Limestone; T1 – Kupferschiefer; Bs – Weissliegend.

Tabela 11

**Wyniki analizy mikrofacjalnej płytek cienkich utworów wapienia cechsztyńskiego (Ca1)
i dolomitu głównego (Ca2) w otworze Czaplinek IG1**

Results of the microfacies analysis in the Zechstein Limestone (Ca1) and the Main Dolomite (Ca2)
in the Czaplinek IG 1 borehole

Nr próbki Sample No	Litostr. Lithostr.	Głębokość [m] Depth [m]	Miąższość [m] Thickness [m]	Cu	Zn	Pb	Ag	Mo	Ni	V
				[%]			[ppm]			
11	Bs	4106,05	0,05	0,213	0,005	0,089	10	18		11
12	Bs	4106,20	0,15	0,193	0,001	0,006	8	13		10
13	Bs	4106,30	0,10	0,124	0,005	0,004	7	13	42	32
14	Bs	4106,90	0,60	0,320	0,003	0,004	10	12		8
15	CsNt	4107,15	0,25	0,420	0,006	0,000	13	6	72	52
16	CsNt	4107,25	0,10	0,650	0,009	0,002	22	10	69	80
20	CsNt	4109,10	0,50	0,001	0,008	0,000		2	101	78
22	CsNt	4109,60	0,10	0,001	0,009	0,000			94	82

rzyszających są następujące: 7–10 ppm Ag (średnio 9 ppm), 12–18 ppm Mo (średnio 14 ppm) i 8–32 ppm V (średnio 15 ppm).

Łupek miedzionośny został zbadany geochemicznie w całym interwale głęb. 4105,6–4106,0 m, z którego pobrano 6 próbek (9, 10e, 10d, 10c, 10b, 10a) (tab. 9, fig. 34). Zawartość miedzi w łupku jest bardzo niska i mieści się w granicach od 0,01% w stropie łupku miedzionośnego do maksymalnie 0,04% w jego środkowej części, a zawartość ołowiu waha się od 0,04% w środkowych częściach łupku do 0,10% w stropowych i spągowych jego partiach (tab. 9). Najwyższe zawartości osiąga cynk, w granicach od 0,36% w spągu łupku do 1,34% w górnej części łupku miedzionośnego, z wyjątkiem stropowej próbki (9), w której zawartość cynku spada do 0,05%, a ołów w niej nieznacznie przeważa nad cynkiem. Średnia arytmetyczna zawartość metali głównych w łupku miedzionośnym wynosi odpowiednio: 0,02% Cu, 0,08% Pb i 0,58% Zn. Ponadto łupek miedzionośny cechuje się najwyższymi zawartościami metali towarzyszących w profilu serii cechsztyńskiej. Zakresy zawartości i średnie arytmetyczne dla metali towarzyszących są następujące: 4 ppm Ag (średnio 4 ppm), 6–39 ppm Co (średnio 14 ppm), 128–200 ppm Mo (średnio 188 ppm), 50–168 ppm Ni (średnio 94 ppm) i 380–1410 ppm V (średnio 988 ppm). W próbce zbiorczej łupku oznaczono 6 ppb Au, 25 ppb Pt i 37 ppb Pd, a także 11 ppb Ru, 15 ppb Rh, 42 ppb Ir, 541 ppb Re oraz 60,28 ppm REE, w tym 35,65 ppm LREE, 17,92 MREE i 6,71 ppm HREE (Bechtel i in., 2001).

Wapień cechsztyński opróbowano w interwale głęb. 4105,1–4105,6 m, z którego zbadano chemicznie dwie próbki (7, 8). Nieznacznie podwyższone zawartości metali stwierdzono jedynie w górnej próbce wapienia cechsztyńskiego (7), gdzie zawartość ołowiu wynosi 0,11%, a cynku 0,10%. Dolna próbka Ca1 8) na kontakcie z łupkiem miedzionośnym zawiera śladowe ilości Cu (0,04%) i Zn (0,01%). Średnia arytmetyczna zawartość dla metali głównych w zbadanym

interwale wapienia cechsztyńskiego wynosi odpowiednio: 0,03% Cu, 0,05% Pb i 0,05% Zn. Zakresy zawartości i średnie arytmetyczne dla metali towarzyszących są następujące: 1 ppm Ag (średnio 1 ppm), 5–12 ppm Co (średnio 8 ppm), 10–52 ppm Mo (średnio 31 ppm), 24–67 ppm Ni (średnio 45 ppm) i 15–20 ppm V (średnio 17 ppm). Próbki pochodzące z wapienia cechsztyńskiego nie zostały poddane analizom chemicznym na metale szlachetne.

W najwcześniejszych opracowaniach dotyczących występowania mineralizacji cechsztyńskiej na obszarze północno-zachodniej Polski (Rydzewski i in., 1985; Rydzewski, Oszczepalski, 1987, 1990) dokonano pierwszych ocen zasobowych, włącznie z obszarem pomorskim (fig. 31). Od czasu utworzenia bazy danych i przygotowania programów ich przetwarzania (Oszczepalski, Rydzewski, 1989) możliwa stała się cyfrowa konstrukcja map ilościowych, prezentujących obszary perspektywiczne na obszarze przedśudeckim (Oszczepalski, Rydzewski, 1993, 1997; Oszczepalski, Speczik, 2011; Oszczepalski, Chmielewski, 2015; Mikulski i in., 2016; Oszczepalski i in., 2016). Regionalna analiza rozpręstrzenienia mineralizacji kruszcowej na całym obszarze występowania cechsztynu w Polsce pozwoliła na usytuowanie rejonu Czaplinka w obrębie cynkonośnej strefy metalicznej, w której dominuje mineralizacja piritowo-sfalerytowo-galenowa z podrzędnym chalkopiritem (Oszczepalski, Rydzewski, 1995, 1996, 1997). Badania wykonane w ramach opracowania rozdziału uzupełniły wiedzę na temat składu minerałów kruszczowych, wykazując obecność także takich siarczków, jak bornit, digenit i kowelin. Jednak w badanym otworze nie stwierdzono występowania bogatej mineralizacji kruszcowej. Uzyskane wyniki stanowią potwierdzenie wcześniejszych ocen uznających strefę pomorską za negatywną dla poszukiwań cechsztyńskich rud metali o znaczeniu ekonomicznym, zarówno ze względu na niskie zawartości metali, jak i znaczną głębokość zalegania spągu utworów serii miedzionośnej przekraczającą 4000 m.

Marek JASIONOWSKI, Ewelina KRZYŻAK

**WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH I MIKROFACJALNYCH DOŁOMITU GŁÓWNEGO (Ca₂)
W OTWORZE WIERTNICZYM CZAPLINEK IG 1**

Wstęp

Badania petrograficzne i mikrofacjalne przeprowadzono na podstawie analizy w mikroskopie polaryzacyjnym 37 płytek cienkich zakrytych i barwionych alizaryną z dolomitu głównego (Ca₂), pochodzących z kolekcji NAG (tab. 10 – znajduje się w kieszeni na końcu książki). Próbki na szlify zostały pobrane z interwału głęb. 3858,2–3870,8 m (głębokości szlifów wg miary wiertniczej).

