

# WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH, STRATYGRAFICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH, MINERALOGICZNYCH, PETROLOGICZNYCH I GEOCHEMICZNYCH

## DEWON

Marek NARKIEWICZ

### LITOSTRATYGRAFIA I PALEOGEOGRAFIA

#### Litostratygrafia – opis jednostek

W dewońskiej części profilu Szwejki IG 3 wyróżniono trzy formacje i jedno ogniwo o szerokim rozprzestrzenieniu w basenie łysogórskim, oraz trzy nieformalne serie litostratygraficzne, które – jak dotąd – stwierdzono jedynie w opisywanym otworze. Ustanowiono w nim stratotyp formacji z Ostałowa oraz hipostatotypy formacji Iłzanki, formacji ze Szwejków i ogniwa z Łazisk (Narkiewicz, 2011a). Jednostki nawiązują częściowo do wcześniejszych wydziałów Miłaczewskiego (1990, w: Żelichowski, 1990) i Malca i in. (1991, 1996; fig. 5). W opisach jednostek, przedstawionych dalej, podano miąższości rzeczywiste.

Seria węglanów marglistych  
(5304,0–5501,0 m; miąższość 197,0 m)

Jednostka ta złożona jest z ciemnoszarych do czarnych wapieni marglistych, margli i dolomitów marglistych ze zmiennym udziałem szkieletów organicznych. Struktura skał jest jednorodna, miejscami występuje laminacja i/lub smugowanie materiałem ilastym. Proporcja węglanów do materiału ilastego zmienia się nieregularnie w profilu – brak jest czytelno uławicenia. Również nieregularny charakter mają wystąpienia drobnoziarnistych dolosparytów, które zastępują wapienie i margle z zachowaniem struktur pierwotnych. Charakterystyczne jest też występowanie drobno-kryształicznego pirytu. Szkielety organiczne odznaczają się nieregularnym występowaniem w madstonach-wakstonach szkieletowych, brakiem wysortowania, dobrym stanem zachowania przy braku śladów obróbki mechanicznej, oraz chaotyczną orientacją w osadzie. Skład fauny jest urozmaicony: obok powszechnie spotykanych ramienionogów i elementów liliowców (krynoidów), obecne są też osobnicze i gałązkowe koralowce czteropromienne, gałązkowe i masywne koralowce z grupy denkowców (tabulata), głowono-

gi, ślimaki, mszywioly, Coniconchia i uwęglony detrytus roślin. Miejscami czytelne są nory, a osad ogólnie wykazuje przeróbkę bioturbacyjną.

Seria margli i iłowców wapnistych  
(5048,3–5304,0 m; miąższość 255,7 m)

Jednostka charakteryzuje się dominacją czarnych iłowców wapnistych i margli wapnistych, przy podrzędnym udziale wapieni i dolomitów marglistych. W porównaniu z niższą serią odznacza się ogólnie większą domieszką ilastą oraz mniej licznym występowaniem i słabszym zróżnicowaniem taksonomicznym makroskopowych szczątków szkieletowych.

Dolna granica, wyrażona ostro na karotażach (fig. 5), wyznaczona została w spągu 30-metrowego kompleksu czarnych iłowców wapnistych o pokroju łupkowym z ubogą fauną ramienionogów bezzawiasowych i małży. Przechodzą one ku górze w iłowce margliste z wkładkami madstonów wapnistych, a następnie w wakstony szkieletowe. Dane geofizyczne sugerują, że wyżej występują jeszcze dwa podobne cykle o mniejszej miąższości. Nad nimi (od głęb. 5257 m) stwierdzono regularne kilku- kilkunastocentymetrowe wkładki ciemnoszarych madstonów w dominujących ilościowo czarnych łupkach wapnistych z ramienionogami i sieczką roślinną. Leżą na nich ciemne, zbioturbowane wapienie margliste i margle o pokroju gruzłowym, z licznymi szkieletami organicznymi, przechodzące ku górze w czarne margle wapniste z pojedynczymi gruzłami. W ich wyższej części (5097–5112 m) stwierdzono bogatą faunę, w tym szkielety gałązkowych i masywnych koralowców. Dane karotażowe i nieliczne rdzenie ze stropowych partii jednostki, od głęb. 5106 m, wskazują na cykliczne przelawianie się kilkumetrowych pakietów ilasto-marglistych z wapnistymi i/lub mułowcowo-piaszczystymi. Niewiele poniżej stropu stwierdzono zdolmityzowane margliste wakstony szkieletowe z osobniczymi tetrakoralami i masywnymi stromatoporami.



Formacja piaskowców i mułowców z Ostałowa  
(5036,8–5048,3 m; miąższość 11,5 m)

Charakterystyczne dla jednostki jest występowanie szarych piaskowców kwarcowych i mułowców ze zmienną domieszką materiału węglanowego i podrzędnymi wkładkami węglanowymi w stropie. W otworze Szwejki IG 3, w którym przewiercony został pełny profil jednostki, ustanowiono jej stratotyp (Narkiewicz, 2011a). Dolna granica, ostra w zapisie rdzeniowym i karotażowym, odpowiada pojawieniu się materiału piaszczysto-pylastego w sukcesji ilasto-węglanowej. Górna granica postawiona została w stropie najwyższej warstwy piaszczysto-mułowcowej. W Szwejkach IG 3 występuje 7-metrowy kompleks jasnoszarych piaskowców z muskowitem i znaczną miejscami (szacunkowo dochodzącą do 10%) domieszką materiału węglanowego. Stwierdzono w nich średnioskalowe warstwowania przekątne, zmarszczkowe, laminację horyzontalną lub teksturę jednorodną (brak widocznego warstwowania). Znalezione też pojedyncze skorupki ramienionogów. Wyżej występują dwie ławice zielonkawego mułowca i piaskowca z laminacją w różnym stopniu zaburzoną, prawdopodobnie bioturbacyjnie. Warstwy te są przedzielone wkładkami dolomitów drobnokrystalicznych, z domieszką materiału ilastego i pyłu kwarcowego.

Formacja skał ilasto-węglanowych i mułowców z Bąkowej  
(4550,2–5036,8 m; miąższość 486,6 m)

Jest to zróżnicowany kompleks skał ilasto-węglanowych oraz iłowców i mułowców leżący na terygenicznej formacji ostałowskiej, a pod czysto węglanową formacją szwejkowską. Charakterystyczną cechą jednostki jest współwystępowanie skał ilasto-mułowcowych i marglistych o niewielkim udziale szkieletów organicznych z wapieniami i dolomitami o znacznym udziale, na ogół redeponowanych, szkieletów koralowców i stromatopor. W profilu Szwejki IG 3 spąg formacji zaznacza się jako początek sedymentacji węglanowo-ilastej. Bezpośrednio nad najwyższą wkładką skał silikoklastycznych formacji ostałowskiej leżą tu drobno- i mikrokryształiczne dolomity ciemne. Część dolna (5036,8–4807 m) składa się z następstwa szarych wakstonów, rzadziej pakstonów szkieletowych ze zmienną domieszką ilastą, częściowo zdolomityzowanych, oraz ciemnych, niemal czarnych margli i iłowców. W partiach silniej węglanowych występuje często struktura gruzłowa i falisto-gruzłowa, a wśród szkieletów organicznych odnotowano obok ślimaków, ramienionogów i krynoidów również gałązkowe i masywne stromatopory i tabulaty. W partiach ilasto-marglistych występują głównie ramienionogi i krynoidy, stwierdzono też obecność uwęglonej sieczki roślinnej. Zapis karotażowy, zwłaszcza krzywej PG (fig. 5) sugeruje obecność kilku cykli węglanowo-ilastych. Środkowa, słabo rdzeniowana część formacji (4807–4673 m) charakteryzuje się współwystępowaniem mniej lub bardziej marglistych osadów węglanowych ze znacznym udziałem szkieletów stromatopor i tabulatów, z wkładkami iłowców oraz zielonkawoszarych mułowców i piaskowców kwarcowych. W partiach stropowych stwierdzono obecność kalkarenitów z ramienio-

nogami i krynoidami przeławionych iłowcami szarymi. Część najwyższa jednostki jest reprezentowana przez ogniwo z Łazisk (por. niżej).

Ogniwo iłowców i mułowców z Łazisk  
(formacja z Bąkowej)  
(4550,2–4673,0 m; miąższość 122,8 m)

Do ogniwa zaliczono wyraźnie wyodrębnioną w profilu litologicznym i zapisie karotażowym część formacji z Bąkowej, w której dominujący udział mają iłowce i mułowce, przy podrzędnej roli margli wapienistych. Karotażową cechą diagnostyczną jest obecność maksymalnych wartości PG i jednolitych, minimalnych PNG (fig. 5). Profil otworu Szwejki IG 3 jest hipostratotypem z dokumentacją karotażową obejmującą pełną miąższość jednostki (Narkiewicz, 2011a). Dolna granica nie była rdzeniowana, ale jej zapis karotażowy wskazuje na ostry kontakt utworów silniej węglanowych (marglistych ?) z wyżej leżącymi iłowcami.

Formacja wapieni i dolomitów ze Szwejków  
(4352,0–4550,2 m; miąższość 198,2 m)

Cechą diagnostyczną jednostki jest czysto węglanowy charakter, przy podrzędnym udziale wkładek ilasto-marglistych. Typowy jest również znaczny udział elementów szkieletowych – stromatopor i koralowców, tworzących nierzadko akumulacje o charakterze biolitytów.

W otworze Szwejki IG 3 ustanowiono hipostratotyp jednostki (Narkiewicz, 2011a), której dolna granica odpowiada stropowi czerwonawych do szarozielonych łupków ilastych z cienkimi warstewkami-soczewkami enkrynitów, zaliczonych do ogniwa z Łazisk formacji z Bąkowej. Wyżej leżą silnie margliste wapienie z gruzłami wakstonów i z licznymi szkieletami krynoidów i ramienionogów oraz pojedynczymi gałązkowymi tabulatami i tetrakoralami, masywnymi tabulatami i ślimakami. W otworze formacja charakteryzuje się niewielkim udziałem biolitytów stromatoporoidowych i śladową dolomityzacją. W rdzeniach dominują jasne madstony fenestralne i wakstony szkieletowe. Zauważono charakterystyczne impregnacje pirytowe oraz struktury bioturbacyjne. Impregnacje pirytowe i bioturbacje obecne są też w partiach marglistych ze smugami ilastymi i gruzłami/soczewkami madstonów i wakstonów.

Formacja iłowców i margli Hżanki  
(4300,4–4352,0 m; miąższość 51,6 m)

Formację tworzą ciemne iłowce i margle ilasto-wapienne z podrzędnymi wkładkami wapieni organogenicznych o charakterze biorudytów z niewielkim stopniem przeróbki mechanicznej oraz biolitytów ze szkieletami występującymi *in situ*. W otworze Szwejki IG 3 ustanowiono hipostratotyp jednostki, której górna granica jest wyznaczona w odcinku rdzeniowanym (Narkiewicz, 2011a). Biegnie ona w stropie pakietu czarnych do zielonkawoszarych łupków ilasto-wapienistych z pojedynczymi falistymi warstewkami, gruzłami

szarego wakuonu wapiennego i nielicznymi lingulidami. Nad tymi osadami, już w spągu wyżej leżącej serii dolomitów i wapieni (por. wyżej), występuje niemal 3-metrowa warstwa biokalcyrudytów z gęsto upakowanymi, źle wysortowanymi klastami w ciemnym marglistym tle. W profilu Szwejki IG 3 odcinki rdzeniowane są reprezentowane głównie przez ciemne margle wapniste o teksturze łupkowej z nielicznymi ramienionogami, małżoraczkami i małżami. W dolnej części jednostki występują wkładki silnie wapniste, ze szkieletami organicznymi, aczkolwiek interpretacja karotaży wskazuje na znaczny udział iłowców (fig. 5).

Seria dolomitów i wapieni  
(4225,4–4300,4 m; miąższość nawiercona 75,0 m)

Jednostka odznacza się jasnymi barwami i czysto węglanowym składem, przez co kontrastuje z niżej leżącą formacją

**Marek NARKIEWICZ**

## PALEOGEOGRAFIA I ROZWÓJ SEDYMENTACJI

Otwór Szwejki IG 3 zlokalizowano w pobliżu północnego skraju podpowierzchniowych wychodni dewońsko-karbońskiego basenu łysogórskiego<sup>1</sup>, kilkanaście kilometrów na południowy zachód od interpretowanej granicy z basenem lubelskim (Narkiewicz, 2011b; Narkiewicz w: Narkiewicz i in., 2023). Basen łysogórski rozwinął się na przedpolu orogenu waryscyjskiego, a jego granice są związane z synsedymenacyjną reaktywacją głębokich założeń tektonicznych szwu świętokrzyskiego – na południowym zachodzie i strefy TTZ – na północnym wschodzie (Narkiewicz i in., 2011; Narkiewicz, Petecki, 2017; Narkiewicz, 2020c). Na tle innych basenów przedpola orogenu wyróżnia się większą subsydencją i bardziej otwarto- i głębokomorskimi facjami w dewonie środkowym. Tworzył w tym czasie wąskie, ograniczone tektonicznie depocentrum o przebiegu NW–SE i o maksymalnej miąższości osadów dochodzącej do 1,5 km. Dewon górny jest znacznie słabiej rozpoznany, głównie w północnym regionie Gór Świętokrzyskich. W pozostałej części basenu w kilku otworach stwierdzono jedynie jego najniższe partie (w tym w Szwejkach IG 3).

Ogólny charakter sedymentacji i miąższość osadów są w badanym otworze zbliżone do innych reperowych profili basenu łysogórskiego – Ostałów 1 (zwłaszcza dolna część) i Bąkowa IG 1 (góra) (odpowiednio, fig. 13 i 14 w: Narkiewicz, 2011a). Nieco mniejsze miąższości i większy udział osadów terygeniczných w korelowalnych jednostkach litostratygraficznych można wytłumaczyć bliskością bardziej stabilnego podłoża basenu lubelskiego, z jego cieńszymi i bogatszymi w składniki terygeniczne osadami środkowodewońskimi (Narkiewicz, 2011b). Zróżnicowanie może też wynikać z prawdopodobnego wpływu blokowej tektoniki

łżanki. Dolna granica wiąże się z raptownym wzrostem wartości PG i spadkiem PNG, natomiast strop ma charakter erozyjny i jest przykryty przez osady cechsztyńskie (fig. 1). Opisywane skały charakteryzują się silnymi wtórnymi zmianami związanymi z dolomityzacją. W partiach zdolomityzowanych notuje się również obecność siarczanów, w tym jako wypełnień porowatości. Wapienie mają charakter organogeniczny, składają się w dużej proporcji ze szkieletów stromatopor maszynych, blaszkowych i gałązkowych oraz tabulatów gałązkowych, rzadziej blaszkowych, ramienionogów, krynoidów i ślimaków. Znaczna część jasnego mikrytu ma prawdopodobnie genezę mikrobialną. Szkielety są przynajmniej częściowo połamane, aczkolwiek redepozycja ma zasięg lokalny, a miejscami mogą występować biolityty o charakterze rafowym. Przemawiają za tym wystąpienia wczesnych cementów druzowych w porach międzyskieletowych oraz w powszechnie spotykanych strukturach typu *stromatactis*.

synsedymenacyjnej odpowiedzialnej, przynajmniej częściowo, za inicjację zdarzeń transgresyjnych i regresyjnych.

Rozwój sedymentacji w basenie łysogórskim zachodził w rytmie cykli depozycyjnych różnego rzędu (Narkiewicz, 2011a; Narkiewicz i in., 2011; Narkiewicz, Narkiewicz, w druku). Najniższy wyróżniony w basenie łysogórskim cykl transgresyjno-regresyjny (T-R) wyższego rzędu Ł-1 odpowiada emskiej formacji zagorzańskiej regionu północnego Gór Świętokrzyskich. Najprawdopodobniej nie występuje on w profilu Szwejki IG 3, a spągowa seria węglanów marglistych należy już do cyklu Ł-2, związanego być może z transgresją eustatyczną Ic w późnym emsie (Johnson i in., 1985, 1996). Osady tej serii litostratygraficznej zaliczono do systemu depozycyjnego otwartego szelfu węglanowo-łlastego, głównie na podstawie zróżnicowanego zespołu organizmów morskich rozwijającego się przy znacznym dopływie materiału terygenicznego (domieszka łaista i obecność szczątków roślin). W najwyższej, regresyjnej części Ł-2 występuje poziom łupków łaistych zaliczany do cyklu T-R niższego rzędu już w obrębie spągowej partii serii margli i iłowców wapnistych (Narkiewicz, 2011a, fig. 13). Większość osadów tej serii, bez części najniższej i najwyższej, należy do cyklu Ł-3 wyróżnionego od głębokości ok. 5280 m (Narkiewicz 2011a, fig. 7). Reprezentuje ona system łaisto-węglanowego szelfu niżejplywowego z okresowym rozwojem podrzędnych akumulacji szkieletowych w warunkach lepszego natlenienia i/lub słabszej dostawy materiału łaistego. W górnej, regresyjnej części cyklu zaznacza się wzrost domieszki łaistej, czytelny na krzywej PG. Początek cyklu Ł-3 może odpowiadać transgresji globalnej zdarzenia Choteč (Narkiewicz, Narkiewicz, w druku).

Górna, silnie węglanowa część serii margli i iłowców wapnistych (od głębokości ok. 5110 m) tworzy transgre-

<sup>1</sup> Basen był wcześniej określany jako łysogórsko-radomski (Narkiewicz i in., 2011)

sywną część cyklu Ł-4. Część regresywna jest wykształcona jako system płytkowodnych klastyków szelfowych formacji ostałowskiej (por. Narkiewicz, 2011a, fig. 8A). Spłylenie sedymentacji koresponduje z globalną regresją pre-IIa, poprzedzającą transgresję tagańską (Johnson i in., 1985, 1996; Narkiewicz, Narkiewicz, w druku).

Kolejny cykl Ł-5 odpowiada osadom formacji bąkowskiej. Inicjujące go podwyższenie poziomu morza zaznacza się już w stropowej części formacji ostałowskiej, gdzie pojawiają się wkładki węglanowe przeławiczone mułowcami-piaskowcami. Dane biostratygraficzne wskazują na zdarzenie tagańskie, które zapoczątkowało eustatyczny cykl IIa (Narkiewicz, Narkiewicz, w druku). Dolna, transgresywna część cyklu jest zaliczana do systemu otwartego szelfu lub rampy węglanowo-ilastej. Wyróżniono tu siedem cykli podrzędnych, których spągowe węglany mają charakter transgresywny, a stropowe osady ilaste – regresywny. Powyżej, od głębokości ok. 4806 m, występują osady przybrzeżnej platformy węglanowo-klastycznej rozwijającej się w warunkach zmiennego dopływu drobnoziarnistych składników terygenicznym. W trakcie nasilającej się regresji tworzyły się osady płytkiego szelfu ilasto-mulistego ogniwa z Łazisk. Akumulacja materiału terygenicznego następowała zapewne w bezpośrednim sąsiedztwie stref wzrostu organizmów bentonicznych, przy słabo zróżnicowanym topograficznie dnie zbiornika. Lokalne elewacje, nie zasypywane materiałem ilasto-pylastym, były miejscem rozwoju zespołów koralowo-stromatoporowych (Narkiewicz, 2011a).

Cykl Ł-6 tworzą osady formacji szwejkowskiej. Transgresja inicjalna jest zapisana jako kilkumetrowa warstwa gruzłowych wapieni marglistych ze zróżnicowaną fauną koralowców, spoczywająca na iłowcach ogniwa łaziskiego

(Narkiewicz 2011a, fig. 10A). Większość utworów cyklu należy do systemu rozległej płytkomorskiej platformy węglanowej, na co wskazuje dominacja węglanów, struktury sedymentacyjne, m.in. fenestralne i glonowe oraz bogate organiczne zespoły rafotwórcze. W profilu Szwejków IG 3 występują facje platformy wewnętrznej, częściowo odciętej od otwartego basenu szelfowego. Cechy petrologiczne dolomitów i ich nieregularny stosunek do wapieni wiążą się z wtórną, późną dolomityzacją w warunkach głębszego pogrzebienia. Nieliczne cienkie poziomy ciemnych, bogatych w piryty osadów marglistych z ubogim zespołem organicznym reprezentują okresowe wkraczanie na platformę facji szelfu głębszego, towarzyszące podrzędnym pulsom transgresywnym. Faza regresywna cyklu Ł-6 nie zostawiła wyraźnego zapisu osadowego.

Platforma węglanowa formacji szwejkowskiej jest przykryta przez transgresywny osady kolejnego cyklu Ł-7 w facjach ilasto-węglanowych formacji Iłzanki. Reprezentują one szelf nieco tylko głębszy niż obszar zalewanej platformy. Wskazują na to epizody sedymentacji organogenicznej związane z okresowym wstrzymaniem dopływu drobnoziarnistego materiału terygenicznego, prawdopodobnie na skutek nasilenia transgresji lub z powodów klimatycznych. Powierzchni maksymalnego zalewu prawdopodobnie odpowiada początek sedymentacji jasnych, czystych węglanów serii dolomitów i wapieni (Narkiewicz 2011a, fig. 12). Tworzyły one marginalną część hipotetycznego kompleksu rafowego rozwiniętego wzdłuż północno-wschodniego obrzeżenia basenu łysogórskiego. Transgresja Ł-7 jest odnieszona do eustatycznego pulsu IIb w najpóźniejszym żywocie (Narkiewicz, Narkiewicz, w druku).

## Katarzyna NARKIEWICZ

### ANALIZA TAKSONOMICZNA I BIOSTRATYGRAFICZNA KONODONTÓW

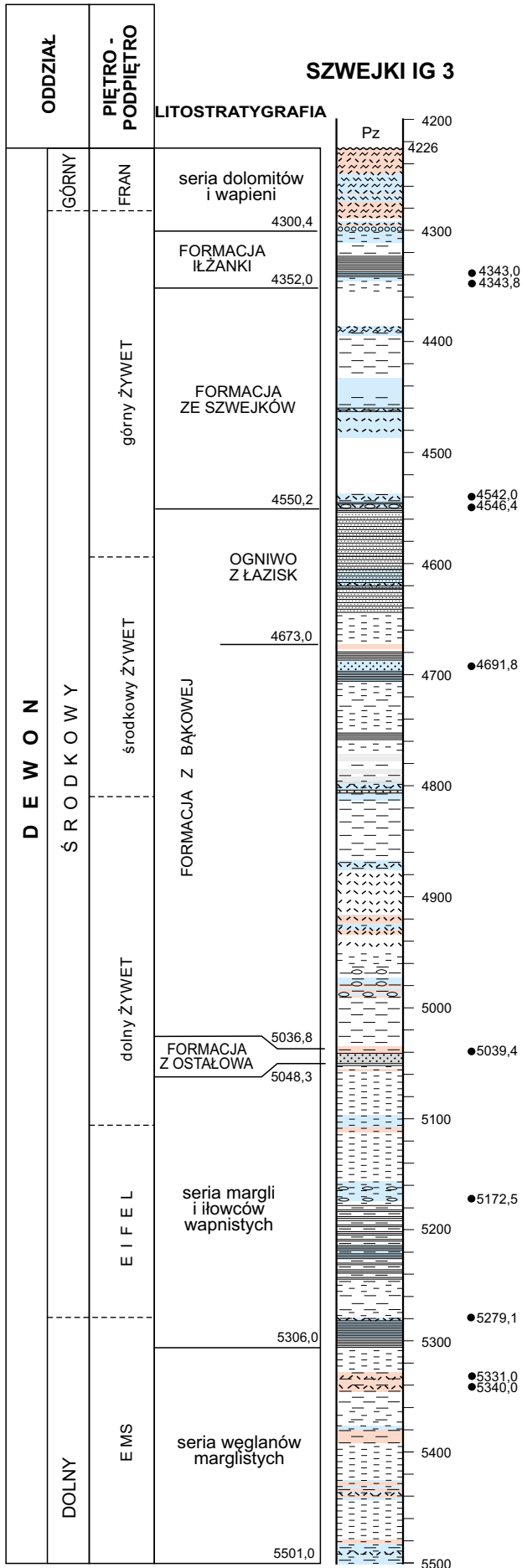
Konodonty z profilu Szwejk IG 3 były badane od wczesnych lat 90. ubiegłego wieku, co zaowocowało 3 publikacjami (Malec i in., 1996; Narkiewicz, Bultynck, 2007; Narkiewicz, 2011). Zmacerowano 39 próbek, z których 10 okazało się pozytywne. Do badań biostratygraficznych wytypowano jednak jedynie 6, ponieważ tylko w nich znaleziono konodonty nadające się do identyfikacji (patrz Malec i in., 1996, tab. 1; Narkiewicz, Bultynck, 2007, tab. 10; Narkiewicz, 2011, tab. 2). Niewielka frekwencja konodontów i liczba próbek pozytywnych wynika prawdopodobnie z wysokiego tempa sedymentacji mięjszych utworów środkowodewońskich – wapieni marglistych lub margli (fig. 6). Liczba okazów w próbkach jest bardzo niska, nieprzekraczająca 5 okazów platformowych (P<sub>1</sub>) (tab. 2). Wyjątkiem jest próbka z głęb. 5172, 5 m, w której znaleziono ok. 100 okazów. Zebrany materiał jest często fragmentaryczny, uszkodzony przez różne procesy tafonomiczne zachodzące po opadnięciu konodontów na dno zbiornika, co znacznie utrudniało identyfikację.

Po opublikowaniu pracy Malca i in. (1996), w miarę napływu nowych danych dotyczących badań konodontowych,

a także dzięki możliwości wykorzystania nowocześniejszego sprzętu mikroskopowego, zweryfikowano oznaczenia niektórych okazów i uzyskano nowe wyniki biostratygraficzne (patrz Narkiewicz, 2011, tab. 2). Badania biostratygraficzne na podstawie zasięgów taksonów odnieszono początkowo do podziału standardowego Zieglera, Sandberga (1990) opracowanego dla facji głębszych (Malec i in., 1996, tab. 1). W kolejnej pracy bazowano na podziale Clausena i in. (1993), z uwzględnieniem podziału konodontowego dla facji płytkich (Narkiewicz, Bultynck, 2007, tab. 1). Podział ten został ulepszony w pracy Narkiewicz (2011, fig. 2) i uzupełniony o podział ikriodidowy (Bultynck, 1987).

Na potrzeby opracowania przejrano ponownie kolekcję zebraną z 6 próbek, zwracając szczególną uwagę na materiał wcześniej odrzucony z powodu uszkodzenia okazów, złego stanu zachowania czy obecności form we wczesnym stadium rozwoju ontogenetycznego.

Zidentyfikowano 19 taksonów, o 5 więcej niż w pracy Narkiewicz (2011) i o 9 więcej niż w pracy Malec i in. (1996). Taksony i ich frekwencję w poszczególnych próbkach

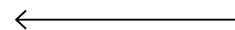


kach przedstawiono w tabeli 2. Dokumentacją fotograficzną (fig. 7) objęto przede wszystkim taksony wskaźnikowe, nowo rozpoznane oraz te, których cechy diagnostyczne nie zostały wcześniej dość dobrze udokumentowane.

### Nowe dane taksonomiczne

W badaniach taksonomicznych najwięcej problemów przysporzyły ikriodidy eifelskie, szczególnie z grupy *corniger*. Cechą diagnostyczną *Icriodus corniger* jest budowa jamy bazalnej (Wittekindt, 1966; Ziegler, 1975, str. 95). Bultynck (1970) wyszczególnił też szereg form blisko spokrewnionych lub identycznych z gatunkiem *I. corniger* (cf. *I. corniger*, *I. nodosus rectirostratus*, *I. nodosus curvirostratus*), a Weddige (1977) w obrębie gatunku *Icriodus corniger* wyróżnił *I. corniger ancestralis*, *I. corniger corniger*, *I. corniger leptus*, *I. corniger retrodepressus* i *I. corniger rectirostratus*. Zarówno Weddige (1977) jak i wcześniej Ziegler (1975) zwrócili uwagę, że w materiale oryginalnym *Icriodus corniger* antyostroga może być różnie zbudowana, co według Weddige (1977) osłabia znaczenie budowy jamy bazalnej jako cechy diagnostycznej. W 1980 r. Bultynck i Hollard podnieśli do rangi gatunku taksony *I. rectirostratus*, *I. introlevatus*, *I. curvirostratus*, a także *I. retrodepressus* (patrz Bultynck, 1985), ale pozostawili nazwę podgatunkową *I. corniger corniger*.

Na podstawie aktualnej wiedzy w materiale eifelskim z głęb. 5279,1 m rozpoznano gatunki *Icriodus rectirostratus* (fig. 7I, J) oraz *Icriodus ?corniger leptus* (fig. 7K, L), który w pracy Narkiewicz (2011, tab. 2) oznaczono jako *I. rectirostratus*. Według Weddige (1977, str. 289–290) przedstawiciele gatunku *I. rectirostratus* mają bardzo głęboko wydrążoną tylną część jamy bazalnej, ząbki na stronie górnej są niskie, równomiernie rozwinięte, regularne, niealternujące i łączące się ze sobą za pośrednictwem poprzecznych żeber. Po stronie wewnętrznej jamy bazalnej występuje ostroga, której zewnętrzna krawędź jest prosta (Bultynck, 1970). Antyostroga nie jest zbyt wyraźna. Podgatunek *Icriodus corniger leptus* różni się od poprzedniego tym, że wrzeciono jest bardzo wąskie i niskie w widoku bocznym. Tylne przedłużenie ząbków rzędu środkowego zwykle jest proste i składa się z 3 lub 4 ząbków (Weddige, 1977, str. 288–289). Badany okaz jest w złym stanie zachowania, jama bazalna jest połamana, jednak wąskie, niskie wrzeciono oraz 3 ząbki tylnego zakończenia ustawione na tym samym poziomie sugerują przynależność do dyskusowanego podgatunku.



**Figura 6. Lokalizacja badanych próbek konodontowych na tle wykształcenia litologicznego i podziału stratygraficznego**

Kropki z głębokościami w metrach; pozostałe objaśnienia jak na fig. 5

Location of conodont samples against lithology and stratigraphy

Dots with depths in meters; other explanations see fig. 5

Tabela 2

**Występowanie i frekwencja elementów konodontowych**  
Occurrence and frequency of conodont elements

Piętra/podpiętra Stage/sub-stage	?		Górny ems	Dolny eifel	Eifel/żywet		Środkowy-górny Żywet		Górny żywet	Górny żywet-? dolny fran
Poziomy konodontowe Conodonts zones			<i>se.-pat.</i>	<i>cost.</i>	<i>cost.-hermanni</i>		<i>ansatus-hermanni</i>		<i>h.-nor.</i>	<i>nor.- ?transit.</i>
Głębokość Depth [m]	5340,0	5331,0	5279,1	5172,5	5039,4	4691,8	4546,4	4542,0	4343,8	4343,0
Taksony /Taxons										
<i>Icriodus subterminus</i>										1
<i>Icriodus</i> aff. <i>I. subterminus</i>									1	
<i>Pandorinellina</i> cf. <i>Pan. insita</i>										1
<i>Polygnathus ovatinodosus</i> > <i>limitaris</i>									1	
<i>Polygnathus ansatus</i>							1			
<i>Polygnathus timorensis</i>								1		
<i>Icriodus</i> cf. <i>I. difficilis</i>							1			
<i>Polygnathus</i> cf. <i>P. costatus</i>				1						
<i>Polygnathus damelei</i>				6						
<i>Polygnathus parawebbi</i>				3						
<i>Polygnathus robusticostatus</i>				1						
<i>Polygnathus zieglerianus</i>				1						
<i>Icriodus introlevatus</i>				5						
<i>Icriodus</i> aff. <i>I. regularicrescens</i>				1						
<i>Icriodus corniger corniger</i>				5						
<i>Icriodus ?corniger leptus</i>			1							
<i>Icriodus rectirostratus</i>			1							
<i>Belodella triangularis</i>				2						
<i>Dvorakia chattertoni</i>				2						
<i>Neopanderodus</i> sp. indet.				1						
<i>Neopanderodus aequabilis</i>				1						
<i>Icriodus</i> sp. indet.				53		1	1	1		
<i>Polygnathus</i> sp. indet.				11		1			1	2
elementy stożkowe		2								
elementy gałązkowe	2	2	1	9	1		2		3	1
Elementy P <sub>1</sub>			2	93		2	3	2	3	4

*se.* – *serotinus*; *pat.* – *patulus*; *cost.* – *costatus*; *h.* – *hermanni*; *nor.* – *norrissi*; *transit.* – *transitans*

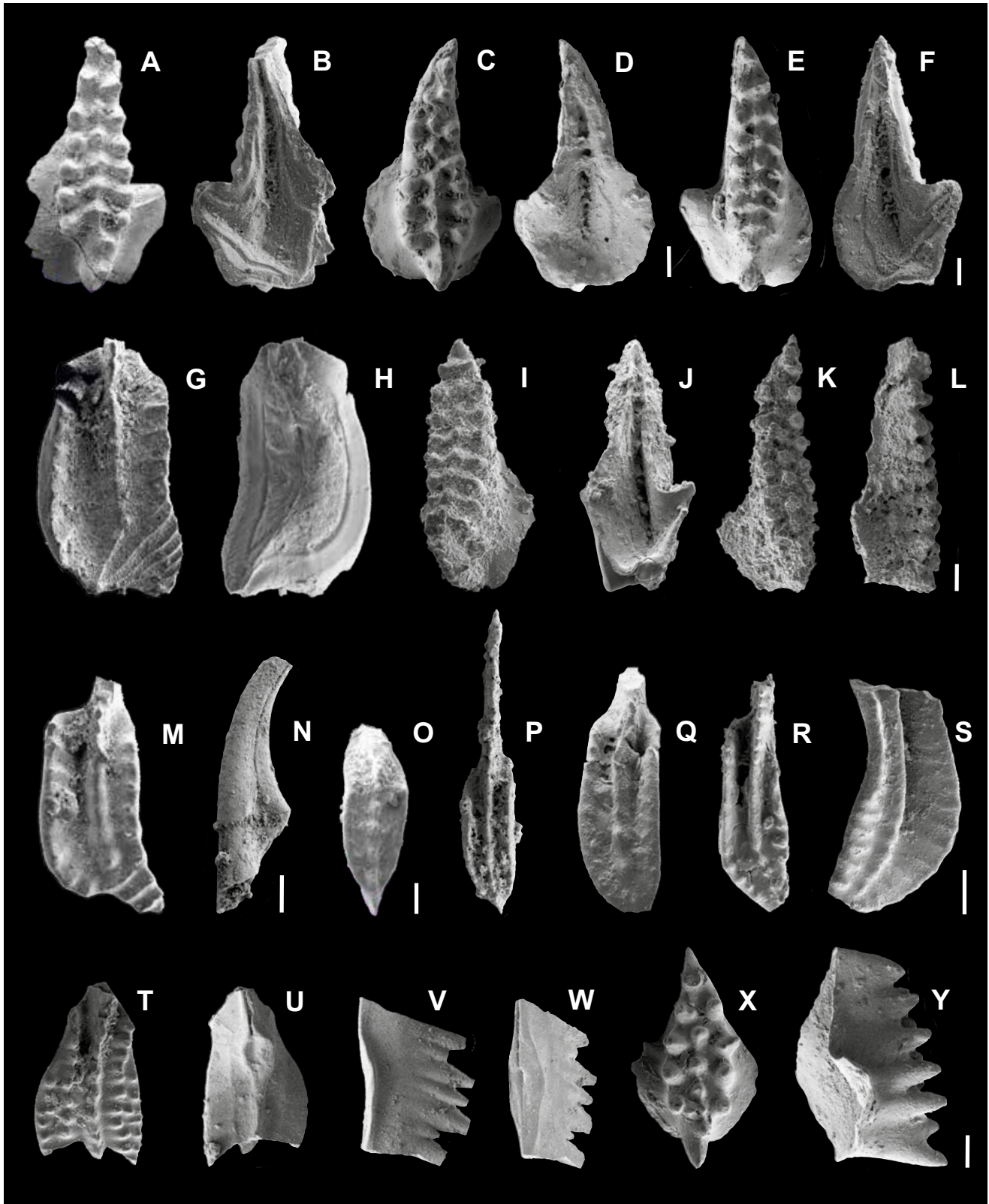
W obrębie 45 okazów z głęb. 5172,5 m (Narkiewicz, 2011, tab. 2) zaliczonych do *I. corniger corniger* zidentyfikowano tylko 5 okazów tego podgatunku (fig. 7A, B) częściowo dobrze rozpoznanego i opisanego w pracy Narkiewicz (2011, str. 167–168, tablica I, fig. 8). Pozostałych okazów, zaliczonych wcześniej do *I. corniger corniger*, nie można włączyć do tego podgatunku, ponieważ reprezentują średnie i wczesne stadium rozwoju ontogenetycznego, przez co zacierają się różnice podgatunkowe.

*Icriodus* aff. *I. regularicrescens* (fig. 7E, F) rozpoznany jako *I. regularicrescens* w pracy Malca i in. (1996, pl. 1, fig. 1) ma dość szerokie wrzeciono, które w tylnej części jest największe, podobnie jak u gatunku nominalnego. Natomiast różni się od niego budową jamy bazalnej, która zbliżona jest bardziej do przedstawicieli grupy *corniger*. U typowych

przedstawicieli *I. regularicrescens* zewnętrzna krawędź jamy bazalnej rozszerza się stopniowo, po stronie wewnętrznej, jeśli występuje ostroga, to jest niewielka, a antyostrogii brak. U omawianego okazu przednia część jamy bazalnej jest wąska i dopiero od połowy okazu zaczyna się wyraźnie rozszerzać. Po stronie wewnętrznej występuje wyraźna ostroga, a po zewnętrznej – niewielka antyostroga.

Poza wymienionymi taksonami w wcześniejszej grupie *corniger* (Narkiewicz, 2011, str. tab. 2) zidentyfikowano 5 okazów gatunku *I. introlevatus* (fig. 7C, D) prawidłowo zdiagnozowanego w pracy Malca i in. (1996, pl. 1, fig. 8).

Wśród okazów rodzaju *Polygnathus* stwierdzonych na tej samej głębokości, wszystkie formy zaliczone wcześniej do gatunku *Polygnathus linguiformi linguiformis* (Malec i in., 1996, tab. 1; Narkiewicz, 2011, tab. 2; tablica I, fig. 2, 3)



obecnie zidentyfikowano jako *Polygnathus damelei* (fig. 7G, H, M). Diagnozę i opis tego gatunku podają Vodrážková i in. (2011). Okaz oznaczony jako *P. alexanderensis* w pracy Malca i in., (1996, pl. 1, fig. 3) okazał się być młodocianą formą *P. parawebbi* (fig. 7R). Pomimo wczesnego stadium rozwoju widać wyraźnie, że zewnętrzna krawędź platformy

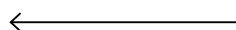
jest wyższa od krawędzi wewnętrznej, co odróżnia gatunek *P. parawebbi* od *P. alexanderensis*. Natomiast karina w tylnej części platformy wyklucza przynależność do gatunku *P. linguiformis*. Gatunek *P. parawebbi* został szczegółowo opisany w pracy Narkiewicz (2011, str. 170–171, tablica I, fig. 11). Z kolei okaz zaliczony do taksonu *Polygnathus* cf.

### Figura 7. Konodonty środkowodewońskie

**A, B** – *Icriodus corniger corniger* Wittekindt, 1966, głęb. 5172,5 m, A – strona górna (= *I. corniger corniger* w pracy Narkiewicz, 2011, tablica I, fig. 8); B – strona dolna; **C, D** – *Icriodus introlevatus* Bultynck, 1970, głęb. 5172,5 m, C – strona górna (= *I. introlevatus* w pracy Malec i in., 1996, pl. 1, fig. 8); D – strona dolna; **E, F** – *Icriodus* aff. *I. regularicrescens* Bultynck, 1970, głęb. 5172,5 m, E – strona górna (= *I. regularicrescens* w pracy Malec i in., 1996, pl. 1, fig. 1); F – strona dolna; **G, H** – *Polygnathus damelei* Vodrážková, Klapper & Murphy, 2011, głęb. 5172,5 m, G – strona górna (= *Polygnathus linguiformis linguiformis* w pracy Narkiewicz, 2011, tablica I, fig. 2); H – strona dolna; **I, J** – *Icriodus rectirostratus* Bultynck, 1970, głęb. 5279,1 m, I – strona górna; J – strona dolna; **K, L** – *Icriodus ?corniger leptus* Weddige, 1977, głęb. 5279,1 m, K – strona górna; L – widok z boku; **M** – *Polygnathus damelei* Vodrážková, Klapper & Murphy, 2011, głęb. 5172,5 m, strona górna (= *Polygnathus linguiformis linguiformis* w pracy Narkiewicz, 2011, tablica I, fig. 3); **N** – *Neopanderodus aequabilis* Telford, 1975, głęb. 5172,5 m, strona wewnętrzna; **O** – *Polygnathus ansatus* Ziegler & Klapper, 1976, głęb. 4546,4 m, strona górna okazu we wczesnym stadium rozwoju ontogenetycznego (ilustracja z pracy Narkiewicz, 2011, tablica III, fig. 4); **P** – *Polygnathus timorensis* Klapper, Philip & Jackson, 1970, głęb. 4542,0 m, strona górna okazu we wczesnym stadium rozwoju ontogenetycznego; **Q** – *Polygnathus* cf. *P. costatus* Klapper, 1971, głęb. 5172,5 m, strona górna okazu we wczesnym stadium rozwoju ontogenetycznego (= *Polygnathus* cf. *P. ensensis* w pracy Malec i in., 1996, pl. 1, fig. 9); **R, S** – *Polygnathus parawebbi* Chatterton, 1974, głęb. 5172,5 m, R – strona górna okazu we wczesnym stadium rozwoju ontogenetycznego (= *Polygnathus alexanderensis* w pracy Malca i in., 1996, pl. 1, fig. 3); S – strona górna okazu w średnim stadium rozwoju ontogenetycznego; **T, U** – *Polygnathus ovatinodosus* Ziegler & Klapper, 1976 → *P. limitaris* Ziegler & Klapper, 1976, głęb. 4343,8 m, T – strona górna; U – strona dolna (nowe ilustracje odpowiadają okazowi z pracy Narkiewicz, Bultynck, 2007, fig. 6W, X); **V, W** – *Pandorinellina* cf. *Pan. insita* (Stauffer, 1940), głęb. 4343,0 m, V – widok z boku; W – widok strony dolnej; **X, Y** – *Icriodus subterminus* Youngquist, 1947, głęb. 4343,0 m, X – strona górna (nowa ilustracja odpowiadająca okazowi z pracy Narkiewicz, Bultynck, 2007, fig. 10Z; Y – widok z boku; skala – 100 µm

#### Middle Devonian conodonts

**A, B** – *Icriodus corniger corniger* Wittekindt, 1966, depth 5172.5 m, A – upper view (= *I. corniger corniger* reprinted from Narkiewicz, 2011, table I, fig. 8); B – lower view; **C, D** – *Icriodus introlevatus* Bultynck, 1970, depth 5172.5 m, C – upper view (= *I. introlevatus* a new illustration of a specimen from Malec *et al.*, 1996, pl. 1, fig. 8); D – lower view; **E, F** – *Icriodus* aff. *I. regularicrescens* Bultynck, 1970, depth 5172.5 m, E – upper view (= *I. regularicrescens* a new illustration of a specimen from Malec *et al.*, 1996, pl. 1, fig. 1); F – lower view; **G, H** – *Polygnathus damelei* Vodrážková, Klapper & Murphy, 2011, depth 5172.5 m, G – upper view (= *Polygnathus linguiformis linguiformis* reprinted from Narkiewicz, 2011, tablica I, fig. 2); H – lower view; **I, J** – *Icriodus rectirostratus* Bultynck, 1970, depth 5279.1 m, I – upper view; J – lower view; **K, L** – *Icriodus ?corniger leptus* Weddige, 1977, depth 5279.1 m, K – upper view; L – lateral view; **M** – *Polygnathus damelei* Vodrážková, Klapper & Murphy, 2011, depth 5172.5 m, upper view (= *Polygnathus linguiformis linguiformis* reprinted from Narkiewicz, 2011, table I, fig. 3); **N** – *Neopanderodus aequabilis* Telford, 1975, depth 5172.5 m, obverse view; **O** – *Polygnathus ansatus* Ziegler & Klapper, 1976, depth 4546.4 m, upper view of a specimen in an early stage of ontogenetic development (reprinted from Narkiewicz, 2011, table III, fig. 4); **P** – *Polygnathus timorensis* Klapper, Philip & Jackson, 1970, depth 4542.0 m, upper view of a specimen in an early stage of ontogenetic development; **Q** – *Polygnathus* cf. *P. costatus* Klapper, 1971, depth 5172.5 m, upper view of a specimen in an early stage of ontogenetic development (= *Polygnathus* cf. *P. ensensis* in Malec *et al.*, 1996, pl. 1, fig. 9); **R, S** – *Polygnathus parawebbi* Chatterton, 1974, depth 5172.5 m, R – upper view of a specimen in an early stage of ontogenetic development (a new illustration of a specimen *Polygnathus alexanderensis* in Malec *et al.*, 1996, pl. 1, fig. 3); S – upper view of a specimen in an intermediate stage of ontogenetic development; **T, U** – *Polygnathus ovatinodosus* Ziegler & Klapper, 1976 → *P. limitaris* Ziegler & Klapper, 1976, depth 4343.8 m, T – upper view; U – lower view (a new illustrations of a specimen from Narkiewicz, Bultynck, 2007, fig. 6W, X); **V, W** – *Pandorinellina* cf. *Pan. insita* (Stauffer, 1940), depth 4343.0 m, V – lateral view; W – lower view; **X, Y** – *Icriodus subterminus* Youngquist, 1947, depth 4343.0 m, X – upper view (a new illustration of a specimen from Narkiewicz, Bultynck, 2007, fig. 10Z); Y – lateral view; scale bars – 100 µm



*P. ensensis* (Malec i in., 1996, pl. 1, fig. 9) obecnie został zidentyfikowany jako *Polygnathus* cf. *P. costatus* (fig. 7Q). Ten takson reprezentowany jest również przez formę młodocianą. O przynależności do podgatunku świadczą rysujące się żeberka na krawędziach platformy, karina biegnąca do jej końca oraz względnie szeroka platforma w jej tylnej 1/3 części, nieco zwężająca się ku przodowi (choć ta część uległa złamaniu i ta cecha nie jest dobrze widoczna). Gatunki *Polygnathus zieglerianus* i *P. robusticostatus* zostały poprawnie oznaczone i opisane w pracy Narkiewicz (2011, str. 172, tablica I, fig. 4, 12). Na omawianej głębokości (5172,5 m) zidentyfikowano też elementy stożkowe, *Dvorakia chattertoni*, *Belodella triangularis* i *Neopanderodus* sp., które nie mają większego znaczenia stratygraficznego (Narkiewicz, 2011, tablica I, fig. 17, 16, 14). Obecnie zidentyfikowano jeden z dwóch elementów *Neopanderodus* jako *Neopanderodus aequabilis* (fig. 7N).

Taksony żyweckie w większej części zostały zweryfikowane w pracy Narkiewicz, Bultynck (2007) a potem powtó-

rzony w pracy Narkiewicz (2011, tab. 2). Na głęb. 4546,4 m rozpoznano gatunek *Polygnathus ansatus*, a nie *Polygnathus* cf. *P. timorensis*, jak go oznaczono w pracy Malca i in. (1996, tab. 1). Na sfotografowanym okazy (Narkiewicz, 2011, tablica III, fig. 4; obecnie fig. 7O) widoczne są charakterystyczne zatoki za punktami genikulacji, które są cechą diagnostyczną. *Polygnathus timorensis*, z głęb. 4542,0 m, udokumentowano fotograficznie w tym opracowaniu (fig. 7P). Z kolei na głęb. 4343,8 m nie stwierdzono gatunku *Icriodus subterminus* (Malec i in., 1996, tab. 1) a *Icriodus* aff. *I. subterminus* (patrz Narkiewicz, Bultynck, 2007, fig. 6U, V). Takson ten różni się od gatunku nominalnego brakiem wyraźnego wysokiego zębka głównego w tylnej części wrzeciona. Gatunek *Polygnathus* cf. *P. ordinatus* z pracy Malca i in. (1996, pl. 1, fig. 12 i 13), z tej samej głębokości, rozpoznano tu jako formę przejściową między *Polygnathus ovatinodosus* → *P. limitaris* (Narkiewicz, Bultynck, 2007, fig. 6W, X; fig. 7T, U). Za przynależnością do gatunku *P. ovatinodosus* przemawia obecność rostrum w przedniej

części platformy oraz wielkość, kształt i usytuowanie jamy bazalnej na powierzchni rostralnej. Występujące u badanego okazu cechy charakterystyczne dla *P. limitaris*, to żeberka ograniczające bruzdy przykarinalne w przedniej części platformy oraz ornamentacja składająca się z guzków mających tendencje do układania się w podłużne szeregi. Wymienione cechy nie występują u wcześniej rozpoznanego gatunku *P. ordinatus*. Na głęb. 4343,0 m obok *Icriodus subterminus* (Narkiewicz, Bultynck, 2007, fig. 10Z, obecnie fig. 7X, Y) stwierdzono obecność fragmentu elementu wcześniej zidentyfikowanego jako *Mehlina* sp. Jego budowa (fig. 7V, W), zwłaszcza dużej jamy bazalnej o znacznie wybruszonych bokach, sugeruje, że jest to *Pandorinellina* cf. *Pan. insita* (opis gatunku w pracy Narkiewicz, 2011, str. 169–170). W rodzaju *Mehlina* jama bazalna jest bardzo mała, prawie niewidoczna (Youngquist, 1945, Uyeno, 1974; Norris i in., 1982).

### Biostratygrafia

Analiza biostratygraficzna została przeprowadzona na podstawie podziałów konodontowych dla dewonu środkowego

SYSTEM	ODDZIAŁY	PIETRA	PODPETRA (Bultynck, 2007)	PODZIAŁY KONODONTOWE									
				ALTERNATYWNE	"STANDARDOWY" (FACJE GŁĘBOKOMORSKIE)								
D E W O N	GÓRNY	FRAN	PODPETRA	A. pristina- A. binodosa	S.I.D. (1994)	<i>I. sym- metricus</i>	<i>Pa. transitans</i>	MN 4					
				górny			górny <i>M. falsiovalis</i>	MN 2/3					
				środkowy			dolny <i>M. falsiovalis</i>	MN 1					
				dolny	Narkiewicz i Bultynck, 2010	<i>I. subterminus</i>	Ziegler i Sandberg (1980)	<i>K. disparilis</i>	górny				
										Klapper i Johnson (1990)	S. norrisi		
				DOLNY	ŚRODKOWY	ŻYWEŁ	GÓRNY	Narkiewicz i Bultynck, 2010	<i>I. expansus</i>	Klapper i Johnson (1982)	<i>Sch. hermanni</i>	górny	
													Klapper i Johnson (1980)
				ŚRODKOWY	E I F E L	EMS	DOLNY	Bultynck i Goway (2008)	<i>I. difficilis</i>	Bultynck (1987)	<i>P. latifossatus / semialternans</i>	górny	
													<i>P. ansatus</i>
													<i>P. rhenanus / varcus</i>
<i>P. timorensis</i>													
<i>P. hemiansatus</i>													
<i>I. brevis</i>	±												
<i>I. obliqui- marginatus</i>	±												
DOLNY	E I F E L	EMS	DOLNY	Bultynck i Goway (2008)	<i>I. regulari- crescens</i>	Bultynck (1987)	?	górny					
									<i>T. kockelianus</i>				
									<i>T. australis</i>				
									<i>Po. costatus</i>				
									<i>Po. partitus</i>				
									<i>Po. patulus</i>				
									<i>Po. serotinus</i>				

Figura 8. Podziały konodontowe dewonu środkowego

Conodont zonations of the Middle Devonian

wego przedstawionych w pracy Narkiewicz (2011, tab. 2). Podziały te z niewielkimi poprawkami stosowane są do dziś (fig. 8). Wyjątek stanowi poziom *ensensis* najwyższego eiflu, którego obecność jest wątpliwa, z powodu problematycznego zasięgu stratygraficznego podgatunku wskaźnikowego *Polygnathus xylus ensensis* (Narkiewicz i in., 2023).

W badanym materiale zidentyfikowano tylko 4 taksony wskaźnikowe: *Polygnathus* cf. *P. costatus* i *Polygnathus ansatus* charakterystyczne dla facji głębszych oraz *Icriodus subterminus* i *Pandorinellina* cf. *Pan. insita* typowe dla facji płytszych. Z tego powodu wiek próbek oszacowano na podstawie zestawienia zasięgów stratygraficznych wszystkich taksonów występujących w danej próbce. Większość zasięgów przedstawiono w pracy Narkiewicz, 2011, tab. 3).

Wiek próbki z głęb. 5279,1 m odniesiono do całkowitego zasięgu gatunku *Icriodus rectirostratus*, czyli od poziomu *serotinus* do końca poziomu *patulus* w obrębie górnego emsu (Bultynck, 2003), a nie do najniższej części poziomu *partitus*, jak błędnie zaznaczono w pracy Narkiewicz (2011, tab. 2). Zasięg stratygraficzny *I. corniger leptus* jest szerszy i obejmuje interwał od poziomu *fusiformis* (Aboussalam i in., 2015) = poziom *laticostatus* (Jansen i in., 2007), do poziomu *patulus* (Weddige, 1977).

Próbkę z głęb. 5172,5 m datowano na dolną część poziomu *costatus* w obrębie eiflu. Wiek próbki określono na podstawie współwystępowania *Polygnathus parawebbi*, *P. cf. P. costatus* oraz *P. zieglerianus* i *Icriodus corniger corniger*. Gatunek *P. costatus* jest wskaźnikowy dla poziomu *costatus*, jednak znaleziony okaz reprezentuje wczesną formę rozwoju i można go zakwestionować. Innym gatunkiem mającym FAD (pierwsze wystąpienie) w omawianym poziomie jest *P. parawebbi*. Jego obecność w poziomie *costatus* została stwierdzona w Afryce (Bardashev, Ziegler, 1985; Bardashev, 1992), Ameryce Północnej (Sparling, 1983; 1984) oraz Kanadzie (Norris, Uyeno, 1998). Pozostałe dwa taksony po raz ostatni występują w poziomie *costatus*, przy czym *I. corniger corniger* tylko w dolnej części tego poziomu (Bultynck, 2003).

Utwory z głęb. 4546,4–4542,0 m odniesiono do przedziału poziomów *ansatus–hermanni* na podstawie całkowitego zasięgu *P. ansatus* (patrz Narkiewicz, Bultynck, 2007, str. 424). Wiek próbki z głęb. 4343,8 m oszacowano na zakres od poziomu *hermanni* do poziomu *norrissi*. Dolną granicę wieku ustalono na podstawie pierwszego pojawienia się gatunku *Icriodus* aff. *I. subterminus* (patrz Narkiewicz, Bultynck, 2007, str. 430), natomiast górną określa ostateczny zasięg gatunku *P. ovatinodosus* (Klapper, Johnson, 1980). Na głęb. 4343,0 m – 80 cm powyżej omawianej próbki – stwierdzono taksony *I. subterminus* i *Pandorinellina* cf. *Pan. insita*. Ich współwystępowanie oraz bliskość próbki datowanej na poziom *hermanni–norrissi* może wskazywać na górny podpoziom *subterminus* (= poziom *norrissi*) (Narkiewicz, Bultynck 2010). Z powodu jednak braku danych powyżej głęb. 4343,0 m należy założyć, że wiek próbki może być młodszy, obejmując interwał poziomów *norrissi–transitans*. Oba taksony przechodzą do franu, ale zasięg stratygraficzny

*I. subterminus* jest krótszy, sięgający do poziomu *transitans* (Narkiewicz, Bultynck, 2010).

Punktowe dane biostratygraficzne uniemożliwiają dokładne wytyczenie granic chronostratygraficznych. Ustalono, że dolna część serii margli i iłowców wapienistych reprezentuje górny ems. Część środkową tej jednostki zaliczono do dolnej części eiflu (dolna część poziomu *costatus*). Zatem granica między piętrami ems i eifel przebiega w około 100-metrowym odcinku na głęb. 5279,1–5172,5 m, w obrębie serii margli i iłowców wapienistych. Jeszcze trudniej ustalić granicę między eifflem a żywetem. Pierwsze utwory ży-

weckie stwierdzono w podstawie formacji ze Szwejków na głęb. 4546,4 m i datowane są na interwał od środkowego do górnego żywetu (*ansatus-hermanni*). Tak więc na odcinku ok. 580 m występują utwory górnego eiflu (poziomy *australis* i *kockelianus*), dolnego żywetu (poziomy *hemiansatus*, *timorensis*) oraz dolnej części środkowego żywetu (poziomy *rhenanus/varcus*). Górny żywet stwierdzono u podstawy formacji Hżanki. Granica między żywetem a franem (a co za tym idzie między dewonem środkowym a górnym) może występować nawet w obrębie tej formacji.

## Jan MALEC

### BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW NA PODSTAWIE MAŁŻORACZKÓW

Niniejszy rozdział został opracowany na podstawie dokumentacji archiwalnej „Wyniki badań biostratygraficznych dewonu w profilu otworu Szwejk IG 3” (Malec, 1990) oraz publikacji „Stratigraphy of the Devonian in the Szwejk IG 3 deep well, Central Poland” (Malec i in., 1996). Badania mikrofaunistyczne wykonano na podstawie 38 próbek pobranych z głęb. 4307,0–5479,1 m. Zróżnicowane zespoły małżoraczkowe pozyskano z 14 próbek pochodzących z głęb. 4307,0–5165,1 m. Wyróżniono wśród nich 44 taksony należące do 32 rodzajów, wśród których 21 oznaczono do rangi gatunku. Większość z wyróżnionych gatunków została zilustrowana na fig. 9–11, a ich występowanie w profilu otworu przedstawiono w tabeli 3.

Najstarszy, stosunkowo liczny zespół małżoraczkowy (Apendyks 1 – patrz str. 122) pochodzi z głęb. 5156,0 m. Obecne w nim gatunki *Polyzygia trigonata* (Gürich) i *P. insculpta insculpta* Becker, znane są od późnego eiflu do wczesnego żywetu (Zagora, 1968; Groos, 1969; Adamczak, 1971, 1976; Michel, 1972; Becker, 1988; Casier i in., 1992). Gatunek *Poloniella tertia* Krömmelbein (fig. 9F) występuje od wczesnego eiflu do późnego żywetu (Krömmelbein, 1953; Groos, 1969; Żbikowska, 1983; Malec, 1989). Gatunek *Bythocyproidea puschi* Adamczak (fig. 10C, D), w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich występuje w górnym eiflu, w dolnej części formacji skalskiej (Adamczak, 1976; Malec, 1984, 1988; Malec i in., 1995), w kompleksach XIII i XIV według schematu Pajchlowej (1957). Gatunek *Ponderodictya aggeriana* Groos opisany został po raz pierwszy w dolnym eiflu Reńskich Gór Łupkowych (Groos, 1969). W Górach Świętokrzyskich gatunek ten występuje w górnym eiflu, w dolnej części formacji skalskiej, w kompleksach XIII i XIV (Pribyl, 1953; Adamczak, 1976; Malec, 1984, 1988; Malec i in., 1995). Gatunek *Bufina schaderthalensis* Zagora znany jest z górnego eiflu Niemiec oraz z regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich, z dolnej części formacji skalskiej (Becker 1965a; Zagora, 1968; Groos, 1969; Malec, 1984, 1988). Gatunek *Poloniella cingulata* Warthin został opisany w dewonie środkowym USA (Adamczak, 1961). Wymieniony powyżej zespół małżoraczków jest charakterystyczny dla dolnej części formacji skalskiej z Gór Świętokrzyskich, która w zonacji ko-

nodontowej przypada na poziom *kockelianus* z górnego eiflu (Malec, 1988).

W młodszym zespole małżoraczkowym, z głęb. 5105,1 m, do rangi gatunku oznaczono *Evlanella mirabilis* Adamczak. Takson ten został opisany w Gór Świętokrzyskich w dolnej i środkowej części formacji skalskiej, na pograniczu eiflu i żywetu (Adamczak, 1968, 1976; Malec, 1984, 1988). Obecna w tym zespole forma *Balantoides* sp. (fig. 9B) jest bardzo zbliżona do przedstawicieli tego rodzaju obecnych w dolnym żywecie formacji skalskiej z regionu łysogórskiego, rozpoznanych w osadach kompleksu XX według schematu Pajchlowej (1957), datowanych na konodontowy poziom *hemiansatus* (Malec, 1984, 1988). W zespole tym występują także okazy *Graphiadactyllis* ? sp. (fig. 10G, H), *Jenningsina* sp. (fig. 9L, Ł), *Cytherellina* sp. 1 (fig. 11B, C), *Balantoides* sp., *Cryptophyllus* sp. i *Punctoprimitia* sp. Zespół małżoraczków z głęb. 5105,1 m jest charakterystyczny dla dolnego żywetu.

Na głęb. 4975,5 m znaleziono okaz *Fellerites* sp., a na głęb. 4924,2 m – skorupki *Leperditia* sp.

W obrębie zespołu małżoraczków występujących na głęb. 4811,1 m, gatunek *Bairdia paffrathensis* Kummerow (fig. 11K) charakteryzuje szeroki zasięg stratygraficzny, od późnego eiflu do środkowego franu. Takson ten jest najbardziej pospolity w osadach środkowego i górnego żywetu (Becker, 1965a, b, 1971; Groos, 1969; Casier, 1987; Casier, Preat, 1991). W dewonie Polski, gatunek ten opisany został ze środkowego i górnego żywetu Gór Świętokrzyskich (Olempska, 1979; Malec, 1984, 1988; Malec, Turnau, 1997) oraz górnego żywetu Pomorza (Żbikowska, 1983). Gatunek *Cytherellina obliqua* (Kummerow) (fig. 11A) znany jest z górnego żywetu Pomorza (Żbikowska, 1983). W górach Eifel i w Reńskich Górach Łupkowych gatunek ten występuje w eiflu i w żywecie (Becker, 1965a, b; Groos, 1969). Gatunek *Cavellina devoniana* Egorov (fig. 9N) znany jest ze środkowego i górnego żywetu północnej Francji i Ardenów (Coen, 1985; Milhau, 1988). Gatunek *arapribylites hanaicus* (Pokorny) (fig. 9A) jest charakterystyczny dla żywetu (Pokorny, 1950; Groos, 1969; Żbikowska, 1983; Coen, 1985). W regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich, gatunek ten

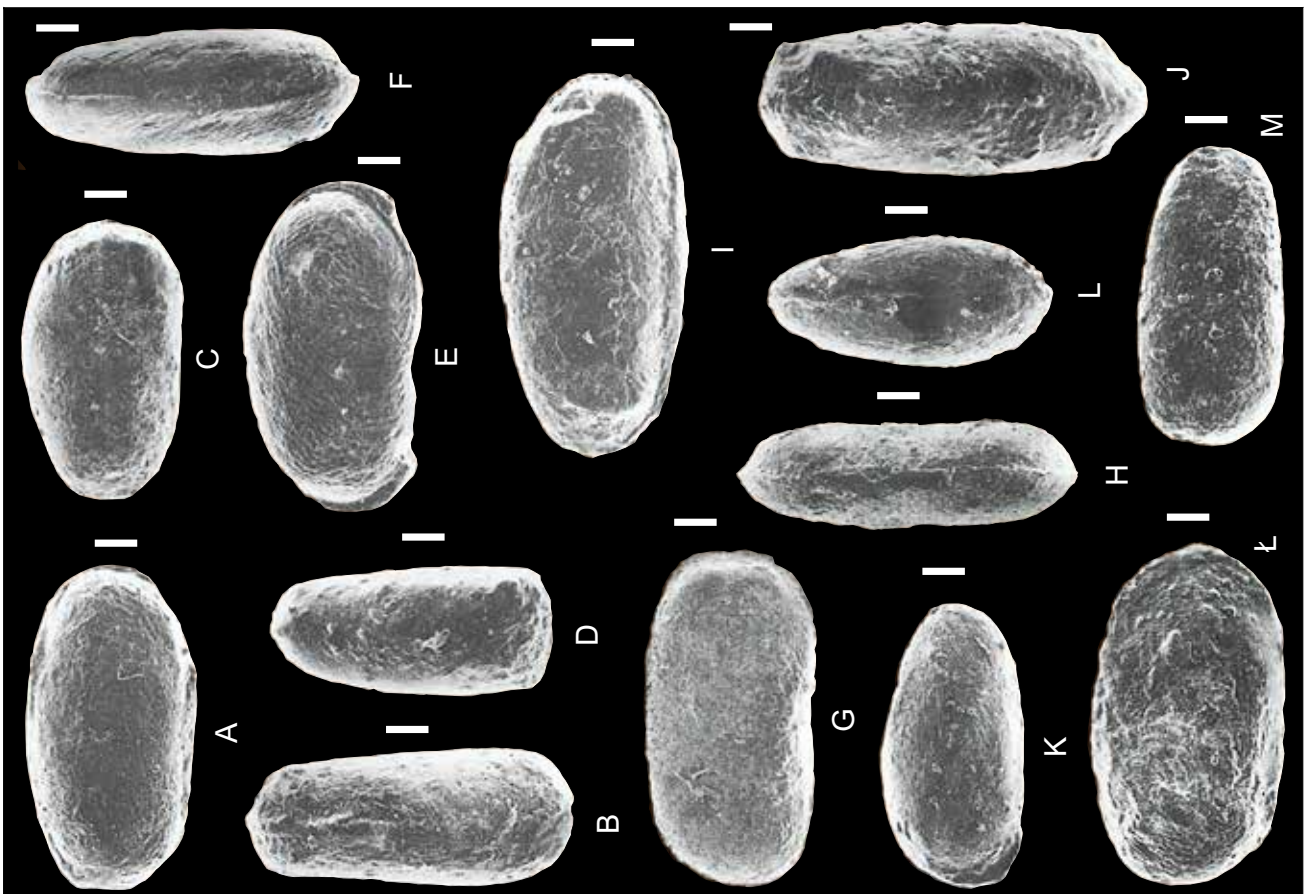


Fig. 10. Małżoraczki dewonu

A, B – *Jefina* sp., A – skorupka prawa, B – widok strony grzbietowej, głęb. 4616,5 m; C, D – *Bythocyproidea puschi* Adamczak, 1976, C – skorupka lewa, D – widok strony grzbietowej, głęb. 5156,0 m; E, F – *Quasillites (Q.) quasillitiformis* (Polenova, 1952), E – skorupka prawa, F – widok strony grzbietowej, głęb. 4616,5 m; G, H – *Graphiadaactylis* ? sp., G – skorupka prawa, H – widok strony grzbietowej, głęb. 5105,0 m; I, J – *Buřina* sp., I – skorupka prawa, J – widok strony grzbietowej, głęb. 4616,5 m; K, L – *Cytherellina* sp. 2, K – skorupka prawa, L – widok strony grzbietowej, głęb. 4551,0 m; M – *Sulcella (Postsulcella)* sp., skorupka prawa, głęb. 4796,0 m; N – *Orthocypris perlonga* Kummerow, 1953, skorupka prawa, głęb. 4605,1 m; skala – 100 µm

## Devonian ostracods

A, B – *Jefina* sp., A – right valve, B – dorsal view, depth 4616.5 m; C, D – *Bythocyproidea puschi* Adamczak, 1976, C – left valve, D – dorsal view, depth 5156.0 m; E, F – *Quasillites (Q.) quasillitiformis* (Polenova, 1952), E – right valve, F – dorsal view, depth 4616.5 m; G, H – *Graphiadaactylis* ? sp., G – right valve, H – dorsal view, depth 5105.0 m; I, J – *Buřina* sp., I – right valve, J – dorsal view, depth 4616.5 m; K, L – *Cytherellina* sp. 2, K – right valve, L – dorsal view, depth 4551.0 m; M – *Sulcella (Postsulcella)* sp., right valve, depth 4796.0 m; N – *Orthocypris perlonga* Kummerow, 1953, right valve, depth 4605.1 m; scale bar – 100 µm

Fig. 9. Małżoraczki dewonu

A – *Parapribylites hanaicus* (Pokorny, 1950), skorupka prawa, głęb. 4811,1 m; B – *Balantoides* sp., skorupka lewa, głęb. 5105,0 m; C – *Punctoprimitia* sp., skorupka prawa, głęb. 5105,0 m; D, E – *Jenningsina cavernosa* (Polenova, 1952), D – skorupka prawa, E – widok strony grzbietowej, głęb. 4616,5 m; F – *Poloniella tertia* Krömmelbein, 1953, skorupka lewa, głęb. 5156,0 m; G – *Poloniella trisinuata* (Van Pelt, 1933), skorupka prawa, głęb. 4616,5 m; H–K – *Favulella* sp.; H, J – skorupka prawa, I, K – widok strony grzbietowej, głęb. 4345,0 m; L, M – *Jenningsina* sp., L – skorupka prawa, M – widok strony grzbietowej, głęb. 5105,0 m; N – *Semilucella polita* Żbikowska, 1983, skorupka prawa, głęb. 4605,1 m; O – *Cavellina devoniana* Egorov, 1950, skorupka prawa, głęb. 4811,1 m; skala – 100 µm

## Devonian ostracods

A – *Parapribylites hanaicus* (Pokorny, 1950), right valve, depth 4811.1 m; B – *Balantoides* sp., left valve, depth 5105.0 m; C – *Punctoprimitia* sp., right valve, depth 5105.0 m; D, E – *Jenningsina cavernosa* (Polenova, 1952), D – right valve, E – dorsal view, depth 4616.5 m; F – *Poloniella tertia* Krömmelbein, 1953, left valve, depth 5156.0 m; G – *Poloniella trisinuata* (Van Pelt, 1933), right valve, depth 4616.5 m; H–K – *Favulella* sp., H, J – right valve, I, K – dorsal view, depth 4345.0 m; L, M – *Jenningsina* sp., L – right valve, M – dorsal view, depth 5105.0 m; N – *Semilucella polita* Żbikowska, 1983, right valve, depth 4605.1 m; O – *Cavellina devoniana* Egorov, 1950, right valve, depth 4811.1 m; scale bar – 100 µm

po raz pierwszy pojawia się w środkowej części formacji skalskiej, w kompleksie XX (według schematu Pajchlowej, 1957), w konodontowym poziomie *hamiansatus* (Malec, 1984, 1988; Malec, Turnau, 1997). W zespole tym wyróżniono ponadto okazy *Orthocypris* sp. i *Bairdiocypris* sp. Przedstawiony powyżej zespół małżoraczek z głęb. 4811,1 m jest charakterystyczny dla środkowego żywetu.

Pojedynczą skorupkę *Microcheilinella* sp. (fig. 11H, I) udokumentowano na głęb. 4800,1 m.

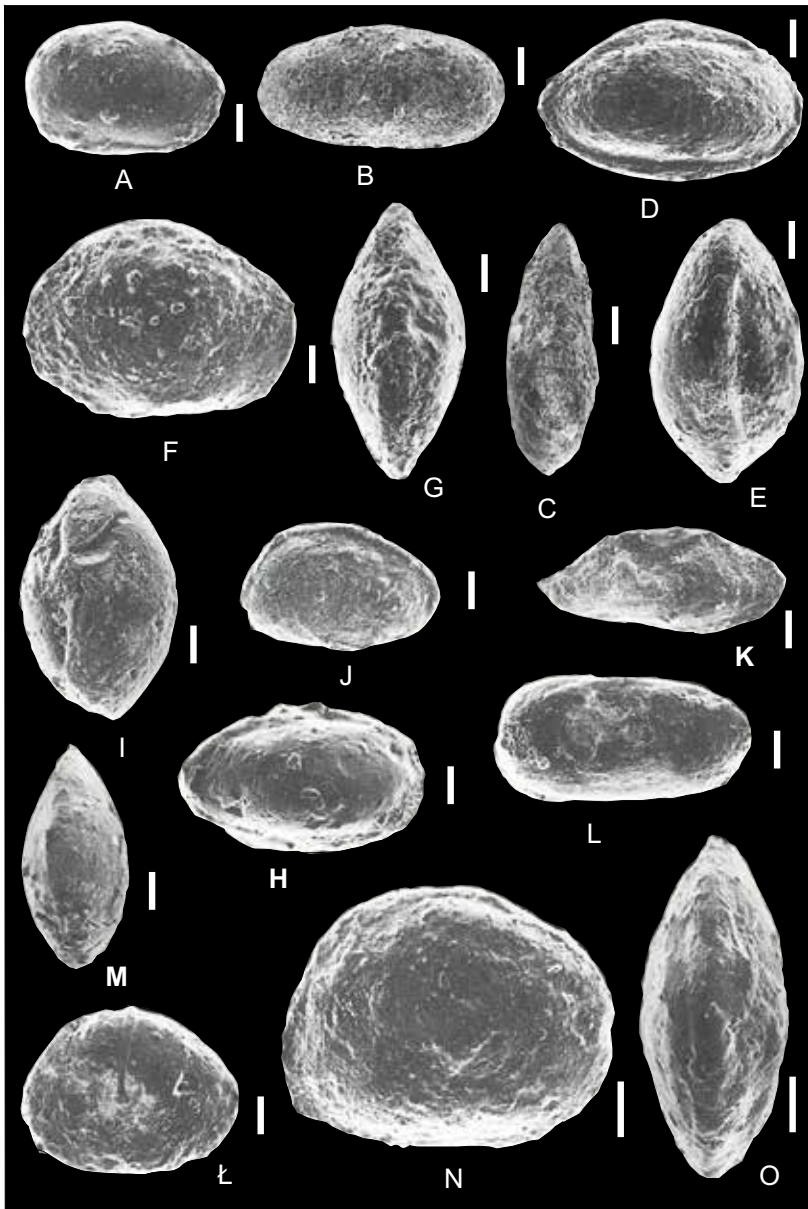
Na głęb. 4796,0 m występuje zespół złożony z licznych okazów *Healdianella resima* (Rozhdestvenskaya) (fig. 11F, G, Ł, M) opisanych z żywetu Rosji (Rozhdestvenskaya, 1959) oraz z górnego żywetu Pomorza (Żbikowska, 1983). W zespole tym występują ponadto *Kozłowskiella* sp., *Praepilatina* sp. (fig. 11N, O) i *Sulcella (Postsulcella)* sp. (fig. 10Ł).

Znaczący stratygraficznie zespół małżoraczek, reprezentowany przez *Poloniella trisinuata* (Van Pelt) (fig. 9G), *Quasillites (Q.) quasillitiformis* (Polenova) (fig. 10E, F), *Tubulibairdia fecunda* (Příbyl) (fig. 11D, E), *Jenningsina cavernosa* (Polenova) (fig. 9D, E), *Jefina* sp. (fig. 10A, B), *Buřina* sp. (fig. 10I, J) i *Quasillites* sp. występuje na głęb. 4616,5 m. Wymienione gatunki zostały stwierdzone w górnym żywecie Pomorza (Żbikowska, 1983). Na obszarze europejskiej części Rosji, w Czechach, USA i w Górach Świętokrzyskich, poszczególne gatunki z tego zespołu opisane zostały w osadach górnego żywetu lub ogólnie w dewonie środkowym (Stewart, 1936; Příbyl, Šnajdr, 1950; Polenova, 1952; Kummerow, 1953; Kesling, Chilman, 1978; Malec, 1984, 1988; Malec, Turnau, 1997). Zespół małżoraczek z głęb. 4616,5 m wskazuje na ich żywecki wiek.

Na głęb. 4605,1 m występuje zespół małżoraczek złożony z gatunków *Orthocypris perlonga* Kummerow (fig. 10M) i *Semilukiella polita* Żbikowska (fig. 9M). Pierwszy z nich opisany został z osadów eiflu i żywetu (Kummerow, 1953; Becker, 1965a, b; Groos, 1969). Obecność tych gatunków udokumentowano w górnym żywecie Pomorza (Żbikowska, 1983).