**Charakterystyka petrograficzna
i mikrofacjalna dolomitu głównego (Ca₂)**

Dolomit główny ma miąższość ok. 12,5 m (3872,5–3885,0 m wg miary geofizycznej, 3858,1–3870,8 m wg miary wiertniczej). Tworzą go wyłącznie madstony, z reguły silnie margliste, tj. bardzo wzbogacone w substancję ilasto-bitumiczną (niekiedy są to nieomal łupki ilaste) (fig. 35, tab. 10). Madstony te są wykształcone w dwóch subfacjach

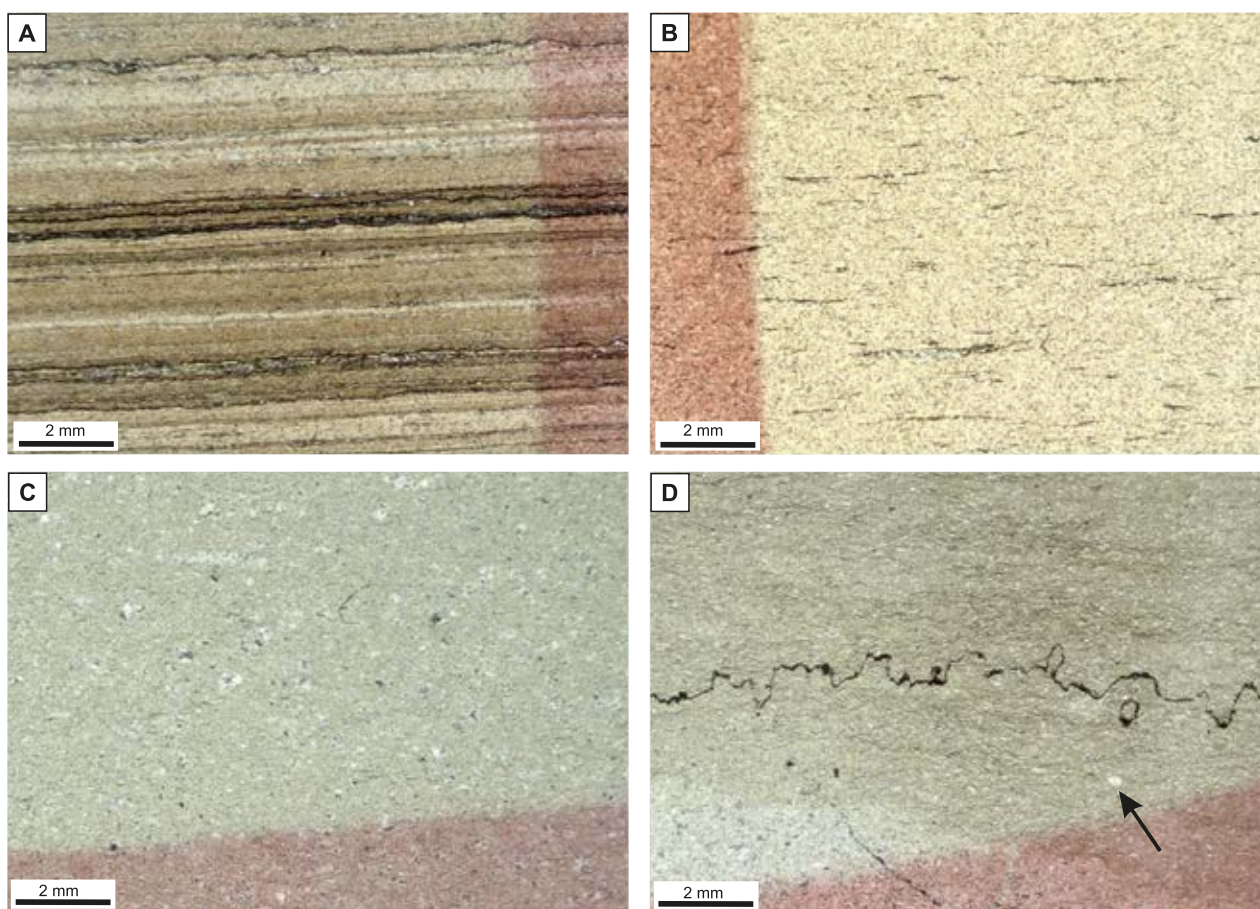


Fig. 35. A. Laminowany horyzontalnie madston (obecnie zrekrystalizowany do drobnego sparytu) z licznymi ciemnymi laminami ilastymi i ziarnami drobnego kwarcu, widoczne liczne inicjalne szwy stylolitowe równoległe do laminacji (szlif 35, głęb. 3869,5 m). B. Madston o słabo zaznaczonej smużystej laminacji (zrekrystalizowany do drobnego sparytu) (szlif 28, głęb. 3866,6 m). C. Bezstrukturalny madston (mikryt z licznymi „wprysnięciami” drobnego sparytu) (szlif 17, głęb. 3863,8 m). D. Madston o nieregularnej/smużystej laminacji (podkreślonej dużą domieszką ciemnej substancji ilasto-organicznej) z ziarnami drobnego kwarcu, pojedynczymi bioklastami (strzałka) i horyzontalnym szwem stylolitowym (szlif 24, głęb. 3865,1 m). Płytki cienkie barwione alizaryną (na części powierzchni – różowe obszary wskazujące na kalcytowa mineralogię); skrzyżowane polaryzatory

A. Horizontally laminated mudstone (now recrystallized to fine sparite), with numerous dark clay laminae and grains of fine quartz, numerous initial stylolite seams parallel to the lamination are visible (thin section 35, depth 3869.5 m). B. Mudstone (recrystallized to fine sparite) with faint streaky lamination (thin section 28, depth 3866.6 m). C. Massive mudstone (micrite with numerous patches of fine sparite) (thin section 17, depth 3863.8 m). D. Mudstone with faint irregular/flaser lamination (highlighted by an admixture of dark clay-organic matter) containing grains of fine quartz and single bioclasts (arrow), and with a horizontal stylolite (thin section 24, depth 3865.1 m). Thin sections stained by alizarin (on part of the surface – pink areas indicate calcite mineralogy); crossed polarizers

wzajemnie się przewarstwiających – są albo laminowane horyzontalnie (fig. 35A), albo mniej lub bardziej masywne (co najwyżej z lekko zaznaczoną smużyistością) (fig. 35B, C, D).

Madsony zawierają liczne ziarna pyłu kwarcowego (fig. 35A, D) oraz niekiedy rozproszone drobne kryształy autigenicznego pirytu. Niekiedy spotyka się szwy stylolitowe przebiegające równolegle do laminacji (fig. 35A, D). Omawiane utwory w większości uległy rekrystalizacji do mikrosparytu (rzadko do sparytu) (fig. 35A, B). Mineralogia

całego profilu Ca₂ jest kalcytowa (za wyjątkiem najniższej części – jedna płytka cienka z głęb. 3870,8 m), gdzie dominuje zdecydowanie dolomit (dolomikryt z pojedynczymi rozproszonymi drobnymi kryształami kalcytu i nielicznymi żyłkami kalcytowymi)). Dość często występują żyłki kalcytowe prostopadłe do laminacji.

W utworach tych szczątki organiczne są bardzo nieliczne. Stwierdzono pojedyncze otwornice bentoniczne i nieidentyfikowalne bioklasty (fig. 35D).

Anna BECKER

TRIAS

LITOLOGIA, STRATYGRAFIA, ZARYS PRZEBIEGU SEDYMENTACJI I ASPEKTY REGIONALNE TRIASU

Stratygrafię triasu w otworze Czaplinek IG 1 opracowały Maria Franczyk i Anna Szyperko-Teller, sporządzając szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny do dokumentacji wynikowej otworu (w Szyperko-Teller, Raczyńska, 1981). Profil triasu był rdzeniowany w bardzo niewielkim zakresie. Materiał rdzeniowy pobrano jedynie z dolnego i środkowego pstręgo piaskowca (najniższy trias), rdzeniując odpowiednio 13% i 6% tych jednostek. Interpretacja litologii i stratygrafii opiera się zatem w znacznym stopniu na pomiarach geofizyki otworowej, a w wyższej części profilu triasu jest to jedyne źródło danych.

W dokumentacji wynikowej otworu, na której opiera się niniejsze opracowanie, trias został wydzielony na głęb. 626,0–2635,0 m, jednak kompleks na głęb. 2603,0–2635,0 m został zaliczony później do formacji rewalskiej (Szyperko-Teller, 1987), która jest datowana na najwyższy perm (Wagner, 2008). Należy jednak podkreślić, że ze względu na brak danych chronostratygraficznych z otworu, granice systemu i oddziałów są przybliżone granicami litostratygraficznymi zgodnie z wynikami badań regionalnych podsumowanych w Tabeli Stratygraficznej Polski (Wagner, red., 2008). Dane biostratygraficzne potwierdzające triasowy wiek omawianej sukcesji pozyskano z pobliskich otworów Czaplinek IG 2 oraz Piła 1/IG 1. W obu otworach w górnym pstrym piaskowcu występuje zespół palinomorf, odpowiadający zonie Voltziaceasporites heteromorpha, datowanej na przełom oleneku i anizyku, a w otworze Piła 1/IG 1 w warstwach zbąszyneckich i jarkowskich występuje ponadto zespół palinomorf, odpowiadający zonie Corollina meyeriana, datowanej na noryk (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985, w Żelichowski, red., 1985). Weryfikacja stratygrafii triasu przeprowadzona w niniejszym opracowaniu objęła również przesunięcie ku górze stropu triasu środkowego, lokalizując go w stropie kajpru dolnego, a nie jak w dokumentacji wynikowej stropem wapienia muszlowego. Zrezygnowano także z wydzielania retyku jako jednostki litostratygraficznej, włączając zaliczone do niego utwory do grupy kajpru (patrz Wagner, 2008). Doprecyzowano litostratygrafię pstręgo piaskowca wprowadzając pojęcie formacji

barwickiej oraz nieustanowionej formalnie „formacji” ilastej oraz wydzielając ogniwa: siecińskie, iłowców z Czaplinka, świnińskie, trzebiatowskie i drawskie (Szyperko-Teller, 1982; Szyperko-Teller i in., 1997).

Rejon Czaplinka znajdował się w osiowej strefie mezozoicznego basenu Niżu Polskiego (Becker, Szulc, 2017; Leszczyński, 2023), tworzącego wschodnią część epikontynentalnego basenu centralnej Europy (inaczej południowego basenu permskiego, np. Bachmann i in., 2010). Miąższość triasu w otworze Czaplinek IG 1 wynosi 1977,0 m, z czego 1349,5 m przypada na grupę pstręgo piaskowca, 161,5 m – na grupę wapienia muszlowego i 466,0 m – na grupę kajpru. Charakterystyczna jest znacząca redukcja profilu kajpru, a zwłaszcza kajpru środkowego, w którym bezpośrednio na warstwach gipsowych dolnych zalegają prawdopodobnie warstwy zbąszyneckie. Litostratygrafia najwyższej części profilu kajpru nie jest do końca ustalona ze względu na brak rdzeni i charakterystycznych horyzontów litologicznych (patrz Franczyk w Szyperko-Teller, Raczyńska, 1981).

Pstry piaskowiec zbudowany jest z czterech formacji: bałtyckiej, pomorskiej, ilastej i barwickiej, przy czym „formacja” ilasta nie została ustanowiona formalnie (Szyperko-Teller, 1982; Szyperko-Teller i in., 1997). Formacja bałtycka, stanowiąca pstry piaskowiec dolny, tworzy dość jednolity kompleks iłowcowo-mułowcowy o miąższości 360,5 m. Na podstawie opisów rdzeni kompleks ten można podzielić na dwie części. W dolnej, na głęb. 2398,0–2603,0 m, przeważają iłowce ciemnobrązowe, podrzędnie szare ze smugami, soczewkami i przewarstwieniami wapieni marglistych. Natomiast na głęb. 2242,5–2398,0 m dominują czerwonoróżowe mułowce, przechodzące w iłowce, z konglomeratami anhydrytowymi, kulistymi odbarwieniami, a w najwyższej części z przewarstwieniami mułowców dolomitycznych. Wykształcenie takie świadczy o zmianie warunków sedymentacji osadów deponowanych początkowo pod stałym przykryciem wody w środowisku lagunowym o podwyższonym zasoleniu, a później w środowisku równi mułowej permanentnie podlegającej wysychaniu (por. Szyperko-Teller i in., 1997; Iwanow, Kiersnowski, 1998; Bec-

ker, 2014). Formacja pomorska i „formacja” ilasta składają się razem na pstry piaskowiec środkowy o miąższości 801,5 m, co wskazuje na położenie otworu w strefie o największych miąższościach tej podgrupy (Szyperko-Teller i Moryc, 1988). Formacja pomorska, o miąższości 320,5 m, rozpoczyna się charakterystycznym piaskowcowo-mułowcowo-węglanowym ogniwem piaskowca drawskiego. W rdzeniu wydobytym z tego ognia piaskowce są drobnoziarniste, miejscami mułowcowe, wapniste, o barwie czerwonoróżowej i jasnoszarej, niewyraźnie warstwowane poziomo lub faliście, a grubsze przewarstwienie brązowego iłowca pyłowego zawiera liczne drobne konkrety anhydrytu. Wyżej, do głęb. 2068,5 m, w formacji pomorskiej dominują mułowce i iłowce, miejscami wapniste, o barwie brązowej do czerwono-brązowej, podrzędnie szare z soczewkami, laminami lub bardzo cienkimi przewarstwieniami mułowców dolomitycznych lub dolomitów marglistych oraz z drobnymi konkretykami anhydrytowymi. Przewarstwienia węglanowe dominują w środkowej części opisywanego odcinka profilu. Na głęb. 2008,5–2068,5 m występuje kolejny, charakterystyczny dla regionu, kompleks piaskowcowo-mułowcowo-węglanowy, tworzący spągową część ognia trzebiatowskiego, w dokumentacji wynikowej wydzielanego jako „seria pomorska górna” (Szyperko-Teller w Szyperko-Teller, Raczyńska, 1981; Szyperko-Teller, 1982). Kompleks ten charakteryzuje się wyraźnie mniejszym udziałem piaskowców niż ogniwo piaskowca drawskiego, a dominują barwy czerwono-brązowe do ciemnoczerwonych. Najwyższą część formacji tworzą szarofioletowe i szare iłowce i mułowce z przewarstwieniami i nieregularnymi soczewkami skał węglanowych, głównie wapieni marglistych. Leżąca wyżej „formacja” ilasta wykształcona jest aż do głęb. 1551,0 m jako naprzemianległe przewarstwienia mułowców, iłowców i piaskowców o zmiennym udziale każdego z trzech typów litologicznych. Przewarstwienia piaskowców z reguły nie przekraczają 2 m miąższości, a sumarycznie nie przekraczają 1/3 miąższości całej formacji. Taki udział piaskowców nie pozwala na zaliczenie tej sukcesji do formacji połczyńskiej (Szyperko-Teller, 1982). Wykształcenie litologiczne tego odcinka profilu wykazuje cechy przejściowe między klasyczną piaskowcową formacją połczyńską (np. otwór Połczyn IG 1, Szyperko-Teller, 1982) a klasyczną „formacją” ilastą (np. otwór Brześć Kujawski IG 1, Feldman-Olszewska, 2008). Najwyższą część środkowego pstrego piaskowca tworzy ogniwo świdwińskie. Ma ono wyraźną dwudzielną budowę. Rozpoczyna je niespełna 60-metrowy kompleks piaskowców z nielicznymi przewarstwieniami mułowców i iłowców, przechodzący ku górze w ok. 50-metrowy kompleks iłowcowo-mułowcowy z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców. Formacja pomorska deponowana była w nieco głębszej, bardziej otwartej lagunie niż formacja bałtycka, z dwoma epizodami litoralnej depozycji piaskowcowo-węglanowej. „Formacja” ilasta deponowana była na równi aluwialnej, w jej dystalnej strefie. Jedynie ogniwo świdwińskie wykazuje cechy bardziej dojrzałej fazy rozwoju systemu aluwialnego systemu aluwialnego z wyraźnie rozdzielonymi członami zdominowanymi przez utwory stożka napływowego i równi mułowej (por. Szyperko-Teller i in., 1997; Iwanow, Kier-