Na głęb. 4551,0 m występuje zespół złożony z *Polyzygia symmetrica* Gürich, *Healdianella resima* (Rozhdestvenskaya) (fig. 11J), *Cytherellina* sp. 2 (fig. 10K, L) i *Poloniella* sp. Pierwszy z gatunków, w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich udokumentowano w górnym eiflu i w górnym żywecie, w zakresie konodontowych poziomów *kockelianus-disparilis* (Adamczak, 1976; Malec, 1984, 1988; Malec i in., 1995; Malec, Turnau, 1997). W regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich gatunek ten opisano ze środkowego i górnego żywetu (Racki i in., 1985; Malec, Racki, 1992). W dewonie Europy takson ten znany jest z utworów eiflu i żywetu (Michel, 1972; Becker, Bless, 1974; Casier, Preat, 1991). Obecność gatunku *P. symmetrica* na głęb. 4551,0 m sugeruje, że ten fragment profilu należy najprawdopodobniej do górnego żywetu.

Na głęb. 4345,0 m występuje *Polyzygia neodevonica* (Matern), gatunek obecny w Europie i północnej Afryce, w utworach od górnego żywetu do dolnego famenu, gdzie najbardziej powszechny jest w dolnym franie (Adamczak,



**Fig. 11. Małżoraczki dewonu**

A – *Cytherellina oblique* (Kummerow, 1953), skorupka prawa, głęb. 4811,1 m; B, C – *Cytherellina* sp. 1, B – skorupka lewa, C – widok strony grzbietowej, głęb. 5105,0 m; D, E – *Tubulibairdia fecunda* (Pribyl et Snajdr, 1950), D – skorupka prawa, E – widok strony grzbietowej, głęb. 4616,5 m; F, G, J, L, M – *Healdianella resima* (Rozhdestvenskaya, 1959), F, J, L – skorupka prawa, G, M – widok strony grzbietowej, F, G, L, M – głęb. 4796,0 m, J – głęb. 4551,0 m; H, I – *Microcheilinella* sp., H – skorupka prawa, I – widok strony grzbietowej, głęb. 4800,1 m; K – *Bairdia paffrathensis* Kummerow, 1953, skorupka prawa, głęb. 4811,1 m; L – *Orthocypris* sp., skorupka prawa, głęb. 4345,0 m; N, O – *Praepilatina* sp., N – skorupka prawa, O – widok strony grzbietowej, głęb. 4796,0 m; skala – 100 µm

**Devonian ostracods**

A – *Cytherellina oblique* (Kummerow, 1953), right valve, depth 4811.1 m; B, C – *Cytherellina* sp. 1, B – left valve, C – dorsal view, głęb. 5105.0 m; D, E – *Tubulibairdia fecunda* (Pribyl et Snajdr, 1950), D – right valve, E – dorsal view, głęb. 4616.5 m. F, G, J, L, M – *Healdianella resima* (Rozhdestvenskaya, 1959), F, J, L – right valve, G, M – dorsal view, F, G, L, M – depth 4796.0 m, J – depth 4551.0 m; H, I – *Microcheilinella* sp., H – right valve, I – dorsal view, depth 4800.1 m; K – *Bairdia paffrathensis* Kummerow, 1953, right valve, depth 4811.1 m; L – *Orthocypris* sp., right valve, depth 4345.0 m; N, O – *Praepilatina* sp., N – right valve, O – dorsal view, depth 4796.0 m; scale bar – 100 µm

1971; Becker, 1971, 1988; Michel, 1972; Coen, 1982; Lethiers, 1982; Lethiers i in., 1985; Milhau, 1983, 1988; Casier, 1987, 1988; Casier, Devleeschouwer, 1995; Crasquin-Soleau i in., 1994). Na tej samej głębokości występują liczne skorupki *Favulella* sp. (fig. 9H–K) oraz okazy *Orthocypris* sp. (fig. 11L). W Europie nieliczni reprezentanci rodzaju *Favulella* (*F. lecomptei* Becker i *F. spissa* Żbikowska) występują w dolnym i środkowym franie (Becker, 1971; Lethiers, 1982; Lethiers i in., 1985; Żbikowska, 1983; Casier, 1987), gdzie gatunek *F. lecomptei* współwystępuje z *P. neo-devonica*. Okazy *Favulella* sp. z otworu Szwejki IG 3 należą najprawdopodobniej do nowego gatunku. Biorąc pod uwagę znany zasięg stratygraficzny rodzaju *Favulella* w górnym dewonie Europy, należy przypuszczać, że okazy należące do tego rodzaju z głęb. 4345,0 m, mają zbliżoną pozycję stratygraficzną, to znaczy ograniczoną do konodontowych poziomów *transitans*–wczesny *hassi* z dolnego franu.

W próbkach pobranych na małżoraczki znajdowano także różnicowane taksonomicznie szczątki makro- i mikroskamieniałości należące do innych grup morskich organizmów. Na głęb. 5335,0 i 5344,0 m pospolite są liliowce *Cupressocrinites gracilis* Goldfuss, które w Górach Świętokrzyskich występują od dolnego eiflu do dolnego żywetu (Głuchowski, 1981, 1993). Na głęb. 5165,1 m obecne są okazy pelagicznych tentakulitów z rodzaju *Novakia*. Tentakulity z rodzaju *Homoctenus* napotkano na głęb. 5156,0 m. Na głęb. 4616,5 m udokumentowano obecność okazów łęgni ramienic (*Charophyta*) *Trochiliscus rugulatus* Peck i z rodzaju *Sycidium* oraz tentakulity z rodzaju *Homoctenus*. Obecność ramienionogów *Lingula* sp. stwierdzono w próbkach z głęb. 4392,0 i 5165,1 m, natomiast liczne skorupki liścionogów na głęb. 4337,0 i 4392,0 m.

Jan MALEC

## BIOSTRATYGRAFIA UTWORÓW NA PODSTAWIE KORALOWCÓW

Niniejszy rozdział został opracowany na podstawie dokumentacji archiwalnej „Koralowce z otworu wiertniczego Szwejki IG 3 i ich znaczenie stratygraficzne” (Fedorowski, 1990). Badania paleontologiczne wykonano na podstawie próbek pobranych z 13 interwałów w zakresie głęb. 4297,7–5498,1 m. W obrębie analizowanych próbek wyróżniono 13 taksonów koralowców należących do Tabulata i Tetracoralia, reprezentowanych przez 10 rodzajów: *Alveolites*, *Ceratophyllum*, *Crassialveolites*, *Disphyllum*, *Favosites*, *Grypophyllum*, *Heliolites*, *Pterorrhiza*, *Syringopora* i *Thamnophyllum*. Do rangi gatunku lub podobnych do danego gatunku oznaczono 11 taksonów: *Alveolites obtortus* Lecompte, 1939, *Ceratophyllum* cf. *kielcensis* Rózkowska, 1979, *Crassialveolites evidens* Dubatolov, 1963, *Disphyllum* cf. *caespitosum* (Goldfuss, 1826), *Favosites goldfussi* d’Orbigny, 1850, *Grypophyllum* cf. *primum* (Wedekind, 1923), *Heliolites porosus* (Goldfuss, 1926), *Pterorrhiza bathycalyx* (Frech, 1886), *Syringopora* cf. *vulgaris* Yanet, 1959, *Thamnophyllum caespitosum* (Goldfuss, 1826) i *T.* cf. *germanicum* Scrutton, 1968. Wyżóżnione taksony koralowców zo-

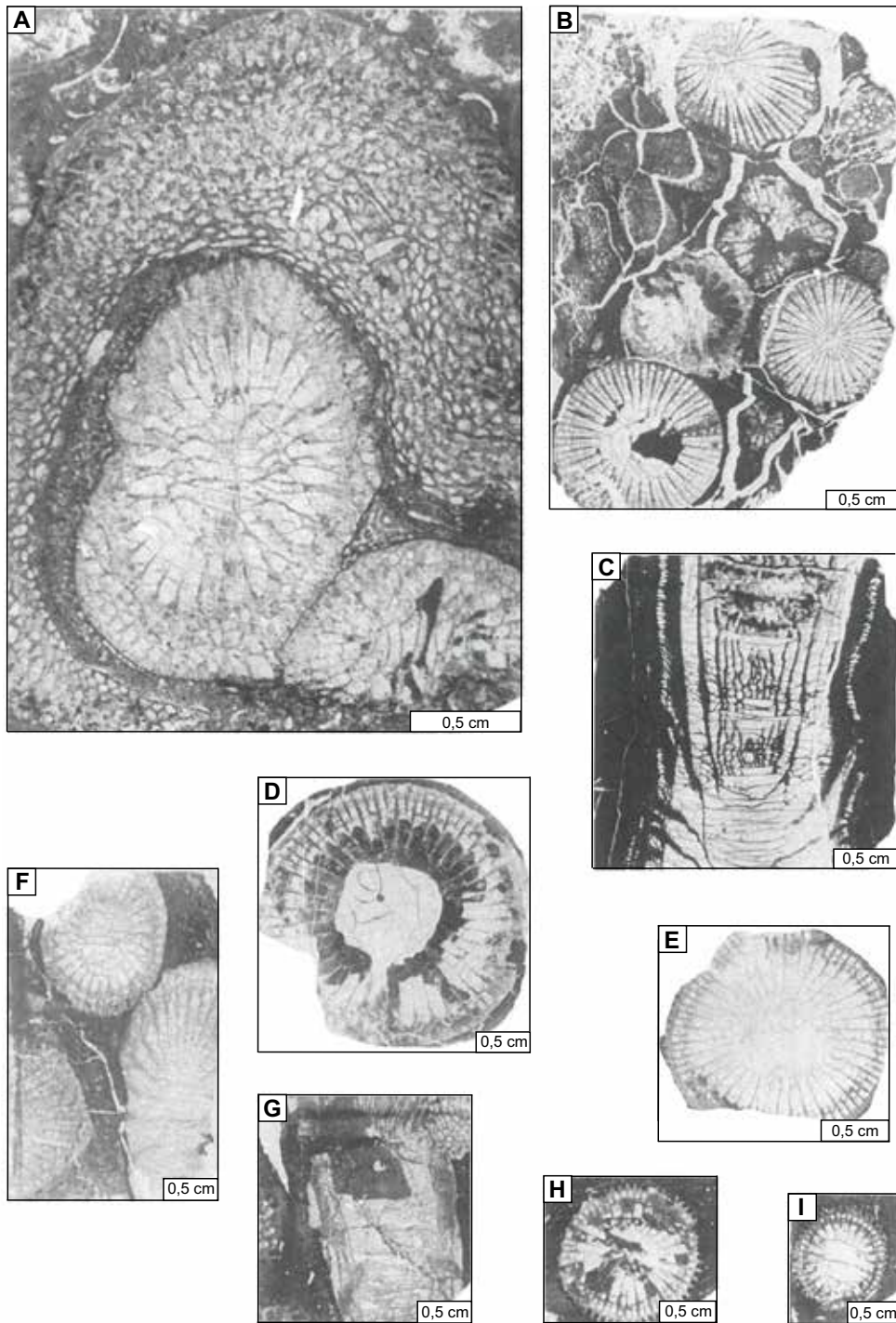
stały zilustrowane na fig. 12–14, a ich zasięgi stratygraficzne przedstawione w tabeli 3.

Najstarszy zespół koralowców udokumentowany na głęb. 5336,3–5498,1 m złożony jest z: *Thamnophyllum caespitosum* (Goldfuss) (fig. 13B, C), *Grypophyllum* cf. *primum* (Wedekind) (fig. 13D, E), *Heliolites porosus* (Goldfuss) (fig. 14C, D), *Favosites goldfussi* d’Orbigny (fig. 13K–M), *Syringopora* cf. *vulgaris* Yanet (fig. 14A), *Alveolites* sp. (fig. 14B), *Pterorrhiza* sp. 2 (fig. 13A) i ? *Pterorrhiza* sp. (tab. 3). Za istotny stratygraficznie należy uznać *T. caespitosum* – gatunek szeroko rozprzestrzeniony, znany z żywetu Wielkiej Brytanii i Niemiec, przeważnie z żywetu środkowego, a w Polsce z górnego eiflu i dolnego żywetu (Rózkowska, 1956, 1957; Scrutton, 1968; Fedorowski, 2003). Okazy opisane jako *G.* cf. *primum* należą najprawdopodobniej do nowego gatunku. Rodzaj *Grypophyllum* ma zasięg ogólnosiwiatowy i jest niemal wszędzie ograniczony do środkowego dewonu. Tylko w Kanadzie jest znany z najniższego franu. Gatunki *H. porosus* i *F. goldfussi* są kosmopolityczne, występujące w eiflu i w dolnym żywecie (Nowiński, Sarnecka, 2003).

Tabela 3

Zasięgi stratygraficzne koralowców  
Stratigraphic ranges of corals

Głębokość Depth [m]	Nazwa gatunku Species name	Występowanie Occurrence	
		świat world	Polska Poland
4297,7	<i>Crassialveolites evidens</i> <i>Disphyllum</i> cf. <i>caespitosum</i>	–	górný żywet fran
4300,3	<i>Crassialveolites evidens</i> <i>Pterorrhiza</i> sp. 1	dolny fran dolny fran	górný żywet –
4538,4	<i>Pterorrhiza bathycalyx</i> <i>Thamnophyllum</i> cf. <i>germanicum</i>	eifel–żywet żywet–dolny fran	żywet żywet
4541,2	<i>Thamnophyllum</i> cf. <i>germanicum</i> <i>Thamnophyllum</i> sp.	żywet–dolny fran –	żywet –
4545,5	<i>Alveolites obtortus</i> ? <i>Thamnopora</i> sp. <i>Ceratophyllum</i> cf. <i>kielcensis</i> <i>Disphyllum</i> sp.	żywet–fran – – –	żywet–fran – dolny fran –
5336,3	<i>Favosites goldfussi</i> <i>Grypophyllum</i> cf. <i>primum</i> <i>Thamnophyllum caespitosum</i>	eifel–dolny fran eifel–dolny żywet żywet	eifel–żywet – górný eifel–żywet
5340,5	<i>Syringopora</i> cf. <i>vulgaris</i> <i>Thamnophyllum caespitosum</i>	eifel żywet	– eifel–żywet
5343,5	<i>Favosites goldfussi</i> <i>Grypophyllum</i> cf. <i>primum</i>	eifel–dolny fran eifel–dolny żywet	górný eifel–żywet –
5380,3	<i>Pterorrhiza</i> sp. 2	–	–
5432,2	<i>Alveolites</i> sp. <i>Favosites goldfussi</i> <i>Grypophyllum</i> cf. <i>primum</i>	– eifel–dolny fran eifel–dolny żywet	– eifel–żywet –
5441,3	<i>Favosites goldfussi</i> ? <i>Pterorrhiza</i> sp.	eifel–dolny fran –	eifel–żywet –
5491,8	<i>Heliolites porosus</i>	eifel–dolny żywet	eifel–żywet
5498,1	<i>Favosites goldfussi</i>	eifel–dolny fran	eifel–żywet

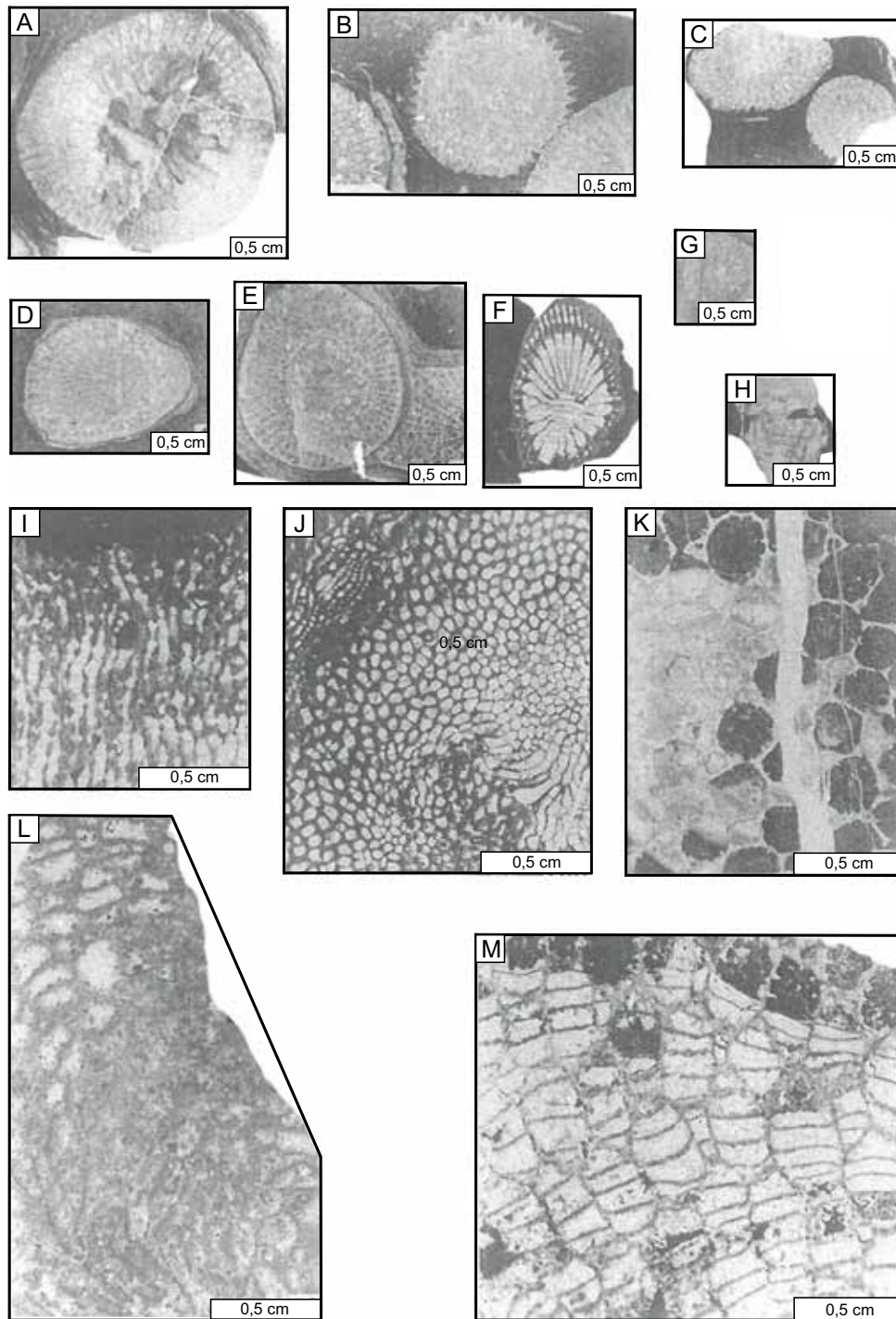


**Fig. 12. Koralowce dewonu**

**A** – *Crassialveolites evidens* Dubatolov, 1963, obrastający dwie gałęzki *Disphyllum* cf. *caespitosum* (Goldfuss, 1826); przekrój poprzeczny; głęb. 4297,7 m; **B** – *Ceratophyllum* cf. *kielcensis* Różkowska, 1979, oraz źle zachowane fragmenty *?Thamnopora* sp. (prawo – góra) i *Disphyllum* sp. (w środku); przekroje poprzeczne; głęb. 4545,5 m; **C–E** – *Pterorrhiza bathycalyx* (Frech, 1886); **C** – przekrój podłużny; **D, E** – przekroje poprzeczne; **C** – głęb. 4538,4 m, **D** – głęb. 4541,2 m, **E** – głęb. 4538,4 m; **F** – *Disphyllum* cf. *caespitosum* (Goldfuss, 1826); przekrój poprzeczny i skośny; głęb. 4297,7 m; **G–I** – *Pterorrhiza* sp. 1; **G** – przekrój podłużny, **H, I** – przekroje poprzeczne; głęb. 4300,3 m

#### Devonian corals

**A** – *Crassialveolites evidens* Dubatolov, 1963, grew over two branches of *Disphyllum* cf. *caespitosum* (Goldfuss, 1826); cross section; depth 4297.7 m; **B** – *Ceratophyllum* cf. *kielcensis* Różkowska, 1979, and poorly preserved fragments of *?Thamnopora* sp. (right – upper) and *Disphyllum* sp. (in center); cross sections; depth 4545.5 m; **C–E** – *Pterorrhiza bathycalyx* (Frech, 1886); **C** – longitudinal section; **D, E** – cross sections; **C** – depth 4538.4 m, **D** – depth 4541.2 m, **E** – depth 4538.4 m; **F** – *Disphyllum* cf. *caespitosum* (Goldfuss, 1826); cross section and oblique section; depth 4297.7 m; **G–I** – *Pterorrhiza* sp. 1; **G** – longitudinal section, **H, I** – cross sections; depth 4300.3 m

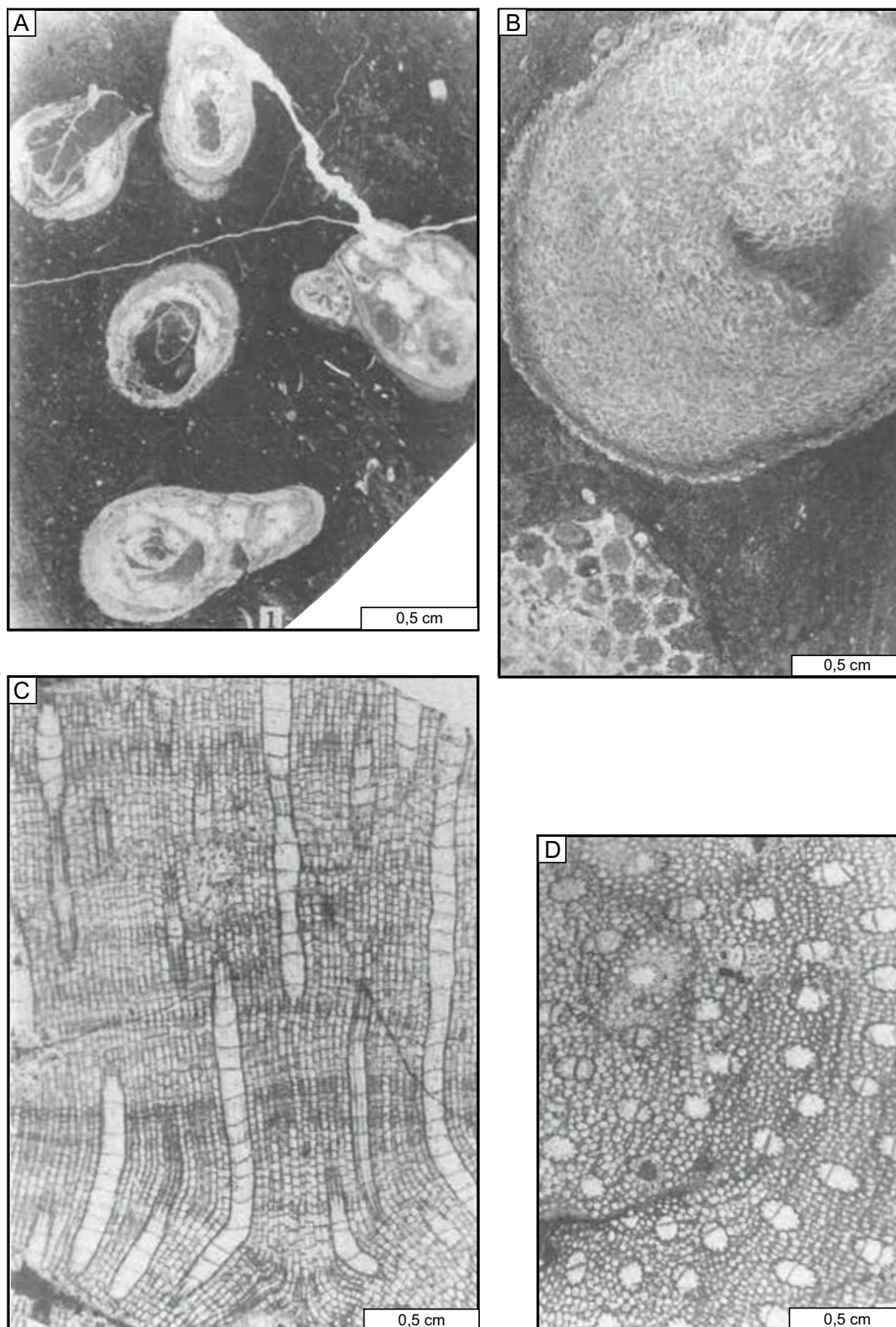


**Fig. 13. Koralowce dewonu**

A – *Pterorrhiza* sp. 2; przekrój poprzeczny; głęb. 5380,3 m; B, C – *Thamnophyllum caespitosum* (Goldfuss, 1826); przekroje poprzeczne; głęb. 5336,3 m; D, E – *Grypophyllum* cf. *primum* (Wedekind, 1923); przekroje poprzeczne; D – głęb. 5432,2 m, E – głęb. 5336,3 m; F – *Thamnophyllum* sp.; przekrój skośny; głęb. 4541,2 m; G, H – *Thamnophyllum* cf. *germanicum* Scrutton, 1968; G – przekrój poprzeczny, H – przekrój podłużny; głęb. 4538,4 m; I, J – *Alveolites obtortus* Lecompte, 1939; I – przekrój podłużny, J – przekrój poprzeczny; głęb. 4545,5 m; K–M – *Favosites goldfussi* d'Orbigny, 1850; K – przekrój poprzeczny, głęb. 5343,5 m; L – przekrój skośny, głęb. 5441,3 m; M – przekrój podłużny, głęb. 5498,1 m

Devonian corals

A – *Pterorrhiza* sp. 2; cross section, depth 5380.3 m; B, C – *Thamnophyllum caespitosum* (Goldfuss, 1826); cross sections, depth 5336.3 m; D, E – *Grypophyllum* cf. *primum* (Wedekind, 1923); cross sections; D – depth 5432.2 m, E – depth 5336.3 m; F – *Thamnophyllum* sp.; oblique section; depth 4541.2 m; G, H – *Thamnophyllum* cf. *germanicum* Scrutton, 1968; G – cross section, H – longitudinal section; depth 4538.4 m; I, J – *Alveolites obtortus* Lecompte, 1939; I – longitudinal section, J – cross section; depth 4545.5 m; K–M – *Favosites goldfussi* d'Orbigny, 1850; K – cross section, depth 5343.5 m; L – oblique section, 5441.3 m; M – longitudinal section, 5498.1 m



**Fig. 14. Koralowce dewonu**

**A** – *Syringopora* cf. *vulgaris* Yanet, 1959; przekrój poprzeczny; głęb. 5340,5 m; **B** – *Alveolites* sp. (górną) i *Favosites goldfussi* d'Orbigny, 1850 (dolną), przekroje poprzeczne; głęb. 5432,2 m; **C, D** – *Heliolites porosus* (Goldfuss, 1826); **C** – przekrój podłużny, **D** – przekrój poprzeczny; głęb. 5491,8 m

Devonian corals

**A** – *Syringopora* cf. *vulgaris* Yanet, 1959; cross section, depth 5340.5 m; **B** – *Alveolites* sp. (upper) i *Favosites goldfussi* d'Orbigny, 1850 (lower), cross sections, depth 5432.2 m; **C, D** – *Heliolites porosus* (Goldfuss, 1826); **C** – longitudinal section, **D** – cross section; depth 5491.8 m

Stosunkowo szeroki zasięg stratygraficzny tych gatunków wskazuje, że zespół koralowców stwierdzony na podanej powyżej głębokości jest ograniczony bliżej nieokreśloną częścią eiflu oraz dolnym żywetem.

Młodszy zespół koralowców pochodzi z głęb. 4538,4–4545,5 m. Wyróżniono w nim następujące gatunki: *Ceratophyllum* cf. *kielcensis* Rózkowska (fig. 12B), *Pterorrhiza bathycalex* (Frech) (fig. 12C–E), *Thamnophyllum* cf. *germanicum* Scrutton (fig. 13G–H), *Alveolites obtortus* Lecompte (fig. 13I, J), *Thamnophyllum* sp. (fig. 13F), *Disphyllum* sp. i ? *Thamnopora* sp. (tab. 3). Gatunki z tego przedziału głębokości znane są z żywetu jak i z franu. Duże podobieństwo okazów *C.* cf. *kielcensis* do gatunku opisanego przez Rózkowską (1979) z dolnego franu Polski, może sugerować zbliżony wiek osadów. Okazy z otworu Szwejki IG 3 wykazują pewne podobieństwo do starszych stratygraficznie gatunków *Ceratophyllum*, a szczególnie do żyweckiego *C. typus* Gürich. Gatunek *Thamnophyllum germanicum* sięga w zachodniej Europie do franu. W Polsce gatunek ten występuje jednak wyłącznie w żywecie, a znalezione w otworze Szwejki IG 3 okazy zbliżone są raczej do gatunków opisanych przez Rózkowską (1956) z żywetu formacji skalskiej z regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich, niż do okazów z dolnego franu Niemiec. Gatunek *P. bathycalex* występuje w Polsce wyłącznie w dolnym żywecie (Fedorowski,

2003). Morfologia zbadanych okazów z otworu Szwejki IG 3 jest najbardziej zbliżona do grupy podgatunków *P. bathycalex* opisanych przez Rózkowską (1956) z utworów żywetu formacji skalskiej z regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich, datowanych na konodontowe poziomy *hemiansatus-varcus* (Fedorowski, 2003). Gatunek *Alveolites obtortus*, o dość dużej zmienności, jest dobrze poznany i opisany z osadów górnego żywetu i franu (Nowiński, Sarnecka, 2003). Zespół koralowców z omawianego przedziału głębokości można uznać za żywecki, zapewne górnożywecki (Fedorowski, 2003; Nowiński, Sarnecka, 2003).

Najmłodszy zespół koralowców pochodzi z głęb. 4297,7–4300,3 m, gdzie stwierdzono obecność *Crassialveolites evidens* Dubatolov (fig. 12A), *Disphyllum* cf. *caespitosum* (Goldfus) (fig. 12F) i *Pterorrhiza* sp. 1 (fig. 12G–I). Wchodzący w skład tego zespołu gatunek *C. evidens* opisany został z górnego żywetu i dolnego franu (Nowiński, 1992; Nowiński, Sarnecka, 1993). Zespół ten można uznać za charakterystyczny dla pogranicza żywetu i franu.

Zespoły oznaczonych koralowców sugerują następującą pozycję stratygraficzną osadów w profilu otworu Szwejki IG 3:

- eifel–dolny żywet – 5336,3–5498,1 m;
- górny żywet – 4538,4–4545,5 m;
- górny żywet–dolny fran – 4297,7–4300,3 m.

## PERM

Tadeusz PERYT

### STRATYGRAFIA I PALEOGEOGRAFIA

#### Stratygrafia

Z powodu uwarunkowań tektonicznych i paleogeograficznych, wynikających z położenia otworu Szwejki IG 3 w strefie uskokowej i jednocześnie w strefie brzeżnej zbiornika (zob. Peryt, Skowroński, 2021), stratygrafia cechsztynu nie jest jednoznaczna. Kontrowersja dotyczy zwłaszcza środkowego przewarstwienia dolomitowego, który w profilu otworu uznano za reprezentujący dolomit główny, chociaż istnieją pewne przesłanki przemawiające za tym, że interwał ten to utwory cyklu PZ3 (dolomit płytowy).

Interwał 4166,0–4226,0 m to **cyklotem PZ1**. Profil cechsztynu rozpoczyna się brekcją zbudowaną z okruchów dolomitów dewońskich; miąższość brekcji wynosi 0,2 m. Wyżej leżą dolomity **wapienia cechsztyńskiego (Ca1)** o małej miąższości (ok. 5 m). Są to głównie zrekrystalizowane pakstony-greinstony oraz utwory mikrobialne o wykształceniu charakterystycznym dla górnej części profilu powstających na obszarze brzeżnej platformy węglanowej.

Nad wapieniem cechsztyńskim występują poziomy ewaporatowy cyklu PZ1 o sumarycznej miąższości 55 m, kolejno: **anhydryt dolny A1d** (40,3 m), **najstarsza sól kamienna Na1** (0,9 m) i **anhydryt górny A1g** (13,8 m).

W dolnej części anhydrytu dolnego występują anhydryty masywne wykazujące wyraźne ślady płynięcia, interpretowane jako zdeformowane w trakcie osuwisk syndepozycyjnych. Są one przykryte miąższym pakietem czerwonych mułowców, miejscami smużycie i przekątnie warstwowanych, z częstymi śladami wieloetapowego zbrekcjowania. Pakiet ten powstał w rezultacie spływów i wymywania drobnych frakcji.

Nad kompleksem mułowców występują anhydryty o miąższości 0,4 m, a następnie halit (poziom najstarszej soli kamiennej). Powyżej następują utwory anhydrytu górnego. W najniższej części stwierdzono czarne mułowce inkrustowane anhydrytem, powstałe w systemie sebhy, które stopniowo przechodzą w anhydryty przekrystalizowane z miejscami stwierdzoną charakterystyczną porowatością (subhoryzontalne pory cechujące osady powstające w warunkach okresowo silnie podwyższonego stężenia solanki, powyżej granicy początku precypitacji halitu). Tego typu anhydryty powstały w płytkich warunkach subakwalnych. Nad nimi występują anhydryty silnie przekrystalizowane, wyraźnie warstwowane, miejscami warstwowane gruzłowo, o miąższości 13,0 m, które również powstały w bardzo płytkich warunkach subakwalnych w systemie sebhy. W górnej

części pakietu anhydrytów spotyka się przerosty dolomitu (na ogół peloidowo-bioklastycznego pakstonu).

Na głęb. 4041,0–4166,0 m występują utwory zaliczone w profilu otworu do **cyklu PZ2**. Na głęb. 4136–4166,0 m występują dolomity. Są to głównie silnie przekrystalizowane utwory drobnoziarniste, zawierające dwa przewarstwienia zrekrystalizowanych pakstonów i greinstonów onkoidowych. Utwory te reprezentują **dolomit główny (Ca2)**. Wyżej – w interwale 4106,8–4136,0 m – występuje **anhydryt podstawowy (A2)** – głównie anhydryty pasemkowane, w stropowej części wyraźnie zbrekcjowane.

Wyżej – na głęb. 4098,5–4106,8 m – występuje środkowe przewarstwienie dolomitów – silnie przekrystalizowane utwory ziarniste, przykryte anhydrytami pasemkowanymi, z centymetrowymi przerostami dolomitu oraz, na głęb. 4096,3–4086,45 m, grubszym przewarstwieniem dolomitu. Anhydryty te są przykryte silnie porowatymi przekrystalizowanymi anhydrytami. Duża podobieństwo kompleksu anhydrytowego występującego powyżej środkowego przewarstwienia dolomitowego do kompleksu występującego poniżej tego przewarstwienia wskazywać może na taką samą ich przynależność stratygraficzną – do anhydrytu podstawowego. Implikacją takiej pozycji stratygraficznej utworów siarczanowych byłaby przynależność środkowego przewarstwienia dolomitów występujących pomiędzy nimi do dolomitu głównego (zakładając obecność uskoku w interwale pozbawionym rdzenia poniżej środkowego przewarstwienia dolomitów) bądź też do dolomitu płytowego.

Na głęb. 4023,0–4041,0 m występują utwory **anhydrytu górnego (A1g)**. W najniższej części występują anhydryty przekrystalizowane, z drobnymi pseudomorfozami po kryształach selenitu, powstałe w płytkich warunkach subakwalnych, w solankach o wysokim stężeniu. Następują po nich anhydryty zbrekcjowane, z nieregularnymi kieszeniami dolomitu, a następnie – anhydryty przekrystalizowane,

z licznymi żyłkami i nieregularnymi, drobnymi kieszeniami dolomitu, głównie zorientowanymi horyzontalnie, a także przerostami o miąższości kilku centymetrów, bardzo częstymi blisko stropu. Takie następstwo jest bardzo charakterystyczne dla anhydrytu górnego w peryferycznej części zbiornika (jak np. w syneklizie perybałtyckiej – Peryt, 1990).

Powyżej – na głęb. 3985,0–4023,0 m – stwierdzono obecność dolomitu głównego. W najniższej, rdzeniowanej części występują silnie przekrystalizowane utwory ziarniste. Wyższa część dolomitu głównego, a także występujące powyżej utwory anhydrytowe, zaliczone do anhydrytu podstawowego na podstawie ich położenia w profilu, nie była rdzeniowana.

Nad utworami anhydrytu podstawowego występują utwory triasu.

### Paleogeografia

W czasie transgresji cechsztyńskie rejon otworu Szwejki IG 3 był wypiętrzoną blokiem zbudowanym ze skał węglanowych dewonu górnego i sedimentacja cechsztyńska została zapoczątkowana dopiero pod koniec depozycji wapienia cechsztyńskiego. Wykształcenie utworów cechsztyńskich wskazuje na depozycję w środowiskach brzeżnej platformy węglanowej, kiedy powstały osady wapienia cechsztyńskiego i dolomitu głównego, a także poziomów anhydrytów cykli PZ1 i PZ2. Analiza facjalna osadów anhydrytu dolnego wykazała duże znaczenie osuwisk syndepozycyjnych i depozycję w płytkim środowisku. Wykształcenie anhydrytu górnego i dominacja utworów powstałych w bardzo płytkich środowiskach subakwalnych systemu sebhya wskazują na strefę sedimentacji położoną bardzo blisko brzegu zbiornika, porównywalną ze strefami II–III, wyróżnionymi na obszarze syneklizy perybałtyckiej (Peryt, 1990). W środowisku płytkowodnym powstały także utwory anhydrytu podstawowego.

### Tadeusz PERYT

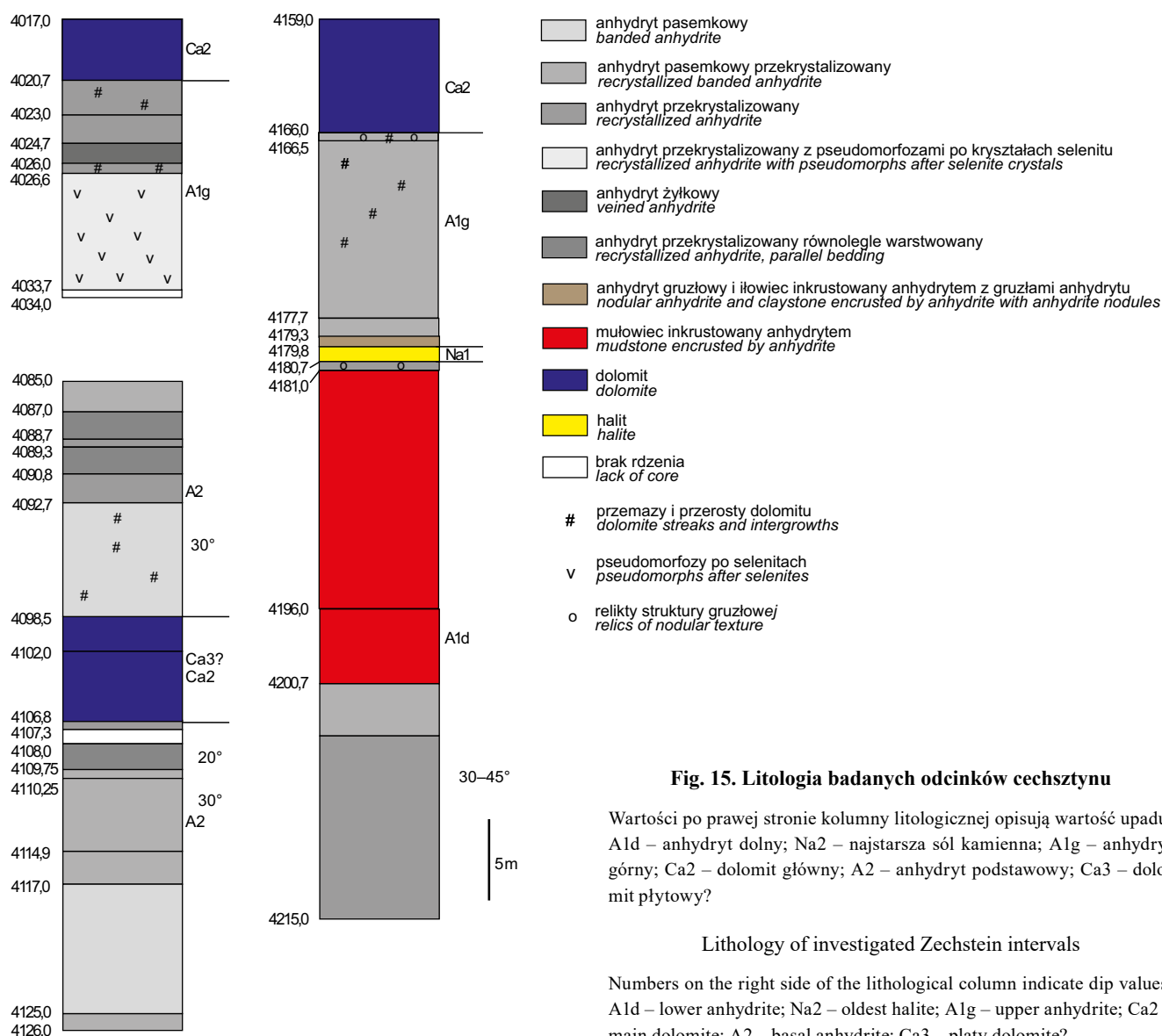
#### OPRACOWANIE SEDYMENTOLOGICZNE ANHYDRYTÓW CECHSZTYŃSKICH

Utwory cechsztyńskie w otworze Szwejki IG 3 są dość silnie zaburzone; o zaangażowaniu tektonicznym świadczą zmienne upady – jak wynika z analizy litologiczno-facjalnej – powtórzenia tektoniczne.

W najniższej części profilu cechsztyńskiego, powyżej utworów wapienia cechsztyńskiego, występują – rdzeniowane na głęb. 4200,7–4215,0 m – anhydryty masywne (fig. 15), zbudowane z bardzo drobnych, głównie tabliczkowatych kryształów. Ponieważ te petrograficznie jednorodne skały wykazują – jak wspomniano wcześniej – wyraźne ślady płynięcia, można je interpretować jako zdeformowane w trakcie osuwisk syndepozycyjnych. Za taką interpretacją wydają się także przemawiać szybkie zmiany – w obrębie serii zapadającej pod kątem 30–45°.

Nad kompleksem czerwonych ilowców występują anhydryty o miąższości 0,3 m, u dołu zbrekcjowane, a u góry – przekrystalizowane, masywne, z rzadkimi porami o średnicy

centymetrowej, a następnie halit (0,9 m). Z kolei następują ciemnoszare mułowce inkrustowane anhydrytem, powstałe w systemie sebhya, stopniowo przechodząca w anhydryty przekrystalizowane (1,3 m), z relikdami pasemkowania oraz – miejscami – charakterystyczną porowatością (subhoryzontalne pory cechujące osady powstające w warunkach okresowo silnie podwyższonego stężenia solanki, powyżej granicy początku precypitacji halitu). Tego typu anhydryty powstały w płytkich warunkach subakwalnych. Nad nimi (głęb. 4166,0–4177,7 m) występują anhydryty silnie przekrystalizowane, wyraźnie warstwowane, miejscami warstwowane gruzłowe, o miąższości 11,7 m. Również te utwory powstały w bardzo płytkich warunkach subakwalnych w systemie sebhya. W górnej części pakietu anhydrytów spotyka się przerosty dolomitu (fig. 15); na ogół jest to peloidowo-bioklastyczny pakston.



Utwory występujące powyżej soli swoim wykształceniem wskazują na przynależność do anhydrytu górnego (A1g), przy czym dominacja utworów powstałych w bardzo płytkich środowiskach subakwalnych systemu sebhya wskazuje na strefę sedimentacji położoną bardzo blisko brzegu zbiornika, porównywalną ze strefami II–III, wyróżnionymi na obszarze syneklizy perybałtyckiej (Peryt, 1990). Również wspomniane wyżej przerosty dolomitowe w górnej części anhydrytu górnego są analogiczne do dolomitów występujących – w różnej formie – w anhydrycie górnym w rejonie Zatoki Puckiej (Peryt, 1986), będących wypełnieniami kavern, powstałych w trakcie ekspozycji subaeralnej po sedimentacji anhydrytu górnego.

Od głęb. 4126 m, ku górze, występuje najpierw anhydryt porowaty, przesycony solą, z reliktywnym poziomym pasmowaniem, o miąższości 1 m, potem – 8 m przekrystalizowanego anhydrytu pasmowanego, u góry pasmowanego smużycie, lokalnie, w dolnej części, porowatego, następnie

– 2,1 m silnie porowatego przekrystalizowanego anhydrytu pasmowanego (fig. 15). Powyżej występują przekrystalizowane anhydryty pasmowane (4,65 m), lokalnie porowate (pory o wielkości od milimetrów do centymetrów), przy czym pasmka są nachylone pod kątem 30° i mniejszym, a następnie – pasmowane, silnie porowate (0,5 m) przykryte silnie przekrystalizowanymi anhydrytami równolegle warstwowanymi, pod kątem 20° (2,35 m), w stropowej części wyraźnie zbrekcyjowanymi, po których następują dolomity.

Powyżej tego środkowego przewarstwienia dolomitowego, od głęb. 4098,5 m, występują anhydryty pasmowane (pod kątem 30°), z centymetrowymi przerostami dolomitu oraz, na głęb. 4096,3–4096,45 m, grubszym przewarstwieniem dolomitu. Miąższość tych anhydrytów wynosi 5,8 m (fig. 15). Przykryte są one silnie porowatymi przekrystalizowanymi anhydrytami (1,9 m), silnie przekrystalizowanymi anhydrytami równolegle warstwowanymi, pod kątem 30°, identyczne z tymi występującymi poniżej środkowego prze-

warstwienia dolomitowego. Miąższość pakietu tych anhydrytów wynosi 3,8 m, przy czym w środkowej jego części występuje warstwa (0,5 m) anhydrytu porowatego. Powyżej pakietu anhydrytów równolegle warstwowanych występują anhydryty przekrystalizowane lekko (na ogół) porowate, z relikdami smużystego pasemkowania (2,0 m). Anhydryty występujące poniżej i powyżej środkowego przewarstwienia dolomitowego są bardzo silnie zrekrytalizowane – jak to kilkakrotnie wspomniano – co zaznacza się także w obrazie mikroskopowym: punktowo obserwuje się obecność bardzo dużych kryształów. Duża podobieństwo kompleksu anhydrytowego występującego powyżej środkowego przewarstwienia dolomitowego do kompleksu występującego poniżej tego przewarstwienia wskazywać może na taką samą ich przynależność stratygraficzną, która jest niepewna: na podstawie przesłanek negatywnych (brak cech charakterystycznych dla anhydrytu górnego oraz anhydrytu głównego) może sugerować, że oba kompleksy należą do anhydrytu podstawowego. Argumentem na rzecz takiej interpretacji jest fakt stwierdzenia – na głęb. 4113 m – struktur wiązanych z ruchami masowymi, podobnymi do stwierdzonych w anhydrycie dolnym profilu Szwejki IG 3 oraz w wielu innych otworach, zwłaszcza na pograniczu peryferycznej i centralnej części zbiornika, a także stwierdzanych dość często w podobnej pozycji paleogeograficznej w anhydrycie podstawowym (brak jest ich natomiast w anhydrycie głównym, co jest związane z odmiennym reżimem sedymen-

logicznym w trakcie depozycji utworów cyklu PZ3). Implikacją takiej pozycji stratygraficznej utworów siarczanowych może być przynależność utworów węglanowych, występujących pomiędzy nimi, do dolomitu płytowego.

Inny charakter ma najwyższy rdzeniowany pakiet anhydrytów (głęb. 4020,7–4033,7 m). W najniższej jego części występuje kompleks (7,1 m) anhydrytów przekrystalizowanych, z drobnymi pseudomorfozami po kryształach selenitu, z linearnym układem drobnych porów, powstałe w płytkich warunkach subakwalnych, w solankach o wysokim stężeniu. Następują po nich anhydryty zbrekcjonowane, z nieregularnymi kieszeniami dolomitu, o miąższości 0,6 m, przykryte anhydrytami żyłkowymi (1,3 m), a następnie anhydrytami maszynymi przekrystalizowanymi (1,7 m; fig. 15). W najwyższej części występują anhydryty przekrystalizowane (2,3 m), z licznymi żyłkami i nieregularnymi i drobnymi kieszeniami dolomitu, głównie zorientowanymi horyzontalnie, a także przerostami o miąższości kilku centymetrów, bardzo częstymi blisko stropu. Takie następstwo jest bardzo charakterystyczne dla anhydrytu górnego w peryferycznej części zbiornika (jak np. w syneklizie perybałtyckiej – Peryt, 1990), w tym zwłaszcza przejawy zbrekcjonowania oraz licznych żyłek i nieregularnych kieszeni dolomitowych oraz przerostów dolomitu w najwyższej części. Również następstwo w obrębie wyżej leżących dolomitów jest typowe dla dolomitu głównego na obszarze platformy prekambryjskiej (np. Peryt, 1989).

**Marek JASIONOWSKI, Ewelina KRZYŻAK**

#### WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH I MIKROFACJALNYCH UTWORÓW WĘGLANOWYCH CECHSZTYNU

Badania petrograficzne i mikrofacjalne przeprowadzono na podstawie analizy 77 płytek cienkich (zakrytych i barwionych alizaryną) przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego. Płytki pochodzą z kolekcji CAG (1119/1-74, Platforma prekambryjska, perm, cechszтын, coll. det. Ryszard Wagner, Maria Wichrowska. KNsz 48/2014, nr. 1-68), w tym:

- 5 szlifów (nr 1119/64 – 1119/68) z poziomu wapienia cechsztyńskiego Ca1, z głęb. 4221,0–4225,5 m;
- 40 szlifów (nr 1119/27 – 1119/63) z poziomu dolomitu głównego Ca2, z głęb. 4136,0–4166,1 m;
- 11 szlifów (nr 1119/18 – 1119/26) z poziomu o niekreślonej przynależności stratygraficznej, z głęb. 4096,4–4106,6 m, (wg Czajor, w: Żelichowski, 1990 należący do dolomitu głównego Ca2);
- 20 szlifów (nr 1119/1 – 1119/17) z powtórzonego poziomu dolomitu głównego Ca2, z głęb. 3994,2–4020,9 m.

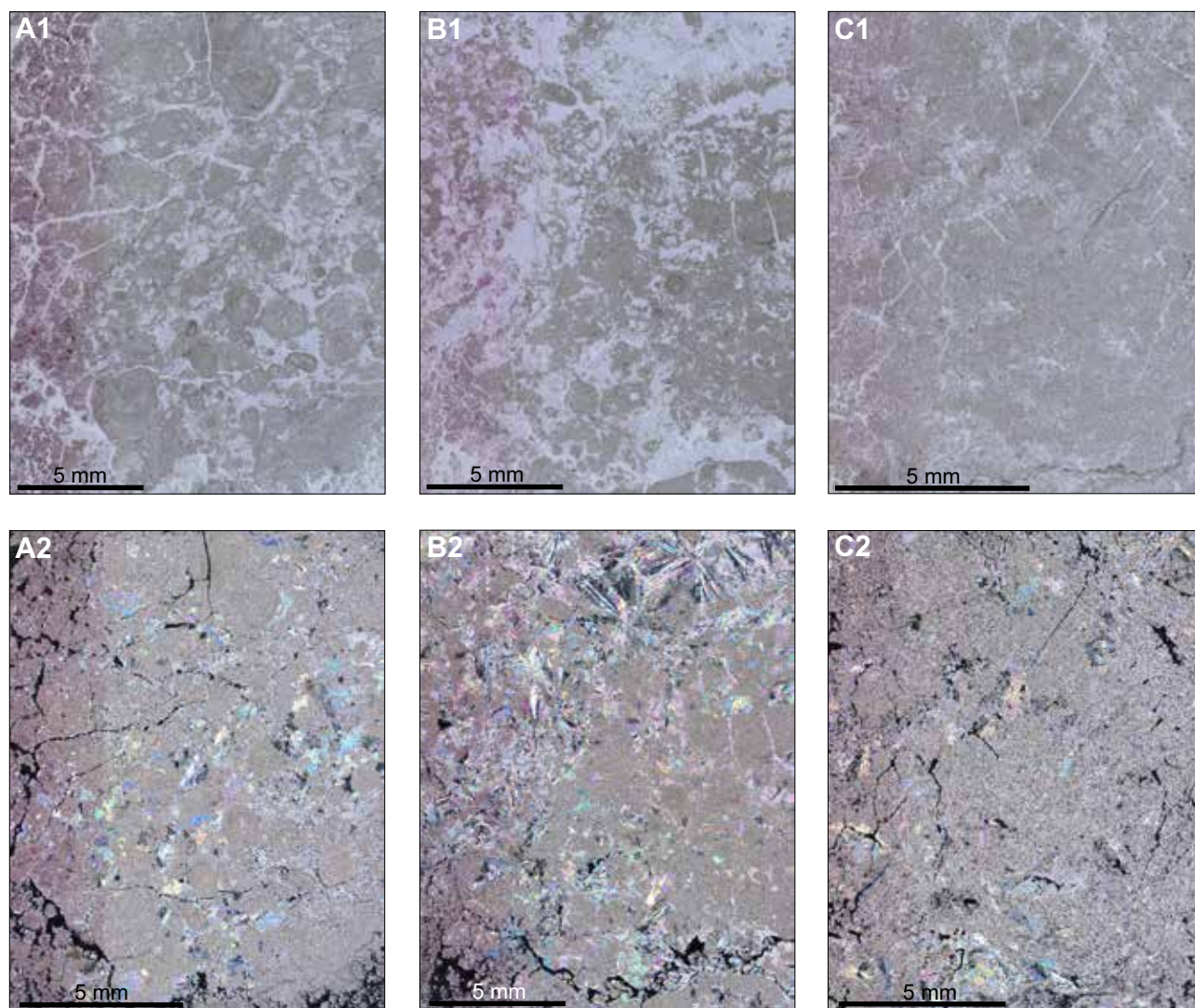
Występowanie utworów dolomitu głównego w postaci trzech horyzontów jest związane z tektoniką (Żelichowski, 1990).

##### Wapień cechsztyński Ca1

Wapień cechsztyński w otworze Szwejki IG 3 leży na utworach węglanowych dewonu i ma miąższość 4,2 m (od 4221,0 do 4225,2 m wg miary wiertniczej) (Czajor, w: Że-

lichowski, 1990). Omawiane utwory są wykształcone jako równokrystaliczne dolomikrosparyty (nie uległy zabarwieniu alizaryną) z dużą zawartością anhydrytu. Pierwotnie były to pakstony/greinstony/rudstony onkoidowe (fig. 16A,B) lub utwory mikrobialne (fig. 16C) lub silnie przekształcone madstony – środowisko bardzo płytkowodne. Onkoidy są niewysortowane, mają nieregularne kształty i największe z nich osiągają rozmiary rzędu 2 mm (fig. 16A). W utworach tych nie zauważono szczątków fauny. Niewielka miąższość utworów oraz wykształcenie mikrofacjalne sugerują, że utwory te obejmują jedynie najwyższą część profilu Ca1 i powstawały w końcowej fazie jego sedimentacji.

Procesy diagenetyczne, poza całkowitą dolomityzacją, obejmują rozpuszczanie pod ciśnieniem (stylolity i mikroszwy z rozpuszczania podkreślone substancją ilastą – fig. 16A,C), zeszcelinowacenie (liczne zwykle niezabliźnione spękania) oraz silną anhydrytyzację (fig. 16A,B,C). Anhydryt jest wykształcony jako cement wypełniający pierwotną i rzadziej wtórną (cienkie żyłki – fig. 16B2) porowatość lub częściej zastępuje węglany – obraz typowy dla wczesnej cementacji anhydrytem po dolomityzacji. W tym drugim przypadku tworzy pojedyncze kryształy różnej wielkości lub agregaty dużych kryształów o formie wachlarzowatej bądź rozetowej. Duże tabliczkowe kryształy anhydrytu są wy-



**Fig. 16. Utwory wapienia cechsztyńskiego Ca1**

**A, B** – niewysortowane pakstony/greinstony onkoidowe, całkowicie zdolomityzowane (dolomikrosparyt) i mocno zanhydrytyzowane, pocięte licznymi spękaniem, zazwyczaj niewypełnionymi oraz pojedynczymi stylolitami (A) (szlify odpowiednio: 1191/67, głęb. 4224,6 m; 1191/65, głęb. 4221,5 m); **C** – zdolomityzowane (dolomikrosparyty) utwory ?mikrobiałne z licznymi dużymi kryształami anhydrytu o charakterze cementu poikilitowego, z licznymi niewypełnionymi spękaniem i pojedynczymi szwami z rozpuszczania (szlif 1191/64, głęb. 4221,0 m); **A1, B1, C1** – równoległe polaryzatory, **A2, B2, C2** – skrzyżowane polaryzatory

#### The Zechstein limestone (Ca1) deposits

**A, B** – unsorted oncolite packstones/grainstones, completely dolomitized (dolomicrosparites) and strongly anhydritized, cut by numerous fractures, usually unfilled, and single stylolites (A) (thin sections respectively: 1191/67, depth 4224.6 m; 1191/65, depth. 4221.5 m); **C** – ?microbial dolomicrosparite with numerous large anhydrite crystals developed as poikilotopic cement, cut by numerous unfilled fractures and single dissolution seams (thin section 1191/64, depth 4221.0 m). **A1, B1, C1** – parallel polars, **A2, B2, C2** – crossed polars

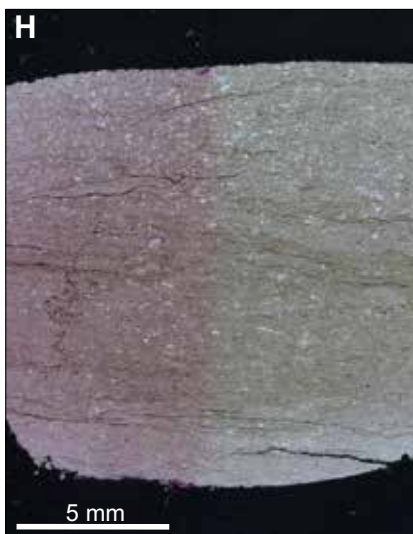
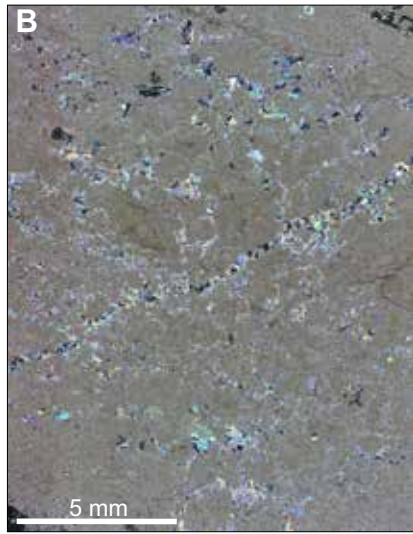
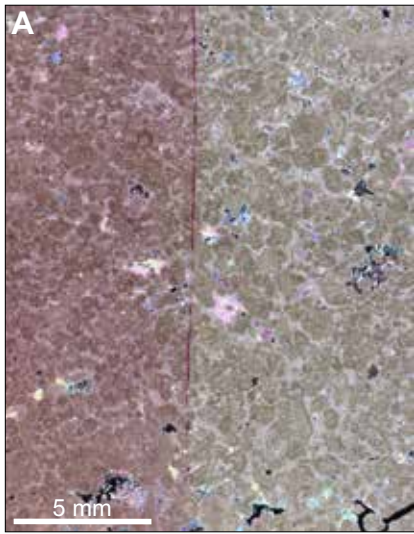
kształcone jako cement poikilitowy, tj. obejmują drobne kryształy dolomitowe.

#### Dolomit główny Ca2

Wszystkie trzy poziomy węglanowe dolomitu głównego w profilu wykazują identyczne wykształcenie mikrofacjalne i taki sam zestaw zmian diagenetycznych. Są to skały mułowcowe (madstony) z nielicznymi przelawieniami utworów

ziarnistych (greinstonów/pakstonów onkoidowych) (fig. 17A–I). Nie zauważono w nich obecności szczątków makro- lub mikrofauny. Incydentalnie spotyka się składniki przypominające drobne otwornice, nieidentyfikowalne rurkowate skamieniałości oraz zrekrystalizowane fragmenty skorupki. Materiał terygeniczny obejmuje ziarna kwarcu frakcji pyłowej.

Utwory Ca2 uległy całkowitej dolomityzacji i są wykształcone głównie jako dolomikryty i rzadziej dolomikrosparyty. Występują w nich liczne żyłki anhydrytowe. W osa-

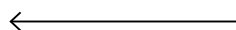


**Fig. 17. Utwory dolomitu głównego**

A–D – niższy poziom, E–F – środkowy poziom, G–I – wyższy poziom; **A** – greinston onkoidowy scementowany anhydrytem (szlif 1119/61, głęb. 4165,0 m); **B** – pakston/greinston onkoidowy scementowany anhydrytem i przecięty żyłką anhydrytu z licznymi drobnymi szwami z rozpuszczania (szlif 1119/33a, głęb. 4141,9 m); **C** – madston z drobnymi ziarnami kwarcu i licznymi kryształami anhydrytu, przecięty pionową żyłką anhydrytową (szlif 1119/58, głęb. 4163,0 m); **D** – madston z pojedynczymi ziarnami drobnego kwarcu i rozproszonymi drobnymi kryształami anhydrytu, w dolnej części masywny, w górnej – o smużystej strukturze (liczne drobne szwy z rozpuszczania) (szlif 1119/42, głęb. 4146,0 m); **E** – zbrekcjowany madston – szczeliny wypełnione dolosparitem i anhydrytem (szlif 1119/23a, głęb. 4104,3 m); **F** – madston z licznymi żyłkami dolomitowo-anhydrytowymi i horyzontalnym stylolitem (u góry) (szlif 1119/21, głęb. 4101,8 m); **G** – silnie zrekrystalizowany pakston onkoidowy z kryształami anhydrytu (głównie jako cement) i licznymi oznakami rozpuszczania pod ciśnieniem (liczne drobne szwy i/lub stylolity) (szlif 1119/13, głęb. 4019,4 m); **H** – madston o smużystej strukturze związanej z rozpuszczaniem pod ciśnieniem, zawierający rozproszone ziarna drobnego kwarcu i liczne drobne kryształy anhydrytu, przecięty pionowym stylolitem (po lewej stronie) (szlif 1119/8, głęb. 4015,5 m); **I** – masywny madston z pojedynczymi ziarnami pyłu kwarcowego i kryształami drobnego anhydrytu, przecięty pionowymi żyłkami anhydrytowymi (szlif 1119/2, głęb. 3994,8 m); A–C i F–I – skrzyżowane polaryzatory; D, E – równoległe polaryzatory

#### The main dolomite deposits

A–D – lower level, E–F – middle level, G–I – higher level; **A** – oncoid grainstone cemented with anhydrite (thin section 1119/61, depth 4165.0 m); **B** – oncoid packstone/grainstone cemented with anhydrite and cut by an anhydrite vein with numerous fine dissolution seams (thin section 1119/33a, depth. 4141.9 m); **C** – mudstone with fine quartz grains and numerous anhydrite crystals, cut by a vertical anhydrite vein (thin section 1119/58, depth 4163.0 m); **D** – mudstone with single grains of fine quartz and scattered small crystals of anhydrite, in the lower part massive, in the upper part – with a slightly flaser microstructure (numerous fine dissolution) (thin section 1119/42, depth 4146.0 m); **E** – breccia mudstone with fissures filled with dolosparite and anhydrite (thin section 1119/23a, depth. 4104.3 m); **F** – mudstone with numerous dolomite-anhydrite veins and horizontal stylolite (top) (thin section 1119/21, depth 4101.8 m); **G** – strongly recrystallized oncoid packstone with anhydrite crystals (mainly as cement) and numerous indications of dissolution under pressure (numerous tiny seams and/or stylolites) (thin section 1119/13, depth. 4019.4 m); **H** – mudstone with a flaser microstructure due to dissolution under pressure, containing scattered grains of fine quartz and numerous small anhydrite crystals, cut by a vertical stylolite (on the left) (thin section 1119/8, deep. 4015.5 m); **I** – massive mudstone with single grains of silty quartz and fine anhydrite crystals, cut by vertical anhydrite veins (thin section 1119/2, depth 3994.8 m); A–C and F–I – crossed polars; D, E – parallel polars



dach ziarnistych widoczny jest grubokrystaliczny cement anhydrytowy wypełniający porowatość pierwotną, a w madstonach – drobne rozproszone równomiernie w osadzie kryształy anhydrytu. Często spotyka się wyraźne przejawy rozpuszczania pod ciśnieniem: szwy z rozpuszczania podkreślone substancją ilastą, rzadziej – drobne stylolity.

W najniższym poziomie Ca2 (głęb. 4136,0–4166,0 m) przewarstwienia silnie przekrystalizowanych osadów onkoidowych stwierdzono w dwóch horyzontach (fig. 17A, B). Dominują natomiast zdecydowanie madstony masywne lub charakteryzujące się niewyraźną laminacją poziomą, niekiedy smużystą (fig. 17C, D).

W środkowym poziomie przypisywanym do Ca2 (głęb. 4098,5–4106,8 m) stwierdzono wyłącznie madstony, takie

same jak w opisanym wyżej niższym poziomie Ca2 (fig. 17E, F). Charakteryzują się one obecnością licznych spękań (fig. 17F), miejscami są zbrekcjowane (fig. 17E), co świadczy o silnym zaangażowaniu tektonicznym tych utworów. Szczeliny zostały wypełnione grubokrystalicznym dolomittem i anhydrytem (fig. 17E, F); często spotyka się szwy stylolitowe.

W górnym poziomie dolomitu głównego Ca2 (głęb. 3985,0–4020,7 m) dobrze wykształcone utwory ziarniste (onkoidowe) stwierdzono jedynie w jednym szlifie (fig. 17G). Podobnie jak w przypadku dwóch niższych poziomów Ca2, warstwę tę tworzą głównie laminowane – mikrobialne madstony z laminacjami typu mikro-stromatolitowego? (fig. 17H) lub masywne (fig. 17I) madstony.

## TRIAS

Anna BECKER

### WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE, STRATYGRAFIA I ŚRODOWISKA DEPOZYCJI

Otwór Szwejki IG 3 jest położony w centralnej Polsce na pograniczu dwóch głównych struktur piętra mezozoicznego: synklinorium koszalińsko-zamojskiego i antyklinorium środkowopolskiego, w strefie przejściowej między ich centralnymi i południowymi segmentami (Aleksandrowski, 2017b). Odpowiada to południowo wschodniemu krańcowi strefy największych miąższości skał triasu, które powstały w tzw. bruzdzie środkowopolskiej, tworzącej depocentrum mezozoicznego basenu Niżu Polskiego (Becker, Szulc, 2017; Leszczyński, 2023). Stratygrafię triasu w otworze opracowały Maria Franczyk, Irena Gajewska i Anna Szyperko-Teller na potrzeby dokumentacji wynikowej otworu (Żelichowski i in., 1990), bazując głównie na danych geofizyki wiertniczej, gdyż interwał triasowy rdzeniowany był jedynie w zakresie 6%. Niniejsze opracowanie opiera się zasadniczo na wskazanych w dokumentacji granicach, zakładając aktualizację lito- i chronostratygrafii, zgodnie ze współczesnym stanem wiedzy. Wprowadzono podział na trias górny, środkowy i dolny przybliżając ich granice granicami litostratygraficznymi zgodnie z opracowaniem Wagnera (2008). Ze względu na brak danych szczegółowych dokumentujących wiek sukcesji zrezygnowano z wydzielenia pięter, jak również odstąpiono od wydzielenia retyku w sensie litostratygraficznym, włączając retyk wyższy do kajpru górnego, a retyk niższy do najwyższego kajpru środkowego (*sensu* Wagner, 2008). Równocześnie sukcesję uznawaną w dokumentacji wynikowej za retyk niższy zaliczono do warstw ze Studziannej (Fijałkowska-Mader, 2018). Warstwy sulechowskie włączono do kajpru dolnego.

Utwory triasu w otworze Szwejki IG 3 stwierdzone zostały na głęb. 2520,0–3960,5 m (1440,5 m miąższości). Reprezentują one pełny profil triasu górnego i środkowego oraz zredukowany tektonicznie w spągu profil triasu dolnego. Granica między skałami triasu i leżącego niżej permu jest tektoniczna (Żelichowski i in., 1990). Najniższą część sukcesji tworzą skały pstrego piaskowca środkowego i górnego. Redukcji tektonicznej uległy osady dolnego i niższej części środkowego pstrego piaskowca (Żelichowski i in., 1990). W pełni wykształcony jest wapień muszłowy i kajper.

**Pstry piaskowiec środkowy** występuje w otworze Szwejki IG 3 na głęb. 3687,0–3960,5 m, osiągając 273,5 m miąższości. Reprezentuje on jednak tylko wyższą część podgrupy (Szyperko-Teller, w: Żelichowski i in., 1990). W dolnej części profilu występują kilku- do kilkunastometrowej miąższości naprzemianległe warstwy iłowców i piaskowców o czerwono-brunatnych barwach. W piaskowcach występują warstwowania przekątne rynnowe, warstwowania poziome, zaś w osadach drobnoziarnistych występują konglomeraty anhydrytowe, nagromadzenia łyszczków oraz powierzchnie zlustrowań. Sukcesja ta jest odpowiednikiem kompleksu E wydzielonego przez Kuletę i in. (1998), osadzanego według

tych autorów, w środowisku przybrzeżnym brakiczno-morskiego zbiornika. Powyżej dominują osady ilaste brunatne, z kilkumetrowej miąższości przewarstwieniami piaskowcowymi w środkowej części kompleksu. Iłowce są masywne lub niewyraźnie poziomo laminowane (zwłaszcza w partiach mułowcowych), występują konglomeraty węglanowe i anhydrytowe, wzbogacenie w łyszczki oraz powierzchnie zlustrowań. W piaskowcach bardzo rzadko występuje przekątne warstwowanie rynnowe. Profil pstrego piaskowca środkowego kończy kompleks piaskowcowy z wkładkami masywnych iłowców. Piaskowce są drobno- i średnioziarniste z wkładkami zlepieńcowatymi, warstwowane horyzontalnie oraz przekątnie rynnowo lub planarnie. Osady powstawały początkowo w środowisku dystalnej równi aluwialnej (przewaga osadów pozakorytowych), a następnie w środowisku proksymalnej równi aluwialnej (większy udział osadów korytowych). Oba te interwały Kuleta i in. (1998) zaliczają do kompleksu F. Bazując na regionalnej analizie Kulety i in. (1998) oraz na wydzieleniach Kulety i Zbroi (2006), sukcesję pstrego piaskowca środkowego zaliczono do formacji z Samsonowa. Środkowy pstry piaskowiec przechodzi tu prawdopodobnie w sposób ciągły w pstry piaskowiec górny, którego profil jest kompletny (Szyperko-Teller, w: Żelichowski i in., 1990).

**Pstry piaskowiec górny** występuje na głęb. 3586,5–3687,0 m (100,5 m miąższości). Rozpoczyna go kompleks piaskowców, o miąższości ok. 15 m, który przechodzi ku górze w ok. 50-metrowej miąższości kompleks skał mułowcowych i iłowcowych brunatnych z licznymi cienkimi przewarstwieniami wapieni, liczniejszymi w górnej części kompleksu. W piaskowcach stwierdzono warstwowania fałiste, przekątne oraz bioturbacje w mułowcowych przewarstwieniach. Środowiskiem sedimentacji tych osadów była strefa brzegowa płytkiego zbiornika. Wyżej leżące osady drobnoklastyczne reprezentują środowisko lagunowe (słabo czytelne cykle symetryczne, wkładki węglanów). Wyższą część wydzielenia rozpoczyna kompleks naprzemianległych piaskowców i iłowców z bioturbacjami, osadzanych ponownie w brzegowej strefie zbiornika. Ku górze przechodzą one w osady ilasto-wapienne reprezentujące proksymalny szelf węglanowy. Przejście najwyższego górnego pstrego piaskowca w wapień muszłowy charakteryzuje się wyraźnym stopniowym wzrostem węglanowości osadów (stopniowy spadek wskazań na PG i wzrost na PNG) i związany jest ze stopniowym rozwojem transgresji morskiej.

W **wapieniu muszłowym** wydzielono wszystkie trzy podgrupy: dolną, środkową i górną.

**Wapień muszłowy dolny** z głęb. 3530,0–3586,5 m (miąższość 56,5 m) jest zbudowany głównie z wapieni, częściowo marglistych z przewarstwieniami margli. Sedimentacja zachodziła w strefie platformy węglanowej otwartego

szelfu węglanowego. **Wapień muszlowy środkowy** (głęb. 3505,0–3530,0? m) jest wykształcony w postaci dolomitów marglistych i dolomitów z przewarstwieniami iłowców szarych i margli dolomitycznych. W środkowej części ogniwa występują bardzo cienkie przewarstwienia anhydrytów. Jego miąższość w tym otworze wynosi 25 m, aczkolwiek wyznaczenie górnej granicy jest niepewne. Wykształcenie osadów wskazuje na ograniczoną wymianę wód z otwartym oceanem i podwyższenie zasolenia w powstałej izolowanej lagunie. Występowanie anhydrytów wskazuje na przynajmniej czasowe działanie stabilnej halokliny, charakterystycznej dla głębszych stref zbiornika, oddalonych od dopływu materiału terygenicznego.

**Wapień muszlowy górny** (głęb. 3482,5?–3505,0? m) jest zbudowany z wapieni marglistych z przeławiczeniami piaskowców wapnistych, które przechodzą ku górze w iłowce z przeławiczeniami margli i wapieni marglistych. Takie wykształcenie świadczy o powrocie warunków normalnego zasolenia w zbiorniku w przybrzeżnej części szelfu węglanowego. Miąższość górnego wapienia muszlowego wynosi 22,5 m, ale zarówno górna, jak i dolna granica wydzielenia jest niepewne.

Granice wapienia muszlowego i **kajpru dolnego** przyjęto w stropie ostatniej wkładki węglanowej. Podgrupę reprezentują **warstwy sulechowskie** (głęb. 3380,0–3482,5? m; miąższość 102,5 m), w których można wyróżnić cztery kompleksy litologiczne. Najniższy zbudowany jest z naprzemianległych 1–3-metrowych warstw iłowców i piaskowców, podrzędnie mułowców. Kompleks ten przechodzi ku górze w sukcesję osadów zbudowaną z iłowców z cienkimi, nielicznymi przewarstwieniami piaskowców, z których pobrano rdzeń. Piaskowce te są wapniste, warstwowane równolegle, wzbogacone w sieczkę roślinną i w związki żelaza. Trzeci kompleks tworzy kilkunastometrowej miąższości warstwa piaskowców, przynajmniej częściowo wapnistych. W stropie wydzielenia występuje zaś kompleks iłowcowy.

Kajper dolny rozpoczyna sukcesja, w której zaznacza się stopniowy spadek wartości naturalnego promieniowania gamma, co można interpretować jako cyklotem odwrócony (wzrastającej piaszczystości). Sugeruje to depozycję w obrębie progradującej delty lub progradującego wybrzeża. Zasadnicza część sukcesji powstała w środowisku fluwialnym (np. Iwanow, 1998). Drugi i czwarty kompleks litologiczny warstw sulechowskich reprezentują dystalną równię aluwialną, zdominowaną przez osady pozakorytowe. Mięższe piaskowce w trzecim z opisanych kompleksów litologicznych odpowiadają osadom korytowym. Obecność związków żelaza oraz konkrecji węglanowych świadczy o rozwoju procesów glebowych. Nagromadzenia sieczki roślinnej wskazują na bogatą szatę roślinną. Dodając do tego niski udział osadów korytowych w profilu, można przypuszczać, iż system rzeczny miał charakter raczej meandrujący lub anastomozujący niż roztokowy.

W otworze Szwejki IG 3 występuje kompletna sukcesja **kajpru środkowego** o dużej miąższości, wynoszącej aż 727,5 m. Składają na nią: warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzciniowy, warstwy gipsowe górne, sukcesja prze-

ściowa, o niejednoznacznej przynależności litostratygraficznej oraz warstwy ze Studziannej.