snowski, 1998; Becker, 2005). Kończąca profil pstrego piaskowca formacja barwicka jest zdominowana przez utwory iłowcowe i mułowcowe. W najniższej części tej formacji występują przewarstwienia piaskowców do 5 m miąższości, a wyżej występuje charakterystyczny kompleks z licznymi przewarstwieniami dolomitów i konkretykami anhydrytów ognia iłowców z Czaplinka (Szyperko-Teller, 1982). Środkową część omawianej formacji tworzy iłowcowo-mułowcowy kompleks z przewarstwieniami wapieni w niższej części, a piaskowców w części wyższej. Profil formacji barwickiej zamyka ogniwo siecińskie zbudowane z szarych wapieni marglistych i iłowców, tworząc przejściową sukcesję do wapienia muszlowego. Formacja barwicka deponowana była w środowisku równi brzegowej, sebhzy i otwartej laguny w reżimie transgresywnym (por. Szyperko-Teller i in., 1997; Iwanow, Kiersnowski, 1998; Szulc, 2000).

Wapień muszlowy osiąga w otworze Czaplinek IG 1 miąższość 161,5 m i charakteryzuje się znaną w regionie trójdzielnością (Gajewska, 1987). W jego dolnej części dominują wapień margliste i margle, w środkowej przeważają iłowce i dolomity z podrzędnie występującymi anhydrytami, a w górnej powracają wapień, które ku górze przechodzą w iłowce. Sukcesja ta deponowana była w obrębie płytkiego szelfu węglanowo-klastycznego, o wyraźnie ograniczonej wymianie wód z otwartym oceanem w środkowej części i wzmożonej dostawie materiału terygenicznego podczas regresji kończącej jej depozycję (np. Gajewska i in., 1997; Szulc, 2000).

Kajper, o miąższości 466,0 m jest wyraźnie dwudzielną. Dolna i środkowa jego część (warstwy sulechowskie – warstwy zbąszyneckie) są zdominowane przez iłowce, podczas gdy jego część górna (warstwy wielichowskie z *Trileites*) to zwarty kompleks piaskowcowy z nielicznymi przewarstwieniami iłowców. Dla warstw sulechowskich kajpru dolnego, o miąższości 134,5 m, charakterystyczne są cienkie przewarstwienia piaskowców. Sukcesja deponowana była w środowisku fluwialno-deltowym w obrębie równi zalewowej (por. Iwanow, Kiersnowski, 1998). Wśród iłowców warstw gipsowych dolnych pojawiają się konkrety i przewarstwienia anhydrytów oraz przewarstwienia dolomitów, świadczące o zmieniającym się poziomie nawodnienia równi mułowej, na której deponowane były osady (playa sucha vs. playa mokra, por. np. Franz i in., 2021). Pomiędzy warstwami gipsowymi dolnymi i warstwami zbąszyneckimi brakuje co najmniej piaskowca trzcinowego i warstw gipsowych górnych, których miąższość w położonym 36 km na południe otworze Piła 1/IG 1 wynosi 265,5 m. Można zatem przypuszczać, że w profilu kajpru środkowego występuje wiele luk stratygraficznych, których położenie nie jest proste do wyinterpretowania w jednolitej sukcesji ilastej i może nie być ograniczone tylko do jednego konkretnego horyzontu, jak to sugeruje obecnie przyjmowany podział litostratygraficzny. Warstwy zbąszyneckie wykształcone są jako iłowce, miejscami dolomityczne z przewarstwieniami dolomitów, deponowane na równi aluwialnej z poziomami gleb inicjalnych typu dolocrete (por. Iwanow, 1998; Szulc, 2000). Piaskowcowe warstwy wielichowskie reprezentują zaś osady korytowe do brze rozwiniętego systemu fluwialnego. Ich wykształcenie

w otworze Piła 1/IG 1 wskazuje na istnienie bogatej szaty roślinnej, rozwiniętej dzięki znacznemu zwilgotnieniu klimatu (patrz Becker, w przygotowaniu).

Z rozkładu miąższości poszczególnych sukcesji litologicznych (fig. 36) wynika, że depozycja triasu w rejonie Czaplinka IG 1 i Piły 1/IG 1 była kontrolowana tektonicznie. W obu otworach miąższość całego systemu jest bardzo zbliżona, podczas gdy miąższości pstrego piaskowca i kajpru znacząco się różnią. Różnice te dotyczą w szczególności środkowego pstrego piaskowca oraz środkowego kajpru (fig. 36). Sytuację dobrze oddaje odmienny rozkład miąższości, w tym odmiennie trendy jej wzrostu, widoczne na mapach dolnego i górnego triasu, które ilustrują pośrednio rozkład miąższości odpowiednio pstrego piaskowca i kajpru (fig. 37A, B). We wczesnym triasie rejon Czaplinka IG 1 charak-

teryzowała silna subsydencja i możliwość depozycji miąższego kompleksu osadów, podczas gdy w późnym triasie rejon ten znalazł się w strefie o obniżonej subsydencji. Odwrotną sytuację zaobserwować można w rejonie Piły 1/IG 1. Oba otwory są położone w strefie występowania struktur solnych (fig. 37C), co sugeruje, że mechanizmem kontrolującym depozycję triasu była halokineza (patrz np. Krzywiec, 2004). Zróżnicowanie zmian miąższości w czasie, odmienne dla obu sąsiadujących rejonów, może być związane z różnym czasem inicjacji struktur, sąsiadujących z omawianymi otworami (Krzywiec, 2004; Rowan i Krzywiec, 2014; Wąrszka i in., 2019). Na fluktuacje tempa subsydencji mogła mieć również wpływ aktywność systemu uskoku rozdziałających obszary/rejony, na których znajdują się te otwory (fig. 37C).

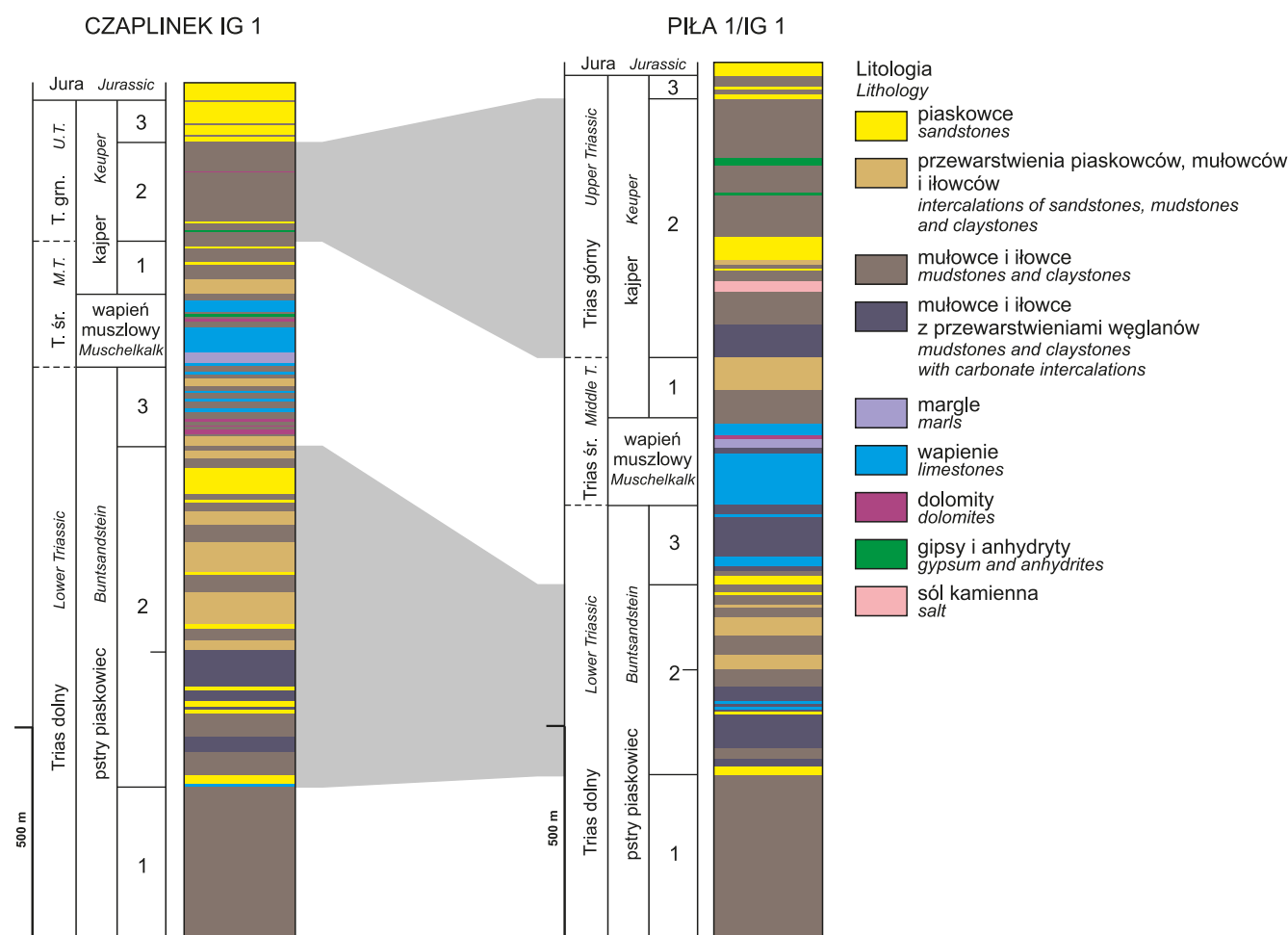
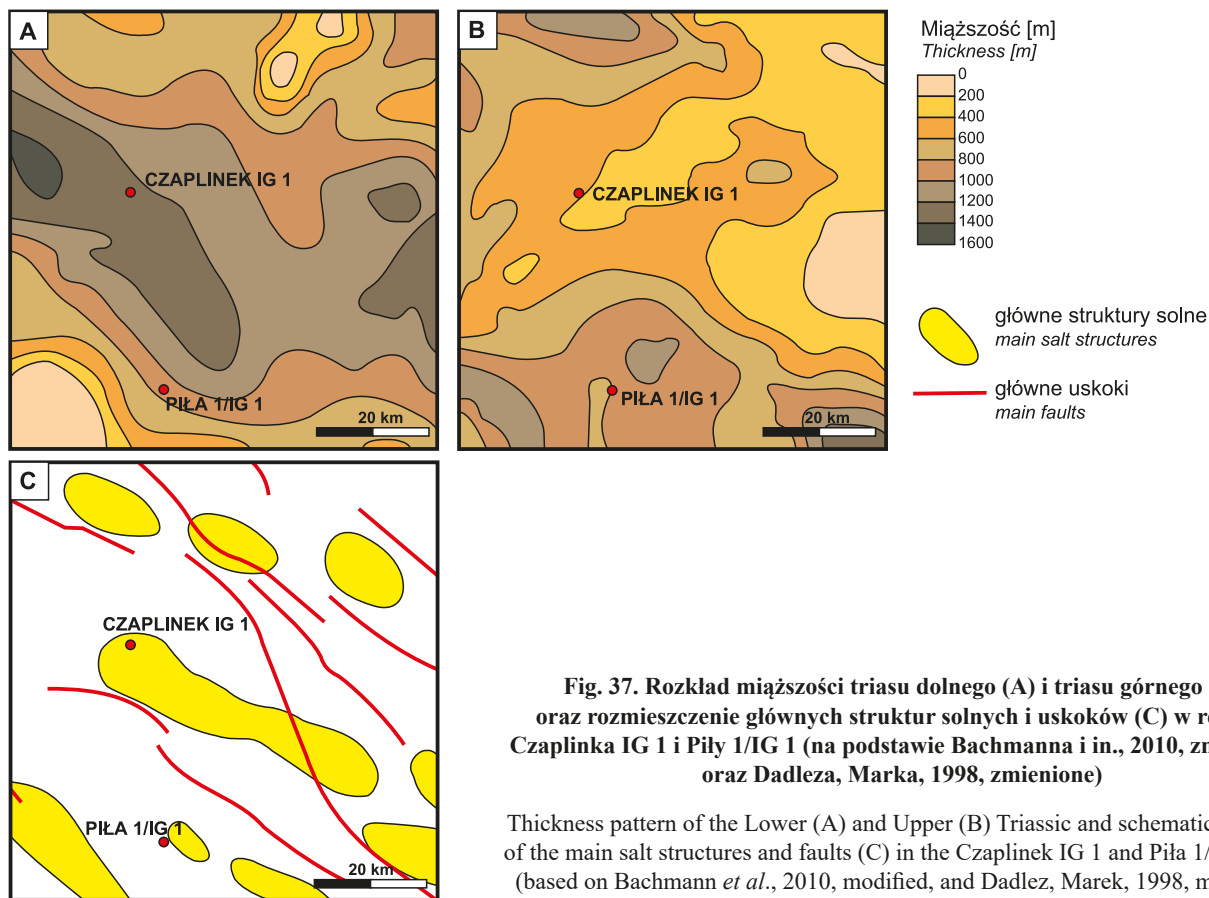


Fig. 36. Uproszczone profile litologiczno-stratygraficzne triasu otworów Czaplinek IG 1 i Piła 1/IG 1 (na podstawie Szyperko-Teller, Raczyńskiej, 1981 ze zmianami i Żelichowskiego, 1985 ze zmianami)

Na szaro podkreślono korelację jednostek litostratygraficznych o wyraźnie zróżnicowanej miąższości; 1 – dolny, 2 – środkowy, 3 – górny

Simplified lithologic and stratigraphic logs of the Triassic in the Czaplinek IG 1 and Piła 1/IG 1 boreholes (based on Szyperko-Teller and Raczyńska, 1981, modified, and Żelichowski, 1985, modified)

In grey – correlation of lithostratigraphic units with clearly variable thickness; 1 – lower, 2 – middle, 3 – upper



Grzegorz PIENKOWSKI

JURA

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA JURY DOLNEJ – GRUPA KAMIENNEJ