**Warstwy gipsowe dolne**, wydzielone na głęb. 3150,0–3380,0 m osiągają miąższość 230 m. Zbudowane są z szarych iłowców i mułowców dolomitycznych, margli dolomitycznych, dolomitów marglistych i dolomitów. Podrzędnie występują przewarstwienia piaskowców marglistych. Węglany tworzą ok. 50% sukcesji i przeważają w dolnej części wydzielenia. Górną część budują iłowce. Występują tu również cienkie przewarstwienia anhydrytów. Wykształcenie utworów wskazuje na ich sedymentację w lagunie o podwyższonym zasoleniu, a najniższa, węglanowa część może być odpowiednikiem tzw. „dolomitu granicznego”, dokumentującego ostatnią znaczniejszą transgresję morską z obszaru Tetydy w triasie (Gajewska i in., 1997; Iwanow, 1998; Szulc, 2000). W najwyższej iłowcowej części wydzielenia występują kilmetrowej miąższości cyklotemy spadku wskazań naturalnego promieniowania gamma, które odzwierciedlają cykliczny wzrost węglanowości osadów, związany prawdopodobnie z cyklicznym nawadnianiem i wysychaniem jeziorzyska playa (np. Hauschke, 1989; Talbot, Allen, 1996), które zastąpiło z czasem pierwotną lagunę.

**Piaskowiec trzciniowy** wyróżniono na głęb. 3082,5?–3150,0 m, a jego miąższość wynosi 67,5 m. Budują go piaskowce głównie drobnoziarniste z przewarstwieniami mułowców i iłowców. Osady drobnoklastyczne dominują w górnej części wydzielenia. Tam też występują poziomy konkrecji węglanowych pochodzenia pedogenicznego. W rdzeniu pobranym ze spągu wydzielenia zaobserwowano sieczkę roślinną oraz konkrecje piryty. Na krzywych karotażowych czytelne są cyklotemy proste o miąższości kilkudziesięciu metrów, charakterystyczne dla dojrzałego środowiska fluwialnego. Mięższe kompleksy piaskowcowe świadczą o wykształceniu stabilnych, dużych koryt rzecznych i wyraźnym rozgraniczeniu subsrodowiska korytowego i pozakorytowego.

**Warstwy gipsowe górne** zostały wyróżnione na głęb. 2926,0?–3082,5? m, ale zarówno położenie ich stropu, jak i spągu budzi wątpliwości ze względu na brak charakterystycznych wyraźnych zmian litologicznych. Według Gajewskiej (w: Żelichowski i in., 1990) fragment profilu na głęb. 2760–2926 m może należeć zarówno do warstw gipsowych górnych, jak i leżących wyżej warstw ze Studziannej. Przyjmując przynależność tego odcinka do warstw gipsowych górnych, wydzielenie to osiągałoby miąższość 322,5 m (głęb. 2760–3082,5 m). W profilu sąsiedniego otworu Szwejki 1 (5,5 km na północny wschód) brak w ogóle warstw gipsowych górnych, co wskazywałoby na drastyczne różnice w tempie subsydencji między tymi dwoma blisko siebie położonymi lokalizacjami. Przyjmując przynależność dyskusyjnego fragmentu do warstw ze Studziannej, miąższość warstw gipsowych górnych w otworze Szwejki IG 3 maleje do 156,5 m (głęb. 2926–3082,5 m). Miąższość warstw ze Studziannej wzrasta zaś w tym profilu mniej więcej dwukrotnie. Taka interpretacja powoduje zwiększenie różnicy miąższości najwyższej części kajpru środkowego między otworami Szwejki IG 3 i Szwejki 1, która w poprzednio omawianym

wariancie była porównywalna. Różnica w miąższości najwyższego kajpru środkowego mogłaby być spowodowana obecnością uskoku synsedymentacyjnego zlokalizowanego pomiędzy tymi dwoma otworami. Na istnienie uskoku, wpływającego na depozycję w tym rejonie w najpóźniejszym triasie, wskazywała już Gajewska (1983). Także Deczkowski i Franczyk (1988) podkreślają występowanie szczególnej aktywności tektonicznej w basenie w noryku i retyku. Wydaje się zatem, że dyskusyjny odcinek profilu kajpru środkowego należałoby zaliczyć raczej do warstw ze Studziannej. Kwestia ta pozostaje nierozstrzygnięta, ale opis dyskusyjnego fragmentu włączono w niniejszym komentarzu do opisu warstw ze Studziannej.

Warstwy gipsowe górne są wykształcone w postaci iłowców, głównie barwy szarej z przewarstwieniami piaskowców, występującymi w środkowej części wydzielenia. Z piaskowców pobrano kontrolny rdzeń, dokumentujący, że są to piaskowce drobnoziarniste, wapniste, warstwowane przekątnie rynnowo. Na krzywych geofizycznych (PG, PNG) obserwuje się występowanie cykli prostych, co wskazywałoby na fluwialną genezę osadów. Sedymencja warstw gipsowych dolnych odbywała się w obrębie dystalnej równi aluwialnej, być może również częściowo w środowisku jeziornym (por. Iwanow, 1998).

**Warstwy ze Studziannej** wyróżnione zostały z pewnością na głęb. 2652,5–2760,0 m, a prawdopodobnie występują do głęb. 2926,0 m. Miąższość ich wynosi zatem co najmniej 107,5 m, a prawdopodobnie sięga 273,5 m. Zbudowane są one z iłowców i iłowców mułowcowych, brunatnych z przeławiczeniami mułowców, piaskowców i margli. Margle występują jedynie w najniższej, dyskusyjnej litostratygraficznie, części wydzielenia, gdzie towarzyszą im też poziomy konkrecji węglanowych. Przewarstwienia mułowcowe i piaskowcowe są sporadyczne. Sedymencja odbywała się początkowo w obrębie dystalnej równi aluwialnej lub na nadbrzeżnej równi mułowej z częstymi procesami pedogenicznymi (poziomy konkrecji węglanowych). Później mogło dojść do utworzenia wysłodzonej laguny lub jeziorzyska z sedymencją ilasto-marglistą (Deczkowski i in.,

1997; Iwanow, 1998). Sedymencja górnej części wydzielenia odbywała się ponownie w środowisku równi mułowej (por. Kuleta i in., 2018).

**Kajper górny**, reprezentowany tu przez **warstwy z Trileites (=wielichowskie)** wyróżniony został na głęb. 2520,0–2652,5 m, osiągając miąższość 132,5 m. Jego spąg wyznacza spąg pierwszej warstwy piaskowcowej ponad ilastym kompleksem stropowym warstw ze Studziannej. Warstwy wielichowskie (z Trileites) są wykształcone w postaci mułowców i iłowców mułowcowych szarych z przewarstwieniami piaskowców, których miąższość przekracza miejscami nawet 10 m. Sukcesja powstała w wyniku depozycji w środowisku fluwialnym, a przewarstwienia piaskowcowe reprezentują zarówno osady korytowe, jak i pozakorytowe stożki krewasowe.

Z otworu Szwejki IG 3 nie pozyskano danych biostratygraficznych. Wszystkie zbadane próbki z niewielu pobranych rdzeni były płonne zarówno pod względem palinologicznym, jak i mikrofaunistycznym (Marcinkiewicz, Styk, w Żelichowski i in., 1990). Z tego względu wiek skał udokumentowany jest jedynie pośrednio poprzez korelacje regionalne. Fuglewicz (1980) stwierdził występowanie poziomów megasporowych *Trileites polonicus*–*Pusulospores populosus* i *Trileites validus* w skałach wyższego pstręgo piaskowca otworów Studzianna IG 2 oraz Jeżów IG 1, położonych odpowiednio 25 km – na południowy zachód i 36 km – na zachód od otworu Szwejki IG 3. Oba poziomy dokumentują zasadniczo dolnotriasowy wiek sukcesji (Marcinkiewicz, 1992; Marcinkiewicz i in., 2014). Trias środkowy udokumentowany został palinostatygraficznie w otworze Budziszewice IG 1, oddalonym 46 km na zachód, w utworach dolnego wapienia muszlowego i kajpru dolnego (Orłowska-Zwolińska, 2008). Orłowska-Zwolińska (1986) stwierdziła występowanie zespołu palinostatygraficznego *Ricciisporites tuberculatus* w osadach najwyższego kajpru otworu Raducz IG 1, położonego 25 km na północny zachód od otworu Szwejki IG 3. Poziom ten wskazuje na późny trias (retyk, Orłowska-Zwolińska, 1986; Marcinkiewicz i in., 2014).

**Marta KUBERSKA**

## EKSPERTYZOWE WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH UTWORÓW

### Wstęp

Utwory triasu (kajper i pstry piaskowiec) opisano na podstawie 13 płytek cienkich z zakresu głęb. 2918,4–3946,0 m, w tym 6 próbek (głęb. 2918,4–3429,1 m), zaliczonych do kajpru środkowego i dolnego, i 7 próbek (głęb. 3617,5–3946,0 m), zaliczonych do pstręgo piaskowca środkowego i górnego. Reprezentowane są głównie przez piaskowce, miejscami mułowce oraz wapienie. Na podstawie analiz mikroskopowych określono mikrolitofacje, skład litologiczny i mineralny odpowiednich frakcji ziarnowych, wskaźnik kontaktów ziaren, sposób zabudowy przestrzeni porowych. Przykładowe obrazy skał przedstawiono na figurze 18.

Nazwy piaskowców podano, stosując klasyfikację Pettijohna i in. (1972),

Charakterystyka petrograficzna próbek skał triasu z wytypowanych głębokości

Próbka nr 1 z głęb. 2918,5 m

Piaskowiec drobnoziarnisty, wapnisty o składzie arenitu sublitycznego (fig. 18A).

Skała wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Głównym składnikiem piaskowca są izometryczne, nieobtoczone lub półobtoczone zirna kwarcu monokrystalicznego

o najczęstszej średnicy 0,11 mm (maksymalna średnica wynosi ok. 0,34 mm). Powierzchnie ziaren są matowe, z licznymi drobnymi wrostkami, najprawdopodobniej chlorytów. Ziarna kontaktują się przeważnie punktowo. Drugim ważnym składnikiem są skaleni reprezentowane przez anhedralne ziarna plagioklazów oraz skaleni potasowych. Widoczne są w nich efekty procesów karbonatyzacji. Poza tym występują fragmenty litoklastów reprezentowane przez okruchy kwarcowych skał krystalicznych, miejscami z widoczną kierunkową teksturą lub drobne obtoczone okruchy skał ilastych. Akcesorycznie zanotowano pojedyncze blaszki łuszczyków (muskowit, przeobrażony biotyt) i cyrkon, a także pojedyncze ziarna glaukonitu. W próbce widoczne są także pseudoooidy, miejscami zdeformowane lub przekrystalizowane. Materiał detrytyczny scementowany jest drobnokrystalicznym sparem kalcytowym. W niewielkiej ilości obecny jest także dolomit w postaci drobnych, subhedralnych romboedrów. W spoiwie obecne są nieregularne skupienia mikrytowe. Obserwowano również autogeniczne spoiwo kwarcowe wykształcone w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych kwarcu. W piaskowcu obecny jest także bardzo drobnokrystaliczny kaolinit (?), a także rozproszony leukoksen, który występuje również w drobnych skupieniach.

#### Próbka nr 2 z głęb. 2919,2 m

Wapień piaszczysty, pseudoooidowy (*sensu* Ryka, Maliszewska, 1991), miejscami przechodzący w piaskowiec wapnisty, subarkozowy (fig. 18B).

Skała zbudowana jest z pseudoooidów mikrytowych (form owalnych bez widocznej struktury koncentrycznej i radialnej). Miejscami są one wydłużone, nieforemne, bywają zbudowane także z drobnokrystalicznego spar. Domieszka materiału detrytycznego stanowi 30–40% objętości skały. W skład jego wchodzi nieobtroczone, rzadziej półobtroczone ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy ok. 0,18 mm. Poza tym notuje się ziarna skaleni, głównie plagioklazów, rzadziej skaleni potasowych. Miejscami są one w znacznym stopniu skarbonatyzowane. Występują także okruchy skał – kwarcowe fragmenty skał krystalicznych, pojedyncze okruchy szarozielonkawych iłowców. Materiał detrytyczny scementowany jest średniokrystalicznym sparem kalcytowym. W próbce występuje nagromadzenie materiału detrytycznego, przekraczające 50% objętości, co pozwala nazwać te fragmenty próbki piaskowcem wapnistym.

#### Próbka nr 3 z głęb. 3011,0 m

Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie arenitu kwarcowego.

Skała wykazuje strukturę psamitową, teksturę kierunkową. W próbce widoczne jest warstwowanie przekątne. Głównym składnikiem są nieobtroczone i półobtroczone ziarna kwarcu monokrystalicznego, w przewodzie nad polikrystalicznym. Przeciętna średnica ziaren wynosi ok. 0,10 mm, maksymalna 0,24 mm. Powierzchnie ziaren są matowe, często z drobnymi wrostkami. Poza kwarcem notuje się pojedyncze ziarna plagioklazów oraz nieliczne litoklasty (kwarcowe fragmenty skał krystalicznych, okruchy iłow-

ców). Obecne są także ziarna kaolinitowe, które mogą być pseudomorfozami po skaleniach. Akcesorycznie występuje biotyt, staurolit. Spoiwo piaskowca jest węglanowe, zbudowane z drobnokrystalicznego spar i/lub mikrytu. Widoczne są także warstewki, których spoiwo jest węglanowo-ilaste. W skład substancji ilastej wchodzi chloryt, a także najprawdopodobniej illit i kaolinit. Chloryty miejscami tworzą obwódki na ziarnach detrytycznych. Powszechny jest rozproszony leukoksen, tworzący miejscami drobne skupienia.

#### Próbka nr 4 z głęb. 3095,8 m

Wapień mikrytowy z domieszka mułku kwarcowego (fig. 18C).

Wapień zbudowany jest z mikrytu węglanowego z domieszka mułku kwarcowego w ilości ok. 10–15% objętości skały. Są to głównie nieobtroczone, izometryczne lub wydłużone ziarna kwarcu monokrystalicznego. Obecne są także pojedyncze okruchy skaleni potasowego. W próbce widoczne są liczne żyły i gniazda wypełnione średniokrystalicznym sparem węglanowym. Zauważono także dwa miejsca „kieszenie” wypełnione mułowcem ilasto-węglanowym. Ziarna kwarcu są scementowane tam spoiwem chlorytowo-węglanowym, najprawdopodobniej z domieszka illitu.

#### Próbka nr 5 z głęb. 3426,1 m

Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie waki litycznej.

Skała wykazuje strukturę psamitowo-aleurytową, teksturę kierunkową, podkreślona równoległym ułożeniem dłuższych osi niektórych minerałów. Frakcja aleurytowa stanowi 10–15% objętości skały. Jest ona reprezentowana przez półobtroczone, wydłużone ziarna kwarcu monokrystalicznego o przeciętnej średnicy ok. 0,05 mm. Frakcja psamitowa jest dosyć urozmaicona. Głównym składnikiem są ziarna kwarcu, przeważnie izometryczne, nieobtroczone o przeciętnej średnicy 0,19 mm, maksymalna średnica wynosi 0,40 mm. Ziarna kwarcu często zawierają drobne wrostki chlorytów, niektóre są spękane. Widoczne są na nich bardzo cienkie ilaste obwódki. Dosyć licznie reprezentowane są także skaleni oraz okruchy skał. Skalenie to ziarna anhedralne, głównie wtórnego albitu, a także plagioklazów o małej zawartości cząstki anortytowej. Litoklasty są z reguły nieobtroczone lub półobtroczone, izometryczne. Reprezentują je kwarcowe fragmenty skał krystalicznych, fragmenty łupków kwarcowych i kwarcowo-łuszczykowych, okruchy szarozielonkawych i brunatnych iłowców oraz pojedyncze okruchy piaskowców. Akcesorycznie występuje muskowit i biotyt. Spoiwo piaskowca to ilasto-mułkowy matriks. Wśród minerałów ilastych obecny jest najprawdopodobniej chloryt, a także kaolinit i najprawdopodobniej illit. Miejscami spoiwo jest mikrytowo-węglanowe. Poza tym powszechne są wodorotlenki żelaza. Występują także drobne koncentracje leukoksenu oraz ziarna minerałów maficznych. W próbce powszechnie obserwowano efekty procesów chlorytyzacji i illityzacji, którym podlegały, m.in. ziarna skaleni oraz niektóre okruchy skał.

Próbka nr 6 z głęb. 3429,1 m

Piaskowiec drobnziarnisty o składzie waki sublitycznej (fig. 18D).

Skała wykazuje strukturę psamitowo-aleurytową, teksturę kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem blaszek minerałów łyszczykowych. Frakcja aleurytowa stanowi ok. 10% objętości skały. Są to wydłużone, półobtoczone ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy 0,05 mm. Głównym składnikiem frakcji psamitowej są izometryczne, nieobtoczone lub półobtoczone i wydłużone ziarna kwarcu monokrystalicznego o przeciętnej średnicy 0,13 mm. Maksymalna średnica wynosi 0,38 mm. Wśród skaleni odnotowano anhedralne ziarna plagioklazów oraz skaleni alkalicznych. Litoklasty reprezentowane są przez kwarcowe fragmenty skał krystalicznych, czasami fragmenty kwarcowo-skaleniowe. Występują także litoklasty skał ilastych lub trudne do identyfikacji całkowite pseudomorfozy ilaste. W próbce powszechnie występuje muskowit i biotyt. Blaszkki tych minerałów są przeważnie powyginane, zdeformowane i – w większości – schlorytyzowane. Spoiwo piaskowca stanowi ilasto-mułkowy matriks. Minerale ilaste są reprezentowane przez chloryty, kaolinit i najprawdopodobniej illit. Miejscami występuje spoiwo węglanowe. Powszechny jest rozproszony leukoksen. Występują niewielkie skupienia wodorotlenków żelaza oraz drobne okruchy tlenków żelaza. W próbce są widoczne silnie zaznaczone efekty procesów chlorytyzacji i illityzacji.

Próbka nr 7 z głęb. 3617,5 m

Piaskowiec mułowcowy o składzie waki kwarcowej. Skała wykazuje strukturę psamitowo-aleurytową, teksturę bezładną. Frakcja aleurytowa stanowi ok. 20% objętości skały i są to wydłużone, nieobtoczone ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy 0,04 mm. Frakcja psamitowa reprezentowana jest głównie przez izometryczne, nieobtoczone i półobtoczone ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy 0,16 mm

i maksymalnej 0,35 mm. Ziarna miejscami kontaktują się ze sobą, tworząc kontakty proste i punktowe. Poza tym występują nieliczne ziarna skaleni (plagioklasy i pojedyncze skalenie potasowe) oraz litoklasty reprezentowane przez fragmenty iłwców oraz sporadycznie fragmenty skał krystalicznych. Akcesorycznie odnotowano muskowit i staurolit. Spoiwo piaskowca jest ilasto-mułkowe. W składzie minerałów ilastych występuje przede wszystkim chloryt i illit oraz kaolinit. Miejscami spoiwo jest węglanowe (mikrytowe) lub anhydrytowe. Występują także niewielkie skupienia wodorotlenków żelaza.

Próbka nr 8 z głęb. 3673,5 m

Piaskowiec drobnziarnisty o składzie arenitu/waki subarkozowej.

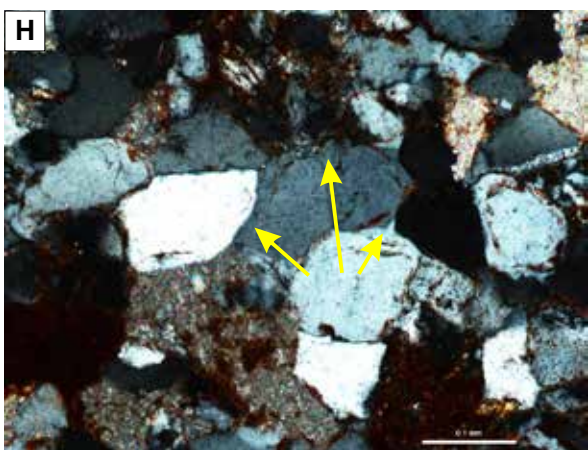
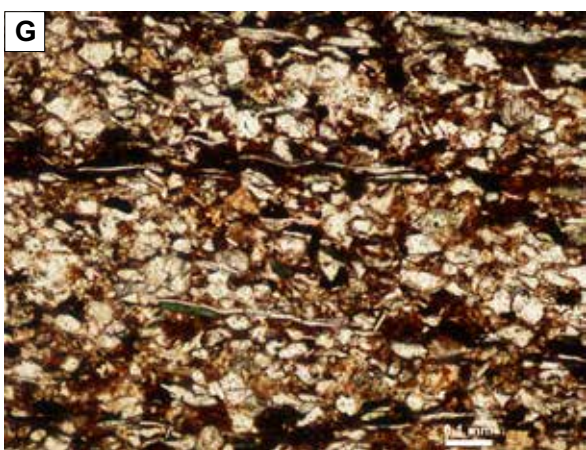
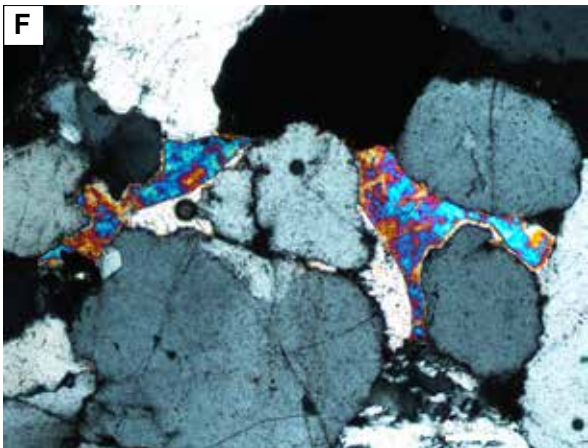
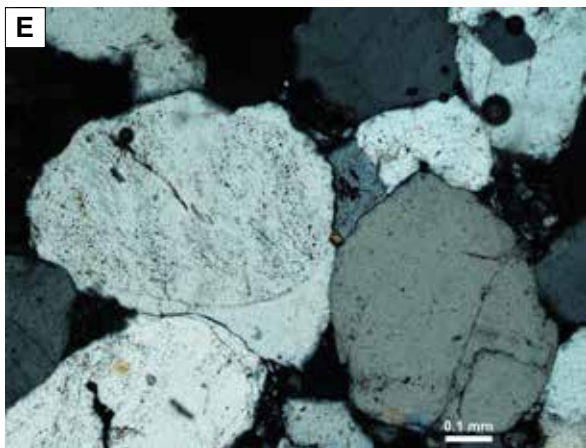
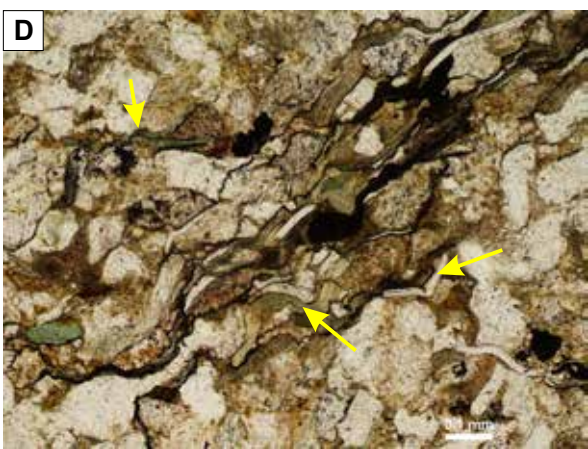
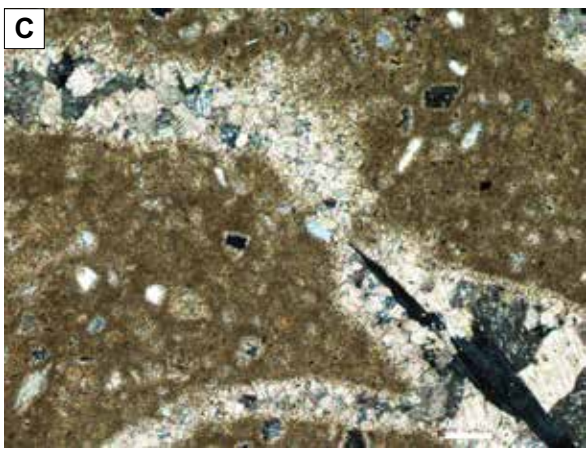
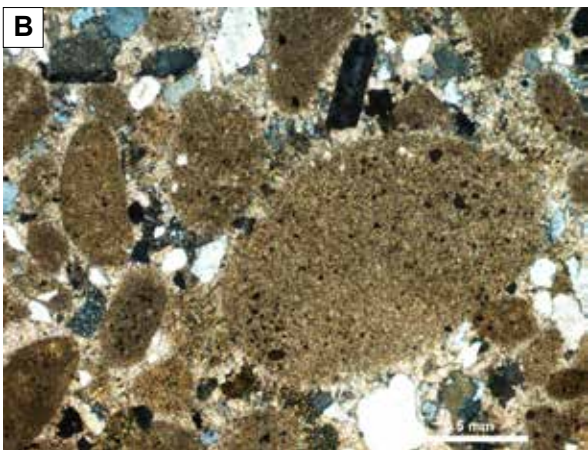
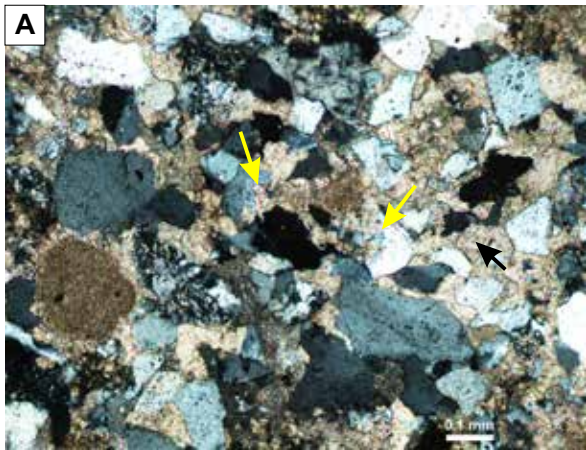
Skała wykazuje strukturę psamitową, teksturę kierunkową (smużystą), podkreśloną równoległym ułożeniem brunatnych smug/warstewek wzbogaconych w wodorotlenki żelaza. Głównym składnikiem piaskowca są izometryczne, nieobtoczone lub półobtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego. Najczęstsza ich średnica wynosi 0,18 mm, maksymalna 0,50 mm. Wskaźnik kontaktów ziaren wynosi 2,2. Kontakty są przeważnie proste lub wklęsło-wypukłe. Poza tym występują nieliczne ziarna skaleni i litoklastów. Wśród skaleni wyróżniono głównie albit. Litoklasty, to przede wszystkim kwarcowe fragmenty skał krystalicznych, drobne okruchy piaskowców, szarobrunatnych iłwców, sporadycznie skał krzemionkowych. Akcesorycznie występuje biotyt, monacyt i turmalin. Spoiwo piaskowca jest głównie kontaktowe – autigeniczne kwarcowe lub żelaziste. Kwarc autigeniczny występuje w postaci obwódek na ziarnach detrytycznych lub jako wypełnienie przestrzeni porowych. Wodorotlenki żelaza również miejscami tworzą wypełnienia przestrzeni międzyziarnowych, a wraz z minerałami ilastymi występują również w formie cienkich obwódek na ziarnach.

**Fig. 18. Fragmenty skał obserwowane pod mikroskopem polaryzacyjnym (PL)**

**A** – piaskowiec drobnziarnisty o składzie arenitu sublitycznego scementowany spoiwem kalcytowym (Ca) i dolomitowym (Do); widoczne ślady rozpuszczania ziaren detrytycznych (strzałki); głęb. 2918,5 m; PL, nikole skrzyżowane; **B** – wapień piaszczysty z pseudoooidami; głęb. 2919,2 m; PL, nikole skrzyżowane; **C** – wapień mikrytowy z domieszką mułku kwarcowego; widoczne żyły wypełnione sparem kalcytowym; głęb. 3095,8 m; PL, nikole skrzyżowane; **D** – piaskowiec o składzie waki sublitycznej z dużą zawartością łyszczyków (strzałki); głęb. 3429,1 m; PL, bez analizatora; **E** – piaskowiec średnioziarnisty; widoczne autigeniczne spoiwo kwarcowe (Qa); głęb. 3706,2 m; PL, nikole skrzyżowane; **F** – piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu kwarcowego/sublitycznego; widoczne spoiwo anhydrytowe (Ah); głęb. 3707,5 m; PL, nikole skrzyżowane; **G** – mułowiec żelazisty o teksturze kierunkowej; głęb. 3822,0 m; PL, bez analizatora; **H** – piaskowiec bardzo drobnziarnisty o składzie arenitu kwarcowego; widoczne autigeniczne obwódki kwarcowe (Qa) na ziarnach kwarcu detrytycznego; głęb. 3946,0 m; PL, nikole skrzyżowane

The fragments of rocks in polarizing microscope (PL)

**A** – vine-grained sandstone of sublithic arenite composition, cemented by calcite (Ca) and dolomite (Do); dissolution traces (arrows) are visible; depth 2918.5 m; PL, crossed polars; **B** – sandy limestone with pseudoooids; depth 2919.2 m; PL, crossed polars; **C** – micritic limestone with an admixture of quartz silt; veins filled with calcite spar are visible; depth 3095.8 m; PL, crossed polars; **D** – sandstone of sublithic wackes composition with a high content of mica minerals; depth 3429.1 m; PL, without analyser; **E** – medium-grained sandstone; authigenic quartz (Qa) is visible; depth 3706.2 m; PL, crossed polars; **F** – medium-grained sandstone of quartz/sublithic arenite composition; anhydrite cement (Ah) is visible; depth 3707.5 m; PL, crossed polars; **G** – ferruginous siltstone with directional texture; depth 3822.0 m; PL, without analyser; **H** – very fine-grained sandstone with quartz arenite composition; authigenic quartz overgrowth (Qa) on detrital quartz grains are visible; depth 3946.0 m; PL, crossed polars



Próbka nr 9 z głęb. 3706,2 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu kwarcowego/sublitycznego (fig. 18E).

Skała wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Głównym składnikiem piaskowca są nieobtoczone lub pół-obtoczone ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego o przeciętnej średnicy 0,38 mm, maksymalnej 0,75 mm. Wskaźnik kontaktów ziaren wynosi 4,1. Kontakty międzyziarnowe są proste lub wklęsło-wypukłe. Skalenie występują sporadycznie, natomiast litoklasty nieco liczniej i są reprezentowane przez kwarcowe fragmenty skał krystalicznych, fragmenty łupków kwarcowych, piaskowców oraz pojedyncze okruchy skał krzemionkowych. Akcesorycznie odnotowano cyrkon i monacyt. Spoiwo piaskowca jest głównie kontaktowe i/lub porowe – autigeniczne kwarcowe. Kwarc autigeniczny tworzy na ziarnach detrytycznego kwarcu obwódki regeneracyjne, które, rozrastając się w kierunku wolnej przestrzeni porowej, powodują jej całkowite zasklepienie. Wypełnienie porów stanowi również autigeniczny kaolinit, występujący w postaci pseudoheksagonalnych krystalitów tworzących formy blokowe lub robakowate.

Próbka 10 z głęb. 3707,5 m

Piaskowiec średnioziarnisty o składzie arenitu kwarcowego/sublitycznego (fig. 18F).

Skała wykazuje strukturę psamitową, teksturę bezładną. Głównym składnikiem piaskowca są nieobtoczone lub pół-obtoczone ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego o przeciętnej średnicy 0,38 mm, maksymalnej 1,50 mm. Wskaźnik kontaktów ziaren wynosi ok. 3,5. Kontakty międzyziarnowe są proste lub wklęsło-wypukłe, miejscami punktowe. Źródłem kwarcu polikrystalicznego mogą być mylonity lub gnejsy, a także żyły kwarcowe. Wśród skaleni odnotowano jedynie pojedyncze skalenie alkaliczne. Litoklasty stanowią grupę liczniejszą (6–7% objętości skały) i reprezentowane są przez kwarcowe fragmenty skał krystalicznych, często z wyraźną kierunkową teksturą, okruchy piaskowców o składzie arenitów kwarcowych oraz okruchy skał krzemionkowych. Spoiwo w piaskowcu jest typu kontaktowego i porowego. Spoiwo kontaktowe stanowi kwarc autigeniczny występujący w formie obwódkowej, natomiast spoiwo porowe tworzy kaolinit, miejscami spar kalcytowy, sporadycznie anhydryt. Poza tym powszechnie występują wodorotlenki żelaza.

Próbka nr 11 z głęb. 3723,5 m

Piaskowiec drobnoziarnisty o składzie waki kwarcowej.

Skała wykazuje strukturę psamitową, teksturę kierunkową podkreśloną równoległym ułożeniem brunatnych lamin. Głównym składnikiem piaskowca są półobtoczone ziarna kwarcu, bywają także wydłużone i/lub izometryczne nieobtoczone. Najczęstsza średnica ziaren wynosi 0,18 mm, maksymalna 0,38 mm. Poza kwarcem występują pojedyncze ziarna skaleni oraz litoklastów. Wśród litoklastów wyróżniono fragmenty brunatnych mułowców, skał krzemionkowych oraz okruchy skał krystalicznych. Akcesorycznie występuje muskowitz i cyrkon. Spoiwo piaskowca jest żelaziste (wodo-

rotlenki żelaza), być może żelazisto-kaolinitowe, miejscami obecny jest mikryt węglanowy. W spoiwie obecny jest także mułek kwarcowy.

Próbka nr 12 z głęb. 3822,0 m

Mułowiec żelazisty (fig. 18G).

Skała wykazuje strukturę aleurytową, teksturę kierunkową, podkreśloną równoległym ułożeniem minerałów łyszczkowych oraz lamin wzbogaconych w wodorotlenki żelaza. Głównym składnikiem frakcji mułkowej są wydłużone, nieobtoczone lub półobtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego o przeciętnej średnicy 0,05 mm. Poza tym występują pojedyncze ziarna plagioklazów. Powszechnie występuje muskowitz, w mniejszej ilości biotyt. Materiał detrytyczny scementowany jest spoiwem żelazistym lub żelazisto-ilastym. Wyraźnie widoczny jest chloryt, nie wyklucza się natomiast udziału kaolinitu i illitu.

Próbka nr 13 z głęb. 3946,0 m

Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty o składzie arenitu kwarcowego (fig. 18H).

Skała wykazuje strukturę psamitową, teksturę lekko kierunkową. Kwarc będący głównym składnikiem piaskowca jest przeważnie izometryczny, nieobtoczony. Najczęstsza jego średnica wynosi 0,08 mm, maksymalna 0,24 mm. Kontakty międzyziarnowe są przeważnie punktowe. Oprócz kwarcu w piaskowcu odnotowano pojedyncze ziarna skaleni alkalicznych i plagioklazów oraz litoklastów. Wśród okruchów skał zauważono fragmenty iłowców, pojedyncze fragmenty skał krystalicznych i mułowców. Akcesorycznie występuje muskowitz, biotyt i cyrkon. Spoiwo piaskowca jest zróżnicowane. Notuje się spoiwo węglanowe – sparytowe, anhydrytowe, żelaziste i/lub żelazisto-kaolinitowe, miejscami chlorytowe. Wodorotlenki żelaza tworzą na ziarnach detrytycznych cienkie obwódki. Chloryt, węglany, czy anhydryt wypełniają przestrzenie porowe.

**Podsumowanie**

Osady kajpru opisano na podstawie próbek piaskowców drobnoziarnistych litycznych i sublitycznych oraz wapieni. Piaskowce reprezentują arenity i waki kwarcowe lub lityczne (sublityczne). Z uwagi na rodzaj spoiwa wyróżniono arenity i waki. Głównym składnikiem materiału detrytycznego w piaskowcach są: kwarc mono- i polikrystaliczny, w mniejszej ilości skalenie, reprezentowane głównie przez anhedralne ziarna plagioklazów, rzadziej przez skalenie potasowe. Częściowo są skaolinityzowane, zserycytyzowane lub zastąpione kalcytem i/lub dolomitem. Liczną grupę stanowią litoklasty (fragmenty kwarcowych skał krystalicznych, łupków kwarcowo – mikowych, kwarcowych, oraz iłowców). Oprócz wymienionych składników w piaskowcach występują łyszczki (muskowitz, biotyt) oraz cyrkon, staurolit. Odnotowano także pojedyncze ziarna glaukonitu oraz nieliczne pseudoooidy. Obecne są także tlenki i wodorotlenki żelaza oraz powszechnie występujący w niewielkich skupieniach

lub jako pigment – leukoksen. Wśród głównych składników spoiw wyróżniono: allo- i autigeniczne minerały ilaste (chloryty, kaolinit, illit), węglany (kalcyt, dolomit), anhydryt i kwarc.

Wapienie są reprezentowane przez odmiany mikrytowe, pseudoooidowe, miejscami piaszczyste.

Osady pstręgo piaskowca opisano na podstawie próbek piaskowców drobno- i średnioziarnistych kwarcowych i sublitycznych oraz mułowca żelazistego. Piaskowce w zależności od zawartości ilasto-żelazisto-mułkowego matriksu to waki lub arenity. Głównym składnikiem piaskowców i mułowca są ziarna kwarcu, przeważnie monokrystalicznego z licznymi wrostkami chlorytów, miejscami spękane. W piaskowcach dosyć licznie występują także skalenie oraz okruszki skał. Litoklasty, podobnie jak w piaskowcach

kajpru, reprezentowane są przez kwarcowe fragmenty skał krystalicznych, fragmenty łupków kwarcowych i kwarcowo-tyszczykowych, okruszki szarozielonkawych i brunatnych iłowców, a także pojedyncze okruszki piaskowców, skał krzemionkowych i mułowców. W niektórych próbkach skał obserwowano zwiększoną ilość minerałów tyszczykowych. Akcesorycznie odnotowano monacyt, cyrkon, turmalin. Spoiwo piaskowców jest głównie kontaktowe i/lub porowe. Wśród składników spoiwa wyróżniono minerały węglanowe, kwarc autigeniczny, anhydryt, kaolinit, chloryt oraz wodorotlenki żelaza.

Powszechnie obserwowano efekty procesów rozpuszczania i zastępowania diagenetycznego oraz efekty procesów chlorytazacji, kaolinityzacji, w mniejszym stopniu illityzacji, którym podlegały ziarna detrytyczne oraz składniki spoiwa.

## JURA

**Anna FELDMAN-OLSZEWSKA**

### WYNIKI BADAŃ LITOLOGICZNYCH I STRATYGRAFICZNYCH ORAZ ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI JURY DOLNEJ I ŚRODKOWEJ

W otworze Szwejki IG 3 utwory jury leżą bezpośrednio na utworach najwyższego triasu, a granica pomiędzy tymi utworami została postawiona na głęb. 1927,5 m. Utwory jury dolnej i środkowej reprezentują profil pełny stratygraficzny, lecz o miąższościach mniejszych niż w osiowej części basenu sedymentacyjnego. Został on przewiercony w znacznym procencie bezrdzeniowo, z pobraniem jedynie 6 (jura dolna) i 5 (jura środkowa) kilkumetrowych rdzeni kontrolnych. Ze względu na niewielkie rdzeniowanie, interpretację litologii oraz granice stratygraficzne wykonano na podstawie pomiarów krzywych geofizycznych oraz korelacji z pobliskimi otworami wiertniczymi.

#### Jura dolna

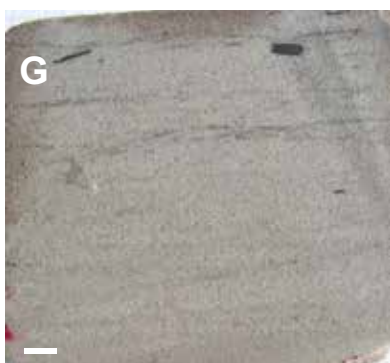
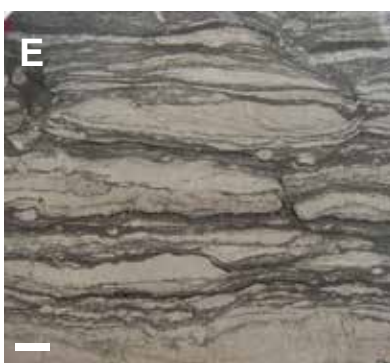
W otworze Szwejki IG 3 utwory jury dolnej, o miąższości 197,5 m, osiągnięto na głęb. 1927,5–2056,0 m. Występują one na utworach najwyższego triasu, a przykryte są przez utwory najniższej jury środkowej. W obecnym opracowaniu pierwotny podział stratygraficzny (Franczyk, 1990), wykorzystujący podział jury dolnej Różyckiego (1958), został zastąpiony przez podział na formalne jednostki litostratygraficzne zaproponowane przez Pieńkowskiego (2004). Wydzielono formacje: zagajską, skłobską, przysuską rudonośną, ostrowiecką, gielniowską, drzewicką, ciechocińską i borucicką. Obejmują one pełny profil jury dolnej, od hetangu po toark, przy czym miąższości poszczególnych formacji nie osiągają wartości znanych z rejonu wału śródpolskiego.

Na podstawie korelacji z otworem Studzianna IG 2 (Jurkiewicz, 1988), położonym w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w profilu hetangu wydzielono 3 formacje charakterystyczne dla tego obszaru (Karaszewski, Kopik,

1970; Pieńkowski, 2004): zagajską, skłobską i przysuską rudonośną.

Profil dolnej jury rozpoczyna **formacja zagajska** (głęb. ?2465,0–2520,0 m) o miąższości 55,0 m, wykształcona w części najniższej w postaci kompleksu piaskowców, które ku górze są coraz bardziej zailone, a następnie przechodzą w miąższy kompleks skał drobnoziarnistych. Są to iłowce, mułowce i heterolity barwy szarej, z kilkoma cienkimi wkładkami piaskowców. Z tej części formacji pobrano jeden rdzeń, w którym stwierdzono: mułowce masywne i laminowane soczewkowo z fragmentami uwęglonej flory, piaskowce bardzo drobnoziarniste o warstwowaniu falistym i zmarszczkowym (fig. 19A) oraz heterolity o warstwowaniu soczewkowym i falistym ze szczelinami synerezyjnymi i drobnymi bioturbacjami *Planolites* (fig. 19E). W skałach tych zaobserwowano też pojedyncze konkretne syderytów piaszczystych (fig. 19B). Utwory formacji zagajskiej powstały głównie w środowisku lądowym – rzeczonym i jeziorno-bagiennym, chociaż napotyka się w nich również poziomy zbioturbowane, z małżami i otwornicami (np. otwór Studzianna 1) – prawdopodobnie są to osady deltowe wskazujące na ingresje morskie (Karaszewski, Kopik, 1970; Pieńkowski, 2004). W pobliskim otworze Mszczonów IG 1, z utworów tej formacji T. Marcinkiewicz udokumentowała obecność wskaźnikowej megaspori *Nathorstisporites hopliticus* Jung a T. Orłowska-Zwolińska oraz miospor *Aratisporites minimus* Schulz (Franczyk, 1988), wskaźnikowych dla hetangu i najniższego synemuru (Marcinkiewicz i in., 2014).

**Formacja skłobska**, o miąższości 34,0 m, wydzielono na głęb. ?2431,0–?2465,0 m. Została ona przewiercona bezrdzeniowo. W spągu formacji występuje 2,5-metrowa warstwa piaskowca, powyżej której jest 8,5-metrowy kompleks

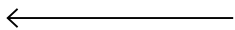


**Fig. 19. Zdjęcia rdzeni wiertniczych jury dolnej**

**A** – heterolit o warstwowaniu falistym i zmarszczkowym ze szczelinami syneresyjnymi, głęb. 2500,0 m, formacja zagajska; **B** – heterolit o warstwowaniu falistym i soczewkowym z soczewkami syderytów piaszczystych oraz miejscową syderytyzacją, głęb. 2500,0–2503,0 m, góra marszu w prawym górnym rogu, na zdjęciu widać ok. 60 cm każdego metra marszu, formacja zagajska; **C** – heterolity o warstwowaniu soczewkowym i falistym, z soczewkami wykazującymi laminację przekątną niskokątową (?mikro-kopułową), oraz z nielicznymi bioturbacjami *Planolites* isp. i szczelinami syneresyjnymi w części dolnej, głęb. 2327,05–2327,3 m, formacja ostrowiecka; **D** – piaskowiec bardzo drobnoziarnisty o warstwowaniu przekątnym niskokątowym (kopułowym), głęb. 2217,0–2217,2 m, formacja gielniowska; **E** – heterolit o warstwowaniu falistym i soczewkowym ze szczelinami syneresyjnymi i bioturbacjami *Planolites* isp., głęb. 2502,6 m, formacja zagajska; **F** – piaskowiec bardzo drobnoziarnisty o warstwowaniu smużystym, głęb. 2042,0 m, formacja borucicka; **G** – piaskowiec drobnoziarnisty ze śladami warstwowania (?) zmarszczkowego oraz okruchami węglonej materii organicznej, głęb. 2401,1 m, przysuska formacja rudonośna; **H** – piaskowiec drobnoziarnisty ze słabo widoczną laminacją poziomą oraz laminą węglonej materii organicznej, głęb. 2218,3–2218,45 m, formacja gielniowska; **I** – iłowiec mułowcowy, masywny, barwy szarzielonej, głęb. 2097,3 m, formacja ciechocińska; **J** – piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, masywny, głęb. 2043,2–2043,4 m, formacja borucicka; skala liniowa 1 cm

#### Photographs of the Lower Jurassic cores

**A** – heterolith with wavy and ripple bedding with syneresis cracks, depth 2500.0, Zagaje Formation; **B** – heterolith with wavy and lenticular bedding with sandy siderite lenses and local sideritization, depth 2500.0–2503.0 m, upper part of core is in the right upper corner, there is visible about 60 cm of each meter, Zagaje Formation; **C** – heterolith with lenticular and wavy bedding with micro-hummocky cross lamination and few *Planolites* isp. bioturbations and syneresis cracks in lower part, depth 2327.05–2327.3 m, Ostrowiec Formation; **D** – fine-grained sandstone with hummocky cross bedding, depth 2217.0–2217.2 m, Gielniów Formation; **E** – heterolith with wavy and lenticular bedding with syneresis cracks and *Planolites* isp. bioturbations, depth 2502.6, Zagaje Formation; **F** – very fine-grained sandstone with flasher bedding, depth 2042.0 m, Borucice Formation; **G** – fine-grained sandstone with (?) ripple bedding traces and detritus of carbonaceous organic matter, depth 2401.1 m, Przysucha ore-bearing Formation; **H** – fine-grained sandstone with poorly visible horizontal lamination and laminae of carbonaceous organic matter, depth 2218.3–2218.45 m, Gielniów Formation; **I** – muddy claystone, massive, grey-green color, depth 2097.3, Ciechocinek Formation; **J** – very fine-grained sandstone, massive, depth 2043.2–2043.4 m, Borucice Formation; linear scale 1 cm



ilasty. Wyżej dominują piaskowce mułowcowe i mułowce piaszczyste, a strop formacji wyznaczono powyżej 3-metrowej warstwy iłowców. Według rozpoznania regionalnego są to utwory obrazujące pierwszą wczesnojurską transgresję morską, osadzone w płytkich partiach zbiornika morskiego (Pieńkowski, 1983, 2004).

Górny odcinek hetangu obejmuje **przysuska formacja rudonośna**, która w otworze Szwejki IG 3 została wydzielona na głęb. ?2347,0–?2431,0 m. Jest to 84,0 m kompleks iłowcowo-mułowcowy z wkładkami piaskowców, nieco bardziej piaszczysty w części środkowej. Z tego odcinka pobrano 0,25 m rdzenia piaskowca drobnoziarnistego ze śladami warstwowania zmarszczkowego(?) oraz okruchami węglonej materii organicznej (fig. 19G). Utwory przysuskiej formacji rudonośnej powstały w środowisku przejściowym pomiędzy łądem a morzem; są to osady pochodzenia deltowego i barierowo-lagunowego, rzadziej rzeczno (Karaszewski, Kopik, 1970; Pieńkowski, 1983, 2004).

Wyżej leżąca **formacja ostrowiecka**, o miąższości 112,0 m (na głęb. 2235,0–?2347,0), reprezentuje synemur. W dolnym i środkowym odcinku są to utwory piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe, tworzące trzy cykle proste o ziarnie malejącym ku górze, natomiast górny 33,5-metrowy odcinek zbudowany jest z piaskowców. Z tej formacji pobrano jeden 2,5-metrowy rdzeń, w którym stwierdzono heterolity o warstwowaniu soczewkowym i falistym, z grubszymi soczewkami wykazującymi laminację przekątną niskokątową (?mikro-kopułową), oraz z nielicznymi bioturbacjami (fig. 19C). Według Pieńkowskiego (2004) są to osady II i III sekwencji,

które w spągu reprezentowane są przez utwory pochodzenia rzeczno, a wyżej brakiczno-morskiego (Pieńkowski, 1983).

Obecność formacji skłobskiej, przysuskiej rudonośnej i ostrowieckiej stwierdzono w północnym i północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Stuzianna IG 2), możliwe też jest ich wydzielenie na obszarze południowego odcinka niecki płockiej (otwory: Szwejki 1, Mszczonów IG 2, Mszczonów IG 1). Natomiast nie stwierdzono ich w otworze Białobrzegi IG 1 (Karaszewski, 1977; Dadlez, 1977), położonym w niewielkiej odległości na południowy wschód od otworu Szwejki IG 3, ale zlokalizowanym już po północno-wschodniej stronie strefy uskokowej Nowego Miasta. W otworze tym, bezpośrednio na niewielkiej miąższości formacji zagajskiej, udokumentowano obecność formacji gielniowskiej.

**Formacja gielniowska**, datowana na wczesny pliensbach, w otworze Szwejki IG 3 została stwierdzona na głęb. 2206,0–2235,0 m i ma miąższość 29,0 m. W spągu profilu występują iłowce, ku górze przechodzące w mułowce i mułowce piaszczyste, w części środkowej występuje niewielkiej miąższości kompleks piaskowcowy, a w górnym odcinku na przemian warstwy mułowca i piaskowca. Z tej formacji pobrano jeden rdzeń, w którym stwierdzono piaskowce bardzo drobnoziarniste o warstwowaniu przekątnym niskokątowym (kopułowym) (fig. 19D) oraz piaskowce drobnoziarniste z ze słabo widoczną laminacją poziomą (fig. 19H). Warstwowanie kopułowe stwierdzone w rdzeniu wskazuje, że są to piaskowce osadzone w strefie przybrzeża zbiornika morskiego, co jest zgodne z interpretacją genetyczną formacji gielniowskiej (Karaszewski, Kopik, 1970; Pieńkowski, 2004).

Górny pliensbach reprezentuje **formacja drzewicka** o miąższości 81 m, wydzielona na głęb. 2125,0–2206,0 m. W omawianym otworze obejmuje ona dwa kompleksy piaskowcowe (dolny – 27,0 m i górny – 29,0 m), rozdzielone przez kompleks skał iłowcowo-mułowcowo-piaskowcowych, tworzących trzy cykle proste, o ziarnie malejącym ku górze. Utwory te zostały przewiercone bezrdzeniowo. Dane regionalne wskazują, że są to utwory o genezie lądowej (rzecznej) lub deltowej (Pieńkowski, 2004). Formacja odpowiada warstwom sławęcińskim górnym wg. podziału Różyckiego (1958), a jej wiek na obszarze niecki płockiej został udokumentowany na podstawie megaspor (Franczyk, 1983).

**Formacja ciechocińska** wiekowo zaliczana do dolnego toarku, stwierdzona została na głęb. 2056,0–2125,0 m i ma miąższość 69,0 m. Wykształcona jest ona jako iłowce i mułowce barwy szarozielonej, z pojedynczymi wkładkami bardzo drobnoziarnistych piaskowców, typowe dla całego obszaru centralnej Polski. W otworze Szwejki IG 3 pozyskano z tego interwału 0,75 m rdzenia, zawierającego iłowce mułowcowe masywne (fig. 19I), barwy szarozielonej z nieregularnymi plamami syderytacji. Wiek formacji ciechocińskiej jest udokumentowany na podstawie obecności megaspor w kilku otworach niecki płockiej (Franczyk, 1983). Między innymi w otworze Mszczonów IG 2 Marcinkiewicz (we: Franczyk, 1988) oznaczyła megasporę *Erlansonisporites excavatus* Marcinkiewicz, *Echitriteles hispidus* Marcinkiewicz i *Biharisporites scabes* Marcinkiewicz, wskaźnikowe dla toarku, oraz *Erlansonisporites sparassis* (Murray) Potonié, znany od toarku (Marcinkiewicz i in., 2014). W otworze Białobrzegi IG 1 Marcinkiewicz (1988) oznaczyła z górnej części formacji *Bacutriteles clavatus* Marcinkiewicz, którego zasięg wskazywała na pliensbach i toark, chociaż w pracy Marcinkiewicz i in. (2014) zawężyła jego zasięg do górnego synemuru i pliensbachu.

Profil jury dolnej kończy **formacja borucicka** o miąższości 128,5 m, wydzielona na głęb. 1927,5–2056,0 m. Są to wyraźnie odznaczające się na krzywej PG piaskowce, z 4,5 m warstwą iłowca w części środkowej. Z całej formacji pobrano tylko jeden 3,0-metrowy rdzeń, w którym stwierdzono piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, jasnoszary prawie biały, o warstwowaniu smużystym (fig. 19F, J) oraz masywny ze słabo zaznaczonym warstwowaniem przekątnym, z nielicznymi skupieniami siewki roślinnej i rozproszonym muskowitem. Są to piaskowce rzeczne.

Miąższości poszczególnych formacji w otworach Szwejki IG 3 i Szwejki 1, położonych po dwóch stronach uskoku Grójca, są zbliżone, co wskazuje, że w jurze dolnej nie był on uskokiem aktywnym.

### Jura środkowa

Jurę środkową w otworze osiągnięto na głęb. 1355,0–1927,5 m, jej miąższość wynosi 572,5 m. Przewiercone utwory obejmują wszystkie piętra stratygraficzne jury środkowej, od aalenu po kelowej. Zostały one w większości przewiercone bezrdzeniowo, pobrano z nich jedynie 5 kilkumetrowych rdzeni kontrolnych.

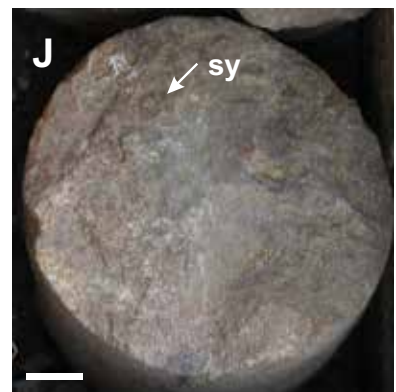
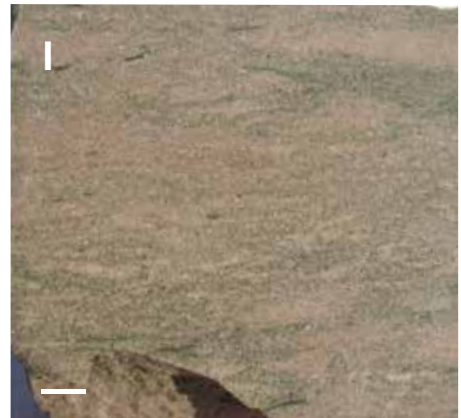
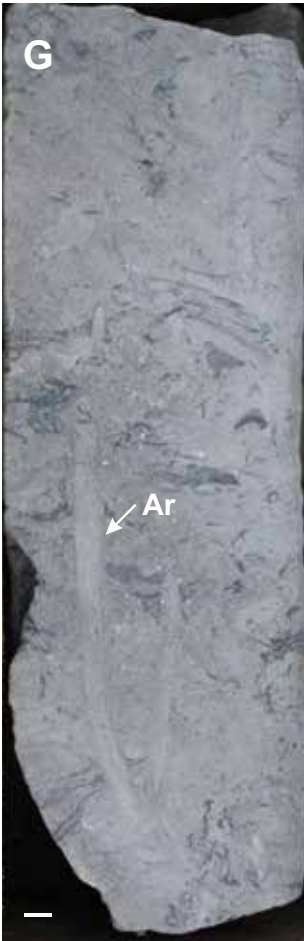
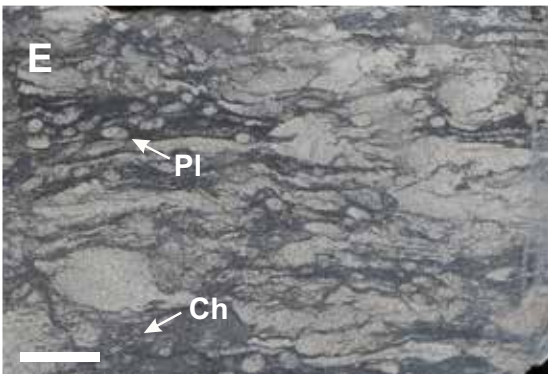
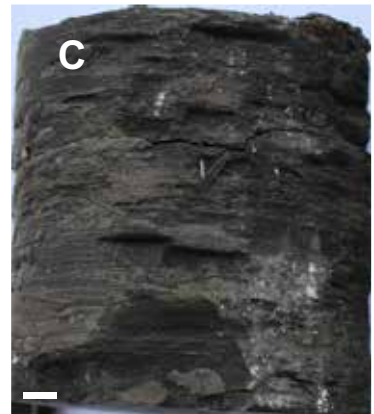
Profil rozpoczynają utwory **aalenu dolnego** stwierdzone na głęb. 1842,5–1927,5 m (o miąższości 85 m). Jest to kompleks piaskowcowy z 5 m warstwą iłowca w spągu oraz dwoma 4 m wkładkami iłowca w części górnej. Miejscami występują również ok. 1 m grubości wkładki mułowca. W rdzeniu pobranym z tych utworów stwierdzono piaskowiec drobnoziarnisty, słabo zwięzły, masywny z 1 mm nagromadzeniami węglonej materii organicznej na powierzchniach oddzielności (fig. 20A). Są to przypuszczalnie utwory powstałe w obrębie estuarium (Feldman-Olszewska, 2006, 2012).

Fig. 20. Zdjęcia rdzeni wiertniczych jury środkowej

A – piaskowiec drobnoziarnisty, masywny, głęb. 1910,2 m, aalen dolny; B – iłowiec barwy czarnej, głęb. 1800,5 m, aalen górny; C – iłowiec barwy czarnej, głęb. 1798,2 m, aalen górny; D – iłowiec ciemnoszary z bardzo drobnymi soczewkami i fragmentami lamin pyłowca białego, głęb. 1797,2 m, aalen górny; E – mułowiec o warstwowaniu soczewkowym, zbioturbowany, głęb. 1669,2 m, bajos górny, Pl – *Planolites* isp., Ch – *Chondrites* isp; F – piaskowiec wapnisty ze skupieniami glaukonitu (gl), głęb. 1375,1 m, kelowej; G – piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, silnie zbioturbowany, z widocznym śladem *Arenicolites* isp. (Ar), głęb. 1670,75–1671,0 m, bajos górny; H – w dolnej i środkowej części piaskowiec bardzo drobnoziarnisty, silnie zbioturbowany, z widocznym śladem *Ophiomorpha* isp. (Op), w górnym odcinku przechodzący w mułowiec o warstwowaniu soczewkowym, silnie zbioturbowany, ze śladem *Palaeophycus* sp. (Pa) i drobnymi *Planolites* isp. (Pl), głęb. 1670,1–1670,4 m, bajos górny; I – piaskowiec wapnisty ze skupieniami glaukonitu, głęb. 1375,1 m, kelowej; J – mułowiec silnie zsyderytizowany, z bardzo licznymi drobnymi konkrekcjami marglisto-syderytycznymi (sy), głęb. 1669,0 m, bajos górny; skala liniowa 1 cm

### Photographs of the Middle Jurassic cores

A – fine-grained sandstone, massive, depth 1910.2 m, Lower Aalenian; B – black claystone, depth 1800.5 m, Upper Aalenian; C – black claystone, depth 1798.2 m, Upper Aalenian; D – dark grey claystone with very small siltstone lenses and fragments of laminas, depth 1797.2 m, Upper Aalenian; E – mudstone with lenticular bedding, bioturbated, depth 1669.2 m, Upper Bajocian, Pl – *Planolites* isp., Ch – *Chondrites* isp; F – calcareous sandstone with glauconite concentrations (gl), depth 1375.1 m, Callovian; G – very fine-grained sandstone, strongly bioturbated, with trace fossil *Arenicolites* isp. (Ar), depth 1670.75–1671.0 m, Upper Bajocian; H – in the lower and middle part very fine-grained sandstone, strongly bioturbated, with *Ophiomorpha* isp. (Op) trace fossil; in the upper part passing into strongly bioturbated, with mudstone with lenticular bedding and trace fossils: *Palaeophycus* sp. (Pa) and small *Planolites* isp. (Pl), depth 1670.1–1670.4 m, Upper Bajocian; I – calcareous sandstone with glauconite concentrations, depth 1375.1 m, Callovian; J – strongly siderited mudstone with very numerous small marly-sideritic concretions (sy), depth 1669.0 m, Upper Bajocian; linear scale 1 cm



**Aalen górny** został wydzielony na głęb. (?)1793,0–1842,5 m. Są to 49,5-metrowej miąższości łupki ilaste, miejscami mułowcowe, barwy czarnej (fig. 20B, C), z drobnym muskowitem, sporadycznie z drobnymi soczewkami lub pojedynczymi laminami pyłowca (fig. 20D), z nielicznymi kulistymi konkrecjami marglisto-syderytycznymi, skupieniami pirytu oraz odciskami małży. Granica pomiędzy aalaniem górnym a bajosem dolnym jest bardzo niepewna, została ona postawiona w miejscu, w którym rozpoczyna się stopniowy, coraz większy udział skał mułowcowych w profilu. Utwory dobrze się korelują z pobliskimi otworami Mszczonów IG 1, Mszczonów IG 2 i Nadarzyn IG 1. Znaleziono w nich bardzo liczne otwornice charakterystyczne dla aalenu i dolnego bajosu takie jak: *Reinholdella dreheri* (Karrer) i *Verneuilinoides liassina* (Terquem et Barthelin) oraz inne, które występują aż do bajosu górnego (Styk, 1986; Smoleń, Iwańczuk, 2018). Są to utwory morskie, powstałe w strefie dysoksydacyjnej odbrzeża (Feldman-Olszewska, 1997, 2006, 2012).

**Bajos dolny** jest kontynuacją profilu aalenu górnego, rozpoczynającego się mułowcami, a następnie piaskowcami wydzielonymi na głęb. (?)1748,5–?1793,0 m, ich miąższość wynosi 44,5 m. Utwory te zostały przewiercone bezrzedniowo. Analiza regionalna utworów aalenu i dolnego bajosu wału kujawskiego (Dayczak-Calikowska, 1976; Feldman-Olszewska, 1997) oraz południowej części niecki warszawskiej (Ryll, 1983) wskazuje, że jest to profil typowy dla tego wieku. Są to utwory powstałe w spływającym się basenie morskim, początkowo w środowisku odbrzeża, a następnie w strefie przejściowej i dolnego przybrzeża (Feldman-Olszewska, 1998, 2012).

**Bajos górny**, o miąższości 170,0 m, występuje na głęb. 1578,5–?1748,5 m. Budują go w przeważającej mierze utwory piaskowcowe, z wkładkami mułowców głównie w części najniższej i najwyższej. Profil bajosu górnego jest znacznie bardziej piaszczysty niż na Kujawach lub położonym w strefie osiowej basenu sedimentacyjnego otworze Raducz IG 1. Z tego odcinka profilu pobrano jeden rdzeń kontrolny, w którym stwierdzono piaskowce bardzo drobnoziarniste z muskowitem, zbiturbowane, ze skamieniałościami śladowymi *Ophiomorpha* isp. (fig. 20G) i *Arenicolites* isp. (fig. 20F). Wyżej występują mułowce ciemnoszare, o warstwowaniu i laminacji soczewkowej, również zbiturbowane (*Planolites* isp. fig. 20E, H, *Chondrites targionii* Brongniart fig. 20E, *Palaeophycus* isp fig. 20H.) z konkrecjami marglisto-syderytycznymi i 15 cm wkładką syderytu w stropie (fig. 20J). Współwystępowanie skamieniałości śladowych należących do ichnofacji *Skolithos* (*Ophiomorpha*, *Arenicolites*) razem z reprezentującymi ichnofację *Cruziana* (*Planolites*, *Chondrites*), sugerują sedimentację w strefie dolnego lub środkowego przybrzeża.

Piaszczysty profil górnego bajosu w otworze Szwejki IG 3 jest zbliżony do obserwowanego w otworach Mszczonów IG 1 i Mszczonów IG 2. Według Ryll (1988) w pobliskim otworze Mszczonów IG 2 nie ma najniższego odcinka bajosu górnego i profil rozpoczyna się od poziomu

*arcis*, a ku północnemu wschodowi ta luka powiększa się tak, że w otworze Nadarzyn IG 1 brak całego bajosu górnego (Ryll, 1983), natomiast w otworze Białobrzegi IG 1 (Dayczak-Calikowska, 1977) profil jury środkowej w ogóle rozpoczyna się od dolnego batonu. Przytoczone fakty natury sedimentologicznej pozwalają wnioskować, że granica basenu bajosu górnego przebiegała pomiędzy otworem Szwejki IG 3, a otworami Nadarzyn IG 1 i Białobrzegi IG 1. Może być to jednocześnie skutek aktywności tektonicznej uskoku Nowego Miasta w aalenie i bajosie, która spowodowała brak utworów aalenu i bajosu po jego północno-wschodniej stronie.

**Utwory batonu** wydzielono w otworze na głęb. 1382,0–?1578,5 m (miąższość 196,5 m). Profil został podzielony na baton dolny, środkowy i górny, lecz ze względu na prawie całkowity brak rdzenia oraz datowania stratygraficznego, granice są przybliżone. **Baton dolny**, o miąższości 66,0 m, jest wykształcony w dolnej części jako kompleks iłowcowo-mułowcowy, wyżej jako piaskowce z wkładkami iłowców. Granicę pomiędzy batonem dolnym i środkowym uznano na głęb. 1512,5 m, w stropie ostatniej wkładki iłowcowej. **Baton środkowy** ma miąższość 57,0 m i wykształcony jest jako wapienie piaszczyste i piaskowce wapienisto-dolomityczne. Pobrano z niego jeden rdzeń, w którym występuje wapień piaszczysto-organodetrytyczny, miejscami lekko dolomityczny, z limonitem, kolcami jeżowców oraz skorupkami muszli małży oraz piaskowiec drobno- i bardzo drobnoziarnisty, silnie wapienisty, dolomityczny, barwy ciemnoszarej lub brunatnej. Granicę pomiędzy batonem środkowym i górnym postawiono na głęb. ?1455,5, ale jest ona bardzo niepewna. Baton górny, o miąższości 73,5 m, ma podobne wykształcenie litologiczne. Występują tu naprzemiennie piaskowce, piaskowce wapienisto-dolomityczne i wapienie piaszczyste. Analogicznie wykształcone utwory batonu środkowego i górnego stwierdzono w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Utwory te zinterpretowano na podstawie pełnordzeniowych profili otworów wiertniczych jako powstałe w płytkomorskim środowisku, spływającym się ku górze – w dolnym odcinku w strefie dolnego i środkowego przybrzeża, a wyżej – w zmiennym środowisku górnego przybrzeża, kanałów rozprzodających delty i rampy węglanowej (Kozłowska i in., 2021).

W kelowej, o miąższości 27,0 m (głęb. 1355,0–1382,0 m), w dolnym odcinku dominują wapienie piaszczyste, dolomityczne, a wyżej piaskowce wapienisto-dolomityczne. W rdzeniu pobranym z tego odcinka stwierdzono wapień bardzo silnie piaszczysty, dolomityczny, lekko zielonkawy, masywny, przechodzący miejscami w dolomit piaszczysty, z tocząciami białawego wapienia organodetrytycznego w części przystropowej oraz pojedynczymi ziarnami, gniazdami lub laminami glaukonitu (fig. 20F, I). Są to utwory ostatniej środkowojurajskiej transgresji morskiej, która wkroczyła szeroko na obszar platformy wschodnioeuropejskiej (Dayczak-Calikowska-Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1997, 1998).

Hubert WIERZBOWSKI

## LITOSTRATYGRAFIA JURY GÓRNEJ

Sukcesja utworów jury górnej w profilu otworu Szwejki IG 3 odzwierciedla typowe etapy rozwoju sedimentacji w basenie Niżu Polskiego. Z uwagi na bliskość centrum dawnej bruzdy środkowopolskiej utwory górnourajskie mają tu znaczną miąższość. Warto zauważyć, że otwór znajduje się w najbardziej południowej części niecki płockiej (w rejonie uskoku Grójca), która jest usytuowana na styku z dwoma innymi jednostkami strukturalnymi, tj. północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz obszaru lubelskiego, cechujących się nieco odmiennym wykształceniem osadów jury górnej. Dla obszarów tych stosowano inne nazwy formacji, co powoduje różnice opisów litostratygraficznych i utrudnia porównania regionalne. Odnosi się to również do wschodniej części strefy uskoku Grójca, dla której stosowano jednostki litostratygraficzne typowe dla Lubelszczyzny (Dembowska, 1979; Niemczycka i in., 1983; Niemczycka, 1990).

Określenie szczegółowej litostratygrafii jury górnej w profilu wiercenia Szwejki IG 3 następcza poważne trudności z uwagi na śladowe rdzeniowanie otworu w tym interwale oraz niepełne dane geofizyki wiertniczej. Na obraz skał profilu wiercenia nałożyły się ponadto zmiany diagenetyczne uwidoczniające się znaczną dolomityzacją i sylikacją węglanowych utworów najniższej jury górnej oraz pojawieniem się licznych stylolitów i rekryształizacją tła skalnego. Związane są one zapewne z położeniem otworu w aktywnej strefie tektonicznej. Z powyższych powodów konieczne jest porównanie profilu jury górnej otworu Szwejki IG 3 z profilami z sąsiednich otworów, które – choć rdzeniowane w różnym zakresie w interwale jury górnej i cechujące się odmiennymi opisami litostratygraficznymi – dostarczają cennych danych. Należą do nich otwory: Białostrzegi IG 1 (Niemczycka, 1977), Łowicz IG 1 i Raducz IG 1 (Dembowska, 1986), Magnuszew IG 1 i Wilga IG 1 (Niemczycka, 1973; Feldman-Olszewska, 2019) oraz Mszczonów IG 1, Mszczonów IG 2 i Nadarzyn IG 1 (Dembowska, 1988).

Utwory jury górnej profilu wiercenia Szwejki IG 3 występują na głęb. 551,0–1355,0 m, osiągając miąższość 804,0 m, jak wykazały dane geofizyczne. Pozostają one w ciągłości sedimentacyjnej z utworami jury środkowej, w ich stropie występują natomiast utwory najniższego beriasu.

W przedziale głęb. 1156,0–1355,0 m, ponad utworami piaszczystymi keloweju i zapewne warstwą bulastą (por. profil wiercenia Nadarzyn IG 1 wg Dembowskiej, 1988), występują utwory głębokowodnej **formacji I gąbkowo-wapiennej** osiągające 199 m miąższości, które były rdzeniowane w interwałach: 1323,0–1328,0, 1283,0–1288,0, 1229,0–1229,1 oraz 1156,0–1162,0 m. Są to w dolnej i środkowej części w znacznym stopniu zdolomityzowane i skrzemionkowane wapienie organodetrytyczne gąbkowe, miejscami mikroporowate, wyżej wapienie pelitowe z igłami gąbek, zawierające krzemienie i fragmenty szkieleatów szkarłupni, a w najwyższej części otwornice (Niemczycka, 1990; Radlicz, 1990;

Wołkowicz, ten tom). Posiadają one mikrostrukturę typu pakstonu, w której zapewne dominują fragmenty struktur gąbkowo-mikrobiałnych (por. Radlicz, 1990; Wołkowicz, ten tom). W skałach tych występują liczne stylolity, a dolomityzacja, sylikacja i lokalna gruzłowość są prawdopodobnie odpowiedzialne za ich zmienną porowatość, która zaznacza się na profilach geofizycznych. Utwory te odpowiadają – w ujęciu facjalnym – formacji wapieni gąbkowych częstochowskich z południowej Polski (Matyja, Wierzbowski, 1994, 2004). Na zasadzie analogii z szeroko rozprzestrzonymi utworami facji gąbkowej Polski omawiany przedział litologiczny należy zaliczyć do oksfordu (por. Matyja, Wierzbowski, 1994, 2004; Gutowski, 1998; Wierzbowski 2017, 2020, 2023b).

Ponad utworami formacji gąbkowo-wapiennej, w przedziale 1156,0–837,5 m, występują skały, które były zaliczane pierwotnie do formacji oolitowej (Niemczycka, 1990). Przyjęcie założenia, że bezpośrednio na utworach głębokowodnej formacji wapieni gąbkowych spoczywają utwory płytkowodnej formacji oolitowej jest jednak trudne do akceptacji, a takie następstwo nie jest przyjęte dla obszaru Polski (Dembowska, 1979). W rejonie otworu, na obszarze południowej części niecki płockiej, ponad utworami typowych wapieni gąbkowych występują wapienie gąbkowe z koralowcami i krynoidami, które były pierwotnie zaliczane do stropowej części formacji gąbkowo-wapiennej oraz utwory formacji wapienno-marglistej, ponad którymi pojawia się dopiero formacja oolitowa (Dembowska, 1979). Na występowanie nierdzeniowanych utworów formacji wapienno-marglistej nad utworami formacji gąbkowo-wapiennej wskazują również opracowania litologiczne pobliskich otworów z obszaru niecki płockiej (Dembowska, 1986, 1988). Podobna sytuacja ma miejsce w przypadku zrewidowanej litologii utworów górnourajskich z wierceń Magnuszew IG 1 i Wilga IG 1, gdzie leżący ponad wapieniami gąbkowymi formacji kraśnickiej pakiet organodetrytycznych wapieni koralowcowo-gąbkowych-mszywiolowych oraz pelitowych został zaliczony do formacji „koralowcowej” (Feldman-Olszewska, 2019).

Profile nieodległych otworów: Białostrzegi IG 1, Magnuszew IG 1, Mszczonów IG 1 i Nadarzyn IG 1 dostarczają fragmentarycznych informacji o występowaniu nad wapieniami gąbkowymi organodetrytycznych wapieni gąbkowo-koralowcowych z krzemieniami, liczną fauną małży, ramienionogów, krynoidami i kolcami jeżowców oraz zmienionych diagenetycznie wapieni pelitowych z fauną małży i krynoidów (Niemczycka, 1973, 1977; Dembowska, 1988). W najwyższej ich części pojawiają się wapienie organodetrytyczne i kredowate ze ślimakami z grupy nerineidów i wkładki oolitów i onkolitów (te ostatnie były opisywane jako pseudoolity). Utwory te poprzedzają pojawienie się grubszych pakietów wapieni oolitowych, związanych z maksymalnym wypłycciem środowiska depozycji. Należy zatem uznać, że dość miąższy (218 m), lecz głównie nie-

rdzeniowany, pakiet utworów znajdujący się na głęb. 938,0–1156,0 m odpowiada **formacji II wapienno-marglistej** i/ lub **formacji III koralowcowej** (por. Dembowska, 1979). Utwory tego pakietu cechują się podwyższoną gęstością, jak wykazały profilowania geofizyczne, co może wynikać z obecności częściowo zrekrystalizowanych wapieni pelitowych. W próbkach okruchowych stwierdzono obecność wapieni z domieszką wapieni marglistych, jednak profilowania gamma nie wskazują na obecność w nich grubszych pakietów margli. W rdzeniowanym odcinku, na głęb. 1002,0–1008,0 m, stwierdzono zmienione diagenetycznie, twarde wapienie pelitowe, podbarwione pirytem (Niemczycka, 1990). Analiza petrograficzna płytek cienkich wykonanych z tego interwału wykazała mikrofację typu wakstonu i obecność drobnych onkoidów? oraz otwornic (Radlicz, 1990; Wołkowicz, ten tom). Należy przyjąć, że utwory omawianej formacji są odpowiednikami facji przejściowych, znanych z północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. W obrębie wydzielanych tam wapieni koralowcowych z Bałtowa oraz onkolitowych wapieni kredowatych jest lokowana granica oksfordu i keloweju (Gutowski 1998; Wierzbowski, 2023a,b). Granicę oksfordu i kimerydu, na zasadzie analogii, trzeba zatem umiejscowić w obrębie skał wyróżnionej formacji wapienno-marglistej/ koralowcowej, być może na głębokości ok. 1050 m. Warto zauważyć, że tak zdefiniowana granica oksfordu i kimerydu jest zgodna z niedawno przyjętym wzorcem GSSP (ang. *Global Boundary Stratotype Section and Point*), wyznaczonym w prowincji borealnej (Wierzbowski i in., 2023), który jest położony nieco niżej w profilu jury górnej niż wcześniej przyjmowane położenie ww. granicy dla prowincji submedyterańskiej. W wyniku przyjęcia ww. wzorca GSSP wyższa część dawnego submedyterańskiego poziomu amonitowego *bimammatum*, z którego wyłączono (pod)poziom *hypselum*, a także poziom amonitowy *planula* zostały włączone do dolnego kimerydu.