W otworze Czaplinek IG 1 utwory jury dolnej są ścięte od góry powierzchnią erozyjną, zachowała się tylko ich dolna część miąższości 414,5 m, przypisana do hetangu i synemuru. Interpretacja chrono- i litostratygraficzna nierdzeniowanej serii jury dolnej w wierceniu Czaplinek IG 1 jest oparta na porównaniu do oddalonego o ok. 80 km na północny zachód pełnordzeniowanego profilu otworu Mechowo IG 1 (Pieńkowski, 2004). Profil dolnej jury w otworze Mechowo IG 1 zawiera wszystkie formacje i sekwencje depozycyjne wyróżnione w basenie polskim (Pieńkowski, 2004), skorelowane przy użyciu stratygrafii sekwencyjnej (Pieńkowski, 2004; Barth i in., 2018), a ostatnio także za pomocą porównania izotopowych krzywych węglowych z Kaszew i Mochras (Wielka Brytania) oraz wskaźników paleontologicznych (Pieńkowski, 2014; Pieńkowski i in., 2020). W zachowanym profilu Czaplinka można wyróżnić 3 dolne litoformacje Grupy Kamiennej (w ujęciu litostratygraficz-

nym, kolejno od dołu): formacja zagajska, skłobska i ostrowiecka. Formacja zagajska jest pochodzenia lądowego (są to głównie piaskowce), formacje skłobska i ostrowiecka są głównie pochodzenia marginalno-morskiego (piaskowce i ogólnie ujęte skały mułowcowe). W przypadku formacji skłobskiej i ostrowieckiej partie heterolityczno-mułowcowe mogą (choć nie zawsze) wiązać się z powierzchniami zalewów obserwowanymi w Mechowie. Jedyne fragment rdzenia z przedziału głęb. 355,0–360,6 m (formacja ostrowiecka) to zbiturbowany heterolit piaszczysty i piaskowiec drobnoziarnisty, co taką interpretację może potwierdzać. Generalnie profil w otworze Czaplinek IG 1 jest on bardziej piaszczysty niż w Mechowie. Przy braku materiału rdzeniowego wiarygodna interpretacja genetyczno-facjalna w profilu Czaplinek IG 1 jest trudna. Zaproponowany podział litostratygraficzny i chronostratygraficzny dla utworów dolnej jury w otworze Czaplinek IG 1 jest więc wysoce hipotetyczny.

KENOZOIK

Paweł URBAŃSKI

PALEOGEN I NEOGEN W REJONIE OTWORU CZAPLINEK IG 1

Paleogen

Ze względu na zgeneralizowany i bazujący na charakterystyce próbek okrucowych opis profilu litologicznego utworów kenozoicznych, znajdujący się w dokumentacji wynikowej otworu Czaplinek IG 1, zaprezentowany w tym tomie opis litologii poszczególnych jednostek litostratigraficznych uzupełniono na podstawie danych z pobliskich otworów kartograficznych – Czaplinek 1, Czaplinek 3, Czaplinek 4, Czaplinek GEO-2, Sypniewo 463, Budy 1.

Najstarszymi utworami paleogenu nawierconymi w otworze Czaplinek IG 1 są osady **formacji czempińskiej**, młodszej części oligocenu dolnego (170,0–211,5 m; miąższość 41,5 m), wykształcone w postaci piasków drobnoziarnistych i pylastych z wkładkami mułków i ilowców. Są to piaski kwarcowo-glaukonitowe lub glaukonitowo-kwarcowe-łyszczkowe. W podobnych utworach w profilach otworów Czaplinek 1 i Czaplinek GEO-2 także występują wkładki węgla brunatnego, stanowiące ekwiwalent V pokładu czempińskiego (Ciuk, 1974). Formacja czempińska zbudowana jest z osadów lądowych oraz brakiczno-morskich, facjalnie wzajemnie zazębiających się. Przewaga piasków w jej profilu świadczy o udziale ingresji morskiej w tworzeniu się tych osadów.

Osady przejściowe od oligocenu dolnego do górnego reprezentuje **formacja mosińska górna** (146,5–170,0 m; miąższość 23,5 m), stwierdzona w otworze Czaplinek IG 1. W profilu tej formacji dominują osady mułowcowo-ilaste z dużą ilością miki. Osady te powstały zapewne w warunkach płytkomorskich, w trakcie regresji morskiej na granicy rupelu i szatu.

Neogen

W spągu profilu neogenu występuje **formacja gorzowska** (89,0–146,5 m; miąższość 57,5 m) należąca do miocenu dolnego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). Formacja gorzowska stanowi odpowiednik formacji rawickiej. Jej wydzielenie jako odrębnej, nieformalnej jednostki litostratigraficznej zaproponowali M. Piwocki i M. Ziemińska-Tworzydło (1995) dla wyróżnienia dolnomiocenckiego horyzontu piasków kwarcowych. Formacja gorzowska złożona jest głównie z osadów piaszczystych (ok. 85%), a pozostałą część stanowią mułki i sporadycznie ily, soczewy węgla brunatnego oraz żwiru. Są to szaro-brunatne, szare i jasnoszare, bezwapienne, drobnoziarniste i średnioziarniste, rzadziej gruboziarniste piaski kwarcowe, często z licznymi blaszkami jasnego łyszczyku i sporadycznie z drobnymi ziarnami glaukonitu (Piwocki i in., 2004). Na formację gorzowską składają się osady lądowe

wych środowisk sedymentacyjnych: rzecznych, jeziornych i bagiennych.

Rozwój sedymentacji w paleogenie i neogenie w rejonie otworu wiertniczego Czaplinek IG 1

Paleogen

Na początku późnego eocenu na omawiany obszar dotarła transgresja morska z basenu medyterańskiego zachodniej Europy. Na obszarze zachodniej Polski morze to miało charakter epikontynentalny. Przez obszar płytczyn i archipelagów wysp na wale śródpolskim ciepłe wody z obszaru zachodniej Europy mieszały się z chłodniejszymi wodami z obszaru północno-wschodniej Polski, na co wskazuje wymiana ciepło- i zimnolubnych zespołów otwornicowych (Pożaryska, Odrzywolska-Bieńkowska, 1977). Pod koniec eocenu na omawianym obszarze zaznaczyła się krótkotrwała ingresja morska o charakterze pulsacyjnym, a po jej ustąpieniu na obszarach lądowych nastąpił rozwój procesów erozyjnych, które w rejonie Czaplinka miejscami zniszczyły stosunkowo cienkie osady eocenske.

Kolejna transgresja – oligocenska, postępująca od zachodu, w najniższym rupelu rozwijała się w kilku fazach, na co wskazuje wymiana ciepło- i zimnolubnych zespołów otwornicowych (Burchardt, 1978; Odrzywolska-Bieńkowska, Pożaryska, 1978). Systemy depozycyjne wysokiego poziomu morza są reprezentowane przez piaski kwarcowo-glaukonitowe formacji mosińskiej dolnej i mosińskiej górnej. Ciąg progradujących transgresyjnych systemów depozycyjnych rozpoczynają osady formacji mosińskiej dolnej. W spągu tej formacji występuje transgresywna wkładka żwiru kwarcowego. Leżące wyżej utwory formacji czempińskiej mają charakter brakiczny i są związane z częściową regresją i spłyceniem zbiornika morskiego. Niewielki epizod transgresywny, kończący sedymentację paleogenu na obszarze północno-zachodniej Polski, nastąpił po osadzeniu się utworów formacji czempińskiej. W jego wyniku powstały osady formacji mosińskiej górnej. Ostateczną regresję morską na Niżu Polskim wyznacza poziom piasków kwarcowych z glaukonitem formacji leszczyńskiej, które powstawały na pograniczu rupelu i szatu lub we wczesnym szacie. Przez pozostałą część szatu na omawianym obszarze panowały warunki lądowe.

Neogen

W rejonie otworu Czaplinek IG 1 najstarsze utwory miocenu, zaliczane do formacji gorzowskiej, powstały w środowisku lądowym na obszarze równi aluwialnej. Gru-

boziarniste piaski i żwiry pochodzące ze Skandynawii są pozostałościami dawnej sieci rzecznej docierającej od północy i północnego-wschodu do zbiornika sedymentacyjnego NW Europy.

Leżące powyżej, należące do hemmoru górnego i reinbeku dolnego, utwory formacji krajeńskiej powstały w warunkach kontynentalnych na rozległej równi aluwialnej, na której rozwijały się bagna i torfowiska węglotwórcze. Z rozwojem powyższych środowisk związane było powstanie II pokładu łuzickiego węgla brunatnego. Zapisem sedymentacyjnym meandrujących traktów fluwialnych są występujące w osadzie soczewy piasków ze żwirem. Spektrum pyłkowe osadów świadczy o ociepleniu klimatu: w wilgotnym klimacie ciepło-umiarkowanym dominowały lasy bagienne i zbiorowiska zaroślowe torfowisk, a wyżej położone tereny były zajęte przez mezofilne lasy liściaste ze znacznym udziałem

roślin wiecznie zielonych (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Ważyńska, 1998).