Utwory leżące wyżej, na głęb. 837,5–938,0 m, o miąższości 100,5 m, posiadają większą porowatość i należą już niewątpliwie do **formacji IV oolitowej** (por. Dembowska, 1979). Zbudowane są zapewne z wapieni oolitowych, organodetrytyczno-onkoidowych i pelitowych. Te ostatnie zostały podane w dokumentacji wynikowej otworu, być może na podstawie fragmentarycznych próbek okruchowych. Warto zauważyć, że odpowiadające im zespoły wapieni oolitowo-organodetrytycznych i pelitowych nawiercono w pobliskich otworach Magnuszew IG 1 (Niemczycka, 1977) i Nadarzyn IG 1 (Dembowska, 1988).

Wyraźne przejście do leżących na głęb. 706,5–837,5 m utworów wapienno-marglistych, o miąższości 131 m, jest widoczne na profilach geofizycznych. Skały te należy zaliczyć do **formacji V wapienno-marglisto-muszlowcowej** (Dembowska, 1979; Niemczycka, 1990). Profilowania geofizyczne i próbki okruchowe dowodzą, że składają się one z naprzemianległych miąższych serii wapieni, wapieni marglistych i margli. Jest to zgodne z danymi z rdzenia z głęb. 841,0–847,0 m, który jest przesunięty w stosunku do badań geofizycznych (Niemczycka, 1990). W tym odcinku rdzenia stwierdzono występowanie wapieni marglistych z intraklasta-

mi o strukturze pseudogruźlowej oraz detrytycznych wapieni/ wapieni marglistych i margli, które zawierają szczątki małży, ramienionogów i szkarłupni (Niemczycka, 1990). Analiza petrograficzna płytek cienkich wykazała znaczną zmienność mikrofacji (rudstony, floatstony, packstony, madstony) i obecność licznych onkoidów, intraklastów oraz elementów szkieletowych szkarłupni, małży, ramienionogów, ślimaków oraz otwornic (Radlicz, 1990; Wołkowicz, ten tom). Na zasadzie analogii z sąsiednimi wierceniami można przyjąć, że utwory formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej zawierają liczny detrytus muszli i wkładki muszlowcowe w całym swoim profilu (por. Dembowska, 1986, 1988; Feldman-Olszewska, 2019). Pojawienie się utworów formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej, obejmującej skondensowane wkładki muszlowców, nastąpiło po zakończeniu płytkowodnej sedimentacji w obrębie platformy węglanowej, zaliczanej do najwyższej części transgresywno-regresywnej sekwencji COK (ang. *Callovian-Oxfordian-Kimmeridgian*), nazywanej także megasekwencją I, i rozpoczęciu się nowej lecz krótkotrwałej transgresywno-regresywnej sekwencji LUK (ang. *Lower-Upper Kimmeridgian*), nazywanej również megasekwencją II (por. Kutek, 1994; Gutowski i in. 2005). Wydarzenie to jest datowane na wyższą część amonitowego poziomu *hypselocyclum* kimerydu dolnego na obszarze wyżyn południowopolskich (Wierzbowski, 2017, 2020). W trakcie sedimentacji młodszych osadów formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej doszło do regresji morskiej, której maksimum odzwierciedla pojawienie się materiału grubokruchowego datowanego w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na środkową część poziomu *eudoxus* kimerydu górnego (por. Gutowski, 1998; Wierzbowski, 2023a). Kończy ono sekwencję depozycyjną LUK. Granicę kimerydu dolnego i górnego należy, co za tym idzie, umiejscowić w obrębie formacji wapienno-marglisto-muszlowcowej. Może ona być zlokalizowana w pobliżu jej środka, tj. na głębokości ok. 770 m. Precyzyjne umiejscowienie tej granicy jest jednakże niemożliwa bez dokumentacji biostratygraficznej.

Wyżej leżące utwory, z głęb. 592,0–706,5 m, o miąższości 114,5 m, wykazują znaczne zailenie jak wykazały pomiary sygnału gamma. Odpowiadają one **formacji VI łupkowo-marglisto-mułowcowej (pałuckiej)** (Dembowska, 1979; Niemczycka 1990). W dokumentacji wynikowej wiercenia przyjęto, częściowo na podstawie próbek okruchowych, że składa się ona z ciemnoszarych a miejscami piaszczystych mułowców ilasto-marglistych, margli ilastych i margli (Niemczycka, 1990). W rdzeniowanym odcinku, z głęb. 693,0–699,0 m, stwierdzono obecność jasnoszarych margli pelitowych o mikrofacji typu madstonu i pelitowych wapieni marglistych z nieliczną fauną małży i szkarłupni oraz margli ilastych bez szczątków organicznych (Niemczycka, 1990; Radlicz, 1990; Wołkowicz, ten tom). Sedimentacja utworów formacji łupkowo-marglisto-mułowcowej (pałuckiej) w środkowej części Niżu Polskiego trwała począwszy od wyższej części poziomu *eudoxus* kimerydu górnego aż do najniższej części poziomu *scythiscus* tytonu dolnego (por. Kutek i Zeiss, 1997; Matyja, Wierzbowski, 2016; Wierzbowski, Wierzbowski, 2019; Błazejewski i in., 2023; Wierzbowski, 2023a,b).

Należy więc w jej obrębie umiejscowić granicę kimerydu i tytonu. Nie ma podstaw do kwestionowania granicy tych pięter wyznaczonej w dokumentacji wynikowej wiercenia Szwejki IG 3 na głęb. 647,5 m, na podstawie porównawczej analizy miąższościowej (por. Niemczycka, 1990).

Najmłodszy wapienny zespół litofacjalny jury górnej, o miąższości 41 m, z głęb. 551,0–592,0 m, został zaliczony do **formacji VII wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej)**; Niemczycka 1990). Nie był on rdzeniowany lecz został podzielony – częściowo na podstawie próbek okrucowych – na ogniwo wapieni korbulowych (głęb. 562,5–592,0 m) oraz ogniwo z Wieńca (głęb. 551,0–562,5 m). W obrębie ogniwa wapieni korbulowych wydzielono (1) część dolną – odpowiadającą wyższej części wołgu środkowego, zbudowaną z wapieni jasnoszarych i mieszczącą się na głęb. 572,5–592,0 m, oraz (2) część górną – zbudowaną ze zlewnych wapieni jasnoszarych marglistych, z głęb. 562,5–572,5 m. Występujące wyżej wapienie z anhydrytami zaliczono do ogniwa z Wieńca (Niemczycka, 1990). Szczegółowe porównanie profilu formacji wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) z profilami większości pobliskich wierceń nie jest możliwe z uwagi na skondensowany charakter lub brak w nich utworów najwyższej jury, bądź niewielkie ich rdzeniowanie (por. Niemczycka, 1973, 1977; Dembowska, 1986; Feldman-Olszewska, 2019). Warto zauważyć, że w profilu najwyższej części formacji wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) otworu Mszczonów IG 2 stwierdzono utwory ramienionogowo-małżowo-serpulowe zaliczone do tzw. „warstwy ramienionogowej” (Dembowska, 1988), która występuje w dolnym odcinku formacji kcyńskiej (Dembowska, 1979). Zgodnie z przyjętym podziałem jurajskiej

części formacji wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) należałoby zatem przyjąć, że jej dolna część odpowiada wyższej, wapiennej części poziomu *scythicus* najwyższego dolnego tytonu, podczas gdy leżące wyżej (tj. od głęb. 572,5 m) wapienie oraz prawdopodobne utwory ramienionogowo-serpulowe zalicza się już do tytonu górnego. Wskazuje na to datowanie niepełnomorskich osadów zawierających małże z rodzaju *Corbulomima* (dawniej *Corbula*) i warstwy ostrzygowo-serpulowe z kamieniołomu Owadów-Brzezinki z południowej części niecki łódzkiej na poziom *virgatus*, który można korelować z najniższym górnym tytonem (Matyja, Wierzbowski, 2016; Błazejowski i in., 2023). Podane w dokumentacji wynikowej wiercenia Szwejki IG 3 występowanie skał wapienno-anhydrytowych (z głęb. 551–562,5 m), które zostały zaliczane do ogniwa z Wieńca formacji wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej), jest wątpliwe (por. Niemczycka, 1990). Należy zauważyć, że otwór Szwejki IG 3 jest ulokowany poza sugerowanym zasięgiem występowania facji ewaporatowej (Dembowska, 1973), stąd też jego profil może potencjalnie zawierać jedynie odpowiedniki lateralne skał ewaporatowych. Obecności ewaporatów nie można również stwierdzić na podstawie profilu geofizycznych. Ogniwo z Wieńca formacji wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) zostało zaliczone, zgodnie z nowym schematem litostratygraficznym, do najniższego beriasu (Leszczyński, 2002; Dziadzio i in., 2004), jednak skały te mogły zostać usunięte przez erozję i nie występować w profilu otworu Szwejki IG 3. Ponad najwyższą częścią skał formacji wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) występuje luka sedimentacyjna obejmująca prawdopodobnie utwory pogranicza jury i kredy oraz najniższej kredy.

## Jolanta IWAŃCZUK

### WYNIKI BADAŃ MIKROPALEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW JURY GÓRNEJ

Ustalenie biostratygrafii na podstawie mikrofauny serii osadowych jury w profilu otworu Szwejki IG 3 wykonano, bazując na ekspertyzach archiwalnych wykonanych przez J. Smoleń w 1987 r. Wynika to z faktu, że do dziś zachowały się jedynie nieliczne materiały źródłowe w postaci próbek z mikrofauną.

Łącznie pobrano 34 próbki mikrofaunistyczne, z czego w 5 z nich została rozpoznana mikrofauna. Próbki z głęb. 655, 693, 750, 800 i 841 m zawierają liczne otwornice, jednak zespoły są przemieszane i zawierają taksony występujące od kimerydu do dolnej kredy. Należy przy tym zaznaczyć, że tylko 2 próbki pochodzą z materiału rdzeniowego (głęb. 693,0 i 841,0 m), pozostałe to próbki okrucowe.

Najstarsze taksony obecne w próbkach z interwału 655–841 m wskazują na kimerydzki wiek osadów (Smoleń, Iwańczuk, 2018). Należą do nich stwierdzone na głęb. 693,0 m: *Epistomina stelicostata* Bielecka et Pożaryski, *Marginulinopsis straticostata* (Reuss), *Eoguttulina inovroclawiensis*

(Bielecka et Pożaryski), *Lenticulina muensteri* (Römer) oraz z głęb. 841,0 m *Discorbis* sp.

W tym samym interwale w próbkach okrucowych występują również okazy znane z tytonu, takie jak *Saracenaria pravoslavlevi* Fursenko et Polenowa, *Vaginulinopsis embaensis* (Fursenko et Polenowa), *Citharina* sp., co najprawdopodobniej jest wynikiem przemieszczenia skał w trakcie wiercenia.

Otwornicom towarzyszą małżoraczki, m.in. *Galliaecytheridea elegans* (Sharapowa), *Paranotacythere rimosa* (Martin), a także inne formy z rodziny Cytheridae, trudne do precyzyjnego oznaczenia ze względu na stan zachowania. Skorupiaki te są głównie wskaźnikami środowiskowymi – występowały jako organizmy bentosowe w płytkich morzach epikontynentalnych – do 20 m w warunkach dobrze natlenionych i stabilnych (Whatley, Stephens, 1992; Gasiński, Uchman, 2009).

**Krystyna WOŁKOWICZ**

## WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH JURY GÓRNEJ

Analizie petrologicznej poddano 11 płytek cienkich przykrytych szkiełkiem nakrywkowym z próbek skał jury górnej z otworu Szwejki IG 3 z głęb. 693,1–1283,4 m. Przy opracowywaniu posługiwano się szczegółowym profilem jury górnej tego wiercenia, opracowanym przez H. Wierzbowskiego (ten tom).

W opracowaniu zamieszczono tabelę zbiorczą badanego materiału wykonaną przed laty przez K. Radlicza (tab. 4). K. Radlicz dysponował 12 płytkami cienkimi, dodatkowa pochodziła z głęb. 1229,1 m.

Zbadane próbki reprezentują zróżnicowane skały węglanowe; zgodnie z zastosowaną klasyfikacją Dunhama, zmodyfikowaną przez Embry'ego i Klovana (1971) oraz spolszczoną przez K. Jaworowskiego (1987) są to: madstony (ang. *mudstone*), wakstony (ang. *wackestone*), pakstony (ang. *packstone*), flotstony (ang. *floatstone*) i rudstony (ang. *rudstone*). Występują one w różnych odcieniach szarości, co wynika ze zmiennej zawartości mikrytu.

**Formację I wapieni gąbkowych** reprezentują próbki z głęb.: 1283,4; 1229,1; 1156,1 m. Próbkę pierwszą określono jako flotston, a dwie pozostałe jako pakston/wakston spongiolitowy.

Flotston z głęb. 1283,4 m jest skałą węglanową z często prawie niewidocznymi zarysami allochemów. Nie zaobserwowano ukierunkowania składników.

Zarówno w allochemach, jak i pomiędzy nimi dominują podobne drobne peloidy o najczęstszej wielkości 0,02–0,1 mm. Przestrzeń pomiędzy peloidami wypełnia mikryt i mikrosparyt w zmiennych proporcjach. Często peloidy stykają się ze sobą, a miejscami są silnie skomasowane, tworząc pojedyncze zaokrąglone agregaty wielkości ok. 2,5 mm. Miejscami występują nieregularne skupienia sparytowego cementu węglanowego (do 5 mm) z pojedynczymi rombodrami (do 0,2 mm) prawdopodobnego dolomitu, lokalnie sparyt węglanowy zabił niewielkie pęknięcia w skale.

Zaobserwowano bardzo słabo widoczne zarysy pojedynczych intraklastów peloidowych i intraklastów zawierających igły gąbek, a także bioklasty szkarłupni, fragmenty muszli brachiopoda o wielkości 1,3 mm i inne nieokreślone ziarna (do 0,4 mm), a także zaokrąglone monokryształy węglanowe o wielkości do 0,3 mm. Stwierdzono słabe ślady stylolitów, widoczne głównie dzięki rudawemu zabarwieniu skały wodorotlenkami żelaza. K. Radlicz zaobserwował w skale mumie gąbek (tab. 4).

Skałę o składzie pakstonu/wakstonu spongiolitowego stwierdzono na głęb. 1229,1 i 1156,1 m. Wielkość allochemów dochodzi do ok. 0,4 mm. Ich ilość jest zróżnicowana; miejscami ziarna są upakowane, a lokalnie stanowią ok. 40% objętości skały. Przestrzeń między allochemami wypełnia mikryt z domieszką mikrosparytu. Lokalnie zaobserwowano ukierunkowanie składników. W skale dominują igły gąbek, rozpoznano szkarłupnie i prawdopodobny fragment skorup-

ki brachiopoda. W próbce z głęb. 1156,1 m zaobserwowano też otwornice. W próbce z głęb. 1229,1 m stwierdzono ok. 2–3% rozproszonych minerałów nieprzezroczystych.

W drugiej próbce – pochodzącej z głęb. 1229,1 m – K. Radlicz określił zawartość allochemów (igły gąbek, relikty szkarłupni) na ok. 70%, a skałę określił jako pakston (tab. 4). Wyróżnił w niej bioklasty wypełnione sferolitycznym chalcodonem.

Do **formacji II wapienno-marglistej/formacji III koralowcowej** zaliczono wakston z głęb. 1002,1 m. Skała zawiera ok. 10–15% allochemów, które – w sposób nieuporządkowany – występują w drobnogrudkowatym tle mikrytowym, któremu w niewielkiej ilości towarzyszy mikrosparyt. Występują głównie ooidy (fig. 21A), miejscami zmikrytyzowane, lokalnie widoczne jedynie w formie śladów. Inne ziarna są nieliczne i zwykle słabo widoczne wskutek zaawansowanej mikrytyzacji. Zaobserwowano bioklasty – nieidentyfikowane fragmenty muszli i otwornicy aglutynującej (fig. 21A), a także drobne skupienia minerałów nieprzezroczystych i mikrostylolit.

Do **formacji IV oolitowej** zaliczono 5 próbek z głęb.: 844,1; 843,5; 843,0; 842,7 i 841,1 m, w których stwierdzono, odpowiednio: wakston/pakston, rudston, madston, flotston i rudston.

Wakston/pakston z głęb. 844,1 m jest skałą, w której w tle drobnoplamistym, mikrytowo-mikrosparytowym, miejscami porowatym występuje zmienna ilość allochemów – od ok. 30% do silnego ich upakowania. Nie zaobserwowano ukierunkowania składników. Wielkość allochemów najczęściej dochodzi do ok. 1,5 mm; pojedyncze osiągają 5 mm. Występują głównie bioklasty – szkarłupnie (fig. 21B), a także brachiopody, małże (warstwa pryzmatyczna), otwornice, niektóre w otoczce mikrytowej, a także onkoidy.

Zaobserwowano mikrostylolity (fig. 21B), w których miejscami stwierdzano obecność nielicznych rudawych skupień wodorotlenków żelaza.

Na głęb. 843,0 m występuje madston mikrytowo-mikrosparytowy, drobnoplamisty, z bardzo słabo zaznaczonym ukierunkowaniem składników, głównie drobnego muskowitu i wydłużonych smug materiału ilastego, a także pojedynczej wąskiej laminki z nieco większymi ziarnami węglanowymi (do 0,05 mm). Wielkość ziaren w skale dochodzi do ok. 0,005 mm. Dłuższe są jedynie blaszki łyszczyków i wspomniane ziarna węglanowe.

W skale występują też smugi i gniazdowe skupienia materiału ilastego oraz niewielkie skupienia minerałów kruszcowych (ok. 3%), prawdopodobnie głównie pirytu framboidalnego. Lokalnie skupienia te są wydłużone i otoczone rudawymi otoczkami wodorotlenków żelaza.

Rudstony stwierdzono na głęb. 843,5 i 841,1 m. Allochemy osiągają w nich maksymalnie, odpowiednio, 15 i 7 mm. Wielkość mniejszych ziaren mieści się najczęściej pomię-

Tabela 4

## Charakterystyka petrograficzna i mikrofacjalna osadów jury górnej (wg K. Radlicza, w: Żelichowski, 1990)

Petrographic and microfacies characteristics of the Upper Jurassic deposits (after K. Radlicz, in: Żelichowski, 1990)

Lp.	Głęb. Depth [m]	Tekstura Texture	Skład materiału ziarnowego Composition of the grain material	%	Wielkość ziaren Grain size [mm]	Przewaga frakcji Grain size predomination [mm]	Skład Composition	%	Klasyfikacja wg. Embry'ego i Klovana (1971) Classification after Embry, Klován (1971)	Środowisko Environment	Uwagi Comments
1.	693,1	bezlądna	muskowit	poj.			dolosparyt mikryt skupiska pirytu materia organiczna	10 90	madston	basen otwarty	0,02–0,07
2.	697,2	smużysta	bioklasty: szkarłupnie małże kwarc	2 1	0,01–0,1		mikryt skupiska pirytu	97	madston	basen otwarty	
3.	841,1	równoległa	bioklasty: ramienionogi małże liliowce onkoidy intraklasty	50 10 15	0,3–9,0 0,1–3,0 0,9–3,0		mikryt	25	flotston	ławica	
4.	842,7	równoległa	onkoidy bioklasty: szkarłupnie otwornice	60	0,2–9,0	3,0–4,0	mikryt	40	rudston	ławica	
5.	843,0	smużysta					mikryt skupiska pirytu materia organiczna	100	madston	laguna	
6.	843,5	równoległa	onkoidy intraklasty bioklasty: ramienionogi małże liliowce jeżowce ślimaki 0,2–0,6 otwornice	30 20 25	0,3–3,5 0,1–2,0 0,2–12,0	1,2–1,5 0,2–0,3	mikryt		flotston	ławica	
7.	844,1	równoległa	bioklasty: małże ramienionogi szkarłupnie otwornice onkoidy	30 20	0,06–2,0 0,15–1,8	0,2–0,6	mikryt		pakston	ławica	mikrostylolity z materia organiczną
8.	1002,1	równoległa	ooidy otwornice <i>Pseudocyclamina</i> sp.	20 1	0,15–0,75	0,2–0,3	mikryt		madston	bariera	
9.	1156,1	równoległa	bioklasty: igły gąbek szkarłupnie otwornice	60			mikryt		pakston	basen otwarty	igiel gąbek ok. 55%
10.	1229,1 (1)	równoległa	bioklasty: igły gąbek szkarłupnie	60	0,02–1,5		mikryt materia organiczna	40	pakston	basen otwarty	

Tabela 4 cd.

Lp.	Głęb. Depth [m]	Tekstura Texture	Skład materiału ziarnowego Composition of the grain material	%	Wielkość ziaren Grain size [mm]	Przewaga frakcji Grain size predomination [mm]	Skład Composition	%	Klasyfikacja wg. Embry'ego i Klovana (1971) Classification after Embry, Klovan (1971)	Środowisko Environment	Uwagi Comments
11.	1229,1 (2)	bezlądna	relikty bioklastów: igły gąbek szkarłupnie	70	0,1–2,5		relikty mikrytu chalcedon	30	pakston	basen otwarty	krzemień bioklasty wypełnione afanitycz- nym chalcedonem
12.	1283,4	bezlądna	bioklasty: igły gąbek mumie gąbek	60	0,1–3,5		mikryt	40	floatston	basen otwarty	

dzy 0,2 a 1,0 mm. Przestrzeń między allochemami wypełnia głównie porowaty mikrosparyt o średnicy ok. 0,005 mm, miejscami z domieszką mikrytu, porowaty. Lokalnie zaznacza się ukierunkowanie części allochemów (fig. 21C). W obu próbkach występują onkoidy i intraklasty, z tym że na głęb. 843,5 m dominują onkoidy, a na głęb. 841,1 m intraklasty, zwykle w różnym stopniu zmikrytyzowane. W obu próbkach licznie występują bioklasty, głównie szkarłupnie, brachiopody (fig. 21C), małże (zaobserwowano fragmenty warstwy pryzmatycznej), niektóre w otoczce mikrytowej, otwornice, prawdopodobne algi, a także peloidy o nieokreślonej genezie. Dodatkowo w próbce z głęb. 841,1 m występują ooidy z mikrytową otoczką o wielkości do 0,7 mm, niektóre brązowo zabarwione wtórnymi minerałami żelaza (fig. 21C) oraz prawdopodobne toczące z ciemnoszarą substancją mikrytową i różną ilością bioklastów – najczęściej o składzie wakstonu. W próbce tej stwierdzono też mikrytyzację części ziaren, głównie bioklastów.

W obu próbkach zaobserwowano skupienia cementu węglanowego, przy czym na głęb. 843,5 m stwierdzono pojedyncze okrągłe pustki częściowo wypełnione mikrosparytem i sparytem węglanowym z pojedynczymi kryształami romboedrycznymi prawdopodobnego dolomitu. Lokalnie między bioklastami zaobserwowano skupienia cementu blokowego poprzedzonego cementem ostrzowym. Na głęb. 841,1 m w niektórych allochemach, np. w bioklastach zaobserwowano skupienia druzowego cementu węglanowego. Miejscami stwierdzano rude zabarwienie skały związane z obecnością pigmentu wodorotlenków żelaza.

W próbce z głęb. 841,1 m stwierdzono nieliczny chloryt (do 0,05 mm wielkości).

Flotston z głęb. 842,7 m zawiera liczne allochemy o wielkości dochodzącej do 5 mm. Tkwią one w spoiwie głównie mikrytowym w sposób nieuporządkowany (fig. 21D). W materiale ziarnowym dominują onkoidy, intraklasty; liczne są też bioklasty i peloidy. Miejscami ziarna słabo odróżniają się od zbliżonego składu tła. Jądra onkoidów najczęściej stanowią bioklasty szkarłupni i brachiopodów, a korteks zbudowany jest z nieregularnych, narastających na sobie lamin mikrytowych, zwykle słabo widocznych, lokalnie uwidocznionych dzięki znajdującym się pomiędzy nimi drobnym ziarnom wę-

glanowym. W onkoidach zaobserwowano pojedyncze spękania wypełnione sparem węglanowym.

Intraklasty stanowią fragmenty skał węglanowych. W jednym z nich, w tle mikrytowym, zaobserwowano otwornice i słabo widoczne, w znacznym stopniu zmikrytyzowane, ooidy. W intraklastach odnotowano także partie wypełnione cementem węglanowym.

Wśród bioklastów rozpoznano szkarłupnie, małże (warstwy pryzmatyczna) i brachiopody.

W 2 próbkach pochodzących z **formacji VI łupkowo-marglisto-mułowcowej (pałuckiej)**, z głęb. 697,2 i 693,1 m stwierdzono obecność madstonów.

Próbka z głęb. 697,2 m jest madstonem mikrosparytowym, a miejscami mikrosparytowo-mikrytowym, grudkowym, ze słabo widocznym ukierunkowaniem składników. Wydaje się, że skała jest wynikiem mikrytyzacji nieokreślonej wcześniejszej skały węglanowej. Obecnie skała jest porowata i w dużej mierze zrekrystalizowana do mikrosparytu.

Zaobserwowano pojedyncze bioklasty szkarłupni. Jeden z nich, bardzo słabo widoczny, zawiera skupienie minerałów nieprzezroczystych powielające charakterystyczny zarys szkarłupnia. Także inne lokalnie występujące nagromadzenia drobnych skupień minerałów nieprzezroczystych mogą wskazywać na fantomy spirytyzowanych i zmikrytyzowanych bioklastów, głównie prawdopodobnie płytek szkarłupni.

Lokalnie występują pojedyncze romboedry węglanowe (prawdopodobnie dolomitowe), o wielkości do 0,3 mm, na niektórych z nich zaobserwowano słabe efekty działania mikrytyzacji.

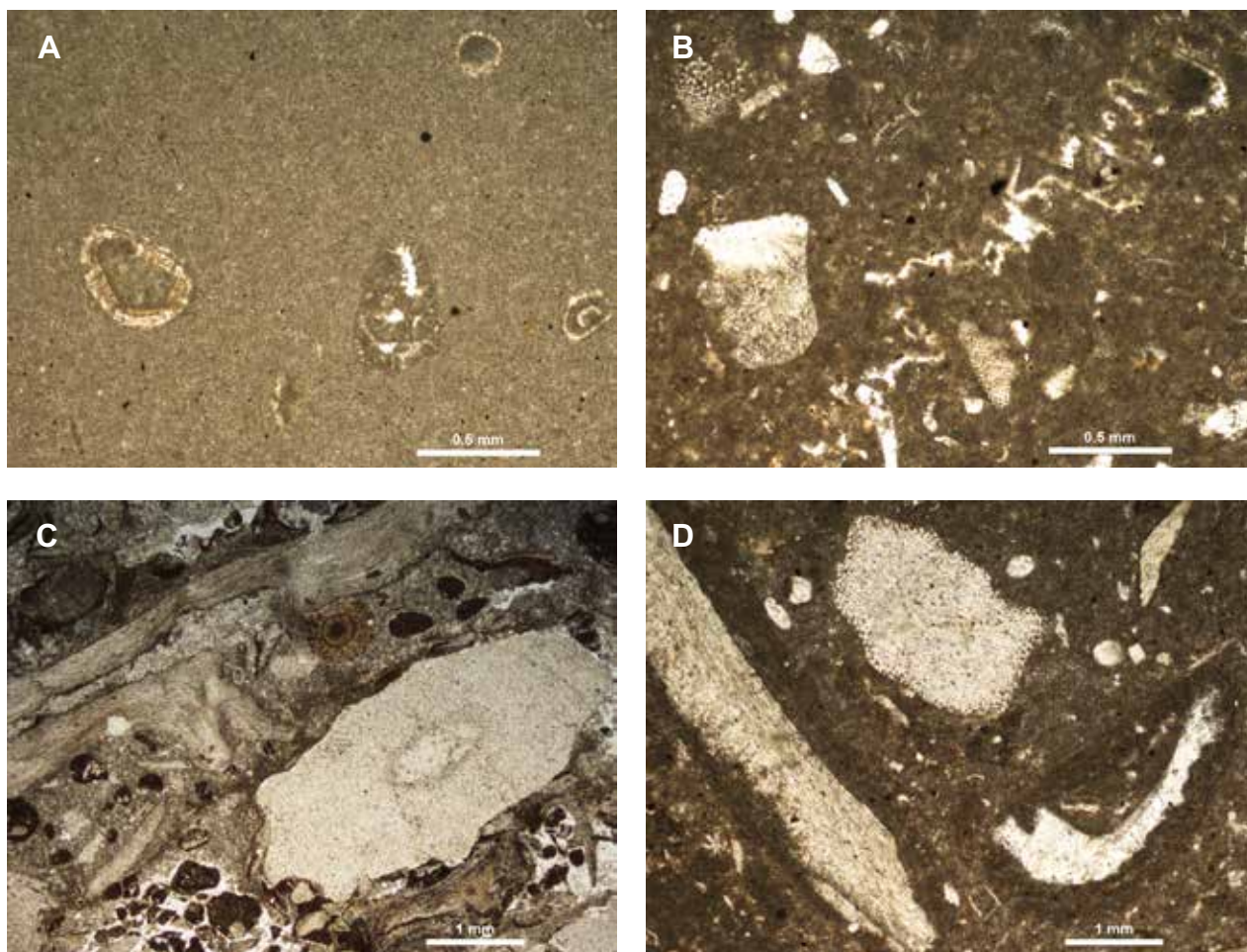
Na głęb. 693,1 m występuje madston ilasty drobnopłamisty, z lokalnie bardzo słabo widocznym ukierunkowaniem składników, miejscami widoczne jest delikatne smugowanie.

W skałe dominują drobne skupienia mikrytowo-mikrosparytowe, pomiędzy którymi zaobserwowano mikrosparyt w asocjacji z substancją ilastą i miejscami z drobnym kwarcem (do ok. 0,03 mm wielkości). Na tym tle rozsiane są nieliczne romboedry dolomitu (ok. 2%) różnej wielkości, maksymalnie osiągające ok. 0,04 mm, a także pojedyncze wydłużone skupienia prawdopodobnego cementu węglanowego (pojedyncze kryształy o długości ok. 0,1 mm).

Ponadto zaobserwowano płytki szkarłupni (do 2%), otwornice i nieoznaczalne bioklasty, częściowo zmikrytyzowane (do 1,5 mm wielkości), a także pojedyncze okrągłe monokryształy węglanowe.

Lokalnie stwierdzono nieliczny drobny chloryt i częściowo schlorytyzowany biotyt oraz pojedynczy muskowit.

Zaobserwowano wydłużoną strefę wzbogaconą we wprysnięcia minerałów nieprzezroczystych, wśród których z dużym prawdopodobieństwem występuje piryt framboidalny. Drobne wprysnięcia skupienia minerałów nieprzezroczystych zaobserwowano również na jednym z bioklastów szkarłupnia.



**Fig. 21. Obrazy mikroskopowe skal jury górnej**

**A** – wackston z ooidami otoczonymi mikrytem (i niewielką ilością mikrosparu). Blisko centralnej części widoczny jest częściowo zmikrytyzowany bioklast otwornicy aglutynującej. Formacja II wapienno-marglista/formacja III koralowcowa; głębokość 1002,0±0,1 m; bez analizatora; **B** – wackston/packston z rozproszonymi w tle mikrytowo-mikrosparytowym bioklastami, głównie szkarłupni i biegnącym w poprzek zdjęcia mikrostylolitem. Formacja IV oolitowa; głębokość 841,0±3,1 m; bez analizatora; **C** – rudston z widocznym ukierunkowaniem składników. W prawej dolnej części zdjęcia widoczny bioklast szkarłupnia, nad nim, skośnie do zdjęcia, duże bioklasty brachiopodów. Pomiędzy nimi, nieco powyżej centralnej części zdjęcia brunatnawy ooid żelazisty. Niewielkie przestrzenie między allochemami wypełnia cement mikrosparytowy, z niewielką domieszką mikrytu. Formacja IV oolitowa; głębokość 841,1 m; bez analizatora; **D** – flotston z rozproszonymi allochemami otoczonymi mikrytem. W dolnej części zdjęcia widoczne dwa duże onkoidy, w górnej części zdjęcia, centralnie, duży bioklast szkarłupnia. Formacja IV oolitowa; głębokość 841,0±1,7 m; bez analizatora

#### Microscopic images of the Upper Jurassic rocks

**A** – wackstones with ooids surrounded by micrite (and little amount of microspar). Close to the center, a partly micritized bioclast of agglutinating foraminifera can be observed close to the image center. Calcareous-Marly Formation (II)/Coral Formation (III); depth 1002.0±0.1 m; without analyser; **B** – wackstone/packstone with dispersed microsparite bioclasts, mainly echinoderms. Across the photo a microstylolite can be observed. Oolitic Formation (IV); depth 841.0±3.1 m; without analyser; **C** – rudstone with noticeable directional structure. In the bottom-right part of the picture there is an echinoderm bioclast; above, oblique to the photo, large fragments of brachiopods. In between, slightly above the center of the picture, a brown ferrous ooid occur. Small spaces between allochems are filled with microsparite, with limited micrite admixture. Oolitic Formation (IV); depth 841.1 m; without analyser; **D** – floatstone with dispersed allochems surrounded by micrite. In the lower part of the picture two large oncolites are visible; in the center of the upper part, large fragment of echinoderm occur. Oolitic Formation (IV); depth 841.0±1.7 m; without analyser

## KREDA

Krzysztof LESZCZYŃSKI

### LITOLOGIA I STRATYGRAFIA

W otworze wiertniczym Szwejki IG 3 utwory kredy występują na głęb. 101,5–551,0 m i mają miąższość 449,5 m. Interwał obejmujący kredę górną oraz wyższą kredę dolną, od albu górnego po hoteryw, nie był rdzeniowany (Żelichowski i in., 1990), co uniemożliwiło dokładne przeprowadzenie wszystkich granic pomiędzy poszczególnymi piętrami. Rdzenie pobrano dopiero z walanżynu górnego. Stratygrafia została ustalona głównie na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej w nawiązaniu do otworów wiertniczych Białobrzegi IG 1 (Krassowska, 1977), Raducz IG 1 (Dembowska, Marek, 1986), oraz do ogólnego rozwoju basenu na obszarze pogranicza niecki płockiej i lubelskiej, w pobliżu północno-wschodniego skłonu wału śródpolskiego (na południowo-zachodnim przedłużeniu uskoku Grójca i w rejonie strefy uskoku Nowe Miasto–Zawichost – Marek, 1983; Krzywicz i in., 2009) uzyskanego na podstawie informacji z wielu otworów wiertniczych w tym regionie. Charakterystyka walanżynu górnego została przedstawiona także na podstawie opisu makroskopowego litologii rdzeni wiertniczych i oznaczenia makrofauny.

#### Kreda dolna

Utwory kredy dolnej o miąższości 197,0 m stwierdzono na głęb. 354,0–551,0 m. Na podstawie korelacji z sąsiednimi otworami wiertniczymi, w otworze Szwejki IG 3 wyróżniono formację białobrzeską (górną walanżyn–hoteryw) oraz formację mogileńską (barrem–alb środkowy). Ponad formacją mogileńską leżą utwory transgresyjne albu górnego. Utwory formacji białobrzesckiej były deponowane na obszarze płytkiego szelfu silikoklastyczno-węglanowego, natomiast osady formacji mogileńskiej reprezentują środowisko typowego płytkiego szelfu silikoklastycznego.

**Formacja białobrzaska** (walanżyn górny–hoteryw; 514,5–551,0 m; miąższość 36,5 m) rozpoczyna się mułowcami piaszczysto-wapnistymi przechodzącymi w ilowce ciemnoszare drobnolaminowane mułkiem piaszczystym szarym z wkładkami drobnolaminowanego przekładańca ilasto-piaszczystego. Wyżej występują piaskowce mułowcowe nieco wapniste, szarozielonkawe z licznym glaukonitem, przepełnione szczątkami fauny, głównie gruboskorupowych małży, oraz piaskowce drobnoziarniste wapniste, przechodzące w wapień piaszczysty, szary i zielonoszary, miejscami z dużą domieszką glaukonitu, przepełniony bezładnie ułożonym detrytusem gruboskorupowych małży i ramienionogów. Zawartość węglanu wapnia dochodzi do 65,8%. Opisane utwory o miąższości 17,0 m zaliczone zostały do walanżynu górnego na podstawie oznaczonych licznych skamieniałości: *Natica* sp., *Panopea* cf. *gurgitis* (Brogniart), *Trigonia* sp.,

*Mytilus* sp., *Serpula* sp., *Nucula* sp., *Ostrea* sp., *Corbula* sp., *Astarte* sp., *Cardium* sp., *Corbula angulata* (Phillipsi), *Panopea* sp., *Bivalvia* indet., *Ostreidae* indet., *Modiolus* sp., *Bivalvia* sp., *Venericardia* cf. *sedwicki* (Walker), *Pholadomya* sp., *Grammatodon* (*Nanonavis*) *securis* (Leymarie), *Exogyra couloni* (Defrance), *Panopea* cf. *neocomiensis* (Desh.), *Nucula* cf. *planata* Desh., *Pinna* sp., *Pecten* sp., *Nuculana* sp., *Gryphaea* sp.

Do hoterywu zaliczono serię lekko marglistych mułowców o miąższości 19,5 m. Ten interwał nie był rdzeniowany.

**Formacja mogileńska** (barrem–alb środkowy; 394,0–514,5 m) o znacznej miąższości 120,5 m, jest wykształcona w postaci szarych i jasnoszarych piaskowców i piaskowców mułowcowych, podrzędnie mułowców piaszczystych i mułowców. Zakładając, że w tym otworze występują wszystkie trzy ogniwa formacji mogileńskiej, tj.: pagórczańskie (barrem?), goplańskie (apt?) i kruszwickie (alb dolny–środkowy), to podział formacji mogileńskiej mógłby przedstawiać się następująco:

- ogniwo pagórczańskie, na głęb. 496,0–514,5 m, miąższość 18,5 m;
- ogniwo goplańskie, na głęb. 475,0–496,0 m, miąższość 21,0 m;
- ogniwo kruszwickie, na głęb. 394,0–475,0 m, miąższość 81,0 m.