W późnym reinbeku deponowane były utwory formacji pawłowickiej, które powstały na obszarze równi aluwialnej. W langenfeldzie ponownie dominowała tu sedymentacja w środowisku równi aluwialnej. W nieco chłodniejszym, lecz nadal wilgotnym klimacie, w środowisku o bardzo niskiej energii wód osadzały się mulki i iły należące do formacji poznańskiej. Jednak na większej części obszaru, włącznie z rejonem Czaplinka, utwory te nie osadziły się lub zostały one zerodowane.

Wyżej położone tereny nadal były porastane przez las mezofilny. W najmłodszym miocenie i w pliocenie na omawianym obszarze panowały warunki lądowe zdominowane przez procesy erozji i denudacji.

Joanna RYCHEL

KORELACJA STRATYGRAFICZNA OSADÓW CZWARTORZĘDU W REJONIE OTWORU WIERTNICZEGO CZAPLINEK IG 1

Otwór badawczy Czaplinek IG 1 został wykorzystany (nr 22 – numery wg SMGP) przy opracowaniu *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000* (SMGP) ark. Szwecja (Chachaj, Nowak, Szałajdewicz, 2006, 2007) i jest usytuowany w obrębie wydzielania powierzchniowego piasków i żwirów wodnolodowcowych na glinach zwałowych w bliskim sąsiedztwie otworu Nadarzyce (otw. 23) (fig. 38). Położony jest na wysokości 127,5 m n.p.m. na mało urozmaiconej powierzchni Równiny Wałeckiej (Kondracki, 2000) między dolinami rzek Piławy na zachodzie i Płytnicy na wschodzie.

W profilu pionowym utworów czwartorzędowych badanego otworu udokumentowano 89 m osadów plejstocénskich w postaci na przemian leżących warstw glin zwałowych i piasków wodnolodowcowych. Są to od dołu ku górze gliny zwałowe o miąższości 1,5 m (głęb. 87,5–89,0 m), następnie piaski różnoziarniste ze żwirem skał krystalicznych (skandynawskich) o miąższości 10,5 m (głęb. 77,0–87,5), w dalszej kolejności glina zwałowa o miąższości 5,5 m (głęb. 71,5–77,0 m), a wyżej piaski różnoziarniste ze żwirem skał krystalicznych (skandynawskich) o miąższości 26,5 m (głęb. 45,0–71,5 m), nad nimi znów gliny zwałowe o miąższości 9,0 m (głęb. 36,0–45,0 m), wyżej znajdują się piaski różnoziarniste ze żwirem o miąższości 18,0 m (głęb. 18,0–36,0 m), nad nimi kolejno glina zwałowa o miąższości 7,0 m (głęb. 11,0–18,0 m) i piaski różnoziarniste ze żwirem o miąższości 11,0 m (głęb. 0,0–11,0 m).

Wykonana korelacja stratygraficzna odnosi się do sytuacji geologicznej przedstawionej zarówno na przekroju AB jak i do profilu syntetycznego oraz profili dwóch otworów kartograficznych Ciosaniec (nr 29) i Szwecja (nr 61), które zostały wykonane na potrzeb SMGP (Chachaj i in., 2006). Udokumentowane w profilach poziomy glin zostały poddane badaniom litologiczno-petrograficznym (Dobosz, Ska-

wińska-Dobosz, 2005), które ułatwiły przeprowadzenie ich podziału stratygraficznego (fig. 39).

Najstarsze osady plejstocénskie w otworze Czaplinek IG 1 występują na głęb. 87,5–89,0 m (38,5–40,0 m n.p.m.) i są to gliny zwałowe zdeponowane bezpośrednio na utworach neogenu przez lądolód zlodowacenia południowopolskiego Sanu (MIS16). Można je powiązać z poziomami glacialnymi udokumentowanymi w otworach Ciosaniec Szw/1 i Szwecja Szw/2. Z okresu wycofywania się tego lądolodu pochodzi wyżej leżąca seria osadów piaszczysto-żwirowych na głęb. 77,0–87,5 m (40,0–50,5 m n.p.m.). Została ona zdeponowana ok. 630 tys. lat temu (Railsback i in., 2015) przez wody roztopowe i tworzy rozległą równinę sandrową. Powyżej występują dwa poziomy glacialne zlodowaceń środkowopolskich. Na głęb. 71,5–77,0 m (50,5–56,0 m n.p.m.) zalegają gliny zwałowe zdeponowane przez zlodowacenie Odry (MIS8). Są one przykryte miąższą serią piasków różnoziarnistych ze żwirami skał krystalicznych na głęb. 45,0–71,5 m (56,0–82,5 m n.p.m.), które budują zapewne kolejno leżące na sobie poziomy utworów sandrowych akumulowane przez wody z topniejącego lądolodu. Okres zlodowacenia Odry datowany jest na ok. 244–280 tys. lat temu (Railsback i in., 2015). Podczas następnego zlodowacenia środkowopolskiego, Warty (MIS6) ok. 132–180 tys. lat temu (Railsback i in., 2015), doszło do osadzenia kolejno glin zwałowych na głęb. 36,0–45,0 m (82,5–91,5 m n.p.m.) a następnie piasków różnoziarnistych ze żwirami skał krystalicznych na głęb. 18,0–36,0 m (91,5–109,5 m n.p.m.). Powyżej w otworze Czaplinek IG 1 na głęb. 11,0–18,0 m (109,5–116,5 m n.p.m.), występuje poziom glin zwałowych z okresu zlodowacenia północnopolskiego Wisły (MIS2-5d), subfazy krajeńskiej (Chachaj, 2006, 2007) (fig. 38). Podczas jego recesji wody z topniejącego lądolodu deponowały piaski różnoziarniste ze żwirem skał krystalicznych (skandy-

nawskich), występujące w otworze Czaplinek IG 1 od powierzchni do głęb. 11,0 m (116,5–127,5 m n.p.m.).

Kierunek dzisiejszych największych w okolicy rzek Piławy i Płytnicy jest zgodny z reliktami rynien subglacialnych, które funkcjonowały podczas ostatniego zlodowacenia.

Opisane w profilu otworu Czaplinek IG 1 serie piaszczysto-żwirowe charakteryzują się zróżnicowaną gradacją ziaren, co może świadczyć o każdorazowym, energetycznym przepływie. Obecność żwirów skał krystalicznych (skandynawskich) pozwala też wnioskować o bliskości źródła, lądolodu.