Obecność albu i aptu potwierdzałyby interpretacja tego odcinka profilu w otworze Białobrzegi IG 1 przedstawiona przez Działdę i in. (2004, por. też Gaździcka i in., 2003), którzy wydzielili interwały barremu oraz aptu–albu dokumentowane przez nanoplankton wapienny sugerujący obecność poziomów PN9, PN10, PN11, PN12 i PN13.

Możliwe jest też, że formacja mogileńska reprezentowana jest tu tylko przez ogniwo kruszwickie (utwory transgresyjne albu środkowego) podobnie jak było to interpretowane w otworze Białobrzegi IG 1 przez S. Marka (Krassowska, 1977; Marek, 1983). Luka obejmowałaby zatem ogniwa pagórczańskie i goplańskie.

Profil **albu górnego** (354,0–394,0 m; miąższość 40,0 m) budują szare margle piaszczyste, przewarstwiane gezami. Oba rodzaje skał zawierają glaukonit. W stropie i spągu występują pojedyncze fosforyty.

#### Kreda górna

Utwory kredy górnej, z głęb. 101,5–354,0 m, mają miąższość 252,5 m (fig. 22 – na mapie miąższość łącznie z albem górnym) i są reprezentowane przez cenoman, turon i koniak. Deponowane były na obszarze szelfu węglanowego i węglanowo-krzemionkowego w rozległym basenie morskim.

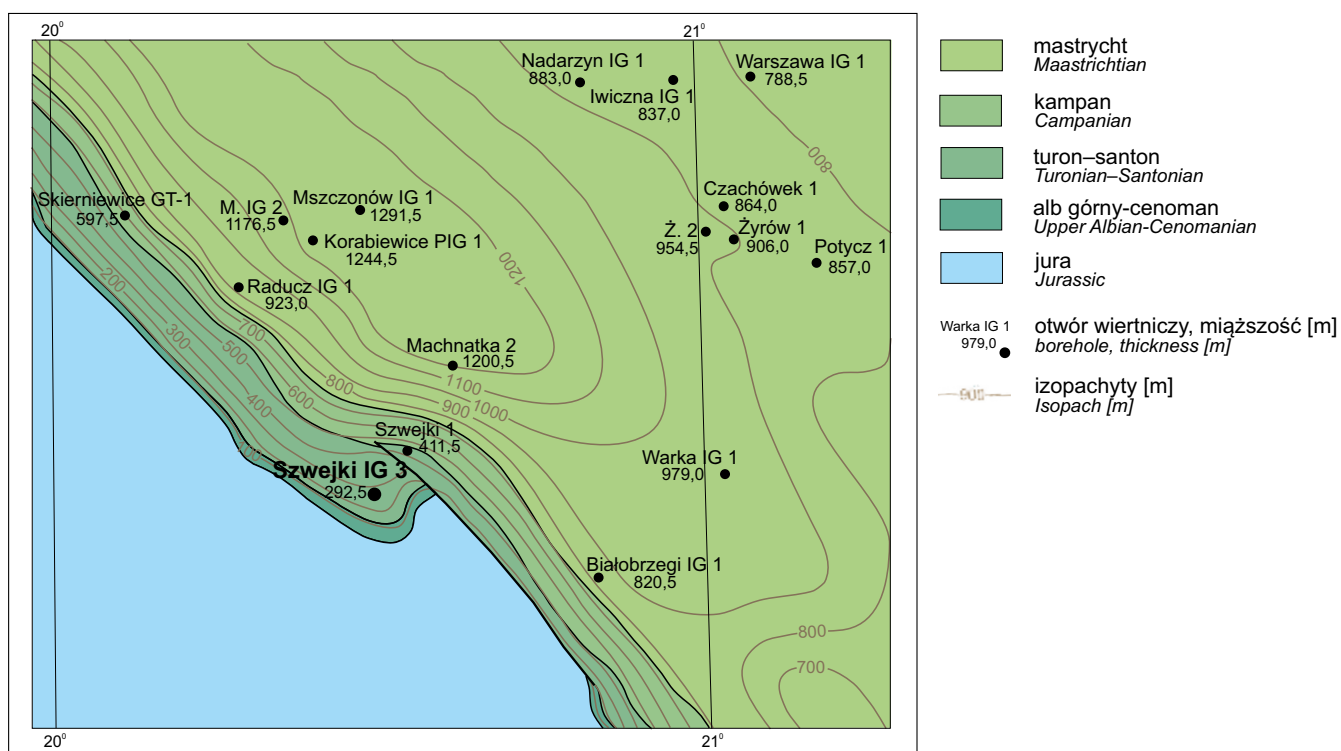


Fig. 22. Mapa miąższości kredy górnej z albem górnym

Thickness map of the Upper Cretaceous with Upper Albian

Profil **cenomanu** (głęb. 298,0–354,0 m; miąższość 56,0 m) rozpoczyna seria margli piaszczystych szarych z nielicznym glaukonitem. W wyższej części dominują wapienie margliste jasnoszare zbite, twarde, zwarte, z pojedynczymi czertami.

Interwał **turon-koniak dolny** (głęb. 134,0–298,0 m; miąższość 164,0 m) jest reprezentowany przez dominujące wapienie margliste, jasnoszare i szarobiałe. Występują w nich przewarstwienia margli oraz opok zwężonych i marglistych. Na głęb. 242,0–276,0 m opoki prawdopodobnie są przeważającą litologią. W skałach obserwuje się na ogół liczne czerty.

W profilu **koniaku górnego** (głęb. 101,5–134,0 m; miąższość 32,5 m) wyróżniono opoki i margle. Granicę pomiędzy koniakiem dolnym a górnym przyjęto na granicy lito-

logicznej między wapieniami marglistymi a opokami. Seria opok dolnej części górnego koniak ma miąższość 19,0 m. Skały są białe, występują w nich pojedyncze czerty oraz nieliczne warstewki margli. Wyższa część górnego koniak jest reprezentowana przez szarobiałe margle. Warto dodać, że oględziny próbek okruchowych tych utworów nie wykazały ich piaszczystości. W otworze wiertniczym Raducz IG 1, bowiem, koniak reprezentowany jest przez jasnoszare margle piaszczyste, glaukonitowo-kwarcowe (Krassowska, w: Dembowska, Marek, 1986).

Jak wynika z regionalnego rozpoznania geologicznego, sedymentacja w rejonie otworu Szwejk IG 3 trwała do końca późnej kredy. Utwory, które powstały w tym okresie, zostały następnie usunięte po mastrychie w wyniku inwersji tektonicznej bruzdy śródpolskiej (por. Krzywiec i in., 2009).

Jolanta IWAŃCZUK

#### WYNIKI BADAŃ MIKROPALAEONTOLOGICZNYCH UTWORÓW KREDY DOLNEJ

W interwale 534,2–539,7 m pobrano 11 próbek mikrofaunistycznych, w 4 stwierdzono obecność otwornic o znaczeniu stratygraficznym. Na podstawie archiwalnej ekspertyzy (Sztejn, 1990) opisano zespół składający się z następujących taksonów: *Epistomina cretosa* Ten Dam, *Reinholdella hofkeri* Bartenstein et Brand, *Marsonella*

*oxycona* (Reuss), *Terquemella* sp., *Lenticulina muensteri* (Römer), *Lindulina lamellata* Tappan, *Globulina proscia* (Reuss) oraz *Citharina seitzi* Bartenstein et Brand. Zespół ten wskazuje na wiek osadów określany jako górny walanżyn / dolny hoteryw.

## Izabela PLOCH

### OPRACOWANIE MAKROFAUNY KREDY DOLNEJ

Opracowanie makrofauny z otworu Szwejki IG 3 zostało wykonane przez M. Rajską w 1987 r. (Rajska, 1990). Badane próbki pochodziły z głęb. 534,0–537,2 m. W obecnym tekście dodano do pierwotnego opracowania przynależność taksonomiczną poszczególnych gatunków. Głębokości występowania poszczególnych form zostały zestawione w tabeli 5. Znaleziony zespół makrofauny reprezentowany jest głównie przez małże, występuje również jeden rodzaj ślimaka i serpuli. Przedział wiekowy znalezionych małży jest szeroki – od beriasu do hoterywu. Należą one do 19 rodzajów (tab. 5).

W próbkach mikropaleontologicznych badanych przez J. Szejn (1986) na głęb. 538,2 m zostały znalezione elementy szkieletowe szkarłupni oraz bliżej nieoznaczone okazy małży i ślimaków. W próbce z głęb. 539,7 m znalezione zostały bliżej nieoznaczone małże i ślimaki.

#### Wnioski

Małże nie mają dużego znaczenia w biostratygrafii ze względu długi przedział wiekowy występowania poszczególnych gatunków. Małże znalezione w badanym interwale są reprezentowane przez gatunki, które w Europie występują od beriasu do hoterywu, w Polsce podobnego typu zespoły gatunków najczęściej były obserwowane w walanżynie (Rajska, 1990).

Zróżnicowanie taksonomiczne małży występujących w utworach kredy dolnej w otworze Szwejki IG 3 jest więk-

sze w porównaniu z materiałem z innych otworów na Niżu Polskim. Opisywane (głównie dla beriasu i walanżynu) zespoły małży z Niżu Polskiego zawierały rodzaje *Nuculana*, *Cardium*, *Grammatodon*, *Panopea*, *Exogyra*, *Astarte*, *Corbula*, *Pinna*, *Venillicardia* oraz niewystępujące w otworze Szwejki IG 3 rodzaje *Sncyclonema*, *Thracia*, *Camptonectes*, *Solen*, *Cyrena*, *Tellina*. Zespół małży z kredy dolnej na Niżu Polskim był interpretowany jako kosmopolityczny i zbliżony do zespołów z Europy północno-zachodniej (Marek. Rajska, 1997). Mimo że opisywano brak form wskaźnikowych dla prowincji borealnej, rewizja małży z otworów na Niżu Polskim – przeprowadzona przez L. Karczewskiego – pozwoliła na rozpoznanie form borealnych z rodzaju *Buchia* (Marek, 1999). Okazy *Buchia* sp. znaleziono w utworach beriasu w otworze Gostynin IG 3 (głęb. 255,0 m), w utworach górnego walanżynu w otworach: Białobrzegi IG 1 (głęb. 940 m) i Gostynin IG 4 (głęb. 1385,7 m). Wskazuje to na wpływ prowincji borealnej w basenie polskim i tym samym na możliwe bezpośrednie połączenia z basenami borealnymi w beriasie (Sasonova, 1977; Mitta, Ploch, 2012), a prawdopodobnie także w górnym walanżynie, choć fauna amonitowa wskazuje na powiązania z basenami niemieckimi jako najbardziej wysuniętymi na północ zbiornikami morskimi, z którymi istniały wówczas bezpośrednie połączenia (Kutek i in., 1989; Dziadzio i in., 2004; Dziadzio i in., 2021).

## Weronika WIERNY

### OPRACOWANIE MIKROPALEONTOLOGICZNE UTWORÓW KREDOWYCH

Analizę ilościową i jakościową zespołów otwornicowych pozyskanych z wiercenia Szwejki IG 3 wykonały w latach 80. E. Gawor-Biedowa (próbki z głęb. 70–500 m – próbki okruchove) oraz J. Szejn (534,2–539,7 m – próbki z rdzenia). Wyniki tych archiwalnych badań przedstawiono w niniejszym opracowaniu, w formie tabeli (tab. 6), a na ich podstawie poddano aktualizacji stratygrafię utworów oraz nazwy niektórych otwornic (tab. 7).

Próbki z głęb. 537,1–539,7 m pochodzą prawdopodobnie z walanżynu górnego lub hoterywu dolnego (Szejn, 1990).

Wieku próbek z głęb. 534,2–536,8 m na podstawie mikroskamieniałości nie określono. W próbkach z głęb. 534,2–535,2 oraz 536,3 i 536,8 m nie znaleziono mikrofauny. W próbce z głęb. 535,7 m znaleziono 1 okaz *Leniculana muensteri* (Roemer). Zasięg występowania tego gatunku jest szeroki, jest on znany zarówno z utworów jury, jak i kredy, co uniemożliwia precyzyjne oznaczenie wieku wymienionej próbki.

Wiek próbki z głęb. 465–500 m jest trudny do określenia. Zasięgi występujących w próbkach gatunków otwornic nie pozwalają na jednoznaczne rozróżnienie albu od ceno-

manu dolnego. Ponadto autorki oryginalnego opracowania uznały za prawdopodobne, że otwornice znalezione w tych próbkach mogły pochodzić z warstw wyższych – np. turońska *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerova (Gawor-Biedowa, 1972; Falzoni i in., 2016).

Otwornice z głęb. 345–440 m wskazują interwał od dolnego do środkowego cenomanu. W próbkach tych występują typowo cenomańskie gatunki: *Berthelina varsoviensis* (Gawor-Biedowa), *B. cenomanica*, *B. baltica* (Brotzen), *Cibicidoides gorbenkoi* (Akimets) oraz *Orithostella formosa* (Brotzen), która wymiera w środkowym cenomanie (Dubicka, 2012; Dubicka, Machalski, 2017).

Otwornice z próbek z głęb. 320 m wskazują na najwyższy cenoman. O wieku tym świadczy współwystępowanie otwornic planktonicznych *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) oraz *Dicarinella imbricata* (Mornod), których pojawienie jest datowane na górny cenoman, oraz otwornicy bentonicznej *Berthelina cenomanica* (Brotzen), która wymiera w czasie kryzysu cenomańsko-turonskiego (Dubicka, Machalski, 2017; Dubicka i in., 2021).











Tabela 6 cd.

Oddział Series	Kreda górna Upper Cretaceous										Kreda dolna Lower Cretaceous																		
	1	2	3	4	5	6	?	?	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18									
głębokość depth [m]	120	145	170	200	225	245	280	320	345	370	395	420	440	465	485	500	534,2	534,7	535,2	535,7	536,3	536,8	537,1	537,8	538,2	539,0	539,7		
gatunek species																													
<i>Dorothia gradata</i> (Berthelin)																1													
<i>Saracenaria</i> sp.																1													
<i>Lenticulina muensteri</i> (Roemer)																	1												
<i>Epistomina cretosa</i> Ten Dam, 1950																													
<i>Reinholdella hofkeri</i> (Bartenstein, Brand)																													
<i>Marssonella oxycona</i> (Reuss)																													
<i>Terquemella</i> sp.																													
<i>Lingulina lamellata</i> Tappan																													
<i>Globulina prisca</i> (Reuss)																													
<i>Citharina seitzi</i> Bartenstein, Brand																													
włókna inoceramów (Inoceramid fibers)	xx	xx	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
glaukonit		x																											
glauconite																													
Ostracoda sp.				x																									
kolce jeżowców (spines of echinoids)								x	x																				
koprolity (coprolites)								x	x																				
zęby ryb (fish teeth)																													
konkrecje żelaziste (ironstone concretions)																													
małże (bivalvia)																													
ślimaki (gastropods)																													
elementy szkieletowe szkarłupni (echinoderm skeletal elements)																													
megaspóra																													

Opracowano na podstawie danych archiwalnych / based on archival data

Tabela 7

## Aktualizacja nazw gatunkowych wybranych otwornic kredowych opisanych w pierwotnej dokumentacji

An updated list of the names of selected foraminifera species used in the original report

Zaktualizowane nazwy wybranych gatunków otwornic Revised species names used in this study	Nazwy gatunków zastosowane w oryginalnym opracowaniu Species names used in the original report
<i>Globorotalites micheliniana</i> (d'Orbigny)	<i>Globorotalites michelinianus</i> (d'Orbigny)
<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> (d'Orbigny)	<i>Marginotruncana linneiana</i> (d'Orbigny)
<i>Gyroidinoides lenticula</i> (Reuss)	<i>Valvulineria lenticula</i> (Reuss)
<i>Globotruncana bulloides</i> (Vogler)	<i>Marginotruncana bulloides</i> (Vogler)
<i>Planoheterohelix</i> sp.	<i>Heterohelix</i> sp.
<i>Hemirobulina bullata</i> (Reuss)	<i>Marginulina bullata</i> Reuss
<i>Gavelinella tumida</i> Brotzen	<i>Gavelinella umbilicatula</i> Mjaltliuk
<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno	<i>Marginotruncana tricarinata</i> (Quereau)
<i>Pyramidina pseudospinulosa</i> (Troelsen Ms.)	<i>Pyramidina pseudospinulosa</i> (Brotzen)
<i>Gyroidinoides nitida</i> (Reuss)	<i>Gyroidinoides nitidus</i> (Reuss)
<i>Arenobulimina (Pasternakia) cuneata</i> Voloshina	<i>Arenobulimina cuneata</i> Woloschyna
<i>Berthelina berthelini</i> (Keller)	<i>Gavelinella berthelini</i> (Keller)
<i>Planoheterohelix moremani</i> (Cushman)	<i>Heterohelix moremani</i> (Cushman)
<i>Planohedbergella</i> sp.	<i>Globigerinelloides</i> sp.
<i>Planoheterohelix globulosa</i> (Ehrenberg)	<i>Heterohelix striata</i> (Ehrenberg)
<i>Orithostella arachnoidea</i> (Gawor-Biedowa)	<i>Lingulogavelinella arachnoidea</i> Gawor-Biedowa
<i>Gavelinopsis tourainensis</i> Butt	<i>Gavelinella tourainensis</i> Butt
<i>Berthelina cenomanica</i> (Brotzen)	<i>Gavelinella cenomanica</i> (Brotzen)
<i>Berthelina belorussica</i> (Akimets)	<i>Gavelinella belorussica</i> (Akimets)
<i>Berthelina lodziensis</i> (Gawor-Biedowa)	<i>Gavelinella lodziensis</i> (Gawor-Biedowa)
<i>Cibicidoides gorbenkoi</i> (Akimets)	<i>Cibicides gorbenkoi</i> Akimets
<i>Berthelina baltica</i> (Brotzen)	<i>Gavelinella baltica</i> Brotzen
<i>Berthelina varsoviensis</i> (Gawor-Biedowa)	<i>Gavelinella varsoviensis</i> Gawor-Biedowa
<i>Berthelina kaptarenkae</i> (Plotnikova)	<i>Gavelinella kaptarenkae</i> (Plotnikova)
<i>Belorussiella textilaroides</i> (Reuss)	<i>Bolivina textilaroides</i> Reuss
<i>Berthelina intermedia</i> (Berthelin)	<i>Gavelinella intermedia</i> (Berthelin)
<i>Marginulinopsis jonesi</i> (Reuss)	<i>Marginulina jonesi</i> Reuss

Otwornice opisane w próbkach z interwału 225–280 m wskazują na przedział stratygraficzny od najwyższego turonu po dolny koniak. Wiek ten potwierdza występowanie m.in. *Berthelina berthelini* (Keller) (Gawor-Biedowa, 1972), a także obecność otwornic z rodzaju *Stensioeina*, które pojawiają się w najwyższym turonie, nieznacznie poniżej granicy turon/koniak (Walaszczyk i in., 2022).

Otwornice z próbek z głęb. 145–200 m pochodzą prawdopodobnie z interwału od wyższej części środkowego koniaku po górny koniak. W próbach znaleziono charakterystyczny dla tego wieku zespół otwornic bentonicznych, m.in. *Gavelinella thalmani* (Brotzen), *G. umbilicatulula* (Vasilenko et Myatlyuk) i *G. vombensis* (Brotzen). Ponadto, występuje *Stensioeina exculpta* (Reuss), której pierwsze pojawienia są notowane w wyższej części środkowego koniaku (Dubicka, Peryt, 2014). Wśród otwornic planktonicznych została zanotowana *Marginotruncana linneiana* (d'Orbigny, 1839), która obecnie jest klasyfikowana jako *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny). Ponieważ jednak pozostałe otwornice wskazują na koniak, w którym nie występuje jeszcze

rodzaj *Globotruncana* (Peryt i in., 2022), prawdopodobnie w analizowanej przez Gawor-Biedowę próbce znajdowała się bardzo podobna, młodsza ewolucyjnie forma – *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno.

Próbka z głęb. 120 m może pochodzić z santonu – obecność otwornicy *Stensioeina gracilis* (Brotzen) sugeruje santon górny. Jednak w starszych opracowaniach, często jako *Stensioeina gracilis* oznaczano otwornicę dziś uważaną za wczesną formę *S. praeexculpta* Keller Ms. Otwornica aktualnie opisywana jako *S. gracillilis* nie współwystępuje z bardzo charakterystyczną *Gavelinella vombensis* (Brotzen) (Dubicka, Peryt, 2014), stąd można wysnuć wniosek, że pierwotnie została oznaczona właśnie według starej nomenklatury. W próbce z głęb. 120 m *G. vombensis* nie została znaleziona, co umożliwia wyróżnienie santonu. Ponadto w próbce tej Gawor-Biedowa oznaczyła otwornicę *Marginotruncana bulloides* (Vogler), obecnie *Globotruncana bulloides* (Vogler), która również wskazuje na santon (Lamolda i in., 2007).

W próbkach pochodzących z głęb. 70–95 m Gawor-Biedowa nie stwierdziła obecności otwornic.

**Paweł URBAŃSKI**

## PALEOGEN I NEOGEN

### PALEOGEN

Ze względu na bardzo lakoniczny i uogólniony opis profilu litologicznego utworów kenozoicznych, znajdujących się w dokumentacji wynikowej otworu Szwejski IG 3, bazujący na charakterystyce próbek okrucowych, zaprezentowany w tym tomie opis litologii poszczególnych jednostek litostratygraficznych uzupełniono na podstawie danych z pobliskich otworów kartograficznych, takich jak: Chodnów, Lubania, Ryłsk, Sadkowice.

Najstarszymi osadami paleogenu w okolicy otworu Szwejski IG 3 są osady zaliczane do paleocenu (formacja

puławska). Występują one w rejonie Mszczonowa i są reprezentowane przez piaski z glaukonitem i konglomeratami fosforytowymi oraz gezy piaszczyste, a także, leżące wyżej, margle piaszczyste z wkładkami wapieni marglistych, piaskowców wapienistych i ciemnych iłów wapienistych (Piwocki i in., 2004). Do eocenu zaliczane są piaskowce ilasto-margliste, mułowce piaszczyste oraz margle piaszczyste z glaukonitem, natomiast oligocen reprezentują piaski i mułowce piaszczyste. Utwory paleogenu w tym utwory formacji puławskiej nie zostały nawiercone w otworze Szwejski IG 3.

### NEOGEN

W spągu profilu neogenu występuje **formacja adamowska** (głęb. 66,5–101,5 m; miąższość 35,0 m) należąca do miocenu środkowego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995, 1997). Nazwę formacja adamowska wprowadził Ciuk (1970) dla serii piasków drobnziarnistych znanych powszechnie w odkrywkowych kopalniach węgla brunatnego i w licznych wierceniach z obszaru konińsko-tureckiego. Dobrze zbadane profile formacji znajdują się na obszarze Kopalni Węgla Brunatnego Adamów i stąd pochodzi jej nazwa. Utwory budujące formację były znane od dawna i w praktyce górniczej nazywano je powszechnie piaskami podwęglowymi lub piaszczystą serią podwęglową. Piaszczyste osady formacji adamowskiej spoczywają niezgodnie na starszym podłożu. W tym wydzieleniu został zastosowany nowy

podział litostratygraficzny wyższego neogenu (Kasiński, Słodkowska, 2024). Utwory formacji adamowskiej są osadami lądowymi i bagiennymi.

Utwory **formacji poznańskiej** miocenu górnego (głęb. 56,0–66,5 m; miąższość 10,5 m) reprezentują ily plastyczne, szarozielone, pstre, płomieniste. Zawierają lokalnie wkładki piaszczyste, w stropie serii stwierdzono mułki piaszczyste. Na ogół odwapnione, choć zawierają też poziomy wzbogaceń w węglan wapnia. Miejscami spotyka się w nich (zwłaszcza w spągu) cienkie wkładki węgliste bądź z siewką roślinną, zwykle zawierające drobne kryształki gipsu. Osady te, znane w literaturze jako ily poznańskie, do niedawna zaliczane były do pliocenu. Według Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1995) granica chronostratygra-

ficzna miocen–pliocen biegnie w obrębie opisywanej serii litologicznej (w pobliżu stropu). Badane utwory zachowują

ciągłość sedymentacyjną z podścielającymi je pelitycznymi osadami najwyższego miocenu.

## ROZWÓJ SEDYMENTACJI

### Paleogen

Osady dolnego paleocenu – danu, w południowej części niecki płockiej leżą penakordatnie na utworach kredy górnej (Hansen i in., 1989). Trwała tutaj sedymentacja utworów morskich, wykształconych w postaci piasków glaukonitowych z fosforytami, zastępowanych obocznie przez gezy piaszczyste ze znaczną domieszką glaukonitu i wkładkami margli formacji puławskiej. W utworach tych występują szczątki fauny, głównie igły gąbek i kolce jeżowców. Z końcem danu sedymentacja ta została przerwana w wyniku regresji morskiej. Utwory oligocenu dolnego od leżącej poniżej formacji puławskiej rozdziela znaczna luka stratygraficzna, obejmująca wyższy paleocen (od zelandu) i cały eocen. Pod koniec eocenu zaznaczyła się krótkotrwała ingresja morska o charakterze pulsacyjno-oscylacyjnym, a po jej ustąpieniu na obszarach lądowych nastąpił rozwój procesów erozyjnych, które w rejonie otworu Szwejki IG 3 doprowadziły do zniszczenia stosunkowo cienkich osadów eoceńskich. Kolejna transgresja w oligocenie, postępująca od zachodu w najniższym rupelu, rozwijała się w kilku fazach (Piwocki, Kasiński, 1995). Zespół mikrofauny zimnolubnej (Burchardt, 1978) świadczy o połączeniu z basenem Europy Zachodniej i wskazuje na oddzielenie od basenów ukraińskiego i białoruskiego strefą pływca i wysp. Systemy depozycyjne wysokiego poziomu morza (ang. *highstands*) są reprezentowane przez piaski kwarcowo-glaukonitowe formacji mosińskiej dolnej i górnej. Utwory te w rejonie

otworu Szwejki IG 3 zostały usunięte w wyniku późniejszej erozji, w górnym oligocenie (szat) dominowały tu procesy erozji i denudacji.

### Neogen

Najstarsze utwory miocenu w okolicy otworu Szwejki IG 3 są zaliczane do formacji adamowskiej, datowanej na miocen środkowy (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). Są to utwory, które powstawały na obszarze równi aluwialnej. W piaskach powszechnie występują warstwowania skośnie wielkoskalowe (nasypy prądowe) oraz warstwowania skośnie płaskie i żłobiste. Obserwowane są także cienkie przeławicenia węgla będących ekwiwalentem sedymentacyjnym IIA lubińskiego pokładu węgla brunatnego, a w górnej części profilu być może także I pokładu środkowopolskiego. W obu przypadkach są to utwory starorzeczy. W miocenie górnym ponownie dominowała sedymentacja w środowisku równi aluwialnej, w nieco chłodniejszym, lecz nadal wilgotnym klimacie. W środowisku o skrajnie niskiej energii osadzały się szaroniebieskie, pstre mułki i ily, miejscami z silnie żzielifikowanym detrytusem roślinnym, należące do formacji poznańskiej. Wyżej położone tereny pozostawały porośnięte lasem mezofilnym. W pliocenie panowały warunki lądowe zdominowane przez procesy erozji i denudacji. Na południowym Mazowszu, na rozległej równi aluwialnej, trwała sedymentacja silikoklastyczna. Deponowane były piaski średnio- i gruboziarniste z domieszką żwiru (Piwocki i in., 2004).

## CZWARTORZĘD

Joanna RYCHEL

### KORELACJA STRATYGRAFICZNA UTWORÓW

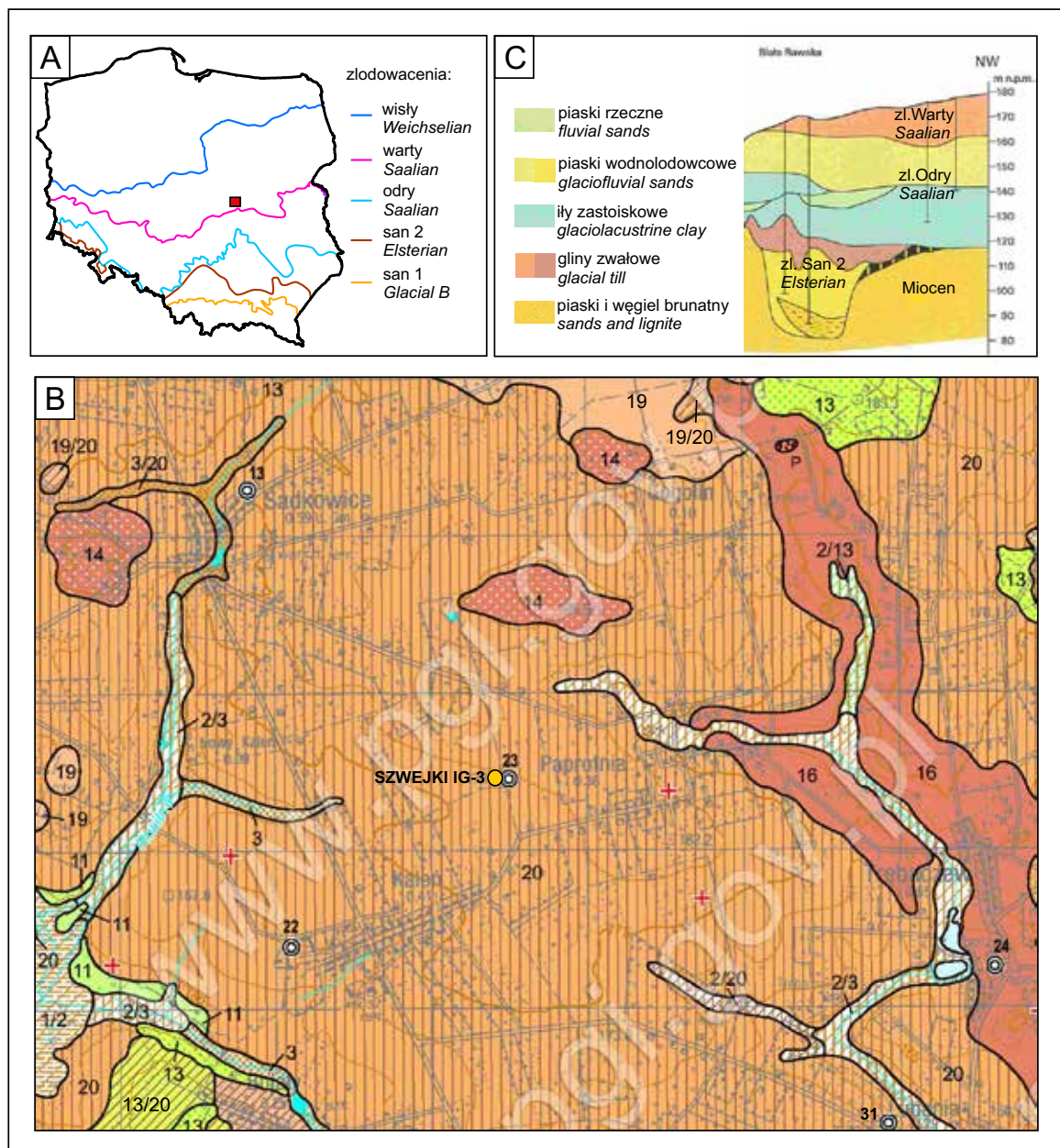
Otwór badawczy Szwejki IG 3 znajduje się na obszarze objętym zlodowaczeniami środkowopolskimi (fig. 23A) i jest zlokalizowany w obrębie wydzielenia powierzchniowego glin zwałowych budujących wysoczyznę polodowcową (fig. 23B) (Albrycht, 2009, 2021). Otwór jest położony na mało urozmaiconej powierzchni mezoregionu Wysoczyzny Rawskiej, w obrębie makroregionu Niziny Środkowomazowieckiej (Solon i in., 2018), między dolinami rzek Wisły na wschodzie i Pilicy na południu.

W profilu wiercenia udokumentowano 56 m plejstocześskich osadów glacialnych. Są to ily zastoiskowe o miąższości 11,0 m (głęb. 45,0–56,0 m), następnie warstwa żwiru o grubości 5 m (głęb. 40,0–45,0 m), dalej pakiet żwirów

i piasków różnoziarnistych ze żwirem o miąższości 20,0 m (głęb. 20,0–40,0 m), a wyżej glina zwałowa o miąższości 20,0 m (głęb. 0,0–20,0 m).

Wykonana korelacja stratygraficzna odnosi się do sytuacji geologicznej przedstawionej na przekroju sporządzonego do SMGP ark. Rawa Mazowiecka (fig. 23C). W odległości mniejszej niż 50 m na północny-wschód zostały wykonane dwa otwory hydrogeologiczne (np. otwór 23 na fig. 23B), z czego jeden służył zaopatrzeniu w wodę (fig. 24).

Najstarszymi osadami plejstocześnymi w otworze Szwejki IG 3 są ily zastoiskowe znajdujące się na głęb. 45,0–56,0 m (122,8–133,8 m n.p. m). Zdeponowane są one



**Fig. 23. Lokalizacja otworu**

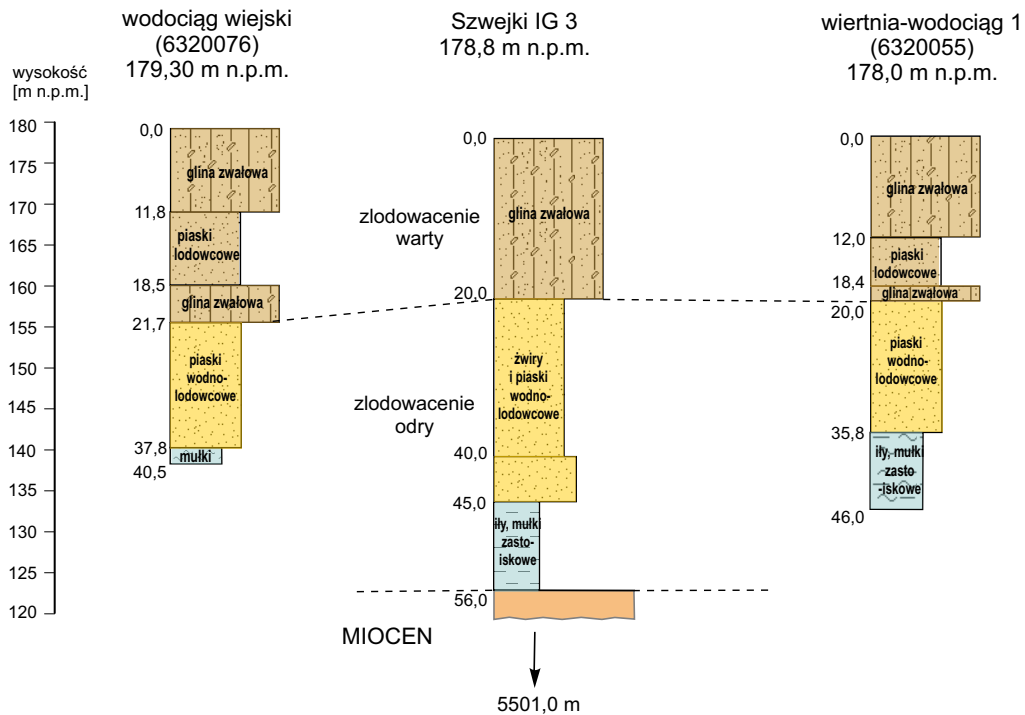
**A** – na tle mapy Polski z zasięgami zlodowaceń; **B** – na SMGP ark. Mogielnica (wg Albrychta, 2009); **C** – północno-zachodnia część przekroju do SMGP ark. Rawa Mazowiecka (za Włodek, 2009, 2012); 1 – torfy, 2 – namuły piaszczyste i piaski den dolinnych, 3 – piaski i mułki deluwialno-rzeczne, 11 – mułki i piaski rzeczno-jeziorne, 13 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 14 – piaski i mułki kemów, 16 – piaski ze żwirami form szczelinowych, 19 – żwiry i piaski lodowcowe, 20 – gliny zwalowe

#### Location of the borehole

**A** – in the map of Poland with glacial ranges; **B** – on the Detailed Geological Map of Poland in scale 1: 50 000 Mogielnica sheet (after Albrycht, 2009); **C** – north-western part of the cross-section Detailed Geological Map of Poland in scale 1:50 000 Rawa Mazowiecka sheet (after Włodek, 2009, 2012); 1 – peat, 2 – muddy sands of the valley bottoms, 3 – deluvial sands and silt, 11 – fluvial-lacustrine silt and sands, 13 – glaciofluvial sands and gravels, 14 – kames sands and silt, 16 – crevases forms sands and gravel, 19 – glacial gravels and sands, 21 – glacial till

bezpośrednio na utworach miocenu. Powstały one w rozległym zbiorniku glacialnym na przedpolu lądolodu. Można je powiązać z utworami udokumentowanymi w otworach hydrogeologicznych. W wyniku wycofywania się lądolodu powstała wyżej leżąca, na głęb. 20,0–45,0 m (133,8–158,8 m n.p.m.), seria osadów piaszczysto-żwirowych, zdeponowana przez wody roztopowe. Opisane wydzielenia stanowią star-

szy poziom glacialny zlodowaceń środkowopolskich, prawdopodobnie zlodowacenia odry, korelowany z MIS8. Okres zlodowacenia odry datowany jest na ok. 244–280 tys. lat temu (Railsback i in., 2015). Najwyższe 20 m profilu (głęb. 158,8–178,8 m n.p.m.) zajmują liny zwałowe zlodowacenia środkowopolskiego, warty (MIS6, 132–180 tys. lat temu) (Railsback i in., 2015).



**Fig. 24. Zestawienie utworów czwartorzędowych w najbliższych otworach hydrogeologicznych i otworze badawczym Szwejki IG 3**

Correlations of Quaternary formations in the nearest boreholes of Szwejki IG 3