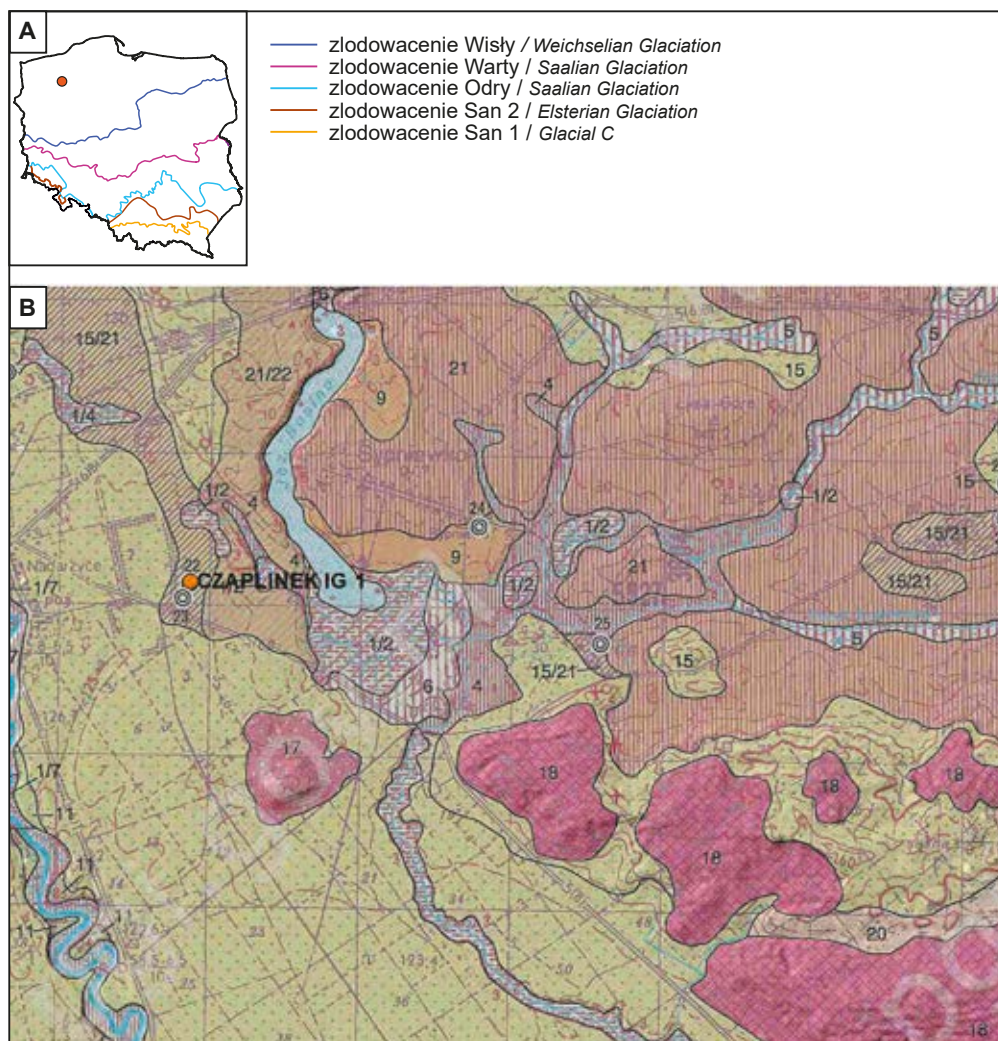


Fig. 38. Lokalizacja otworu Czaplinek IG 1 (A) na tle mapy Polski z zasięgami zlodowaceń, (B) na Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski 1: 50 000 ark. Szwecja (wg Chachaja i in., 2006)

1 – torf, 2 – gytie, 4 – namuły torfiaste, 5 – namuły piaszczyste i piaski den dolinnych, 6 – namuły i piaski zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych, 7 – piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 1,0–3,0 m nad poziomem rzeki, 9 – piaski pyłowe zwietrzelinowe (eluwia), 11 – piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–8,0 m nad poziomem rzeki, 15 i 22 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 18 – piaski, żwiry i gliny moren czołowych, 20 – piaski, żwiry i głazy lodowcowe, 21 – gliny zwałowe

Location of the Czaplinek IG 1 borehole (A) in the map of Poland with glacial ranges, (B) on the *Detailed Geological Map of Poland*, 1:50 000 Szwecja sheet (after Chachaj *et al.*, 2006)

1 – peat, 2 – gyttja, 4 – peaty muds, 5 – muddy sands of valley bottoms, 6 – muds and sands of kettle holes and periodically flowing streams, 7 – sands and gravels of floodplain terraces 1,0–3,0 m above river level, 9 – eluvial silty sands, 11 – fluvial sands and gravels of terraces 3,0–8,0 m above river level, 15 and 22 – glaciofluvial sands and gravels, 18 – sands; 20 – glacial sands, gravels and boulders, 21 – glacial till

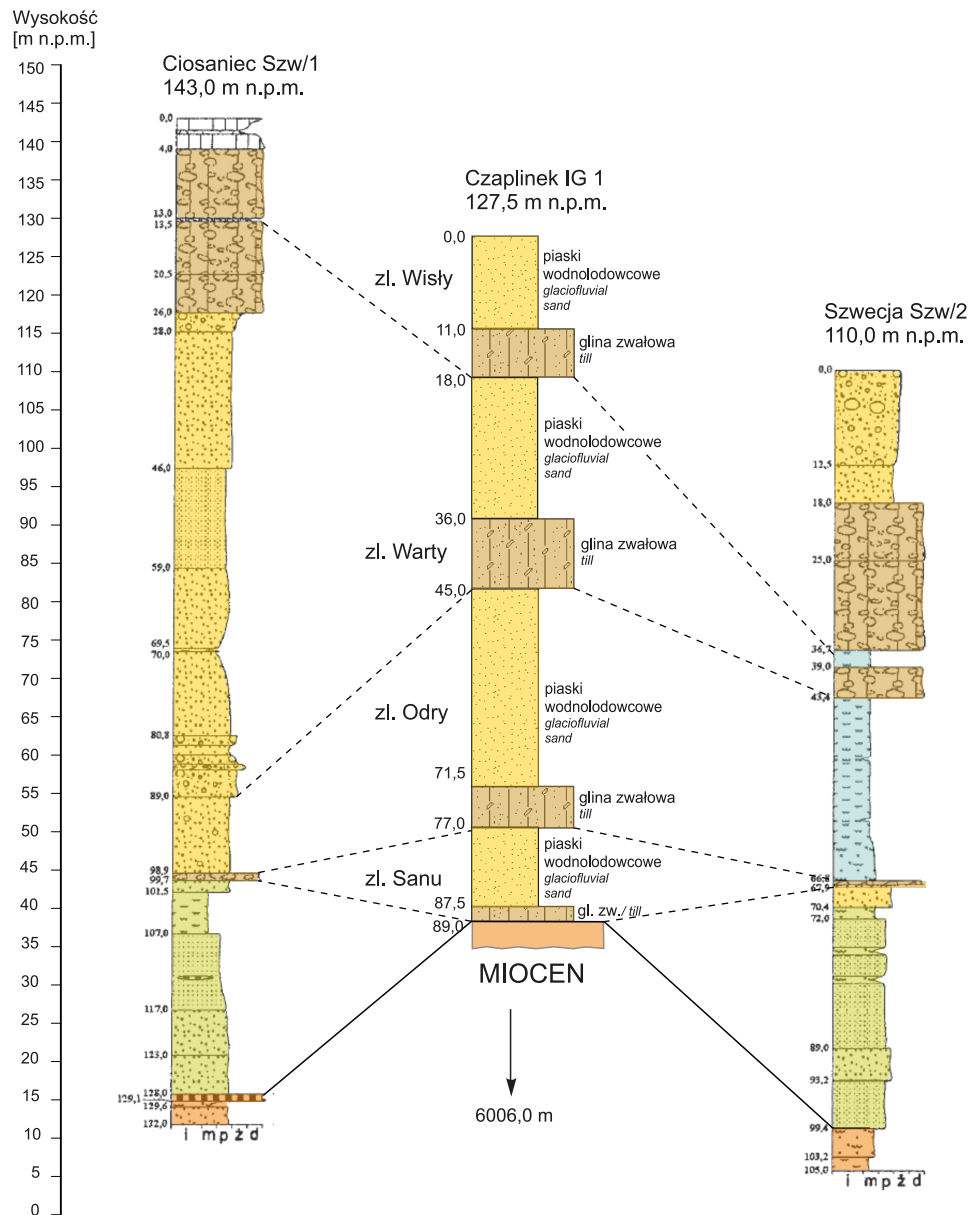


Fig. 39. Korelacja utworów czwartorzędowych z otworów kartograficznych Ciosaniec Szw/1 i Szwecja Szw/2 (wg Chachaja i in., 2007)

Correlation of Quaternary formations in the Ciosaniec Szw/1 and Szwecja Szw/2 boreholes (after Chachaj *et al.*, 2007)